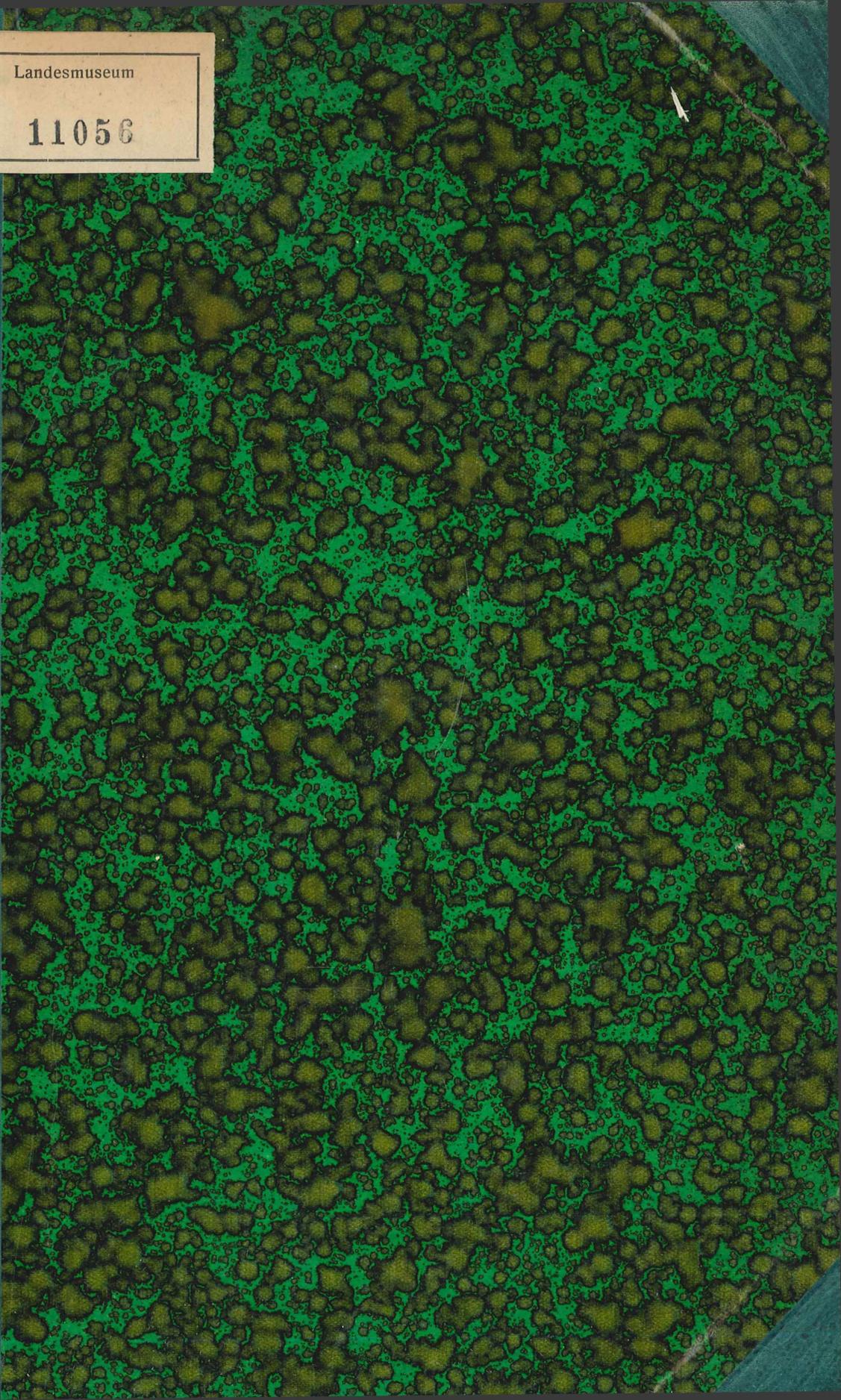


Landesmuseum

I

11056



Julius PIA — Pragser Dolomiten

Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol

von

Julius PIA

Naturhistorisches Museum, Wien.

Mit 14 Tafeln und 17 Abbildungen im Text.

Herausgegeben mit Unterstützung des Deutschen und Österreichischen
Alpenvereines und der Österreichischen Leogesellschaft.

Wien 1937.

Im Selbstverlag des Verfassers.

Druck A. Weger's fb. Hofbuchdruckerei, Bressanone

I 11056

N: Y N^o 546/1938

O.ö. Landesmuseum
Linz a. D.
Naturhistorische Abteilung.

Dame Maria OGILVIE GORDON,

die den tektonischen Bau der Dolomiten richtig durch die Wirkung zweier aufeinander senkrechter, verschieden alter Bewegungen erklärt hat, ist diese Schrift zum Zeichen besonderer Hochschätzung und dankbarer Freundschaft gewidmet.

Vorwort.

Indem ich auf die fast zwanzigjährige Entstehungsgeschichte der hier vorgelegten Arbeit zurückblicke, finde ich mit einer Art freudigem Erstaunen, daß die Wissenschaft selbst in dieser friedlosen Zeit ihre verbindende, die Gegensätze überbrückende Kraft bewährt hat. Denn aus mannigfachen Völkern und Gesellschaften ist mir die Hilfe gekommen, die zur Vollendung meiner Arbeit unentbehrlich war. Die ersten Wanderungen im Gebiet von Prags wurden mir noch von meinen Vorgesetzten bei der k. u. k. Kriegsvermessung 10 ermöglicht. Unter den besonders schwierigen Verhältnissen gleich nach dem Kriegsende hat mich Herr Professor G. DAL PIAZ durch mannigfaltige Unterstützungen in den Stand gesetzt, meine Arbeiten fortzuführen. Wiederholten freundlichen Einladungen Frau Dr. M. OGILVIE GORDON's verdanke ich die eingehende Kenntnis der für den Vergleich so wichtigen westlichen Dolomiten. Der Deutsche und Oesterreichische Alpenverein hat die Auslagen für den Druck der farbigen Karte getragen. Die Oesterreichische Leogesellschaft hat mir einen Zuschuß für die Herstellung der Tafeln gewährt. Allen den genannten Stellen ebenso wie allen Fachgenossen, die mir durch Zusendung von Veröffentlichungen, durch Erteilung von Auskünften usw. behilflich waren, danke ich bei dieser Gelegenheit nochmals von Herzen.

Schon RICHTHOFEN hat (1860, S. VI—VII) die besonderen Schwierigkeiten aufgezeigt, die man bei der geologischen Beschreibung eines Gebietes zu überwinden hat. Seine Grundsätze scheinen mir noch immer höchst beherzigenswert.

Ich bin in der Wiedergabe der einzelnen Beobachtungen viel weiter gegangen, als das heute leider üblich ist. Das schien mir aus folgenden Gründen notwendig: Nur eine solche genaue Beschreibung ermöglicht dem Leser die Nachprüfung wenigstens eines Teiles der Arbeit des Verfassers, u. zw. gerade desjenigen, in dem Fehler am leichtesten unterlaufen (Pia, 1925 a, S. 57). Je mehr Einzelheiten man gibt, desto besser kann sich der Leser ein Urteil über die Richtigkeit der aufgestellten Schlußfolgerungen bilden. Außerdem hoffe ich aber, daß das von mir untersuchte Gebiet zu einem Musterbeispiel für die Entwicklung mehrerer Schichtglieder und für gewisse tektonische Erscheinungen werden wird. Ich mußte deshalb einerseits versuchen, die neu benannten Schichtglieder so zu behandeln, daß man wirklich eine Vorstellung von ihnen bekommt (was bekanntlich sehr schwer ist), andernteils auch auf die Bedürfnisse jener Geologen achten, die das Gebiet an der Hand meiner Arbeit selbst begehen wollen. Für diese ist in erster Linie der geographische Index am Schluß des Buches bestimmt. Wenn man aus der Karte Taf. 9 die Namen in der zu besuchenden Gegend herausschreibt und im Index nachschlägt, dürfte es ohne allzu große Mühe möglich sein, sich für jede geplante Exkursion einen kleinen Führer zusammenzustellen.

Bei der Behandlung der Schriften meiner Vorgänger, unter denen sich eine Reihe von Forschern befindet, die ich besonders schätze, habe ich vor allem danach gestrebt, klar zu machen, in welchen Punkten und aus welchen

Gründen ich von ihnen abweiche. Eine solche Kritik ist wohl der heikelste und schwierigste Teil der ganzen Niederschrift. Ich habe aber selbst zu oft erfahren, wie unangenehm man als Leser das Fehlen solcher Auseinandersetzungen empfindet.

Der große Umfang, den meine Arbeit durch die Anwendung der aufgezählten Gesichtspunkte annahm, zwang mich, sie auf die Stratigraphie und Tektonik des untersuchten Gebietes einzuschränken. Die glazialgeologischen, morphologischen und hydrographischen Beobachtungen, die ich gesammelt habe, mußten vorläufig beiseite gelassen werden, ebenso eine Reihe paläontologischer Fragen und die Betrachtungen über die regionalen stratigraphischen und tektonischen Zusammenhänge. Ich hoffe, diese Gegenstände wenigstens zum Teil später in eigenen kleineren Arbeiten zu behandeln. Manche vergleichende Hinweise auf Nachbargebiete, die ich in der gegenwärtigen Arbeit nicht unterbringen konnte, findet man in meinen Referaten im «Neuen Jahrbuch» (PIA, 1935 a).

Die geographische Namengebung unseres Gebietes hat früher stark geschwankt. Wir finden statt Sarlkofl bei Loretz «Sarenkofel», statt Sarlbach «Sartbach». Bei MOJSISOVICS ist unter dem «Sarlkofel» das Sarlköfele zu verstehen. Der «Golserberg» umfaßt bei LORETZ das, was wir heute Alwartstein, Badmeisterkofl und Golserberg nennen. Der «Badkofel» bei LORETZ ist dagegen der Lungkofl. Den «Kaserbach» der älteren Arbeiten nennen die heutigen Karten Wildbach, sein Tal Stollagraben. Der Kasamutz heißt in den älteren Arbeiten meist «Flodiger» oder «Flodinger», sinnwidriger Weise oft ohne den Zusatz «Berg». Der Name bezieht sich scheinbar zunächst auf die Flodigen Wiesen, in deren Cassianer Schichten fortwährend Rutschungen erfolgen. Er bedeutet wohl «fließend» und ist gleichen Stammes mit dem englischen «flow», mit den in Hannover gebräuchlichen Ausdrücken «Flottsand» und «Flottlehm» für fließende Sande und Lehme usw.

Ein sehr guter Behelf für die Namengebung ist der Führer von WOLF von GLANVELL (1890). Auch die FREYTAG'sche Touristenkarte enthält manche auf der Sektionkopie fehlende Namen. Sie gibt überhaupt die beste topographische Übersicht des Gebietes. Ich habe mich deshalb bemüht, meine Beschreibungen so abzufassen, daß man die besprochenen Stellen an der Hand dieser Karte 1:100.000 leicht findet. Wenn im Text für denselben Punkt zwei Höhen angegeben sind, ist eine aus der Sektionkopie, die andere aus der Touristenkarte entnommen.

Das ganze von mir aufgenommene Gebiet ist meines Wissens bisher — abgesehen von Übersichtskarten — nur zweimal auf geologischen Karten dargestellt worden, u. zw. kurz nach einander durch LORETZ (1874) und durch MOJSISOVICS (1879). Größere oder kleinere Teile umfassen auch die Karten von OGILVIE (1893), KOBER (1908), MERLA (1930 b) und MUTSCHLECHNER (1932). Die neuesten zusammenfassenden Werke von G. B. DAL PIAZ (1934) und KLEBELSBERG (1935) sind mir leider so spät zugekommen, daß ich sie nur mehr teilweise verwerten konnte. Übrigens fassen ihre uns hier besonders angehenden Teile auf älteren Darstellungen, die ich schon berücksichtigt hatte.

Inhaltsübersicht.

Vorwort	III
Inhaltsübersicht	V
Schriftenverzeichnis	VIII
I. Stratigraphie	1
1. Pustertaler Phyllit	1
2. Grödner Sandstein	2
a) Konglomerate	2
b) Verhältnis zum Pustertaler Phyllit	4
c) Sandsteine und Schiefer	5
d) Geflechtsandsteine	6
e) Absatzbedingungen	8
f) Landpflanzenreste	8
g) Verbreitung im Bereich der Karte	8
3. <i>Bellerophon</i> -Kalk	9
a) Alter	9
b) Beschaffenheit	9
c) Versteinerungen	12
4. Werfener Schichten	13
a) Name	13
b) Gesteine	14
c) Fossilführung	16
d) Gliederung	17
5. Unterer Sarldolomit	20
a) Name	20
b) Verbreitung	21
c) Lithologische Beschaffenheit	21
d) Gliederung	23
e) Versteinerungen	25
f) Mächtigkeit	26
g) Alter	26
6. Pragser Schichten	27
a) Gesteinsbeschaffenheit	27
b) Gliederung	28
c) Verhältnis zum Liegenden und Hangenden	29
d) Tierische Fossilien	30
e) Diploporen	38
f) Alter	38
g) Entstehung	42
h) Name	42
7. Oberer Sarldolomit	44
a) Verbreitung	44
b) Gesteinsbeschaffenheit	45
c) Fossilführung	45
d) Alter. Verhältnis zum Liegenden und Hangenden	47
e) Verhältnis zu den Pragser Schichten	49
8. Obere Peresschichten	51
9. Schlerndolomit	53
a) Name	53
b) Verbreitung	54

c) Mächtigkeit	54
d) Beschaffenheit	55
e) Fossilführung	58
f) Grenzen, Entstehung	62
10. Buchensteiner Schichten	62
a) Name	62
b) Mächtigkeit	64
c) Gesteinsbeschaffenheit	64
d) Fossilführung	65
e) Alter	66
f) Abgrenzung	68
g) Entstehung	73
11. Wengener Schichten	73
a) Definition	73
b) Mächtigkeit	75
c) Gesteinsbeschaffenheit im Gebiet von Prags	75
d) Fossilführung	76
e) Alter	78
f) Unterschiede gegenüber den Pragser Schichten	78
g) Verhältnis zum Schlerndolomit	79
12. Cassianer Schichten	84
a) Definition und Benennung	84
b) Stellung im stratigraphischen System	87
c) Einteilung	88
d) Beschaffenheit	88
e) Fossilführung	89
f) Grenze gegen die Wengener Schichten	99
g) Verhältnis zum Schlerndolomit	100
13. Dürrensteindolomit	115
a) Definition	115
b) Beschaffenheit	116
c) Verbreitung außerhalb der Dürrensteingruppe	117
d) Versteinerungen	118
e) Entstehung	119
14. Plätzwiesschichten	119
a) Beschaffenheit im Bereich der Karte	119
b) Name	125
c) Alter	126
d) Entstehung	127
15. Hauptdolomit	128
a) Name	128
b) Beschaffenheit	129
c) Gliederung	131
d) Fossilführung	132
e) Alter	133
f) Unterscheidung vom Schlerndolomit	133
g) Entstehung	133
16. Dachsteinkalk	134
a) Abtrennbarkeit	134
b) Beschaffenheit	135
c) Grenze gegen den Hauptdolomit	135
d) Fossilien	137
e) Alter	138
f) Name	140
17. Lias	140
18. Jura (Dogger und Malm)	141
19. Unterkreide	142
II. Tektonik	143
1. Einleitung	143

2. Die Längsfaltung	147
3. Die Westüberschiebungen	160
a) Geschichtliche Vorbemerkung	160
b) Die Ueberschiebung des Höhlensteiner Nocks	160
c) Die Westüberschiebung der Dürrensteingruppe	162
d) Die Westüberschiebung auf der Ostseite der Hohen Gaisl	180
e) Die Schubmasse der Kleinen Gaisl	183
α) Die Ueberschiebung der Roten Wand	184
β) Die südliche Randspalte	186
γ) Die nördliche Randspalte	188
δ) Die Ueberschiebung der Schlechten Gaisl und des Gaiseles	190
f) Sonstige Spuren von Ueberschiebungen, besonders im westlichen Teil der Karte und in ihrer Umgebung	193
4. Brüche	195
a) Brüche in der Gruppe des Alwartsteins und Sueskopfes	195
b) Brüche im Zug des Sarlkofls und Lungkofls	196
c) Brüche im Kasamutz	198
d) Brüche im Dürrenstein-Stock	199
e) Brüche des Knollkopfes	202
f) Brüche des Stockes der Hohen Gaisl und seiner nächsten Umgebung	203
g) Brüche in der Gruppe des Daumkofls und Heersteins	204
h) Brüche des Pragser Berges und Burgstalles	206
i) Brüche des Seekofls und Schwarzberges	210
k) Brüche des Hochalpenzuges	213
l) Brüche am Nordabfall der Sennes-Hochfläche	216
5. Statistische Untersuchung der Tektonik der Pragser Dolomiten	218
a) Beziehungen zwischen den gemessenen Eigenschaften	222
b) Statistisches und kartenmäßiges Streichen	224
c) Das Verhältnis der Faltungsstärke in den Obertriasgesteinen zu der in den tieferen Schichten	227
d) Die Ausprägung des Westschubes in der Fallzeichenstatistik	229
α) Das unregelmäßige Einfallen in der Gruppe VIII	229
β) Die Querfaltung in der Gruppe V	229
γ) Die Torsionen in den Gruppen VII und IX	230
e) Das Verhältnis der Faltung im Kristallin zu der im Deckgebirge	232
f) Vergleich der Pragser Dolomiten mit anderen Gebieten	232
6. Spuren jüngster tektonischer Bewegungen	235
Geographischer Index	240
Paläontologischer Index	245

Schriftenverzeichnis.

(Nur die im Text erwähnten Arbeiten).

Der Buchstabe a nach der Jahreszahl kann im Text manchmal weggelassen sein.

- ABEL, O.,
1926: Der erste Fund einer Tetrapodenfährte in der unteren alpinen Trias. — Paläont. Zeitschr., Bd. 7, S. 22, Berlin.
- AMPFERER, O.,
1919: Ueber die Bedeutung von Kerben für den Verlauf tektonischer Gestaltungen. — Verh. geol. Reichsanst., 1919, S. 133, Wien.
1923: Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. — Jahrb. geol. Bundesanst., Bd. 73, 1923, S. 99, Wien.
1924: Desgl., 1. Fortsetzung. — Ebend., Bd. 74, 1924, S. 35.
1925: Ueber einige Beziehungen zwischen Tektonik und Morphologie. — Zeitschr. f. Geomorphol., Bd. 1, S. 83, Berlin.
1926: Ueber größere junge Formänderungen in den nördlichen Kalkalpen. — Ebend., S. 276.
1929: Einige Beispiele von Kerbwirkung und Reliefüberschiebung aus den Südtiroler Dolomiten. — Jahrb. geol. Bundesanst., Bd. 79, 1929, S. 241, Wien.
- AMPFERER, O. & Th. OHNESORGE,
1924: Blatt Zirl-Nassereith (5046). — Erläuter. z. geol. Spezial-Karte Oesterr., SW-Gruppe, Nr. 28, Wien, Geol. Bundesanst.
- ARTHABER, G. v.,
1905: Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes. — Lethaea geognost., II. Teil, Das Mesozoicum, 1. Bd., Trias, 3. Abt., S. 223, Stuttgart.
- BATHER, F. A.,
1909: Triassic Echinoderms of Bakony. — Result. wiss. Erforsch. d. Balatonsees, 1. Bd., 1. Teil, Paläont. Anh., Bd. 1, Nr. 6, Budapest.
- BITTNER, A.,
1885: Zur Stellung der Raibler Schichten. — Verh. geol. Reichsanst., 1885, S. 59, Wien.
1890: Brachiopoden der alpinen Trias. — Abhandl. geol. Reichsanst., Bd. 14, Wien.
1892: Desgl., Nachtrag I. — Ebend., Bd. 17, H. 2.
1893: Was ist norisch? — Jahrb. geol. Reichsanst., Bd. 42, 1892, S. 387, Wien.
1895 a: Revision der Lamellibranchiaten von Sct. Cassian. — Verh. geol. Reichsanst., 1895, S. 115, Wien.
1895 b: Lamellibranchiaten der alpinen Trias. I. Theil: Revision der Lamellibranchiaten von Sct. Cassian. — Abhandl. geol. Reichsanst., Bd. 18, H. 1, Wien.
1901: Ueber *Pseudomonotis Telleri* und verwandte Arten der unteren Trias. — Jahrb. geol. Reichsanst., Bd. 50, 1900, S. 559, Wien.
- BLAAS, J.,
1902: Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck.
- BUKOWSKI, G. v.,
1904: Erläuterungen zur geologischen Detailkarte von Süddalmatien, Blatt Budua (Zone 36, Col. XX SW, SW-Gruppe Nr. 137 a). Wien, Geol. Reichsanst.
1912: Desgl., Blatt Spizza (Zone 37, Col. XX, SW-Gruppe Nr. 138).
- CASTIGLIONI, B.,
1931: Il gruppo della Civetta (Alpi dolomitiche). — Mem. Ist. geol. Univ. Padova, Bd. 9, Nr. 5, Padova.

- CORNELIUS, H. P. & M. FURLANI-CORNELIUS,
 1924: Zur Geologie der Tuffbildungen im Marmolatagebiet (Südtirol). — Centralbl. f. Min. usw., 1924, S. 366, Stuttgart.
- 1926: Ueber die Tektonik der Marmolatagruppe (Südtirol). — Neues Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 56 B, S. 1, Stuttgart.
- DAL PIAZ, Giamb.,
 1934: Studi geologici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe. — Mem. Ist. geol. Univers. Padova, Bd. 10, Nr. 4, Padova.
- DAL PIAZ, Giorg.,
 1912: Geologia dell'Antelao. — Boll. Com. geol. d'Italia, Bd. 42, 1911, H. 3, S. 201, Roma.
- DIENER, C.,
 1884: Ein Beitrag zur Geologie des Centralstockes der julischen Alpen. — Jahrb. geol. Reichsanst., Bd. 34, 1884, S. 659, Wien.
- 1891: Ersteigung der Croda Rossa (3148 m) von der Ostseite. — Oesterr. Alpen-Ztg., Bd. 13, S. 1, Wien.
- 1903: Bau und Bild der Ostalpen und des Karstes. — Bau und Bild Oesterreichs, S. 327, Wien u. Leipzig.
- 1904: Bericht über die Exkursion (VI) in die Dolomiten von Südtirol. (31. August—6. September). — Comptes Rend. IX. Congr. géol. Internat., Vienne 1903, H. 2, S. 859, Wien.
- DIENER, C. & G. v. ARTHABER,
 1903: Dolomiten von Südtirol. (Seiser Alpe, Schlern, Ampezzaner Dolomiten). — F. TELLER, Führer für die Exkursionen des IX. Internat. Geologenkongr. in Oesterreich, Nr. VI, Wien.
- FABIANI, R.,
 1920: La regione del Pasubio (Bacini del Leogra, del Timonchio e del Posina e parti superiori del Leno di Vallarsa e del Leno di Terragnolo). — Pubbl. Ufficio Idrograf. del Magistr. alle Acque, Nr. 110, Venezia.
- FOETTERLE, Fr.,
 1856: Mittheilung über die Lagerungsverhältnisse der Steinkohlenformation (Gailthaler Schichten) und der Triasgebilde in dem südwestlichen Theile von Kärnten. — Jahrb. geol. Reichsanst., Bd. 7, 1856, S. 372, Wien.
- FRECH, Fr.,
 1902: Ueber *Diceras*-ähnliche Zweischaler aus der mittleren Alpentrias. — Neues Jahrb. f. Min. usw., 1902 II, S. 127, Stuttgart.
- 1904: Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. — Result. wiss. Erforsch. d. Balatonsees, 1. Bd., 1. Teil, Paläont. Anh., Bd. 2, Nr. 2, Budapest.
- FURLANI, M.,
 1909: Zur Tektonik der Sellagruppe in Gröden. — Mitt. geol. Ges. Wien, Bd. 2, 1909, S. 445, Wien.
- GEYER, G.,
 1900 a: Zur Kenntniss der Triasbildung von Sappada, San Stefano und Auronzo in Cadore. — Verh. geol. Reichsanst., 1900, S. 119, Wien.
- 1900 b: Ueber die Verbreitung und die stratigraphische Stellung der schwarzen *Tropites*-Kalke bei San Stefano in Cadore. — Ebend., S. 355.
- GORTANI, M.,
 1923: Il preteso carreggiamento delle Dinaridi sulle Alpi. — Atti Accad. Scienze Torino, Bd. 58, S. 233, Torino.
- GÜMBEL, C. W.,
 1873: Geognostische Mittheilungen aus den Alpen. I. Das Mendel- und Schlerngebirge. — Sitzungsber. bayer. Akad. Wiss., Math.-phys. Kl., 1873, S. 14, München.
- HAHN, F. F.,
 1913: Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. — Mitt. geol. Ges. Wien, Bd. 6, 1913, S. 238 u. 374, Wien.
- HAUER, F. v.,
 1872: Geologische Uebersichtskarte der österreichischen Monarchie. (Blatt IX, XI und XII). — Jahrb. geol. Reichsanst., Bd. 22, 1872, S. 149, Wien.

- HILDEBRAND, E. & J. PIA,
1929: Zwei Krinoidenkelche aus der anisischen Stufe der Südalpen. — Paläont. Zeitschr., Bd. 11, S. 129, Berlin.
- HÖRNES, R.,
1875 a: Aufnahme im oberen Rienzthale (Umgebung von Toblach) und der Gegend von Cortina d'Ampezzo. — Verhandl. geol. Reichsanst., 1875, S. 224, Wien.
1875 b: Aufnahme im Quellgebiet des Rienz-Flusses. — Ebend., S. 238.
1876: Vorlage von Petrefacten des Bellerophonkalkes aus Süd-Ost-Tirol. — Ebend., 1876, S. 38.
- HORN, M.,
1913: Vorläufige Mitteilung über den ladinischen Knollenkalkkomplex der Südalpen. — Centralbl. f. Min. usw., 1913, S. 508, Stuttgart.
1915: Ueber die ladinischen Knollenkalke der Südalpen. — Jahres-Ber. Schlesisch. Gesellsch. f. vaterländ. Cultur, Bd. 92 I, 1914, VI. Abtlg., Sekt. f. Geol. usw., S. 69, Breslau. (Sonderdruck als Dissert. Königsberg unter d. Titel: «Ueber die ladinische Knollenkalkstufe der Südalpen».)
- HOUTEN, L. van,
1930: Geologie des Pelmo-Gebietes in den Dolomiten von Cadore. — Jahrb. geol. Bundesanst., Bd. 80, 1930, S. 147, Wien.
- HUMMEL, K.,
1928 a: Das Problem des Fazieswechsels in der Mitteltrias der Südtiroler Dolomiten. — Geol. Rundschau, Bd. 19, S. 223, Berlin.
1928 b: Die Dolomitisierung der mitteltriadischen Kalke in Südtirol. — Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. 80, 1928, Monatsber., S. 287, Berlin.
1932 a: Zur Stratigraphie und Faziesentwicklung der südalpinen Mitteltrias. — Neues Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 68 B, S. 403, Stuttgart.
1932 b: Oberflächennahe Intrusionen und Trümmerlaven in der südalpinen Mitteltrias. — Fortschr. d. Geol., Bd. 11, H. 33, S. 44, Berlin.
- KITTL, E.,
1894: Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian der südalpinen Trias. — Annal. Naturhistor. Hofmus., Bd. 6, 1891, S. 166, Wien 1891; Bd. 7, S. 35, 1892; Bd. 9, S. 143, 1894.
1912: Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. — Result. wissenschaft. Erforsch. d. Balatonsees, I. Bd., I. Tl., Paläont. Anh., Bd. 2, Nr. 4, Budapest.
- KLEBELSBERG, R. v.,
1911: Neuere geologische Forschungen, die Südstiroler Dolomiten betreffend (Sammelreferat). — Mitt. geol. Ges. Wien, Bd. 4, 1911, S. 156, Wien.
1922: Die Haupt-Oberflächensysteme der Ostalpen. — Verhandl. geol. Bundesanst., 1922, S. 45, Wien.
1927: Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. — Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. 79, 1927, Abhandl., S. 280, Berlin.
1928: Geologischer Führer durch die Südtiroler Dolomiten. — Sammlung geol. Führer, herausgeg. v. E. KRENKEL, Bd. 33, Berlin.
1933: Grundzüge der Geologie Tirols. — Tirol, herausgeg. v. Hauptausschuss d. D. u. Oe. A. V., S. 25, München.
1935: Geologie von Tirol. Berlin.
- KOBER, L.,
1908: Das Dachsteinkalkegebirge zwischen Gader, Rienz und Boita. — Mitt. geol. Ges. Wien, Bd. 1, 1908, S. 203, Wien.
1914: Alpen und Dinariden. — Geol. Rundschau, Bd. 5, S. 175, Berlin.
1923: Bau und Entstehung der Alpen. Berlin.
- KOKEN, E.,
1913: Beiträge zur Kenntnis der Schichten von Heiligenkreuz (Abteital, Südtirol). — Abhandl. geol. Reichsanst., Bd. 16, H. 4, Wien.
- KOSSMAT, F.,
1905: Haidenschaft und Adelsberg. — Erläut. z. geol. Karte d. öst.-ung. Monarchie, Zone 22, Kol. X, SW-Gruppe Nr. 98, Wien, geol. Reichsanst.
- KOSSMAT, F. & C. DIENER,
1910: Die Bellerophonkalke von Oberkrain und ihre Brachiopodenfauna. — Jahrb. geol. Reichsanst., Bd. 60, 1910, S. 277, Wien.

- KUTASSY, A.,
1934: *Pachyodonta mesozoica* (Rudistis exclusis). — *Fossilium Catal.*, I: Animalia, Nr. 68, 's-Gravenhage.
- LEONARDI, P.,
1932: Su una recente monografia di L. VAN HOUTEN sul territorio del Pelmo. — *L'Universo*, Bd. 13, H. 10, Firenze.
1933: Notizie sulla stratigrafia della Valle Zoldana. Memoria premiata. — *Studi Trentini di Sc. Natur.*, Bd. 14, 1933, S. 19, Trento.
- LEPSIUS, R.,
1878: *Das westliche Süd-Tirol geologisch dargestellt*. Berlin.
- LISTER, J. J.,
1900: *Astrosclera willeyana*, the type of a new family of sponges. — A. WILLEY, *Zoolog. results based on material from New Britain etc.*, Bd. 4, Nr. 24, S. 459, Cambridge.
- LOCZY, L. v.,
1916: Die geologischen Formationen der Balatongegend und ihre regionale Tektonik. — *Result. wissensch. Erforsch. d. Balatonsees*, Bd. I, Tl. I, Sekt. 1, Wien.
- LORETZ, H.,
1873 a: Geognostische Beobachtungen in der alpinen Trias der Gegend von Niederdorf, Sexten und Cortina in Süd-Tirol. — *Neues Jahrb. f. Min. usw.*, 1873, S. 271 u. 337, Stuttgart.
1873 b: Zur Geognosie der Gegend von Niederdorf, Sexten und Cortina in Südtirol. — *Ebend.*, S. 612.
1873 c: Mittheilung an Professor G. LEONHARD. — *Ebend.*, S. 854.
1874: Das Tirol-Venetianische Grenzgebiet der Gegend von Ampezzo. — *Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges.*, Bd. 26, 1874, S. 377, Berlin.
1875: Einige Petrefacten der alpinen Trias aus den Südalpen. — *Ebend.*, Bd. 27, 1875, S. 784.
1878: Untersuchungen über Kalk und Dolomit. I. Süd-Tiroler Dolomite. — *Ebend.*, Bd. 30, 1878, S. 387.
- MERLA, G.,
1930 a: La fauna del calcare a *Bellerophon* della regione Dolomitica. — *Mem. Istit. geol. Univers. Padova*, Bd. 9, Nr. 2, Padova.
1930 b (insieme con A. BIANCHI e G. DAL PIAZ): Carta geologica delle Tre Venezie al 100.000, Foglio Monguelfo (Foglio VII della Carta d'Italia al 100.000 dell'Istit. Geogr. Militare). Padova, Sez. geol. Uff. Idrogr.
1932: Osservazioni morfologiche e tettoniche sugli altipiani ampezzani (Fosses — Sennes — Fanes). — *Atti Soc. Toscana Sc. nat.*, Mem., Bd. 42, S. 22, Pisa.
- MOJSISOVICS, E. v.,
1874 a: Faunengebiete und Faciesgebilde der Trias-Periode in den Ost-Alpen. Eine stratigraphische Studie. — *Jahrb. geol. Reichsanst.*, Bd. 24, 1874, S. 81, Wien.
1874 b: Besprechung von H. LORETZ, *Das Tirol-Venetianische Grenzgebiet der Gegend von Ampezzo*. — *Verh. geol. Reichsanst.*, 1874, S. 403, Wien.
1875: Ueber die Ausdehnung und Structur der südosttirolischen Dolomitstöcke. — *Sitzungsber. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl.*, Bd. 71, Abt. 1, S. 719, Wien.
1879: Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien. Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen. Wien.
1882: Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. — *Abhandl. geol. Reichsanst.*, Bd. 10, Wien.
- MOORE, E. S.,
1922: *Coal, its properties, analysis, classification, geology, extraction, uses and distribution*. New York.
- MUTSCHLECHNER, G.,
1932: Geologie der St. Vigiler Dolomiten. — *Jahrb. geol. Bundesanst.*, Bd. 82, 1932, S. 163, Wien.
1933 a: Geologie der Peitlerkofelgruppe (Südtiroler Dolomiten). — *Ebend.*, Bd. 83, S. 75.
1933 b: Cephalopodenfauna im Grödner Sandstein (Vorbericht). — *Verh. geol. Bundesanst.*, 1933, S. 136, Wien.
1934: Geologie des Gebietes zwischen St. Cassian und Buchenstein (Südtiroler Dolomiten). — *Jahrb. geol. Bundesanst.*, Bd. 83, 1933, S. 199, Wien.

- thoden in der Geologie. — Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. 82, 1930, S. 634, Berlin.
- 1933: Die Kalkbildung durch Tiere. Eine Uebersicht der Fragen, vorzüglich der chemischen. — Paläont. Zeitschr., Bd. 15, S. 154, Berlin.
- 1935 a: Besprechung von Arbeiten über die Dolomiten im Neuen Jahrb. f. Min. usw., 1935 III, Stuttgart.
- 1935 b: Die Diploporen der anisichen Stufe Bosniens. — Ann. géol. de la Pénins. Balkanique, Bd. 12, H. 2, S. 190, Beograd.
- 1937: Das Wesen der geologischen Chronologie mit besonderer Berücksichtigung des Perms. — Comptes Rend. 2me Congr. Stratigr. Carbonif. Heerlen 1935.
- REITHOFER, O.,
- 1928 a: Geologie der Puezgruppe (Südtiroler Dolomiten). — Jahrb. geol. Bundesanst., Bd. 78, 1928, S. 257, Wien.
- 1928 b: Geologie der Sellagruppe (Südtiroler Dolomiten). — Ebend., S. 529.
- RICHTER, R.,
- 1920: Ein devonischer «Pfeifenquarzit» verglichen mit der heutigen «Sandkoralle» (*Sabellaria*, Annelidae). — Senckenberg., Bd. 2, 1919, S. 215, Frankfurt a. M.
- 1921: *Scolithus*, *Sabellarifex* und Geflechtquarzite. — Ebend., Bd. 3, 1920, S. 49.
- 1924: Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie. VII. *Arenicola* von heute und «*Arenicoloides*», eine Rhizocorallide des Buntsandsteins, als Vertreter verschiedener Lebensweisen. VIII. Geflechtquarzite aus einzelnen Vertikalröhren nachträglich zusammengeballt. — Ebend., Bd. 6, S. 119 u. 140.
- RICHTHOFEN, F. Freih. v.,
- 1860: Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisser Alpe in Süd-Tyrol. Gotha.
- RÜST, D.,
- 1892: Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen der Trias und der paläozoischen Schichten. — Palaeontogr., Bd. 38, S. 107, Stuttgart.
- SALOMON, W.,
- 1895: Osservazione (sul calcare a *Bellerophon*). — Boll. Soc. geol. Ital., Bd. 14, 1895, S. 280, Roma.
- 1908: Die Adamellogruppe, ein alpines Zentralmassiv, und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen. I. Teil: Lokale Beschreibung, kristalline Schiefer, Perm, Trias. — Abhandl. geol. Reichsanst., Bd. 21, H. 1, Wien.
- SCHAFFER, F. X.,
- 1934: Verrucano ist kein stratigraphischer Begriff. — Centralbl. f. Min. usw., 1934 B, S. 56, Stuttgart.
- SCHEDLER, A. & M. TOPERCZER,
- 1931: Erster Bericht über die Verteilung der Deklination in Oesterreich zur Epoche 1930'0. — Anz. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., Bd. 68, 1931, S. 62, Wien.
- 1933: Kurzer Bericht über die Verteilung der erdmagnetischen Kraft in Oesterreich zur Epoche 1930'0. — Ebend., Bd. 70, S. 74.
- SCHMIDT, W.,
- 1923: Gebirgsbau und Oberflächenform der Alpen. — Jahrb. geol. Bundesanst., Bd. 73, 1923, S. 255, Wien.
- SCHULZ, Fr.,
- 1905: Geomorphologische Studien in den Ampezzaner Dolomiten. Bamberg.
- SCHWINNER, R.,
- 1915 a: Dinariden und Alpen. — Geol. Rundschau, Bd. 6, S. 1, Leipzig.
- 1915 b: Zur Tektonik der Ampezzaner Dolomiten. — Mitt. geol. Ges. Wien, Bd. 8, 1915, S. 178, Wien.
- STACHE, G.,
- 1877: Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols. Nr. 1. Cephalopoden und Gastropoden. — Jahrb. geol. Reichsanst., Bd. 27, 1877, S. 271, Wien.
- 1878: Desgl., Nr. 2. Pelecypoden und Brachiopoden. — Ebend., Bd. 28, 1878, S. 93.
- STEINMANN, G.,
- 1882: Pharetronen-Studien. — Neues Jahrb. f. Min. usw., 1882 II, S. 139, Stuttgart.
- SUESS, E.,
- 1885: Das Antlitz der Erde. Bd. I. Prag u. Leipzig.
- 1901: Desgl., 3. Bd., 1. Hälfte. Prag, Wien, Leipzig.

TERMIER, P.,

1922: Sur la structure des Alpes orientales: Rappports des Dinarides et des Alpes. — Comptes Rend. Acad. Sc. Paris, Bd. 175, S. 1173, Paris.

TORNQUIST, A.,

1901: Das vicentinische Triasgebirge. Eine geologische Monographie. Stuttgart.

1916: Die «Buchensteiner Schichten». — Centralbl. f. Min. usw., 1916, S. 130, Stuttgart.

TOULA, Fr.,

1913: Die Kalke vom Jägerhause unweit Baden (Rauchstallbrunnengraben) mit nordalpiner St. Cassianer Fauna. — Jahrb. geol. Reichsanst., Bd. 63, 1913, S. 77, Wien.

TRAUTH, Fr.,

1925: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. Erster Teil. — Denkschr. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., Bd. 100, S. 101, Wien.

TREVISAN, L.,

1933: Su alcune particolarità tettoniche della zona montuosa tra il Pasubio e il Baffelàn nel Vicentino. — Atti Acc. Scientif. Veneto-Trentino-Istria, Bd. 24, 1933, S. 57, Padova.

VINASSA de REGNY, P.,

1901: Trias-Spongien aus dem Bakony. — Result. wissensch. Erforsch. d. Balatonsees, 1. Bd., 1. Tl., Paläont. Anh., Bd. 1, Nr. 2, Budapest.

VOLZ, W.,

1896: Die Korallen der Schichten von St. Cassian in Süd-Tirol. (F. FRECH & W. VOLZ, Die Korallen der Trias, II). — Palaeontogr., Bd. 43, S. 1, Stuttgart.

WÄHNER, Fr.,

1903: Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. Ein Typus alpinen Gebirgsbaues. Erster Theil. Leipzig u. Wien.

WELLER, O.,

1920: Zur Geologie der Langkofelgruppe in Südtirol. Dissert. Tübingen. Calw 1920.

WINKLER-HERMADEN, A.,

1924: Ueber die Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. — Sitzungsber. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., Abt. I, Bd. 132, 1923, S. 343, Wien.

1926: Zum jungtertiären Entwicklungsbild der Ostalpen. — Centralbl. f. Min. usw., 1926 B, S. 110, Stuttgart.

1933: Ergebnisse über junge Abtragung und Aufschüttung am Ostrande der Alpen. — Jahrb. geol. Bundesanst., Bd. 83, 1933, S. 233, Wien.

WISSMANN, H. L.,

1841: Beiträge zur Geognosie und Petrefactenkunde des südöstlichen Tirols. (H. WISSMANN & G. MÜNSTER, Beiträge zur Geognosie und Petrefactenkunde des südöstlichen Tirol's vorzüglich der Schichten von St. Cassian, I.) — G. Graf zu MÜNSTER, Beitr. z. Petrefacten-Kunde, H. 4, Bayreuth.

WÖHRMANN, S. Freih. v.,

1889: Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler-Schichten in den Nordtiroler und bayerischen Alpen. — Jahrb. geol. Reichsanst., Bd. 39, 1889, S. 181, Wien.

1894 a: Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. — Ebend., Bd. 43, 1893, S. 617.

1894 b: Alpine und außeralpine Trias. — Neues Jahrb. f. Min. usw., 1894 II, S. 1, Stuttgart.

WOLF v. GLANVELL, V.,

1890: Führer durch die Pragser Dolomiten. Wien.

ZITTEL, K. A.

1878: Studien über fossile Spongien. Dritte Abtheilung: Monactinellidae, Tetractinellidae und Calcispongiae. — Abhandl. bayer. Akad. Wiss., II. Cl., Bd. 13, Abth. II, S. 91, München.

I. Stratigraphie.

Dieser Hauptteil meiner Arbeit ist ein Versuch, die von mir in mehreren früheren Schriften niedergelegten theoretischen Ansichten in größerem Maßstab praktisch anzuwenden (vergl. PIA, 1925 a, 1929, 1930 a, 1937). Für die stratigraphische Erforschung der Alpen gilt heute wohl noch ungefähr das, was MOJSISOVICS vor fast 60 Jahren (1879, S. 19) ausgesprochen hat: Dem ferner Stehenden mag es scheinen, daß sie fast abgeschlossen ist, aber «die wichtigste und schwierigste Arbeit ist auch hier noch ungetan». Es eilen eben in diesem Fall wie in anderen die theoretischen Deutungen und methodischen Forderungen viel rascher voran, als die Bewältigung der Befunde folgen kann.

Da nach meiner Ansicht die Schichtglieder nicht nur eine chronologische, sondern auch eine einigermaßen klar angebbare **fazielle Bedeutung** haben müssen, schien es mir unvermeidlich, einige neue Namen einzuführen. Obwohl ich mich dabei der größten Beschränkung befleißigt und sogar schon verwendete Worte aus der Niederschrift wieder entfernt habe, weil sie mir nicht ganz unentbehrlich schienen, werde ich sicher wieder getadel't werden. Das soll mich in der Überzeugung nicht wankend machen, daß es dem Fortschritt dient, geradezu irreführende Namen auszumerzen, wie «unterer Muschelkalk» für ein oberanisches Gestein, «Mendoladolomit» für einen Horizont, der an der Mendel nicht vertreten ist, «Raibler Schichten» für eine Fazies, die man bei Raibl nicht kennt usw.

Die Mächtigkeiten der Gesteine habe ich, da sie bei der starken Neigung der Schichten nicht unmittelbar bestimmt werden können, möglichst genau aus den Reihenprofilen ermittelt. Sehr verläßlich ist das Verfahren nicht, weil kleine Irrtümer beim Zeichnen der Schichtneigungen bedeutende Fehler erzeugen können. Die gefundenen Werte sind unerwartet groß, in mehreren Fällen größer, als bisher jemals für das betreffende Schichtglied angegeben. Daraus scheint auf jeden Fall hervorzugehen, daß der heutige Nordrand der Dolomiten in der untersuchten Gegend mit der ursprünglichen Grenze des Sedimentationstrogos gar nichts zu tun hat.

1. Pustertaler Phyllit.

Da dieses Gestein innerhalb des eigentlichen Bereiches meiner Untersuchungen nur sehr wenig verbreitet ist und hauptsächlich als Begrenzung der Sedimentgesteine auf die Karte eingetragen wurde, kann ich nicht viel darüber sagen. Seine Beschaffenheit ist recht eintönig. Eine geringe Abweichung wurde nur an einer Stelle, am NW-Rand des Bereiches der Karte, auf dem Hang südwestlich Bad Bergfall, wenig östlich über dem markierten Weg nach Lapadures beobachtet. Es fällt hier schon bei der

Untersuchung im Gelände auf, daß das Gestein infolge größerer Härte viel gröberen, eckigeren Schutt als gewöhnlich bildet. Ich vermutete deshalb, daß ein metamorphosiertes Ganggestein vorliegt. Die petrographische Untersuchung aber, die mein Freund Dr. H. P. CORNELIUS so liebenswürdig war, für mich vorzunehmen, ergab, daß es sich höchst wahrscheinlich um ein umgewandeltes Sediment handelt. Es ist am besten als feldspatführender Glimmerschiefer zu bezeichnen. Sein abweichendes Äußeres rührt wohl nur von dem größeren Reichtum an groben Quarzkörnern her. Ursprünglich lag höchst wahrscheinlich eine stark sandige Linse im Schiefer vor. Uebrigens ist das Vorkommen ganz klein. Am Hang gerade südlich Bad Bergfall ist von dem abweichenden Gestein nichts mehr zu finden. Nach W scheint es nicht ganz bis an den markierten Weg, der hier den von Lapadures kommenden Bach übersetzt, zu reichen. Da es vom Phyllit nach dem Gesagten offenbar nicht wesentlich verschieden ist, wurde es auf der Karte nicht besonders ausgeschieden.

Der Quarzphyllit ist meist stark kleingefaltet. Im großen und ganzen fällt er gegen S oder SE unter die jüngeren, nicht metamorphen Sedimente ein. Des näheren von seiner Lagerung zu handeln, versparen wir uns auf den tektonischen Teil. Zur Beurteilung des Alters des Pustertaler Phyllites vermag ich keine neuen Gesichtspunkte beizubringen.

2. Grödner Sandstein.

MOJSISOVICS trennt auf der Karte zu den «Dolomit-Riffen» auch in unserem Gebiet am Fuße des permischen Sandsteines ein fortlaufendes Band von «Verruccano» ab. Er geht dabei aber ganz schematisch vor, so daß die Ausscheidung kaum von Wert ist. MERLA sucht auf seiner Karte (1930 b) ebenfalls Verruccano und Grödner Sandstein getrennt zu halten. Ich bin ihm aus verschiedenen Gründen nicht gefolgt: Schon LORETZ (1874, S. 383) bemerkt, daß Sandsteine und Konglomerate zu innig zusammenhängen, um als selbständige Schichtglieder behandelt zu werden. Überdies dürften die Konglomerate bei Prags, ebenso wie dies MUTSCHLECHNER (1933, S. 82) für die der Peitlerkofl-Gruppe auseinandergesetzt hat, gar nicht dem sog. Verruccano der südwestlicheren Gebiete entsprechen. Dieser gehört ja zu den unter dem Quarzporphyr liegenden Basalbildungen. Bei Sexten sollte er allerdings über dem Quarzporphyr liegen (KLEBELSBERG, 1928, S. 14, 258—59). Allein nach MERLA (1932, S. 30) wäre auch hier ein tieferer, grauer, vorporphyrischer und ein höherer, roter, nachporphyrischer Teil zu unterscheiden. Offenbar setzt sich nur dieser gegen Prags fort.

Auf jeden Fall wird es sich empfehlen, für die unterpermischen Konglomerate von Prags den Namen Verruccano nicht zu verwenden, dessen Bedeutung ja überdies ganz unklar ist (vergl. SCHAFFER, 1934).

a) Konglomerate.

Die besprochenen Konglomerate oder Breschen setzen sich bald mehr aus Phyllit, bald vorwiegend aus weißen, meist besser gerundeten Quarzen zusammen. Diese dürfen wir wohl unbedenklich von den Quarzlagen des Phyllites herleiten, die sich wegen ihrer größeren Härte bei der Abtragung

als Gerölle erhielten. Wo Phyllitstücke herrschen, ist die Farbe des Konglomerates eisengrau, mit nur wenig rötlichem Belag auf Adern oder Spalten. Es erfordert dann einige Aufmerksamkeit, den umgelagerten vom unversehrten Phyllit zu unterscheiden. Die quarzreichen Konglomerate sind meist deutlich rot. LORETZ hat an mehreren Stellen (1873 a, S. 359; 1874, 383) die Ueberzeugung geäußert, daß die rote Farbe des Konglomerates stets nur eine rezente Verwitterungserscheinung sei. (Vergl. auch HÖRNES in MOJSISOVICS, 1879, S. 297, wo dieselbe Meinung ausgesprochen ist). Er wurde dabei wohl von der Beobachtung geleitet, daß die grauen Phyllitbreschen manchmal oberflächlich von einer dünnen roten Haut überzogen sind. Es handelt sich dabei aber wohl stets entweder um roten Ton, der durch den Regen von weiter oben herabgespült wurde, oder um rote Kluftausfüllungen im Konglomerat selbst, die oberflächlich auch ihre Umgebung färben können. Es ist ja eine bekannte Beobachtung, daß brechige Kalke, die auf dem frischen Bruch weiß mit nur ganz feinen roten Adern erscheinen, auffallend hochrote Wände bilden. Es beruht dies einfach auf der außerordentlich großen färbenden Kraft des Roteisenerzes, das bei der Verwitterung alle Teile des Gesteins überzieht. Eine Neubildung von Hämatit kann bei unserem Klima wohl kaum erfolgen. Es wäre auch nicht einzusehen, warum der Phyllit in den Breschen rot verwittern sollte, was er dort, wo er nicht umgelagert ist, ja nicht tut. Außerdem wäre es höchst gezwungen, die rote Farbe der Quarzkonglomerate anders zu erklären, als die der roten Sandsteine, mit denen sie innig verbunden sind. Die Farbe der Konglomerate beruht auf dem roten, tonigen Bindemittel, das in ihnen allerdings oft nur einen sehr geringen Teil des ganzen Gesteines ausmacht und in den phyllitischen Abänderungen noch mehr durch feine Glimmerblättchen ersetzt wird. Die Korngröße der Konglomerate ist meist bescheiden. Gesteine mit nußgroßen Geröllen können schon als grobkörnige Abänderungen gelten.

Der Übergang zwischen dem Konglomerat und dem eigentlichen Grödner Sandstein wird durch verschiedene Gesteine vermittelt. Vor allem wird das Konglomerat gegen das Hangende zu feinkörniger und besteht fast nur mehr aus Quarz. An vielen Stellen wechsellagert es deutlich mit roten Sandsteinen, in denen es meist unregelmäßige Linsen bildet. Ein bezeichnendes Gestein der Übergangsregion ist auch ein Pudding aus rotem Sandstein mit vereinzelt größeren, runden, weißen Quarzgeröllen. Ich fand ihn beispielsweise auf dem Gipfel des Nock südlich Niederdorf (gleich östlich des Golserberges) und auf dem SW-Hang des Golserberges selbst. Die sogenannten Konglomerate des Buntsandsteines im Schwarzwald sind oft sehr ähnlich entwickelt.

Kalkgerölle habe ich im Perm des von mir untersuchten Bereiches nirgends gefunden. Ebenso wenig traf ich eine Spur von Quarzporphyr zwischen Phyllit und Permkonglomerat.

In der Gegend von Innichen ist das Permkonglomerat entschieden mächtiger als im Bereich meiner Karte, wie ich mich gelegentlich eines Ausfluges überzeugen konnte. (So auch DAL PIAZ, 1934, S. 163). Von hier nimmt seine Entwicklung allmählich ab, wenn man das Band der permischen Schichten am Nordrand der Sedimentgesteine weiter nach W verfolgt. Leider sind die Aufschlüsse nirgends so, daß ich Zahlen für

die Mächtigkeit gewinnen konnte. Schon bei Maistatt, wo das Konglomerat unmittelbar oberhalb des Austrittspunktes der Heilquelle durchzieht, ist es weniger entwickelt und auch feinkörniger, als bei Innichen. Im Bereich des Colserberges habe ich wenig von ihm gesehn. Dagegen ist es nördlich von St. Veit in Innerprags an vielen Stellen nachweisbar. Besonders gut ist es nördlich des Bauernhofes Bichler, in dem Graben gerade östlich der Kote 1584 zu sehen. Die westlichste Stelle, wo man noch von einer selbständigen Entwicklung des Konglomerates sprechen kann, ist der Oberlauf des Brunstbaches südlich Olang. In der Gegend des Steges über diesen Bach südlich P. 1383, auf der rechten Seite, stehen Konglomerate mit bis eigroßen Quarzen an. Sie wechsellagern mit Sandsteinen. Auch kommen Übergangsbildungen mit vielen kleinen und wenigen großen Quarzen vor. In dem kleinen vereinzelt Aufschluß westlich der Brunstalm, auf der rechten Seite desselben Baches, sind im untersten Teil des Grödner Sandsteines noch ziemlich viele Konglomeratlinsen eingeschaltet. Einzelne Massen eines ganz feinkörnigen Konglomerates sah ich auch in der Umgebung der Lanzwiesenalm, besonders in dem kleinen Graben gerade östlich der Almhütte sind konglomeratische Lagen verhältnismäßig stark entwickelt. Mehrere gute Aufschlüsse des untersten Teiles des Grödner Sandsteines hat man schließlich in dem Graben, der von der Lanzwiesenalm gegen Bad Bergfall hinaus führt, so nordwestlich der Alm 1657 (1654) und an der Eimmündung des größten Grabens, der vom Flatschkofl nach N führt. Man kann sich hier leicht überzeugen, daß unmittelbar auf dem Phyllit ein ziemlich feinkörniger roter Sandstein liegt, der nur hie und da vereinzelt kleine, nicht einmal haselnußgroße Quarzgerölle enthält. Aus den aufgezählten Beobachtungen dürfen wir wohl schließen, daß die Komponenten des Konglomerates in unserem Gebiet zum überwiegenden Teil nicht durch Aufarbeitung des Phyllituntergrundes an Ort und Stelle entstanden sind, sondern daß sie durch bewegtes Wasser von E her eingeschwemmt wurden, wo der Boden zur Permzeit vermutlich im Gegensatz zu unserem engeren Gebiet mehr uneben war und den erodierenden Kräften — sei es dem fließenden Wasser oder der Meeresbrandung — mehr Gelegenheit zum Wirken bot.

b) Verhältnis zum Pustertaler Phyllit.

TERMIER hat bekanntlich die Hypothese aufgestellt, daß der Verrucano vom Phyllit durch eine große Schubfläche getrennt sei (TERMIER, 1922, S. 1176. Vergl. auch die Erwiderung von GORTANI, 1923). In einer Gegend westlich des Bereiches meiner Karte will OGILVIE GORDON eine flache Überschiebung des Grödner Sandsteines auf den Phyllit beobachtet haben (1927 I, S. 346. S. 355, wo dieselbe Stelle noch einmal besprochen wird, ist von dieser Störung allerdings nicht mehr die Rede). KLEBELSBERG (1928, S. 200—201) widerspricht ihr.

Aufschlüsse, die die Grenze selbst deutlich entblößen, sind nicht eben häufig. Einer der verhältnismäßig besten befindet sich in dem Graben, der westlich Bad Maistatt von P. 1509 nach N verläuft. Über dem Phyllit, der unmittelbar nördlich der großen Sandsteinaufschlüsse auf der rechten Bachseite im Wald zu sehen ist, folgt zunächst eine mächtigere Bank von Konglomerat, das vorwiegend aus Phyllit zusammengesetzt ist. Darüber

liegt (im Aufschluß durch eine kleine grasbedeckte Strecke getrennt) Grödner Sandstein mit mehreren Linsen von Konglomerat aus Phyllit und Quarz. Es ist dies die einzige Stelle, wo ich in der Nähe der Basis des Perms Spuren von Störungen bemerkt habe. Man findet hier im unteren Teil des Sandsteines, wo er noch ziemlich viele Konglomeratlagen enthält, einzelne Harnische, die mit serizitisiertem Glimmer überzogen sind. Sie folgen jedoch durchaus nicht der Grenze der Formationen. Der auffallendste von ihnen fällt etwa 73° SW.

Ziemlich deutlich ist die normale Auflagerung des Grödner Sandsteines auf der Phyllit noch an folgenden Punkten: Bei P. 1584 nördlich des Bichler, nordnordöstlich der Kirche von Innerprags; östlich P. 1512 im Brunstbach-Graben; in dem kleinen Graben gerade östlich der Lanzwiesenalm, besonders dort, wo der auf der Sektionskopie eingezeichnete Weg ihn kreuzt; im Graben westlich derselben Alm, etwa nordwestlich der Hütte 1657 (= 1654 der FREYTAG'schen Dolomitenkarte). Einen überzeugten Anhänger einer großen Störung zwischen Perm und Phyllit werden die genannten Stellen vielleicht nicht streng widerlegen. Dazu wären wohl künstliche Aufschlüsse notwendig. Sicher ist aber, daß ich in meinem Gebiet nirgends den geringsten Beweis für das Bestehen einer Schubfläche an dieser Stelle gefunden habe und daß alle Beobachtungen mit dem Bild einer transgressiven Auflagerung vollkommen übereinstimmen. Ja HÖRNES (1876, S. 63) hat sogar nicht Unrecht, wenn er findet, daß das Verhältnis zwischen Grödner Sandstein und Phyllit in unserem Gebiet einer konformen Schichtfolge sehr ähnelt. Eine auffallende Lagerungsdiskordanz ist zum mindesten nirgends zu sehen, was allerdings bei der starken Kleinfaltung des Phyllits und der sehr wenig entwickelten Schichtung des Sandsteines nicht allzu viel heißen will. Ein Beweisgrund für eine bedeutende zeitliche Lücke zwischen Phyllit und Grödner Sandstein liegt aber wohl in dem großen Gegensatz bezüglich der Metamorphose. Ein wirklicher Uebergang zwischen beiden besteht durchaus nicht. Was manchmal den Anschein eines solchen erweckt, ist nur der Reichtum des untersten «Verrucano» an Glimmer, der aber sicher nicht in ihm neu gebildet, sondern aus dem Phyllit entnommen ist.

c) Sandsteine und Schiefer.

(Vergl. auch die Beschreibung bei LORETZ, 1874, S. 384, der den Grödner Sandstein als Buntsandstein anführt.)

Die überwiegende Masse des Grödner Sandsteines besteht, wie der Name andeutet, aus Sandstein, wenigstens in seinem Hauptteil. Dieses Gestein ist nur selten deutlich gebankt. Die Farbe ist oft weinrot und solche Teile fallen besonders in die Augen. Ziemlich große Massen des Gesteines haben aber auch eine graue, braungraue, gelbgraue, oder grüngraue Farbe. Ich hatte den Eindruck, daß oberflächliche Lagen solcher abweichend gefärbter Sandsteine manchmal durch bloße Verwitterung und Auslaugung eines roten Gesteines entstehn. In anderen Fällen ist der Farbenunterschied aber sicher schon am frischen Gestein vorhanden. Eine Gesetzmäßigkeit in der Anordnung der Farben konnte ich im Gegensatz zu MUTSCHLECHNER (1932, S. 174; 1933, S. 82) nicht erkennen. Nicht selten ist der Sandstein ziemlich reich an mehr oder weniger zersetztem

Feldspat und geht in Arkosen über. Ihre Farbe schwankt meist zwischen gelb und grau. Sie ist manchmal ziemlich hell. Stellenweise ist das Gestein recht glimmerreich. Manchmal weist es auf dem Bruch Rostflecken auf, ähnlich den Tigersandsteinen der deutschen unteren Trias.

An einer Stelle sind dem Grödner Sandstein Gipse eingelagert. Auf dem Kamm nämlich, der vom Burgstall zum Brunstriedl (südwestlich Welsberg im Pustertal) hinüber führt, sah ich gleich nördlich der tiefsten Einsattlung, unmittelbar bei Kote 1920 der Sektionskopie, eine ganze Anzahl unverkennbarer Gipstrichter. Man befindet sich hier nicht mehr weit vom Phyllit, also in anbetracht des allgemeinen Südfallens der Schichten wohl schon im tieferen Teil der roten Sandsteine, deren Anstehn deutlich zu erkennen ist. Offenbar sind diese Gipse also älter, als die des Belleophonkalkes. Ihr Auftreten beweist, daß der Wasserstand im Absatzbereich des Grödner Sandsteines zeitweise durch Verdunstung stark eingeeengt wurde. Anstehenden Gips habe ich nicht gesehn. Daß dieses Gestein aber auch heute noch im Untergrund vorhanden ist, scheint aus folgender Beobachtung hervorzugehn: Zur Zeit meines Besuches regnete es ziemlich heftig. Die Gipstrichter waren mit Wasser gefüllt. Aus einem der größten floß es seitlich in ein Loch am Boden ab. Eine deutliche Wassermarke zeigte aber, daß das Wasser in dem Trichter viel höher gestanden war. Dies deutet wohl darauf hin, daß die unterirdischen Abflußwege sich heute noch ändern, daß also noch leicht lösliches Gestein im Untergrund vorhanden ist.

Der hangendste Teil des Grödner Sandsteines unterscheidet sich von der Hauptmasse dadurch, daß in ihm bröcklige Schiefer von grauer oder roter Farbe vorherrschen. Sie sind nur selten gut aufgeschlossen.

Vielleicht den besten Einblick in die Gesamtentwicklung des Grödner Sandsteines gewährt der Graben, der südöstlich Bad Maistatt von P. 1431 östlich der Bodenwiese gegen die Häusergruppe Alt-Schluderbach hinunterführt. Dieses Profil sei deshalb zur Ergänzung des bisher Gesagten noch kurz beschrieben. An dem Karrenweg, der vom Bad Maistatt nach E führt, steht noch Phyllit an. Dann steigt man zunächst ein kleines Stück weit über den Schuttkegel des besprochenen Grabens empor. Bald — in etwa 1300 m Höhe — trifft man Aufschlüsse im untersten Teil des Grödner Sandsteines. Zunächst sieht man rote Quarzkonglomerate mit höchstens nußgroßen Geröllen. Sie werden von einer hellgrauen, ziemlich groben Arkose überlagert, die die schon erwähnten Rostflecken zeigt. Dann folgt ein unregelmäßiger Wechsel von Konglomeraten mit roten bis violetten Sandsteinen und Schiefeln. Allmählich treten die Konglomerate immer mehr zurück. Die Schiefer gewinnen das Übergewicht. Kurz vor der Einmündung des Grabens, der östlich P. 1702 entspringt, gelangt man im Bachbett selbst zu Aufschlüssen von gelblichen Rauhacken und schwarzen Schiefeln, die wohl als die Basis des Belleophonkalkes anzusehn sind und später besprochen werden sollen. Die Schichten des ganzen Profiles sind steil bis senkrecht gestellt.

d) Geflechtsandsteine.

Vielleicht die wichtigste Beobachtung über den Grödner Sandstein, die ich bei meiner Aufnahme anstellen konnte, bezieht sich auf seinen

großen Reichtum an eigentümlichen Fossilien. Ich beabsichtige, über diesen Fund in einer besonderen, mit Abbildungen belegten Arbeit zu berichten, und will deshalb hier nur so weit von ihm sprechen, als es für die Beschreibung des Gesteines notwendig ist. Es handelt sich übrigens durchaus nicht um eine neue Entdeckung, denn die Versteinerungen, von denen ich zu sprechen habe, dürften schon RICHTHOFEN bekannt gewesen sein. Er erwähnt (1860, S. 49) ohne Fundortsangabe «wulstige Erhabenheiten auf tonigen Ablösungsflächen» des Grödner Sandsteines, die er als Pflanzenreste deutet. LORETZ hat diese Gebilde dann so klar beschrieben, daß man sicher erkennen kann, was er meint (1873a, S. 275; 1874, S. 383—84). Die richtige Deutung fand er jedoch nicht und so wurden seine Angaben nicht weiter beachtet. Es handelt sich um eine eigentümliche Absonderungsform, die stets nur in gewissen weinroten, stark tonigen, feinkörnigen Sandsteinen auftritt. Diese zeigen sich ganz von unregelmäßig gebogenen, zur Schichtung schrägen oder ungefähr senkrechten, etwa 2 bis 10 mm dicken stengelartigen Körpern durchzogen, deren Inneres genau aus demselben Sandstein besteht, wie die Umgebung, die sich aber beim Zerschlagen des Gesteins oft über größere Strecken herauslösen. Ihre Länge erreicht 20 cm. Eine Gabelung der Stengel habe ich nicht sicher beobachtet, dagegen durchdringen sie einander nicht selten, wodurch eine Verzweigung vorgetäuscht werden kann. Die Oberfläche freigelegter Stengel hat eine wulstige Beschaffenheit. Was die Deutung der eigentümlichen Versteinerungen betrifft, so beschränkt sich LORETZ auf die Bemerkung, daß sie «ein fast vegetabilisches Aussehn» haben. Um Pflanzenreste kann es sich aber ganz gewiß nicht handeln, wie wohl schon das Fehlen jeder Spur von Kohle beweist. Auf die — wie ich hoffe — richtige Einreihung wurde ich durch die Arbeiten von R. RICHTER über die Bauten der Sandkorallen (*Sabellaria*) geführt (siehe Schriftenverzeichnis). Ich sandte an Professor RICHTER eine Probe meines Gesteins und er war so freundlich, meine Deutung als Wurmrohren zu bestätigen. Man wird das Gestein also am besten mit RICHTER als Geflechtquarzit oder noch richtiger Geflechtsandstein bezeichnen, wenn auch viele Einzelheiten des Baues bei dem devonischen und dem permischen Vorkommen verschieden sind, wie man beim Vergleich unserer Beschreibungen erkennt.

Es scheint fast, daß die beschriebenen Wurmrohren im ganzen Gebiet ihrer Verbreitung einen bestimmten Horizont einhalten. Man findet sie im untersten Teil der roten Sandsteine, aber über der Hauptmasse der Konglomerate, in einer Gegend, wo höchstens einzelne ganz feinkörnige Linsen davon vorkommen. LORETZ versetzt sie in seinen Mitteilungen scheinbar noch tiefer hinunter, in den unteren Teil der Konglomerate (1873a, S. 360; 1874, S. 383). Der Unterschied beruht vielleicht teilweise darauf, daß LORETZ alle Schichten, in denen noch irgend welche Konglomerate auftreten, zusammenfaßt.

Ähnlich wie die gröberen Konglomeratbänke sind auch die Geflechtsandsteine auf den östlichen Teil des untersuchten Gebietes beschränkt. Die westlichsten von mir aufgefundenen Vorkommen liegen in dem Grödner Sandstein zwischen den Bauern Gruber und Bichler in Innerprags. Außerhalb meiner Karte reichen sie in das Gebiet von Sexten hinüber. Ich selbst fand sie südlich des Bahnhofes von Innichen, LORETZ zwischen

Innichen und Sexten. Um das Sammeln der interessanten Versteinerung zu erleichtern, nenne ich einige bequem zugängliche Fundstellen: Im Graben nordöstlich der Kote 1373, gleich südwestlich Bad Maistatt, ausgedehnte Aufschlüsse; in der kleinen Einsattlung unmittelbar südwestlich des Gipfels des Nock südlich Niederdorf; am Weg nördlich des Kreuzes 1414 südwestlich des Gruber in Innerprags.

e) Absatzbedingungen.

Die Bedeutung des Fundes der Geflechtsandsteine im Grödner Sandstein liegt in erster Linie in dem Schluß, den sie auf die Entstehungsbedingungen zu ziehn gestatten. Bisher hatte fast nur RICHTHOFEN das besprochene Schichtglied für marin gehalten (1860, S. 47 u. 286). Sonst wurde es ziemlich allgemein als eine Landbildung angesprochen, wobei man sich auf den vollständigen Mangel meerischer Versteinerungen stützte (SUESS, 1901, S. 439; DIENER, 1903, S. 592; SALOMON, 1908, S. 358; KLEBELSBERG, 1911, S. 160; 1928, S. 22—23; 1935, S. 313). Diese Ansicht scheint jetzt erschüttert. «Würmer in solcher Größe und solchen Massen sind mir aus Süßwasser nirgends bekannt. Sie sind mir außerhalb des Nährstoffreichtums eines Meeres auch schwer vorstellbar. (Bei Tubificiden handelt es sich wohl immer um kleinere Tiere, und massenhaft wird auch deren Vorkommen nur unter so ungewöhnlichen Umständen wie Abwässer, Fäkalienzufluß usw.) So sprächen diese Bildungen, da eine andere Erklärung z. Z. nicht möglich scheint, für meerische Entstehung ihrer Mutterschichten.» (R. RICHTER in seinem Brief vom 27. II. 1923.) Man vergleiche dazu MUTSCHLECHNER's Vorbericht über den Fund von Cephalopoden im Grödner Sandstein (1933b).

f) Landpflanzenreste.

Ich habe sie im Grödner Sandstein des Kartenbereichs nur an einer Stelle beobachtet, nämlich im untersten Teil des Grabens, der von der Lanzwiesenalm nach W hinunter führt, kurz vor seiner Einmündung in den von der Alm 1657 (1654) kommenden größeren Graben. Leider handelt es sich um unbestimmbare, offenbar verschwemmte kleine Bruchstücke. Der Sandstein ist in diesem Aufschluß teils rot, teils grau. Die Pflanzenreste liegen jedoch, so viel ich sah, nur in den grauen Abänderungen. Es bestätigt sich also hier im Kleinen die im Kohlenbergbau schon lange gemachte Erfahrung, daß kohlige Pflanzenreste in roten Gesteinen nicht vorkommen. Man erklärt dies offenbar mit Recht durch eine reduzierende Wirkung der Kohle. LORETZ erwähnt (1873a, S. 359), daß im Gebiet östlich Toblach ein ziemlich konstanter Horizont mit inkohlten Landpflanzenresten die höheren Teile des Grödner Sandsteines auszeichnet. Das von mir beobachtete, örtlich ganz beschränkte Vorkommen scheint im Gegensatz dazu einem ziemlich tiefen Teil des Schichtgliedes anzugehören. Es dürfte also mit den östlicheren Funden nichts zu tun haben.

g) Verbreitung im Bereich der Karte.

Die Verbreitung des Grödner Sandsteines erscheint auf der neuen Karte gegenüber den älteren Darstellungen ziemlich stark verändert. In

allen Beschreibungen kehrt der Satz wieder, daß das untere Perm am Nordrand der Sedimentgesteine gegen den Phyllit ein zusammenhängendes Band bildet. Eine genaue Begehung hat gezeigt, daß dies nicht der Fall ist, daß es sich vielmehr um einzelne, an kleinen Brüchen etwas in den Phyllit eingesenkte Schollen handelt, besonders am Prager Berg. Man könnte fragen, ob diese unregelmäßige Verbreitung nicht mit Auflagerung auf eine sehr unebene alte Oberfläche zusammenhängt. SALOMON nimmt in der Adamellogruppe dergleichen an (1908, S. 355). Die näheren Umstände, sprechen aber entschieden für eine tektonische Erklärung. Vergl. auch das Kapitel über die Brüche. Im übrigen muß gesagt werden, daß der allgemeine Verlauf des Grödner Sandsteines auf der älteren Karte von LORETZ wesentlich richtiger dargestellt ist, als auf der von MOJSISOVICS, beziehungsweise HÖRNES. Auf dieser nimmt er in der Gegend von Außerprags und Niederdorf viel zu viel Raum ein. MERLA (1930b) zeichnet das Band auch noch etwas zu zusammenhängend.

Bei der Kartierung muß man darauf achten, daß der Grödner Sandstein und besonders das Konglomerat recht schwer verwittert. Sie neigen daher dazu, sich im Quartär anzureichern und können, wo größere Aufschlüsse fehlen, den anstehenden Phyllit ganz verhüllen. Die losen Konglomeratstücke, die auf der Nordseite des Welsberger Berges, in der Umgebung von Trigometer 1677, massenhaft auftreten, waren mir lange ein Gegenstand des Zweifels. Ich bin aber jetzt doch überzeugt, daß es sich nur um Moränenreste handelt, die auf anstehendem Phyllit liegen.

3. Bellerophonkalk.

a) Alter.

Die Frage des Alters des Bellerophonkalkes ist in neuester Zeit von MERLA (1930) eingehend erörtert worden. Ich verweise auf ihn sowie auf KOSSMAT und DIENER (1910, S. 304 u. f.). SALOMON hatte (1895, S. 281; 1908, S. 367) darauf aufmerksam gemacht, daß der oberste Teil des Bellerophonkalkes schon dem unteren deutschen Buntsandstein gleichaltrig sein könnte. Meiner Meinung nach bliebe, wenn diese Vermutung bewiesen würde, nichts anderes übrig, als festzustellen, daß der Buntsandstein in das Perm hinunter reicht. Keineswegs dürfte es angehen, die Grenze zwischen Perm und Trias durch das Auftreten der Buntsandsteinfazies in dem ganz abgeschiedenen germanischen Gebiet zu definieren. MOJSISOVICS hat sich (1879, S. 38) ganz ähnlich geäußert.

b) Beschaffenheit.

Meist läßt sich der Bellerophonkalk der Dolomiten lithologisch in mehrere Glieder unterteilen. MOJSISOVICS gibt (1879, S. 35) folgende Aufeinanderfolge als die gewöhnliche an:

Hangend: Seiser Schichten.

3) Fossilreiche, dunkle, häufig bituminöse Kalke, die eigentlichen Bellerophonkalke.

2) Kleinmaschige Rauhdecken, Zellenkalke und dunkle Dolomite.

1) Tone und Gips.

Liegend: Grödner Sandstein.

Die Gliederung, die LORETZ (1874, S. 388) für die Gegend von Innichen und Sexten anführt, weicht davon nur in Einzelheiten ab. In anderen Teilen der Dolomiten haben viele neuere Verfasser die obige Einteilung bestätigt (vergl. bes. MUTSCHLECHNER, 1932). Im allgemeinen gelten die Gipse als ein besonders bezeichnendes und verbreitetes Gesteinsglied (MOJSISOVICS, a. ang. O.). Deshalb ist es schon den älteren Beobachtern sehr auffallend erschienen, daß sie im Bereich des von mir kartierten Gebietes fehlen. Die nächsten Punkte, an denen sie beobachtet wurden, sind einerseits das Jöchel zwischen St. Vigil und Piccolein im Gadertal (MOJSISOVICS, 1879, S. 274; OGILVIE GORDON, 1927 I, S. 346—47; auch eigene Beobachtung), andererseits die Gegend von Sexten (LORETZ, 1873a, S. 357). Doch hat MOJSISOVICS wohl recht, wenn er in dem Auftreten einer schwefelhaltigen Quelle bei Bad Bergfall eine Andeutung des besprochenen Gesteines erblickt.

Eine Vertretung der Gipsmergel möchte ich in dünnblättrigen, vorwiegend grauen Schiefeln erblicken, die ich an zwei Stellen unweit Bad Maistatt zwischen dem Grödner Sandstein und dem eigentlichen Bellerophonkalk beobachtet habe. Der eine Aufschluß bildet die Fortsetzung des oben (S. 6) angeführten Permprofiles im Graben östlich der Bodenwiese. Über den dort zuletzt erwähnten roten Sandsteinen und Schiefeln folgen gelbliche Rauhacken und schwarze oder gelbe Schiefer mit wenigen ganz dünnen Bänkchen von grauen, gelb verwitterten Mergelkalken. Das Hangende ist an der Mündung des Grabens östlich P. 1702 durch Schutt verdeckt. Das nächste anstehende Gestein ist schon schwarzgrauer, wohlgebankter Kalk. Das zweite Vorkommen liegt gerade auf dem Sattel 1509 südlich Bad Maistatt, westlich der Bodenwiese. Hier erscheinen im Hangenden des Grödner Sandsteines feine, weiche, in ganz kleine Bröckchen zerfallende dunkelgraue Schiefer. Die nächst höheren Schichten sind auch an dieser Stelle nicht zu sehn. Die Mächtigkeit dürfte wohl einige Meter erreichen. Weiter im W habe ich auch diese schwache Andeutung des Gips-horizontes nicht gefunden. Es scheinen hier unmittelbar über dem Grödner Sandstein dunkelgraue Kalke zu folgen.

Hauptsächlich im Gebiet östlich des Pragser Tales finden sich auch die merkwürdigen Vorkommen von Rauhacken im Bellerophonkalk. Ich sah sie nur an zwei Stellen. Hier bilden sie aber auffallend hervortretende kleine Felsmassen. Der eine Punkt liegt etwa 100 m südwestlich des soeben erwähnten Sattels 1509 südlich Maistatt. Hier erhebt sich ein ungefähr 20 m hoher senkrechter Felsen von Rauhacke, der im S und N durch Steilwände begrenzt ist. Von W sieht er turmartig aus, nur im E verschmilzt er mit dem Hang. In der Wand sind mehrere kleine Höhlen ausgewittert. Das Gestein ist sehr hart, so daß es schwer fällt, es mit dem Hammer zu zerschlagen. Wenn es aber zerbricht, zerfällt es zu Staub, so daß ich erst nach vieler Mühe ein kleines Handstück erhalten konnte. Daraus erklärt sich auch der bei der Betrachtung im Gelände sehr auffällige Umstand, daß unter der Wand gar kein Schutt liegt. Das Gestein selbst ist recht feinkörnig, mit kleinen, eckigen, dunkleren Bruchstücken von höchstens ein paar Millimetern Durchmesser in einer hellgrauen, deutlich kristallin aussehenden Grundmasse. Nach einer Bestimmung, die Herr Hofrat Dr. MICHEL von der Mineralogischen Abteilung

des Naturhistorischen Museums in Wien auszuführen so freundlich war, enthält diese reichlich Gips, wahrscheinlich auch irgend welche Sulfide. Die größeren Einschlüsse von dunklem Karbonat brausen mit Salzsäure sehr lebhaft, sind also Kalk, obwohl man dem Aussehn nach eher auf Dolomit raten würde. Auf dem Kamm, der vom P. 1509 gegen P. 1757 emporzieht und in der auffallenden Wand östlich P. 1774 sind nur mehr geringe Mengen rauhwackenähnlichen Gesteins als Einschaltungen im gewöhnlichen dunklen Kalk zu sehn.

Das zweite Vorkommen von Rauhwacke des Bellerophonkalkes liegt nordwestlich des Badmeisterkofls auf der rechten Seite des Grabens, der gleich südwestlich P. 1772 gegen NW verläuft, etwa 150 m unter der Kote. Auch hier handelt es sich um einen steilen Felsen von annähernd 15 m Höhe. Ein drittes, allerdings viel weniger auffallendes Auftreten von Rauhwacken bemerkt man gleich nördlich des Bauernhofes Emma in Innerprags, wo der von diesem Haus kommende Weg in den Fahrweg im Riepental einmündet.

Die Art des Auftretens der Rauhwacke macht es sofort klar, daß in ihr kein regelmäßiges Schichtglied vorliegt. Es handelt sich vielmehr jedenfalls um eine tektonische Bildung, deren besondere Beschaffenheit ja allerdings durch die besonderen Verhältnisse des Ausgangsgesteines, das vermutlich Gips enthielt, bestimmt wurde. Wie wir im tektonischen Teil sehn werden, ist der Bellerophonkalk gerade in der besprochenen Gegend sehr lebhaft gefaltet, ohne daß die hangenden Glieder in seine Falten mit einbezogen wären. Bei solchen Störungen müssen sich durch Abstau Hohlräume bilden, die mit gänzlich zertrümmerten Massen des umgebenden Gesteines ausgefüllt werden. Diese Ausfüllungen erscheinen heute als Rauhwacken. Aehnliche tektonische Trümmergesteine mögen auch an anderen Stellen der stark gestörten Gegend zwischen Pragser Tal und Maistatt vorkommen. Wenn sie nicht genug verfestigt sind, so daß sie nicht felsenförmig auswittern, sind sie wohl nicht aufgeschlossen. Eine bestimmte Lage in der Schichtfolge scheinen die Rauhwacken nicht einzuhalten. Das zuerst besprochene Vorkommen schien mir nahe der Basis der dunklen Kalke, an der Grenze gegen die bröckligen Schiefer zu liegen. Aehnliches gilt von der kleineren Rauhwackenmasse bei Emma. Das zweite Vorkommen muß sich aber wohl in einem höheren Horizont befinden. Bei der Art ihrer Entstehung ist eine solche Unregelmäßigkeit wohl begreiflich. Für eine tektonische Erklärung der permischen Rauhwacken hat sich jüngst auch MUTSCHLECHNER (1933a, S. 98) ausgesprochen.

Die Hauptmasse des Bellerophonkalkes besteht im Bereich der Karte aus den bekannten dunklen, geschichteten Kalken. Eine recht treffende Beschreibung dieses Gesteins hat schon LORETZ geliefert. (1874, S. 389.) Die Farbe ist schwarz bis dunkelgrau, nur selten mittelgrau; gelegentlich spielt sie auch ins Rötliche. Auf dem Bruch zeigen sich manchmal feine rostfarbige oder rote Flecken. Stark mergelige Teile neigen zu einer mehr bräunlichen Verwitterung. Der Kalk ist stets mehr oder weniger bituminös, worauf ja auch seine dunkle Farbe beruht, bald deutlich mergelig, bald ziemlich frei von Ton, gelegentlich auch deutlich sandig. Die Textur ist meist subkristallin, mit einzelnen größeren, flimmernden Kalzitkriställchen. Die Schichtung ist stets deutlich, oft recht dünn bis plattig. Die mer-

geligen Schieferzwischenlagen sind verhältnismäßig mächtig. Mit Salzsäure braust das Gestein meist sehr lebhaft. Nur selten deutet eine geringere Gasentwicklung auf eine dolomitische Beschaffenheit. Auch die mir bekannt gewordenen Analysen von Bellerophonkalk zeigen, daß der Magnesiagehalt sehr gering ist. Der kohlen saure Kalk macht immer mehr als 90% des ganzen Gesteines aus. (LORETZ, 1874, S. 389, Anm.; HÖRNES, 1876, S. 44. Die Ausnahme bei LORETZ, die sich gerade auf unser Gebiet bezieht, ist vielleicht auch nur scheinbar, da das Handstück ausdrücklich als etwas verwittert bezeichnet wird und durch die Verwitterung erfahrungsgemäß der Gehalt an dem schwer löslichen Dolomit steigt.)

Die Mächtigkeit des Bellerophonkalkes mag bei Prags etwa 250 m betragen. Wo starke, auf ihn beschränkte Störungen vorhanden sind, erscheint sie natürlich größer. LORETZ gibt gelegentlich (1873a, S. 275—76) an, daß die Mächtigkeit von Toblach gegen das Pragser Tal abnimmt. Innerhalb meines Gebietes konnte ich von einer solchen gesetzmäßigen Änderung nichts bemerken. Dort, wo der Gips gut entwickelt ist, wie in Gröden, ist die Gesamtmächtigkeit der Bellerophonschichten unzweifelhaft größer, als bei uns.

Im Schrifttum findet man gelegentlich Angaben über das Auftreten von Erzen im Bellerophonkalk. So erwähnt HÖRNES Spateisensteingänge von Toblach und Bleiglanz von Neuprags (1875a, S. 225 u. b, 240). Nur dieses Vorkommen liegt im Bereich der Karte. Ich habe es nicht wieder beobachtet. Von einer Bauwürdigkeit kann offenbar keine Rede sein.

c) Versteinerungen.

Wirklich häufig sind nur zwei Gruppen von Fossilien, Bellerophonquerschnitte und Kalkalgen. Besonders diese haben an dem Aufbau des Gesteines einen sehr wesentlichen Anteil. Stellenweise, vor allem in der Umgebung von Maistatt, sind auch Foraminiferenkalke häufig. Über die Algen sei hier nur bemerkt, daß neben der häufigsten Art, *Gymnocodium bellerophontis* (vergl. OGILVIE GORDON, 1927 II, S. 69), auch *Mizzia velebitana* auftritt. Ich fand sie sowohl auf der Ostseite des Burgstall als bei Bad Maistatt in mehreren Gesteinsproben. Über das geologische Alter dieser Art vergleiche PIA, 1928, S. 232. Nicht uninteressant ist, daß das Auftreten von Kalkalgen im Bellerophonkalk, dessen Entdeckung meist ROTHPLETZ zugeschrieben wird, schon GÜMBEL bekannt war und daß er für sie sogar zwei Namen gegeben hatte, die allerdings Nomina nuda geblieben sind (vergl. LORETZ, 1874, S. 390, Anm.). Die Fundorte von Bellerophonquerschnitten und von Gymnocodien sind so zahlreich, daß es zwecklos wäre, sie anzuführen. Plattige Kalke mit sehr vielen, aber schlecht erhaltenen und nicht bestimmaren Bivalven scheinen besonders im hangendsten Teil des Perms aufzutreten (z. B. auf dem Rücken von Bergfall gegen den Flatschkofl) und leiten zu den Werfener Schichten hinüber. Es ist öfter nicht leicht zu sagen, welchem der beiden Schichtglieder sie angehören.

Spezifisch bestimmare Tierreste habe ich selbst nicht gefunden. Viel Zeit auf das Suchen danach zu verwenden, schien mir nicht notwendig, da neue geologische Ergebnisse auf diesem Weg wohl nicht zu gewärtigen waren. Ich muß mich deshalb darauf beschränken, aus dem Schrifttum

einige Angaben zusammenzutragen. Es zeigt sich auch dabei, daß der Bereich der Karte bisher wenig ergiebig war. Ich halte mich an die Angaben von STACHE und lege seine Aufzählung der Fundorte (1877, S. 281—82) zu Grunde. Die Funde von HÖRNES, über die er im Jahre 1876 berichtete, sind in STACHES Material ja offenbar mit enthalten und die abweichende Benennung mehrerer Arten ist wohl das Ergebnis der genaueren Untersuchung. Die Beschreibung der Gesteinsproben von den einzelnen Fundorten wolle man bei STACHE nachsehen. Ich beschränke mich darauf, die von ihm genannten Plätze mit den Fossilien aufzuzählen, so weit sie spezifisch bestimmbar sind.

1. Bad Bergfall. *Bellerophon gümbeli*. Die Fossilien zeichnen sich hier durch eine weiße, spätige Schale aus. Wahrscheinlich sind noch andere Arten vorhanden, die aber nicht gewonnen werden konnten.

2. Altprags. Dies ist wohl der Fundort, den MOJSISOVICS (1879, S. 274) erwähnt und durch die Angabe «zwischen Altprags und dem Golser Berg» etwas genauer bezeichnet.

? *Cassianella* spec.

Edmondia cf. *radiata*

Spirifer? cf. *duplicosta* (vergl. MERLA, 1930 a, S. 24)

? *Spirifer impar* (vergl. ebend., S. 26)

? *Rhynchonella* spec.

STACHE bemerkt jedoch (1878, S. 166), daß das Alter dieser Arten nicht ganz sicher ist und das Gestein von dem der anderen Reste aus dem Bellerophonkalk abweicht. Man kennt auch sonst in diesem — wenigstens in den Dolomiten — keine Rhynchonellen. Vielleicht ist also dieser Fossilisten gegenüber doch einige Vorsicht am Platze, da eine Verwechslung mit jüngeren Bildungen (Prager Schichten?) am Ende nicht ganz ausgeschlossen wäre. In einem schwarzen bituminösen Schiefer kommen bei Altprags Ostracodenschalen vor.

3. Putztal bei Maistatt (offenbar = Grabachtal der Karten).

Spirigera aquilina (vergl. MERLA, 1930a, S. 59)

Spirigera bipartita (ebend., S. 64)

Bellerophon spec.

Korallen.

HÖRNERS bemerkt einmal, daß der Bellerophonkalk stellenweise auch als reiner Krinoidenkalk entwickelt sei (1875a, S. 225). Die Angabe scheint sich wohl nicht auf unser Gebiet zu beziehen. Ich habe dergleichen nie gesehn. Deutliche Echinodermenreste sind vielmehr im Bellerophonkalk recht selten. Nach DAL PIAZ (1934, S. 164) ist dagegen der Kalkschwamm *Catubria* ziemlich häufig.

4. Werfener Schichten.

a) Name.

Die skythische Stufe ist in den Dolomiten ganz allgemein durch einen äußerst mannigfaltigen Wechsel von Gesteinen ausgezeichnet. Kalke spielen dabei in der Regel eine bedeutende, oft die erste Rolle. Eine Ausnahme macht von den mir bekannten Gebieten nur die Gegend von Zoldo, in der sandige Gesteine entschieden verherrschen und Kalke manchmal fast ganz

fehlen. Nach CASTIGLIONI (1931, S. 7) scheint auch die Untertrias der Civetta-Gruppe ziemlich kalkarm zu sein. Die Fossilführung ist im allgemeinen sehr reich.

Wenn wir von älteren, heute keinesfalls mehr in Betracht kommenden Namen (z. B. «Alpiner Muschelkalk, erste Stufe» LORETZ) absehen, gibt es für das so gekennzeichnete Schichtglied bisher zwei Benennungsarten. Entweder man bezeichnet den unteren Teil als Seiser Schichten, den oberen als Campiler Schichten, oder man faßt die ganze skythische Stufe als Werfener Schichten zusammen. Jener Vorgang kommt natürlich nur dann in Betracht, wenn man an der Zweiteilung der Stufe festhält. Ich werde weiter unten zu zeigen haben, daß dies schwer möglich und jedenfalls ganz unzweckmäßig ist. Für das Gebiet unserer Karte ist übrigens schon LORETZ zu dem gleichen Schluß gelangt (1873 a, S. 355; 1874, S. 394—95). Was wir brauchen, ist also ein Name für das ganze Skyth. «Werfener Schichten» eignet sich nicht sehr dazu, auf die Dolomiten übertragen zu werden. Wie ich an anderer Stelle (1925, S. 64 ff.; 1930 a, S. 13 ff.) auseinandergesetzt habe, ist ein Lokalname für ein Schichtglied nur dann berechtigt, wenn er neben einem bestimmten Alter auch eine innerhalb gewisser Grenzen bestimmte Fazies bezeichnet. Ich hatte ziemlich ausgiebige Gelegenheit, die skythische Stufe in Salzburg kennen zu lernen. Sie bietet faziell nur wenige Vergleichspunkte mit der der Dolomiten. Kalke fehlen ihr mit Ausnahme der hangendsten Teile vollständig, Fossilien sind äußerst selten, das herrschende Gestein sind Sandsteine und Quarzite. Wenn ART-HABER (1905, S. 260) meint, daß die skythische Stufe in den Nord- und Südalpen fast denselben Habitus habe, vermag ich ihm nicht beizustimmen. Höchstens kann man das vom rein paläontologischen Standpunkt aus mit gewissen Einschränkungen behaupten. Hat doch schon MOJSISOVICS (1879, S. 42) angedeutet, daß die Entwicklung des Skyth in den Dolomiten von der gewöhnlichen, d. h. in diesem Fall nach dem Zusammenhang nordalpinen, einigermaßen abweicht. Später hat das Ehepaar CORNELIUS darauf hingewiesen, daß der Name «Werfener Schichten» für die Untertrias der Dolomiten nicht recht paßt (1926, S. 4). Ich hielt es für das Richtigeste, der Entwicklung der skythischen Stufe in den Dolomiten einen eigenen Namen zu geben, und habe einen solchen gelegentlich schon vorgeschlagen (1930, S. 18). Nur die Überlegung, daß jeder neue Name an sich ein Übel ist und daß Verwirrung auch ohne ihn in unserem Falle nicht zu befürchten ist, bestimmt mich, im Folgenden doch von Werfener Schichten zu sprechen.

b) Gesteine.

In der Beschreibung der Gesteine, die die Werfener Schichten im Gebiet der Täler von Prags zusammensetzen, hat LORETZ wieder Vortreffliches geleistet. (1873 a, S. 276; 1874, S. 395). Besonders seine erste knappe Darstellung ist ungemein treffend.

Die Kalke der skythischen Stufe sind vorwiegend hell- bis mittelgrau, selten dunkel. Durch Verwitterung färben sie sich oberflächlich gelb oder braun. Hauptsächlich an unreinen, mergeligen oder glimmerigen Abarten geht die Farbe nicht selten ins Grünliche über. Aber auch rötliche bis ausgesprochen rote, selten violette Teile kommen vor, wenn auch nie in gro-

ßer Ausdehnung. Manchmal ist der frische Bruch gelb und rot gesprenkelt. Als Seltenheit fand ich auch eine deutliche Bänderung. Das Gestein braust in der Regel mit Salzsäure sehr lebhaft und scheint nicht dolomitisch zu sein. Einige Ausnahmen sind unten zu erwähnen. Manche Kalkbänke sind ziemlich rein, die meisten aber mehr oder weniger mergelig. Ganz ohne deutliche Grenze gehen sie in die mit ihnen verbundenen Mergel und Schiefer über. Auch sandige und glimmerreiche Lagen sind nicht selten. Die reineren Bänke sind oft recht fest, die stark mergeligen dagegen zerfallen bei der Verwitterung manchmal bröckelig oder griffelig. Die Schichtung der besprochenen Kalke ist immer eine sehr gute. Die Bänke sind wenig mächtig, oft ausgesprochen plattig oder schieferig. Die Schieferzwischenlagen sind meist ziemlich dick. Graue, mergelige Kalke der Werfener Schichten zeigen sehr oft eine eigentümliche Struktur. Es sieht aus, als ob das ganze Gestein aus wenige Millimeter starken, stengelähnlichen, senkrecht auf die Schichtung gestellten Gebilden zusammengesetzt wäre, die durch etwas tonigere Zwischenmasse zusammengehalten sind. Wie dieser Aufbau entsteht, weiß ich nicht. Es ist aber gut, auf ihn zu achten, weil er in zweifelhaften Fällen mit Vorteil zur Erkennung der skythischen Kalke verwendet werden kann. Die Erscheinung dürfte über die Werfener Schichten der ganzen Dolomiten verbreitet sein, denn ich beobachtete sie auch häufig im Fassatal. Die Schichtflächen der Kalke sind gelegentlich mit feineren oder gröberen hieroglyphenartigen Wülsten bedeckt. Noch häufiger finden sich Fossilplatten, u. zw. am öftesten mit Bivalven, etwas seltener mit Gastropoden, die meist sehr schlecht erhalten sind.

Nicht minder bezeichnend als die Stengelkalke sind die ja schon lange bekannten bunten Oolithe der Werfener Schichten. Ihre Farbe ist meist stark fleckig oder gesprenkelt, rot, gelb, und grau. Doch treten diese grellen Farben am deutlichsten auf der verwitterten Oberfläche hervor. Auf dem frischen Bruch ist das Gestein oft mehr grau-violett. Eng mit den Oolithen verbunden sind bunte Lumachellen. Sie zeigen genau dasselbe Farbenspiel wie jene. Brauchbare Fossilien aus ihnen zu gewinnen, ist mir nicht gelungen. So viel man erkennen kann, handelt es sich wohl durchwegs um Lamellibranchiaten. Die Schalen sind sehr dünn und erscheinen auf dem Querbruch nur wie feine, dunkle, etwas gekrümmte Striche. LORETZ (1874, S. 395—96) ist zu der sonderbaren Meinung gelangt, daß man es hier mit Pseudolumachellen, hervorgerufen durch dünne Tonhäute im Kalk, zu tun habe. Es ist ja wohl möglich, daß ihm ein Gestein vorlag, für das diese Deutung wirklich gilt. Mir selbst ist ein solches nicht untergekommen und die große Menge der Lumachellen ist jedenfalls nicht so zu erklären.

Im allgemeinen treten die Untertriaskalke bei Prags nicht als so mächtige Massen auf, wie in den westlichen Dolomiten. Sie bilden daher auch nur selten so auffallende Wände, wie dort.

Mergel spielen keine selbständige Rolle. Sie bedeuten in der Regel nur einen Übergang zwischen den Kalken und den Schiefen. Sie sind fast immer grau, braun verwitternd, selten schwach rötlich oder violett. Als ein besonderes Gestein wird man sie in erster Linie dann bezeichnen müssen, wenn die Schiefer wenig entwickelt sind, wie dies gelegentlich vorkommt.

Die Schiefer übertreffen an Massenentwicklung innerhalb der Wer-

fener Schichten sicherlich alle anderen Gesteine. Unter den losen Stücken treten sie wegen ihrer leichten Verwitterbarkeit begreiflicher Weise zurück. Die großen unaufgeschlossenen Flächen fallen ihnen aber zum überwiegenden Teil zu. Ihre Farbe ist mittel- bis dunkelgrau oder (meist ziemlich schmutzig) rot, seltener gelblich, schwach grünlich oder violett. Braun scheinen sie nur durch fortgeschrittene Verwitterung zu werden. Manchmal sind sie deutlich kalkig und gehen in Mergel über. Andere Teile brausen aber mit Salzsäure gar nicht, scheinen also keinen Kalk zu enthalten. Sehr oft erweisen sie sich als fein sandig und glimmerig. Sie sind mit den Sandsteinen durch alle Übergänge verknüpft. Die Schichtflächen sind entweder glatt oder mit kleinen Knoten und Wülsten bedeckt. Bei der Verwitterung zerfällt das Gestein in kleine eckige Stückchen.

Die Sandsteine sind, wie schon erwähnt, mit den Schiefen auf das innigste verbunden. Ihre Farbe zeigt dieselben Abänderungen, wie bei jenen. Sie sind immer sehr glimmerreich und feinkörnig, dünn geschichtet bis geschiefert. Dadurch und durch das häufige Auftreten von Myaciten lassen sie sich in vielen Fällen vom Grödner Sandstein unterscheiden. Mit Salzsäure brausen sie oft nicht. Die Schichtflächen tragen gelegentlich Rippelmarken.

Endlich wäre noch das Auftreten von Dolomiten in den Werfener Schichten zu erwähnen. Sie sind ohne Zweifel das seltenste daran beteiligte Gestein. Doch fand ich am Weg nördlich der Putzalm (südlich Maistatt), in dem Graben gerade westlich P. 1972, als Einlagerung in roten Schiefen ein graues, gelb verwitterndes Karbonatgestein, das mit Salzsäure nicht braust, also Dolomit ist. Es enthält einzelne kleine Bivalven. Auch nordwestlich des Bacher in Innerprags scheinen Dolomite am Aufbau der Werfener Schichten, u. zw. wohl ihres unteren Teiles, mitzuwirken. Allerdings sind die Schichten hier lebhaft gestört, so daß der ursprüngliche Verband nicht mehr zu erkennen ist. Schließlich fand ich gebankte Dolomite in enger Verbindung mit gastropodenreichen Oolithen auf dem Kamm zwischen Burgstall und Kühwiesenkopf westnordwestlich Innerprags.

An einer Stelle treten als Einschaltung in roten Schiefen, die wohl dem oberen Teil des Skyths angehören, auch gelbe Rauhacke auf. Der Aufschluß liegt in dem Graben, der von dem ersten Sattel westlich des Alwartsteins gegen N verläuft, kurz vor seiner Vereinigung mit dem vom Gipfel des genannten Berges selbst kommenden.

Konglomerate habe ich in den Werfener Schichten meines Gebietes nicht beobachtet.

c) Fossilführung.

Die Werfener Schichten unseres Gebietes sind im Vergleich zu denen der westlichen Dolomiten, besonders des Fassatales, arm an Versteinerungen. Die Funde, die ich selbst gemacht habe und die im Schrifttum erwähnt sind, lassen sich leicht aufzählen. Aus dem unteren Teil der ganzen Gesteinsmasse, wenig über dem Bellerophonkalk, liegen mir vor:

Pseudomonotis (Claraia) clarai Emmr. sp. Fundstellen: 1) Grauer, mergeliger, plattiger Kalk, loses Stück in dem Graben südwestlich der Lanzwiesenalm (südlich Olang). 2) Vom Anstehenden in dem Neben-

bach des Brunstbaches östlich P. 1720 (südlich Olang), Gestein wie beim vorigen Stück. 3) LORETZ (1874, S. 394, 430) erwähnt dieselbe Art, ebenfalls aus dem tiefsten Teil der Untertrias, von dem «Bergrücken südlich von Welsberg», d. h. wohl vom Südhang des Burgstalls.

Pseudomonotis aurita Hauer sp. Grauer, ganz mit Bivalven bedeckter, plattiger Kalk vom Nordkamm des Flatschkofls südlich Olang, in 1790 m Höhe anstehend.

cf. *Pseudomonotis venetiana* Hauer sp. Ein Stück auf derselben Platte wie die vorigen.

cf. *Anodontophora fassaensis* Wissm. var. *bittneri* Frech. Grauer, plattiger Mergelkalk der untersten Werfener Schichten am Übergang gegen den Bellerophonkalk, auf dem Kamm Bad Bergfall-Flatschkofl (südlich Olang).

Im mittleren Teil der Werfener Schichten sind Versteinerungen besonders selten und dazu schlecht erhalten. Ich habe nur zu nennen:

Anodontophora aff. *fassaensis* Wissm. spec. Nebengraben des Brunstbaches östlich P. 1720, im Hangenden der oben erwähnten Schichten mit *Pseudomonotis clarai*.

Moerkeia nov. spec. vom Anstehenden im Steinbruch bei P. 1323 nordwestlich des Toblacher Sees, in einem etwas oolithischen Kalk.

Natica spec. aus demselben Gesteinsstück.

? *Naticella costata*, anstehend bei P. 1772 nördlich des Badmeisterkofls bei Altprags, nicht sicher bestimmbar.

«*Rissoa (Natica) gaillardoti* Lefr. sp.» nennt LORETZ (1875, S. 788) ohne Beschreibung aus einem roten Schiefer des Tales Außerprags.

Im obersten Teil, unmittelbar unter dem ersten Diploporendolomit, erscheint eine besondere Fauna, wie dies ja auch von vielen anderen Stellen beschrieben ist. Sie umfaßt:

cf. *Gervilleia (Hoernesia) socialis* Schloth. sp. Oolithischer Dolomit an der Grenze zwischen den Werfener Schichten und dem untersten Sarldolomit auf dem Nordkamm des Badmeisterkofls bei Altprags.

Myophoria laevigata Alberti, vom selben Fundort wie die vorige.

Myophoria costata (Zenk.) nov. var. Fundorte: 1) zahlreich an derselben Stelle wie die vorigen; 2) massenhaft in einem losen Stück roten Sandsteines ganz unten im obersten rechten Seitengraben des Langentales nördlich Lapadures (südwestlich Olang), wahrscheinlich auch aus einer Schicht wenig unter dem Diploporendolomit.

d) Gliederung.

RICHTHOFEN hat die Obergrenze der Seiser Schichten wesentlich durch den Beginn der Rotfärbung bestimmt (1860, S. 50—51). Ein solcher Gegensatz gilt jedoch höchstens annähernd für ganz beschränkte Oertlichkeiten. Auch innerhalb unseres Gebietes gibt es eine Stelle, wo er zuzutreffen scheint, nämlich in dem linken Seitengraben des Brunstbaches zwischen P. 1853 und P. 1893, nordwestlich des Kühwiesenkopfes. Bald ergaben sich aber verschiedene Beobachtungen, die der RICHTHOFENSCHEN Einteilung nicht günstig waren. Es handelt sich dabei um zweierlei Tatsachen: Zunächst zeigte sich, daß die lithologischen Unterschiede zwi-

scheu den beiden Unterstufen oft sehr undeutlich sind, so daß eine sichere Abgrenzung im Gelände nicht möglich ist. Wie schon erwähnt, hat LORETZ die schwere lithologische Unterscheidbarkeit der Seiser und Campiler Schichten in unserem Gebiet sehr betont. Auch hat er schon im Bereich der *Pseudomonotis clarai* rote Schiefer beobachtet, u. zw. in der Gegend von Welsberg (1874, S. 396).

Dieses Fossil scheint übrigens seinen Leitwert immer mehr einzu-
büßen, denn es mehren sich die Angaben, nach denen es auch im oberen Skyth vorkommt (WELLER, 1920, S. 19; OGILVIE GORDON, 1929, S. 361; NÖTH, 1929, S. 137 und 138; MUTSCHLECHNER, 1934, S. 202).

Der zweite Übelstand von RICHTHOFEN's Einteilung war der sehr verschiedene Umfang der Seiser und Campiler Schichten. Nicht nur in sehr vielen Teilen der Südalpen, sondern beispielsweise auch im Platten-
seegebiet nehmen die Seiser Schichten nur einen geringen Teil der Gesamt-
mächtigkeit der Untertrias ein (LOCZY, 1916, S. 87). In den westlichen Dolomiten allerdings scheinen die beiden Gesteinsgruppen einander, was Dicke betrifft, ziemlich gleichwertig zu sein (OGILVIE GORDON, 1927 I, S. 7 ff.). Für den Osten wird die geringe Entwicklung der Seiser Schichten dagegen mehrfach betont (z. B. OGILVIE GORDON, 1935, S. 61; MUTSCHLECHNER, 1932, S. 180 ff.; auch 1933a, S. 84).

In den zahlreichen, während der letzten Jahre erschienenen Arbeiten über die Dolomiten werden die Werfener Schichten durchwegs als ein einziges Schichtglied behandelt.

Was das Gebiet unserer Karte betrifft, so kann ich mich den weiter oben angeführten Äußerungen von LORETZ nur anschließen. Die lithologischen Unterschiede innerhalb der Untertrias sind zu wenig durchgreifend und Fossilien sind zu selten, als daß eine Teilung bei der Kartenaufnahme zu empfehlen wäre. Es entstünden dadurch Glieder, die den in den anderen Abschnitten der Schichtreihe unterschiedenen gewiß nicht gleichwärtig wären und das einheitliche Gebilde der Werfener Schichten würde naturwidriger Weise im Kartenbild zerrissen. Kalke, Schiefer und Sandsteine wiederholen sich nicht nur mehrfach, sondern ihre Aufeinanderfolge ändert sich offenbar auch rasch von Ort zu Ort. Es ergibt sich dadurch eine unruhige Geländeform im Bereich der Werfener Schichten und man muß sich, wenn man Grenzlinien aus größerer Entfernung auf der Karte einträgt, hüten, einzelne mächtigere Kalkklingen mit höheren Gesteinen zu verwechseln. Ich möchte glauben, daß LORETZ (1874, S. 398) den Anteil tektonischer Vorgänge an diesen Schichtwiederholungen überschätzt hat.

Trotz der gemachten Vorbehalte wird es jedoch möglich sein, den untersten und den obersten Teil der Werfener Schichten häufig zu erkennen, was für das Verständnis des Baues natürlich von großem Wert ist. Deshalb seien noch einige Worte über die besonderen Merkmale dieser Grenzsichten gesagt.

Meine untersten Werfener Schichten entsprechen wohl im wesentlichen den Seiser Schichten anderer Geologen. Daß die Grenze der Untertrias gegen den Bellerophonkalk lithologisch nicht scharf ist, wird allgemein betont und ich kann es nur bestätigen. Die in typischer Ausbildung fast schwarzen Bellerophonkalke werden gegen oben mehr grau. Gelb ver-

witternde Sandsteine schalten sich nicht selten zwischen sie ein. Meist treten dann bald dünne, mittelgraue, mit Bivalven bedeckte Kalkplatten auf. An dieser Stelle habe ich den Beginn der Trias angenommen, ohne daß dafür natürlich ein ganz zwingender Beweis vorläge. Die Kalke wechseln mit sehr sandigen Schiefeln. Im verwitterten Zustand sind sowohl Kalke als Schiefer manchmal, aber nicht immer, mehr gelb. Als Stellen, wo diese Grenzbildungen gut zu sehn sind, nenne ich den Ostkamm des Burgstalls unweit des Gipfels, die Gräben auf der linken Seite des oberen Brunstbaches (bes. den zweiten Graben westlich P. 1693), den Nordkamm und den Nordwestkamm des Flatschkofls bei Bad Bergfall. Deutlich rote Schiefer treten auch nach meinen Beobachtungen gelegentlich schon in unmittelbarer Nachbarschaft der Bellorophonkalke auf, so im Graben östlich der Bodenwiese südlich Maistatt oder auf der Wiese Nellele auf dem Kamm zwischen Badmeisterkofl und Golserberg nördlich Altprags. Diese Stellen sind aber nicht so aufgeschlossen, daß eine tektonische Unterdrückung der untersten Werfener Schichten unmöglich wäre. Im allgemeinen findet man rote Schiefer und ungefähr gleich hoch damit auch schon einzelne Lagen rötlicher Kalke erst über einer gewissen Mächtigkeit grauer Plattenkalke mit Bivalven. Die Dicke dieser grauen Kalke, die den *Clarai*-Schichten entsprechen, ist aber an den meisten Stellen eine äußerst geringe, so daß es bei minder guten Aufschlüssen überhaupt nicht gelingt, sie nachzuweisen.

Die obersten Werfener Schichten entsprechen im wesentlichen dem, was man als Myophorienbänke zu bezeichnen pflegt. Über den Namen vergleiche man BITTNER'S Bemerkungen (1895, S. 125 und die dort angeführten Schriften). Die Gesteine, die die Untertrias gegen oben abschließen, scheinen örtlich stark zu wechseln, es sind aber manche sehr bezeichnende darunter. In erster Linie sind da die hellen, dolomitischen Oolithe zu nennen. Sie sind oft ganz mit Steinkernen von Myophorien und anderen Bivalven erfüllt, so am Nordkamm des Badmeisterkofls, südlich Nellele. Von hier stammen die oben (S. 17) schon angeführten Versteinerungen. Über das Auftreten ähnlicher, wenn auch nicht in allen Einzelheiten übereinstimmender dolomitischer Oolithe an der Obergrenze der Untertrias in anderen Teilen der Südalpen vergleiche man PHILIPP, 1904, S. 13—15 und KLEBELSBERG, 1928, S. 27. Das Gestein scheint anderwärts mehr zu bunter Färbung zu neigen, als bei uns. Als Name für dieses bezeichnende, aber — wie ich besonders betonen möchte — innerhalb der Karte nicht überall vorhandene Schichtglied dürfte sich am besten «Myophorienoolith» empfehlen. In der Schlucht des Sarlkofls südwestlich der Trogeralm bei Toblach treten im gleichen Horizont neben den Oolithen glimmerreiche, aber nicht deutlich oolithische Dolomite mit Bivalvensteinkernen, wahrscheinlich Myophorien, auf. Manche Teile der «oberen Röthplatten», die LEPSIUS (1878, S. 48) vom Doss dei Morti in Judicarien beschreibt, müssen dem zuletzt genannten Gestein recht ähnlich sein: «Mehr kalkige als sandige, dünn-schichtige Bänke, voll weißen Glimmers». Am Beginn des Steilaufstieges auf dem Nordkamm des Kühwiesenkopfes treten als Einschaltungen in sehr sandigen braunen Schiefeln sandig-kristalline Dolomite mit Fossilabdrücken auf. Auch sie entsprechen wohl den Myophorienbänken. Die weiter oben schon erwähnten gelblichen Rau-

wacken scheinen ebenfalls auf die oberen Campiler Schichten beschränkt zu sein. Ich fand sie besonders auf der Nordseite des Alwartsteins.

Die bisher genannten Gesteine sind lithologisch mehr oder weniger mit einander verbunden und können in meinem Gebiet — im Gegensatz zu den von KLEBELSBERG besprochenen Fällen — als eine Art Übergang zu dem Dolomit aufgefaßt werden, mit dem die anisische Stufe einsetzt. Aber auch ein ganz abweichendes Gestein ist für den höchsten Teil der Werfener Schichten scheinbar bezeichnend, nämlich die Hauptmasse der feinkörnigen, roten, plattigen Sandsteine. Sie sind besonders im W meines Aufnahmsgebietes gut entwickelt, vor allem auf der rechten Seite des Langentales südlich Bad Bergfall, und haben hier die oben schon erwähnten Platten mit *Myophoria costata* geliefert. Ich glaube bemerkt zu haben, daß auch im Fassatal die mächtigen roten Sandsteine (im Gegensatz zu den senkrecht viel weiter verbreiteten roten Schiefnern) vorwiegend in den oberen Campiler Schichten auftreten.

5. Unterer Sarldolomit.

a) Name.

Die Facies heller Dolomite ist in der anisischen Stufe der Südalpen weit verbreitet. Sie nimmt durchaus nicht immer — wie man früher glaubte — deren oberen Teil ein, sondern erscheint in ganz verschiedener Höhe. OGILVIE GORDON hat (1927 I, S. 25, 154 u. 155) auf diesen Umstand gebührend hingewiesen. Übrigens findet er sich schon bei ARTHABER (1905, S. 268—69) ziemlich klar angedeutet. Es scheint, um die wissenschaftliche Sprache nicht zu sehr zu belasten, wünschenswert, einen gemeinsamen Namen für alle anisischen hellen Dolomite zu haben. Man könnte an eine Erweiterung des Begriffes Mendoladolomit denken. Abgesehen davon, daß eine solche Abänderung der Bedeutung eines gebräuchlichen Namens immer die Gefahr von Mißverständnissen mit sich bringt, spricht gegen einen solchen Vorgang auch der Umstand, daß gerade die Mendel einer der wenigen Punkte in Südtirol ist, an denen das Vorhandensein irgend mächtiger anisischer Dolomite nicht nachgewiesen werden konnte. Vergl. KLEBELSBERG, 1933, S. 70. DIENER (1903, S. 502) u. A. haben auf die unglückliche Wahl des Namens hingewiesen. GÜMBEL (1873, S. 17—19) und SALOMON (1908, S. 408, Anm. 2) sind für seine Abschaffung eingetreten. Aus diesen Gründen schien es mir notwendig, einen neuen Namen einzuführen. Da im Bereich des Sarlkofls und Sarlbrands nördlich der Sarlhütten und des Sarlbaches die ganze anisische Stufe durch Dolomite vertreten ist, habe ich den Namen «Sarldolomit» vorgeschlagen (PIA, 1925 b, S. 216) und definiere: Der Sarldolomit ist ein vorwiegend weißlicher bis hellgrauer, geschichteter oder ungeschichteter, reiner oder höchstens schwach mergeliger Dolomit anisischen Alters, in dem Diploporen die größte Rolle spielen, falls Fossilien überhaupt vorhanden sind, der aber oft über große Strecken ganz versteinungsleer ist. Über eine bituminöse Facies vergl. weiter unten und MUTSCHLECHNER 1932, S. 187. Der Name Sarldolomit ist in jüngster Zeit auch von Anderen schon angewendet worden. Ich hoffe also, daß er sich trotz gewisser Einwände (KLEBELSBERG, 1935, S. 336; PIA, 1935 a, S. 372)

einbürgern wird. Nachträglich fällt mir auf, daß der Megyhegydolomit des Balatongebietes dem Sarldolomit ziemlich weitgehend entspricht. Es ist aber doch zweifelhaft, ob dieser Name für ein alpines Gestein in Gebrauch gekommen wäre, und so soll es bei der einmal gegebenen Bezeichnung bleiben.

In unserem Gebiet läßt sich ziemlich gut ein unterer, wohlgeschichteter Teil des Gesteines unterscheiden. Ich werde deshalb den unteren und oberen Sarldolomit getrennt besprechen. Diese Teilung dürfte aber nur örtliche Bedeutung haben.

b) Verbreitung.

Der untere Sarldolomit folgt im ganzen Bereich meiner Aufnahme unmittelbar über den Werfener Schichten. Manche Bemerkungen bei LORETZ (z. B. 1873 b, S. 618) deuten darauf hin, daß er auch weiter östlich, im Bereich des Haunoldstockes, entwickelt ist. Diese allgemeine Verbreitung war bisher nicht erkannt. Den Verfassern der «Dolomitriffe» erschien das Profil des Kühwiesenkopfes, wo HÖRNES einen unteranisischen Dolomit nachgewiesen hatte, vielmehr als eine große Ausnahme. Eine richtigere Vorstellung von den Verhältnissen an der Untergrenze der Mitteltrias unseres Gebietes hatte im ganzen wohl LORETZ. Da er aber einesteils unteren und oberen Sarldolomit, andernteils Pragser Schichten und Buchensteiner Schichten nicht getrennt hielt, konnte er zu keiner Klarheit gelangen. Die in seiner ersten Arbeit (1873 a, S. 339) ausgesprochene Meinung, daß der Dolomit westlich Neuprags ganz fehlt und durch graue Kalke ersetzt ist, scheint er nicht aufrecht gehalten zu haben.

c) Lithologische Beschaffenheit.

Die erste Beschreibung, die LORETZ von unserem Gestein gegeben hat (1873, S. 277), kann wieder ausgezeichnet genannt werden.

Die Farbe des Dolomites ist meist hell, weißlichgrau bis höchstens mittelgrau. Die verwitterte Oberfläche ist in der Regel fast weiß. Gelbliche oder rötliche Töne scheinen auf Stellen beschränkt zu sein, an denen das Gestein durch Störungen stark zerrüttet ist. Manchmal findet man Abarten, bei denen die Oberfläche mehr grau ist, die Diploporen aber als helle Ringe darauf hervortreten. Am dunkelsten ist der untere Sarldolomit des Kühwiesenkopfes. Hier sind sowohl die Dasycladaceenskelette als das Gestein zwischen ihnen grau. Nur der kristalline Dolomit, der die Hohlräume der Schalen ausfüllt, ist weiß. Selten ist das Gestein auf dem Querbruch etwas gebändert. In der Struktur unterscheidet es sich von der Mehrzahl der höher oben folgenden Dolomite dadurch, daß es meist dicht oder nur fein kristallin ist. Manchmal hat es ein breschiges Aussehn, wie gelegentlich wohl alle alpinen Dolomite. LORETZ hat in seiner Arbeit über Kalk und Dolomit (1878) auch das Gefüge des unteren Sarldolomites mit berücksichtigt und auf Taf. 17, Fig. 7 eine Zeichnung nach einem Dünnschliff gegeben. Wo der untere Sarldolomit durch tektonische Beeinflussung nicht gelitten hat, ist er meist recht hart und fest. Er ist aber auch ziemlich spröde, splittert unter dem Hammer stark und wird deshalb an Störungszonen zu einem scharfkantigen Grus zermalmt. In Gebieten heftiger Zerrüttung, wie unter Überschiebungen, kann diese Zertrümmerung

so weit gehn, daß man das Gestein wie einen losen Sand mit dem Pickel abgraben kann. Wo sie weniger weit fortgeschritten oder wieder ausgeheilt ist, zeigt die verwitterte Oberfläche jenes bezeichnende Gittermuster, wie es ja jedem Alpengeologen bekannt ist. Die Schichtung ist, wenn wir uns auf den echten unteren Sarldolomit beschränken (vergl. weiter unten), immer sehr vollkommen und meist recht dünn, wenn auch nicht gerade plattig.

An verschiedenen Stellen fand ich im Bereich des unteren Sarldolomites löcherig verwitternde Gesteine von der Beschaffenheit der Rauh- wacken oder Zellendolomite, ähnlich den schon bei den obersten Werfener Schichten erwähnten. Innen ist dieses Gestein meist hell, oberflächlich teilweise gelb. Es ist zu betonen, daß diese Bänke nicht oder doch nicht immer den untersten Teil der anisischen Stufe bilden, sondern daß sie über einer gewissen Mächtigkeit festen Dolomites aufzutreten pflegen. Ganz Ähnliches findet man auch im judicarischen unteren Muschelkalk. LORETZ (1874, S. 400) glaubt feststellen zu können, daß die Rauh- wacken eine bestimmte Höhe in der Schichtfolge einhalten. Ich würde aber nicht wagen, dies sicher zu behaupten. Jedenfalls sind sie in verschiedenen Teilen des Gebietes sehr verschieden stark entwickelt. Sehr verbreitet sind sie beispielsweise auf dem Kamm westlich Stament in Innerprags (östlich der Franz-Josef-Hütte auf dem Kühwiesenkopf) und auf der Nordostseite des Badmeisterkofls.

In chemischer Hinsicht scheint es sich in der Regel um recht reinen Dolomit zu handeln. Wenigstens ergaben zahlreiche Salzsäureproben, die ich durchführte, mit sehr seltenen und geringfügigen Ausnahmen gar kein Aufbrausen. Die einzige Abweichung, die ich fand, ist eine größere kalkige Masse auf dem Nordkamm des Flatschkofls, die hier den oberen Teil des unteren Sarldolomites vertritt. In seinem Hangenden, unmittelbar unter den Pragser Schichten, liegt ein mittelgraubrauner, knolliger Diplo- porenkalk, der wohl auch noch zu diesen gerechnet werden könnte. Gegen unten wird der Kalk heller und dolomitisch und geht sehr allmählich in Dolomit von gewöhnlicher Beschaffenheit über. Die kalkige Masse von der Hangendgrenze bis zum reinen, mit Salzsäure gar nicht brausenden Dolomit hat eine Mächtigkeit von etwa 20 m. Es ist bezeichnend für die Genauigkeit, mit der LORETZ das Gebiet begangen hat, daß auch ihm diese kalkige Stelle schon bekannt war (1874, S. 401). Einige chemische Unter- suchungen von Dolomiten aus unserem Gebiet hat derselbe Verfasser im Jahre 1878 (S. 407) veröffentlicht. Die Probe Nr. II vom Bad Prags drüfte jedenfalls von unserem Sarldolomit genommen sein. LORETZ hat im Zusammenhang mit den besonderen Fragen, die ihn beschäftigten, den Kalkgehalt des subkristallinen und des grobkörnigen Anteiles des Ge- steins getrennt bestimmt und fand für den ersten 53,77%, für den zweiten 52,40%. Es handelt sich also um ziemlich reinen Dolomit ohne Kalküber- schuß. Nicht selten ist das Gestein dem Aussehn nach etwas mergelig, doch liegen genauere Untersuchungen über den Tongehalt nicht vor. LO- RETZ macht einmal (1874, S. 400) die Bemerkung, daß der untere Sarl- dolomit manchmal sehr stark bituminös sei. Im allgemeinen scheint mir dies in meinem Aufnahmegebiet nicht der Fall zu sein, wenn auch ein geringer Bitumengehalt sicher gelegentlich vorkommt. Das Hauptbeispiel,

das LORETZ in der Anmerkung a. ang. O. nennt, liegt außerhalb des Bereiches meiner Karte. Ich vermag nicht hinlänglich zu beurteilen, ob es sich hier wirklich um Anis handelt. Ich will aber bemerken, daß der tiefste, dünnbankige, stark grusige Teil des Sarldolomites auf der NE-Seite des Sarlkofls, ostnordöstlich P. 1917, auffallend dunkel grau ist und stark bituminös riecht. Vielleicht ist dadurch ein leichter Facieswechsel gegen E angedeutet.

Bemerkenswert ist die Tatsache, daß dem unteren Sarldolomit an einer Stelle, auf der N- und NW-Seite des Hochalpenkopfes, in ziemlicher Ausdehnung und Mächtigkeit eine Konglomeratlinse eingeschaltet ist. Es dürfte wohl erlaubt sein, darin einen Hinweis auf seine Beziehungen zu den Pragser Schichten und auf seine Gleichzeitigkeit mit dem unteranisischen Konglomerat der westlicheren Gebiete zu erblicken. Ich habe das Konglomerat auf dem Nordkamm des Hochalpenkopfes und besonders auf der Weistseite des Bruches gleich nordwestlich desselben Berggipfels, wo es vorzüglich aufgeschlossen ist, untersucht. Es bildet mehrere mächtige Bänke. In enger Verbindung mit ihm treten einige starke Zwischenlagen von roten, sandigen Mergeln auf. Das Konglomerat besteht aus ziemlich wohlgerundeten, oft bis faustgroßen, selten bis kopfgroßen Geröllen von hellem, mit Salzsäure nicht brausendem Dolomit. Die Aufschlüsse nordwestlich des Hochalpenkopfes liegen bei einer starken Quelle, ganz wenig über dem Steig, der von dem Sattel zwischen Flatschkofl und Hochalpenkopf kommt. Deutlich ist zu erkennen, daß im Liegenden noch einmal Dolomit folgt. Seine Mächtigkeit ist hier nicht zu ersehnen. Auf dem Nordkamm des Hochalpenkopfes läßt sich aber feststellen, daß mindestens 50 m Dolomit unter dem Konglomerat liegt. Dieses selbst ist hier etwa 2 m mächtig. Darüber folgen noch 70 m Dolomit. Eine westliche Fortsetzung dieser Konglomeratlagen oder noch eher der mit ihnen verbundenen roten Mergel wird vielleicht durch den Umstand angedeutet, daß der Steilhang des unteren Sarldolomites auf dem N-Kamm und NW-Kamm des Flatschkofls in zwei Stufen zerfällt, die durch eine ziemlich auffallende Verebung getrennt sind. Aufschlüsse vermochte ich an dieser Stelle nicht zu finden.

d) Gliederung.

LORETZ unterscheidet innerhalb des von mir unterer Sarldolomit genannten Schichtgliedes zwei Abteilungen, deren unterer, mehr mergeliger die Diploporen noch fehlen sollen. (1874, S. 400 u. 429). Da er aber den oberen Sarldolomit nicht scharf getrennt hält, sind seine Angaben nicht ohne weiteres zu verwenden. Daß in dem Profil des Kühwiesenkopfes der untere, hellere Teil des Dolomites noch diploporenfrei ist, kann ich bestätigen. Ich möchte aber nicht behaupten, daß diese Erscheinung eine allgemeine Bedeutung hat. Im Gipfelteil des Badmeisterkofls und auf dem Alwartstein hebt sich ziemlich deutlich ein oberster, ungeschichteter Teil des Dolomites von dem unteren, gut geschichteten ab. An diesem Berg liegt er infolge der steilen Schichtstellung ganz auf der Südseite. Es handelt sich in diesen Fällen aber wohl nicht mehr eigentlich um unteren Sarldolomit, denn wir befinden uns hier in der Gegend, wo die Pragser Schichten auskeilen und durch oberen Sarldolomit ersetzt wer-

den (siehe unten, S. 47). Auch im oberen Teil der großen Schlucht nordöstlich des Sarlkofls bemerkt man, daß der ausgezeichnet gebankte untere Dolomit gegen oben, gegen den Sattel zwischen Sueskopf und Sarlkofl, in ein massigeres Gestein übergeht. Über diesem scheinen letzte Ausläufer der Pragser Schichten zu folgen — so weit sich dies bei der sehr gestörten Lagerung beurteilen läßt. Wir kommen darauf zurück.

Eine gesonderte Besprechung verdienen noch die tiefsten Teile des unteren Sarldolomites, um die Art der Verbindung mit den Werfener Schichten klar zu machen. Diese ist nicht überall ganz gleich. Verhältnismäßig scharf scheint die Grenze auf der rechten Seite des Langentales südlich Bad Bergfall zu sein. Der Übergang wird hier durch einen wenig mächtigen, rötlichen, sandigen Dolomit vermittelt, über dem sogleich grauer, plattiger, splittiger Dolomit folgt. Am besten findet man das Grenzgebiet zwischen Unter- und Mitteltrias auf der linken Seite der Schlucht gleich nördlich Altprags aufgeschlossen. Das Einfallen ist fast S, mit 55° Neigung.

Am Fuß der Wand steht ein mittelgrauer, ausgezeichnet gebankter Dolomit an. Die Bänke sind etwa 1—3 dm mächtig, ausnahmsweise werden beide Grenzwerte wohl auch überschritten. Deutliche Schieferlagen in den Schichtfugen sind hier nicht zu sehn. Darunter folgen zunächst etwa 2 m hell grünlichgraue, sandige Mergelschiefer, dann eine Wechsellagerung von sehr hell grauen Dolomiten mit grünlichgrauen, seltener rötlichen, blättrig-bröckeligen, feinen mergeligen Schiefen. Beide Gesteine sind am Aufbau dieses Teiles des Profiles etwa gleich stark beteiligt und bilden Bänke von ein bis einigen dm Mächtigkeit. Gegen unten nimmt die rote Farbe zu und ergreift auch die Dolomite. Die Schiefer wiegen nun vor. Die aufgeschlossene Gesamtmächtigkeit der Wechsellagerung von Dolomiten und Schiefen beträgt etwa 8 m.

Der Fuß des Hanges ist von Schutt verhüllt; nach der ganzen Lage ist zu vermuten, daß sehr bald die gewöhnlichen Campiler Schichten anstehn. Eine ähnliche Wechsellagerung scheint an der Basis des unteren Sarldolomites auch am Hang bei Neuprags vorhanden zu sein. Zusammen damit treten hier Rauhacken auf. Man findet Aufschlüsse, die aber nicht genügen, um ein zusammenhängendes Profil aufzunehmen, in dem kleinen Graben, der östlich des Bades von P. 1712 gegen P. 1275 an der Straße hinunter läuft. In dem Graben östlich der Bodenwiese südlich Maistatt traf ich folgendes Profil:

- 5) Gewöhnlicher unterer Sarldolomit.
- 4) Mürber, unreiner, meist gelb anwitternder, zerbröckelnder Dolomit.
- 3) Grauer, Glimmerschüppchen führender, auffallend gewulsteter Dolomit, wechsellagernd mit ziemlich beträchtlichen, grauen und roten Schieferbänken.
- 2) Außerst stark glimmeriger und sandiger Dolomit.
- 1) Rot-violetter, stark sandiger Schiefer der Campiler Schichten.

Wieder etwas anders scheint die Ausbildung in der großen Schlucht nordöstlich des Sarlkofls, südlich der Trogeralm, zu sein. Der unterste, dünnplattige Teil des Sarldolomites ist hier vorwiegend graubraun. Er enthält mehrere, je einige Meter mächtige, rot-violette Gesteinsmassen, die man von weitem für Schiefer halten könnte, die sich aber aus der Nähe als sandiger Dolomit erweisen. Die Aufnahme eines genauen Profiles wird trotz der großartigen Aufschlüsse durch die heftigen Störungen unmöglich gemacht.

Man vergleiche in diesem Zusammenhang auch, was oben (S. 19—20) über den obersten Teil der Werfener Schichten gesagt wurde.

e) Versteinerungen.

An deutbaren Fossilien hat der untere Sarldolomit bisher nur Diploporen geliefert. Diese sind dafür ganz allgemein verbreitet. Oft unterscheiden sie sich schon auf der angewitterten Gesteinsoberfläche durch geringe Größe von denen des oberen Sarldolomites. Doch empfiehlt es sich nicht, auf dieses Merkmal zu sehr zu vertrauen, da gerade *Physoporella pauciforata*, die Hauptart der anisischen Stufe, unter ungünstigen Lebensbedingungen sehr zur Bildung von Zwergformen neigt, die also in jedem Horizont vorkommen können. Alle Stellen, an denen ich Dasycladaceen beobachtet habe, aufzuzählen, wäre ganz zwecklos. Es sollen nur jene genannt werden, von denen ich Schiffe untersucht habe. LORETZ gibt an, daß GÜMBEL in den von ihm gesammelten Handstücken des Sarldolomites nur *Physoporella pauciforata* erkannt habe, sowohl im unteren als im oberen Teil der ganzen Gesteinsmasse (1873 a, S. 280). Die Mitteilung bezieht sich zunächst auf den Nordhang des Sarlkoflstockes, wird aber dann auch auf die Nachbarschaft ausgedehnt. Die Bestimmung des Altmeisters der Diploporenkunde hat sich im wesentlichen als zutreffend erwiesen. Sie bedarf nur in so ferne einer Ergänzung, als untergeordnet auch andere Arten auftreten. Die Erhaltung der Algen ist im unteren Sarldolomit durchschnittlich wenig günstig. Daher kommt die Unsicherheit vieler Bestimmungen.

Als sichere Fundorte für *Physop. pauciforata* glaube ich nennen zu dürfen.

Loses Stück (aus der Nähe) auf dem Kamm vom Flatschkofl gegen Bad Bergfall südlich Olang, etwa 1925 m hoch.

Südseite des Badmeisterkofls bei Altprags, anstehend etwas oberhalb des Steiges.

Wahrscheinlich tritt dieselbe Art auch noch an folgenden Stellen auf: Anstehend auf dem Ostkamm des Alwartsteins bei Altprags.

In einem losen Dolomitstück im Graben südlich des Kühwiesenkopfes, das sich zwar nicht zur Herstellung eines Dünnschliffes eignet, aber ziemlich bezeichnende Auswitterungen trägt.

Die Exemplare stehen der var. *simplex* am nächsten (vergl. PIA, 1935 b, S. 223), fallen aber meist durch geringe Größe auf. Vielleicht wird es sich später empfehlen, für diese unteranisischen Physoporellen eine besondere Unterart aufzustellen.

Auch die Gattung *Oligoporella* scheint im unteren Sarldolomit schon vertreten zu sein, doch sind die Reste für eine artliche Bestimmung zu schlecht erhalten. Fundorte:

Loses Stück im Graben östlich der Bodenwiese bei Maistatt, Kühwiesenkopf bei Innerprags.

In einigen Schliffen findet sich endlich eine Form mit dicht gedrängten, gegen außen erweiterten, kantigen Poren, die ich als «cf. *Macroporella dinarica*» bezeichnen möchte. Sie liegt mir vom NW-Grat des Sueskopfes (nördlich des Sarlkofls) und aus dem Graben östlich der Bodenwiese südlich Maistatt (jedoch aus einem anderen Handstück, als die *Oligoporella*) vor.

Es ist klar, daß diese Bestimmungen von ziemlicher Bedeutung für die Stratigraphie der Diploporen sind, weil sie sich auf ein sicher unter-

anisisches (hydaspisches) Gestein beziehen. Deshalb wurde hier etwas eingehender von ihnen gehandelt.

f) Mächtigkeit.

Sie scheint von W gegen E beträchtlich zuzunehmen. Nach den Profilen ergibt sich

- am Flatschkofl 125 m,
- am Kühwiesenkopf 200—400 m,
- am Sueskopf 500 m? (stark gestört).

g) Alter.

LORETZ versetzt den unteren Teil des Diploporendolomites, also unseren unteren Sarldolomit, ungefähr in die Altersstufe des Recoarokalkes und RICHTHOFENS Virgloriakalkes (1873 b, S. 613; 1874, S. 399). Allerdings macht sich auch hier gelegentlich die Neigung bemerkbar, das Gestein mit dem oberen Sarldolomit zu vermengen und das Ganze dem Mendoladolomit RICHTHOFENS gleichzustellen (1873 a, S. 279—280, 349). MOJSISOVICS legt Wert darauf, daß der Dolomit des Kühwiesenkopfes, der einzigen Stelle, von der er den unteren Sarldolomit kennt, nur dem unteren Teil seines unteren Muschelkalkes, d. h. also nur dem Hydasp, entspricht (1879, S. 46). Er vertritt zeitlich also die roten Konglomerate der Dreifingerspitze (ebend., S. 272), d. h. wohl das unteranisische Konglomerat. Diese Einreihung beruht auf der Annahme, daß die über dem Dolomit folgenden fossilführenden Schichten noch unteranisisch (im Sinne von MOJSISOVICS) sind. Wenn das nun auch nicht für die ganze Masse der Prager Schichten gilt, so werden wir doch dartun können, daß ihr liegendster Teil überall mindestens noch die Brachiopodenbank der Lombardei vertritt. Wir sind also berechtigt, zu behaupten, daß der untere Sarldolomit zur Gänze unteranisisch im strengen Sinn = hydaspisch ist. In dieser Vermutung werden wir bestärkt, wenn wir sehen, daß in dem Gebiet isopischer Entwicklung des ganzen Anis der obere Sarldolomit bedeutend mächtiger als der untere ist.

Die Möglichkeit, daß der untere Sarldolomit bei Prags auch noch Teile der skythischen Stufe umfaßt oder überhaupt ihr angehört, scheint bisher nicht erwogen worden zu sein. In anderen Gegenden werden aber ganz ähnlich gelegene Dolomite meist als oberster Teil der Werfener Schichten betrachtet. Vergl. TORNUQUIST (1901, S. 87), dessen Beweisführung im Lichte der Verhältnisse bei Prags allerdings wenig zwingend erscheint, und BUKOWSKI (1904, S. 21). Daß dies bei uns nicht geschehen ist, hat seinen Grund wohl in dem Diploporerichtum des Gesteines. Da wir über die Diploporen des Skyth nichts wissen, könnte man diesem Umstand allerdings die Beweiskraft absprechen. Doch wird es kaum zweckmäßig sein, die Grenze zwischen Unter- und Mitteltrias mitten in die Lebenszeit einer so verbreiteten Leitart wie *Physoporella pauciforata* hinein zu legen. Einen Grund für das skythische Alter des besprochenen Dolomites könnte man darin erblicken, daß die letzten Ausläufer des «Richthofen'schen Konglomerates» sich in seinem Hangenden befinden (vergl. unten, S. 29 u. 41). Dem gegenüber muß man aber bedenken, daß ja schon im untersten Teil des Dolomites Konglomeratbänke auftreten. Auch

liegen — wie wir oben (S. 19) sahen — die Myophorienbänke der obersten Werfener Schichten entschieden unter ihm.

In Südtirol kann die Frage ja überhaupt nicht sein, wo sich die Grenze zwischen Unter- und Mitteltrias befindet, sondern nur, wo wir sie hinlegen sollen. Gerade die nordöstlichen Dolomiten eignen sich wegen der Vollständigkeit ihrer Schichtfolge besser als die westlichen zur Prüfung dieser Frage. Da scheint es mir nun am zweckmäßigsten, diese Grenze zwischen Werfener Schichten und Sarldolomit zu ziehn, so daß die Bänke mit *Myophoria costata* beim Skyth und alle Schichten mit *Physoporella paucijorata* sowie alle Konglomerate beim Anis bleiben.

6. Pragser Schichten.

In den Gebieten, in denen der obere Sarldolomit fehlt, wird seine Stelle durch ein Gestein mit starkem terrigenem Einschlag vertreten, das wohl am besten als Pragser Schichten bezeichnet wird. Auf die Frage der Benennung werde ich weiter unten näher eingehn. Zunächst sei die lithologische Beschaffenheit des Schichtgliedes beschrieben.

a) Gesteinsbeschaffenheit.

Die Pragser Schichten bestehn aus einer Wechsellagerung von Sandsteinen, Schiefeln, Mergeln und Kalken. Sandige Mergel dürften in vielen Fällen die Hauptmasse ausmachen. In losen Stücken sieht man begreiflicher Weise hauptsächlich die Kalke. Übrigens sind alle die genannten Gesteine durch innige Übergänge mit einander verbunden, so daß ihre scharfe Trennung unmöglich wird. In geringer Menge und nur in einem bestimmten Gebiet kommen auch Konglomerate in den Pragser Schichten vor.

Die Kalke sind meist mittel- bis dunkelgrau, sehr selten hell bräunlich oder schwärzlich. Die Verwitterungsrinde pflegt gelb oder braun zu sein. Der frische Bruch zeigt manchmal ein zartes Flimmern infolge feinkristalliner Beschaffenheit, wie dies schon MOJSISOVICS (1879, S. 46 u. 275) erwähnt. Sehr oft sind die Kalke mehr oder weniger sandig, doch kommen auch ziemlich reine Bänke vor. Die Schichtung ist in allen Fällen deutlich und eher dünn, nur ausnahmsweise ebenflächig; in der Regel dagegen knollig, gelegentlich sogar sehr klein knollig. Solche feinknollige Lagen kommen nicht nur oben, am Übergang in die Buchensteiner Schichten, vor, sondern ganz besonders auch im liegendsten Teil der Pragser Schichten. Hie und da erweisen sich die Kalke als merklich oolithisch, meist mit recht wechselnder Größe der Körner. Auch Lumachellen, vorwiegend wohl aus Brachiopoden, und echte Krinoidenkalke treten stellenweise auf. Schon früheren Untersuchern (MOJSISOVICS, 1879, S. 273 u. 275) ist als merkwürdig aufgefallen, daß sich bei Prags bereits im Muschelkalk Hornsteinknollen finden. Ich kann diese Beobachtung bestätigen. Allerdings ist der Hornsteinreichtum immer viel geringer, als in den Buchensteiner Schichten. Meist handelt es sich nur um vereinzelte, braungelbe oder weißliche, ziemlich lockere Knollen. Die Kalke bilden fast immer nur Bänke in sandigen oder mergeligen Schichten. Diese Bänke haben einzeln meist eine geringe Mächtigkeit, wiederholen sich aber häufig und schließen sich öfters zu Gruppen zusammen. Manchmal gestatten es die

Aufschlüsse, festzustellen, daß die Kalkmassen die Gestalt von Linsen haben, die nach den Seiten auskeilen.

Das Gestein, das ich als Mergel bezeichnet habe, unterscheidet sich von den Kalken hauptsächlich durch geringere Härte infolge höheren Tongehaltes. Im übrigen ist es ihnen aber recht ähnlich, stets mehr oder weniger sandig, von dunkelgrauer Farbe, gelegentlich auch deutlich knollig. Inkohlter Pflanzenhäcksel ist in diesem Gestein schon häufig zu finden.

Wenn der Kalkgehalt weiter sinkt, entwickelt sich ein Gesteinstypus, der sich von den Schiefen, die ihm in der mineralogischen Zusammensetzung gleichen, durch das Fehlen oder Zurücktreten einer deutlichen Schieferung unterscheidet. Am besten wird dafür wohl der von SALOMON (1908, S. 363) vorgeschlagene Name Tonfels verwendet. Vergl. auch PIA, 1930a, S. 5. Bei der Verwitterung wird der Tonfels oft recht weich und bröckelig.

Es kommen in den Pragser Schichten aber auch echte, wohlgeplattete, dunkle Schiefer vor. Sie sind stets noch etwas kalkig und meist auch deutlich sandig, spalten aber ebenflächig. Manchmal erinnert dieses Gestein sehr stark an Wengener Schichten. Es wurde auch tatsächlich früher mit ihnen verwechselt, so scheinbar von HÖRNES im Schadebach bei Neuprags. Eine auffallende Erscheinung in den Schiefen, gelegentlich wohl auch in anderen weichen Gesteinen der Pragser Schichten, sind feste, rundliche, etwa brotlaibähnliche Konkretionen, die in den Aufschlüssen über die Umgebung vorspringen.

Schließlich bilden Sandsteine an vielen Stellen einen wesentlichen Teil der Schichtfolge. Sie sind grau, stets deutlich kalkig. Gegen die Verwitterung verhalten sie sich verschieden. Manche sind recht fest, der Großteil wird aber rasch sehr mürb. Zerstückelte Pflanzenreste fehlen in ihnen fast nie.

Im ganzen sind die Pragser Schichten ein recht bezeichnendes Gesteinsglied, das an seiner sandigen Beschaffenheit, an dem massenhaften Vorkommen inkohlter Pflanzenreste und an dem großen Fossilreichtum überhaupt fast immer leicht zu erkennen ist.

Nach LORETZ (1874, S. 416) sollen bei Neuprags im Muschelkalk verschiedene Minerale, wie Cölestin, Strontianit, Baryt auftreten. Ich fand keine Zeit, über diese Vorkommen eigene Beobachtungen anzustellen.

Die Mächtigkeit der Pragser Schichten beträgt nach meinen Profilen 200—300 m.

b) Gliederung.

Eine Unterteilung der Pragser Schichten nach lithologischen Merkmalen, die für das ganze Gebiet anwendbar wäre, ist nicht zu erkennen. Das ist auch begreiflich, weil — wie wir noch sehn werden — das geologische Alter des Schichtgliedes von Ort zu Ort nicht dasselbe ist. Als eine ziemlich allgemein geltende Regel läßt sich aber aufstellen, daß die liegenden Teile fester, kalkreicher und mehr zur Wandbildung geneigt sind, während im oberen Teil die Kalke, aber auch die härteren Sandsteine, stark zurücktreten und weiche, sandige Schiefer das herrschende Gestein werden. Dieser hangende Abschnitt bildet daher oft eine aufschlußarme Geländestufe oder ein wiesenbedecktes Band. Bei der Betrachtung des

Hanges östlich des Hochalpenkopfes von Olang aus ist das recht gut zu erkennen. Ich fand es aber auch in der Gegend von Neuprags bestätigt.

Die Pragser Schichten lassen sich als ein fast zusammenhängender Zug vom Sueskopf nördlich des Sarlkofls über Altprags und Neuprags auf den Kühwiesenkopf und von hier am Nordhang des Hochalpenzuges bis an die Westgrenze des Gebietes verfolgen. Schon LORETZ (1873, S. 417) ist es aufgefallen, daß die Gesteinsentwicklung auf dieser Strecke nicht ganz gleich bleibt. Die von ihm festgestellten Verschiedenheiten scheinen allerdings teilweise darauf zu beruhen, daß er die Buchensteiner Schichten, die im W fehlen, von den Pragser Schichten nicht getrennt gehalten hat. Aber auch innerhalb dieser ist eine gewisse facielle Veränderung im Streichen unverkennbar. Das auffallendste Merkmal der westlichen Entwicklung, die etwa zwischen dem Hochalpenkopf und dem Flatschkofl einsetzt, ist das Auftreten zahlreicher Bänke und Linsen von Konglomerat im liegenden Teil der Pragser Schichten. Es besteht aus wohlgerundeten Kalken, unter denen die gelben Oolithe der Campiler Schichten stets leicht zu erkennen sind. Auch die Diploporenkalke sind in dieser Gegend viel reichlicher entwickelt, als weiter im E. Im Muschelkalk der linken Seite des Langentales südlich Bad Bergfall zeigen sich zum ersten Mal auch rote Schiefer, die stark an Werfener Schichten erinnern. Sie erreichen im W, am Hang des Piz da Peres, rasch eine bedeutende Verbreitung. Auch das Auftreten langer, zusammenhängender Seelilienstiele scheint auf die westlichen Gebiete beschränkt zu sein. Im Profil nördlich des Hochalpenkopfes findet man nur mehr die letzten Ausläufer der Konglomerate in Gestalt einzelner Gerölle in den Sandsteinen.

Auf der rechten Seite des obersten Rienztales (Höhlensteintales) erscheinen die Pragser Schichten unerwarteter Weise noch einmal. Ich fand sie in dem Möselegraben, der vom Mitteralpi-See unter dem Lückeleschartl herunter führt. Sie stehn hauptsächlich auf der linken Seite unterhalb der Kote 1543 an. Es handelt sich um graue, stark sandige, ammonitenführende Kalke, deren Deutung keinem Zweifel unterliegt. Die Lagerung ist sehr gestört und konnte noch nicht genügend geklärt werden. Der Schacherbirgl auf der rechten Talseite besteht aus Sarldolomit mit leider unbestimmbaren Diploporen. Etwas weiter im N, im Schutt auf der Südseite des Rollkopfes rechts des Birkentales, fand ich *Physoporella paucijorata simplex*.

c) Verhältnis zum Liegenden und Hangenden.

Die Grenze der Pragser Schichten gegen den unteren Sarldolomit ist — was bei der großen Verschiedenheit der Härte der beiden Gesteine nicht verwunderlich — nur selten gut aufgeschlossen. Stellenweise scheint sie ganz scharf zu sein, so daß stark sandige Schichten unmittelbar auf dem Dolomit liegen. Dies gilt beispielsweise im Bereich des Badmeisterkofls und in dem Graben gerade östlich der Häuser von Bad Neuprags, wo sich ein feiner grauer Sandstein auf den Dolomit legt.

An einigen recht auffallenden Stellen ist aber eine Art Übergangsgestein vorhanden. Die besten Aufschlüsse davon finden sich unmittelbar nördlich des Gehöftes Stament in Innerprags in einem größeren Steinbruch. Man sieht hier mittelgraue, öfter gebänderte, bituminöse, aus-

gezeichnet gebankte Kalke mit einzelnen Lagen eines stark sandigen und glimmerigen Kalkes. Die Bänke sind meist einige Dezimeter dick, wechseln aber stark. Die Schichtflächen sind teils glatt, teils stark grubig, teils auch wie mit Rippelmarken bedeckt. Im Hangenden folgen — westlich Stament — graue, knollige, sandige Kalke mit länglichen Kieselausscheidungen, dann die gewöhnlichen, sandigen, ammonitenreichen Pragser Schichten. Besonders bezeichnend für den oberen Teil des Kalkes von Stament ist das Auftreten großer Mengen kleiner, verkieselter Diploporen (*Physoporella pauciforata* cf. var. *simplex*, siehe unten). Der liegende Teil der auffallenden Gesteinsmasse ist schon fast rein dolomitisch, so daß er mit Salzsäure gar nicht mehr braust. Er grenzt mittels einer Störung an Werfener Schichten. Ein petrographisch und der Lagerung nach vollkommen übereinstimmendes Gestein tritt auch auf der Südseite des Tales von Innerprags, im Schadebach-Graben östlich Neuprags, an der Grenze zwischen Pragser Schichten und unterem Sarldolomit auf. Auch hier ist ein kleinerer Steinbruch in ihm angelegt. Die Flora ist hier etwas reicher. Sie umfaßt

Physoporella pauciforata cf. *simplex*,
Oligoporella pilosa typica,
Macroporella aff. *dinarica*.

Außerdem sieht man in den Schliffen massenhaft Spongiennadeln. Die Algengesellschaft dieser Grenzbildungen schließt sich also noch der des unteren Sarldolomites an.

Ein dritter Punkt, wo eine Art Übergang zwischen Pragser Schichten und liegendem Dolomit zu bemerken ist, ist der Nordhang des Flatschkofls, an der schon S. 22 erwähnten Stelle, an der der untere Sarldolomit teilweise kalkig entwickelt ist. Den Übergang vermittelt hier ein mittelgraubrauner, knolliger Diploporenkalk. Gegen unten wird er rasch heller.

Das kalkige Gestein, das nach einer Vermutung von LORETZ (1873a, S. 339—40) den Sarldolomit westlich von St. Veit ersetzen sollte, ist wohl unser Kalk von Stament, zumal auch Diploporen daraus angeführt werden.

Die Hangendgrenze der Pragser Schichten ist dort, wo sie von Buchensteiner Schichten überlagert werden, nicht scharf, aber meistens doch deutlich zu bestimmen. Wir werden davon weiter unten sprechen. Schärfer ist sie natürlich dort, wo das Hangende aus Dolomit besteht. Auf dem Nordkamm des Hochalpenkopfes liegt über den höchsten, sandigen Pragser Schichten zunächst ein wandbildender, grauer, undeutlich knolliger bis splittriger, ungeschichteter Kalk. Er geht nach oben rasch in weißlichen, splittrigen Dolomit über, der in diesem Profil keine heteropischen Einschaltungen mehr enthält.

d) Tierische Fossilien.

Die Pragser Schichten sind nächst den Cassianer Schichten der Seelandalpe das fossilreichste Gestein der Karte. So ziemlich überall, wo sie halbwegs aufgeschlossen sind, findet man Versteinerungen: Ammoniten, die allerdings meist recht mangelhaft erhalten sind, Nautilen, Gastropoden, Bivalven, sehr reichlich Brachiopoden, Crinoiden und Seeigelstacheln. Die Häufigkeit von inkohlten Pflanzenstückchen wurde schon wiederholt erwähnt. Bestimmbare Landpflanzenreste sind mir allerdings

leider bisher nicht untergekommen. Auf die Diploporen wird weiter unten einzugehen sein.

Im Schrifttum sind ziemlich viele Nachrichten über Fossilfunde aus den Pragser Schichten der Umgebung von Prags zerstreut. Es war nicht ganz leicht, sie aufzufinden, und es ist wohl möglich, daß mir eine oder die andere entgangen ist. Ich hoffe aber doch, alle wichtigeren zusammengebracht zu haben. Die Quellen, aus denen ich geschöpft habe, sind in der unten folgenden Tabelle mit Buchstaben bezeichnet, so wie sie hier der Reihe nach kurz angeführt werden. Für die genauen Titel vergleiche man das Schriftenverzeichnis am Anfang der Arbeit. Selbstverständlich konnten in die Tabelle nur die jeweils wichtigsten Hinweise aufgenommen werden, falls eine Art von mehreren Verfassern für den gleichen Fundort angegeben wird.

- a) LORETZ, Gegend von Ampezzo, 1874
- b) LORETZ, Einige Petrefacten, 1875
- c) MOJSISOVICS, Dolomitriffe, 1879
- d) MOJSISOVICS, Cephalopoden d. mediterran. Trias, 1882
- e) BITTNER, Brachiopoden d. alpinen Trias, 1890
- f) BITTNER, *Pseudomonotis Telleri*, 1901
- g) Eigene Aufsammlungen im allgemeinen
- h) HILDEBRAND und PIA, Zwei Crinoidenkelche, 1929.

Die Fundorte wurden in der Tabelle nur kurz bezeichnet. Genauer ist ihre Lage die folgende (von W nach E):

A) Im Hochalpenzug, westlich des Tales von Innerprags.

1) Langental, im linken Zweig des südlichsten von rechts einmündenden Seitengrabens. Langental nennt WOLF v. GLANVELL (1890) das Tal, das zwischen Dreifingerspitze und Flatschkofl gegen Bergfall verläuft.

2) Kamm Flatschkofl — Bergfall. Der Kamm, der den P. 1921 trägt. Die Funde stammen durchwegs aus dem Bereich, wo die Pragser Schichten anstehn. Fundstelle für größere Crinoidenreste.

3) Graben östlich des Kammes Flatschkofl — Bergfall, oberster Teil, wo die Pragser Schichten anstehn.

4) Kamm nördlich des Westendes des Hochalpenkopfes, südöstlich P. 1906. Die Pragser Schichten treten hier nur auf einem beschränkten Fleck inmitten des Schuttes auf. Sie sind sehr fossilreich. Weitaus am häufigsten sind Brachiopoden, viel seltener Cephalopoden, sehr selten und schlecht erhalten dünnchalige Bivalven. Die Stelle wäre für weitere gründliche Aufsammlungen besonders geeignet, zumal sie auch neue Arten zu enthalten scheint.

5) Kamm nördlich des Hochalpenkopfes, etwa 2100 m hoch, unweit der Kote 2119. Nur ein loses Stück mit einem verkieselten Fossil, dessen stratigraphische Zugehörigkeit nicht ganz zweifellos ist.

6) Im Brunstgraben südlich Ober-Olang, unweit der Kote 1514 (auf der Sektionskopie irrtümlich 1614), loses Stück.

7) Südseite des Brunstgrabens südlich Ober-Olang, ost-südöstlich P. 1853. Loser Block mit Brachiopoden und Crinoiden, offenbar von weiter oben anstehenden Pragser Schichten.

8) Kamm westlich des Kühwiesenkopfes (westlich St. Veit in Innerprags). Es ist hier eine Wechsellagerung ziemlich dunkel grauer, braun verwitternder Kalke und Sandsteine aufgeschlossen. Jene enthalten viele Fossilien, besonders Brachiopoden und Crinoiden, auch Ammoniten. In den untersten Kalkbänken über dem unteren Sarldolomit treten noch Diploporen auf. Höchst wahrscheinlich ist dieser Fundort gemeint, wenn ältere Verfasser, wie etwa BITTNER, vom Kühwiesenkopf schlechtweg sprechen. Ebenso sind die bei MOJSISOVICS (1879, S. 272—73) aufgezählten Fossilien nach

dem ganzen Zusammenhang von hier. Wenn es dabei heißt, daß Cephalopoden fehlen, so beruht dies auf einem Übersehn. Bestimmbare Stücke konnte allerdings auch ich nicht beibringen. Endlich muß wohl auch LORETZ's Fundort «auf dem Bergrücken zwischen Außerprags und Pustertal» hier zu suchen sein. Selbstverständlich ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß die von früheren Forschern angeführten Fundstücke nicht genau vom Kamm, sondern aus der Nähe stammen, etwa von dem nächsten Fundort.

9) Mulde südlich des Kühwiesenkopfes bei Neuprags, rechte Seite, etwas mehr als 2000 m hoch. Hier treten in der Streichungsfortsetzung des vorigen Fundpunktes unter den losen Stücken von Pragser Schichten Lumachellen auf. Meist sind die Versteinerungen nicht sicher bestimmbar. Ein etwa faustgroßer Block enthielt jedoch verkieselte Fossilien. Alle in der Tabelle aufgezählten Arten von unserer Fundstelle stammen aus ihm. Besonders auffallend ist hier der Reichtum an Gastropoden. Leider sind die Aufschlußverhältnisse nicht sehr günstig, da das Gelände mit Wiesen bedeckt ist.

10) Linke Seite des Grabens südlich des Kühwiesenkopfes bei Innerprags, wenig unter Kote 1676. Das hier gefundene Stück mit Bivalven dürfte der Lage nach aus dem untersten Teil der Pragser Schichten stammen.

11) Am Bergfuß nördlich des Gehöftes Riedl nordwestlich des Hotels Pragser Wildsee. Lose Stücke enthalten hier sehr reichlich größere Crinodienstielglieder, die sich aus dem verwitterten Gestein gut befreien lassen.

12) Hügel gleich nordwestlich des Gehöftes Gstattl im westlichsten Teil von Innerprags. Am Südfuß dieses kleinen, freistehenden Hügels sind anstehende, sehr sandige Knollenkalk aufgeschlossen, die reichlich größere Cephalopoden führen. Die Stelle wäre aussichtsreich für einen wiederholten Besuch.

13) In dem kleinen Graben nördlich Trigonometrier 1448 zwischen den Gehöften Stament und Gstattl im Westen von Innerprags enthalten lose Stücke von Pragser Kalk neben Diploporen große Crinodienstielglieder.

B) Am Nordhang des Heerstein-Daum-Zuges, zwischen dem Pragser Wildsee und Altprags.

14) Der im älteren Schrifttum so oft genannte Fundort Neuprags (oder — wie man früher schrieb — Neubrags). Hier hat zuerst LORETZ gesammelt. Später hat HÖRNES dieselbe Stelle ausgebeutet (HÖRNES 1875 b, S. 239). Nach meinen Beobachtungen kommen Ammoniten in der nächsten Umgebung des Bades Neuprags an vielen Stellen vor. Da diese Fundorte von den älteren Forschern nicht getrennt gehalten wurden, müssen ihre Angaben gesondert von meinen Beobachtungen angeführt werden. MOJSISOVICS (1879, S. 275) bemerkt ausdrücklich, daß der Muschelkalk in der besprochenen Gegend stark von Schutt überrollt ist. Es ist wohl sicher anzunehmen, daß dieser Schutt, und nicht das Anstehende, die Hauptmasse der Fossilien geliefert hat. Die älteren Verfasser scheinen der Meinung gewesen zu sein, daß der Muschelkalk von Neuprags einer durch Störungen abgetrennten kleinen Scholle angehört, wohl deshalb, weil sie den in der Gegend auftretenden Dolomit für oberanischen «Mendoladomit» hielten. Meine Kartierung hat das nicht bestätigt, wie im tektonischen Teil näher auseinanderzusetzen sein wird.

Im Folgenden gebe ich die genauen Stellen an, an denen ich selbst bei Neuprags Fossilien fand.

15) Brente Riegl-Graben, etwa 1430 m hoch. Ich bezeichne so den Graben, der von dem auf der Karte «Brente Riegl» genannten Hangteil unter dem Heerstein südlich St. Veit herunter kommt. (Richtiger wäre wohl «Brennte Riegl» zu schreiben, d. h. gebrannte Rücken, vielleicht von einem Waldbrand).

16) Im Graben südsüdöstlich Neuprags bestehen die untersten anstehenden Aufschlüsse aus kalkig-sandigen Schiefern mit Einlagerungen dunkelgrauer, sandiger Kalke. In den von den Kalken stammenden losen Stücken fand ich Ammoniten. Auf einer größeren Platte lagen mehrere, leider schlecht erhaltene beisammen.

17) Schadebach östlich Neuprags. Ein loses Stück im Schutt, dessen Zugehörigkeit zu den Pragser Schichten aber auf Grund der Gesteinsbeschaffenheit recht sicher ist.

18) Raner Berg westlich Altprags. Lose Stücke in der Mulde nördlich P. 1606.

C) Im Bereich des Badmeisterkofls und Sueskopfes, zwischen Altprags und dem Höhlensteintal.

19) Im Graben gerade östlich der Häuser von Altprags ist die Basis der Pragser Schichten gut aufgeschlossen. Im Schutt finden sich hier Ammoniten, die nach der Lage offenbar aus dem untersten Teil des Schichtgliedes stammen. Sie wären deshalb besonders interessant. Was bisher vorliegt, ist aber leider nicht bestimmbar.

20) Badmeisterkofl, ost-südöstlich des Gipfels. Dieser Fundpunkt ist von allen der wichtigste. Der Gipfel des Badmeisterkofls nordöstlich Altprags besteht aus unterem Sarldolomit. Auf dem Kamm, der gegen den Alwartstein zieht, folgt ganz wenig östlich des Gipfels eine schwache Einsattlung, in der Pragser Schichten anstehn. Dann erhebt sich aber infolge einer Verbiegung der Schichten noch einmal eine kleine Kuppe des liegenden Dolomites. Sie wird im E von einem untergeordneten Bruch abgeschnitten. Der Dolomit der Kuppe fällt 70° SW. Auf dem Südhang gleich unter dem Kamm taucht er unter die Pragser Schichten ein. In diesen liegt, an einem kleinen Fußsteig, der die Dolomitekuppe im S umgeht, die Fossilfundstelle. Man kann vollkommen einwandfrei erkennen, daß sie sich im aller untersten Teil der Pragser Schichten, wenige Meter über ihrer Basis, befindet. Kalke und sandige Mergel wechsellagern. Die Kalkbänke sind teilweise sehr stark kleinknollig. Vorwiegend in den Kalken treten Linsen von Lumachellen auf, aus denen die Fossilien massenhaft auswittern. Vorherrschend und auch gut erhalten sind die Brachiopoden, daneben spielen auch Lamellibranchiaten eine größere Rolle. Gastropoden und Cephalopoden treten an Häufigkeit sehr zurück und sind meist stark beschädigt. Echinodermen habe ich hier nicht beobachtet.

Ich halte es für sicher, daß dieser Fundort schon vor mir ausgebeutet worden ist. Allerdings sind die Angaben der älteren Verfasser über seine Lage so ungenau, daß es nicht möglich gewesen wäre, ihn danach zu finden. LORETZ (1875, S. 793—803) führt eine Reihe von Muschelkalkfossilien unter der Ortsbezeichnung «Golser Berg» an. Auf den neueren topographischen Karten liegt der Golserberg allerdings viel weiter im N, schon ganz im Phyllit. Vergleicht man aber die geologische Karte bei LORETZ (1874, Taf. 7) so findet man den Namen dort, wo die späteren Darstellungen den Badmeisterkofl angeben. Dies zusammen mit den Bemerkungen bei LORETZ über die Art und Häufigkeit der gefundenen Fossilien läßt über die Lage seines Fundortes kaum einen Zweifel. Die von MOJSISOVICS (1879, S. 275 und 1882, S. 84) mit der gleichen Ortsangabe angeführten Versteinerungen stammen von LORETZ. Übrigens setzt MOJSISOVICS (1879, S. 275) die Fundorte Badmeisterkofl und Golser Berg ausdrücklich gleich. BITTNER (1890, S. 26) meint unter der Bezeichnung «Golser Berg» höchst wahrscheinlich dieselbe Stelle.

21) In der Wiesenmulde östlich P. 1628 auf der Westseite des Lungkofls fand ich einen unbestimmbaren kleinen Ammoniten. Es ist zu bedauern, daß ich von hier keine besseren Reste erhalten konnte, denn es ist sehr zweifelhaft, ob hier wirklich Pragser Schichten anstehn. Wahrscheinlich fällt das ganze Gebiet den Cassianer Schichten zu.

22) In den Gräben knapp nördlich unter dem Gipfel des Sueskopfes sind kleinere Aufschlüsse von Pragser Schichten, die aus einer Wechsellagerung mürber brauner Sandsteine und grauer, braun verwitternder Kalke mit einzelnen Hornsteinknollen bestehn. In den Kalken sah ich mangelhaft erhaltene Crinoiden, Brachiopoden und ein ? *Orthoceras*. In den älteren Arbeiten (LORETZ, 1875, S. 798, 800; MOJSISOVICS, 1879, S. 275) erscheint der Sueskopf unter der Bezeichnung «Höhe vor dem Sarnkofel».

23) Nicht weit von hier wird auch der Fundort zu suchen sein, den MOJSISOVICS (1882, S. 261) «Fuß des Sarnkofels bei Toblach» nennt. Es ist sogar recht möglich, daß er mit dem vorigen zusammenfällt.

Ich habe es für richtig gehalten, in die folgende Tabelle auch Funde von nicht näher bestimmbareren Fossilien aufzunehmen, um das Bild von der Verbreitung und Zusammensetzung der Fauna zu vervollständigen und weil auch diese Stellen bei weiterem Suchen bessere Reste liefern könnten. Von den Gastropoden konnte kein einziger sicher einer Art zugewiesen werden, nicht nur, weil sie ziemlich schlecht erhalten sind, sondern hauptsächlich deshalb, weil wir über die anisischen Schnecken des Mittelmeergebietes noch so gut wie nichts wissen. Die angeführten Namen werden

aber doch dazu dienen, von der allgemeinen Beschaffenheit der auftretenden Formen eine Vorstellung zu geben und vor allem zu zeigen, daß der Habitus der Schneckenfauna im Anis schon derselbe ist, wie im Ladin. Besonders wichtig ist der Fund eines ganzen Crinoidenkelches in den Pragser Schichten. Es wäre wünschenswert, an der Fundstelle nach weiteren Stücken zu suchen.

An manchen Stellen kommen auch Seeigelstacheln vor — gelegentlich sogar in großer Menge, so auf der Nordseite des Flatschkofls (Fundort 3). Sie konnten aber nicht näher bestimmt werden.

Um die unten folgende Erörterung über die Zonenzugehörigkeit der Fauna vorzubereiten, wurden in der letzten Spalte der Tabelle diejenigen anisischen Arten hervorgehoben, denen von früheren Forschern ein Zonenleitwert zugeschrieben wird. Es bedeutet β , daß die Art auf die Zone des *Ceratites binodosus*, τ , daß sie auf die Zone des *Cerat. trinodosus* beschränkt sein soll.

Der Horizont der einzelnen Fundorte innerhalb der Pragser Schichten ist natürlich in vielen Fällen nicht sicher zu erkennen. Nur so viel kann man sagen, daß die Fundorte 10, 19 und vor allem 20, dem aller tiefsten Teil der Pragser Schichten — so weit sie an den betreffenden Stellen entwickelt sind — angehören. Da die hydaspische Stufe hier durch den unteren Sarl dolomit vertreten ist, dürften die aufgezählten Fundorte etwa in die Höhe fallen, wo man die Zone des *Ceratites binodosus* zu suchen pfl egt.

Betrachten wir zunächst die Verbreitung der einzelnen Fossilgruppen innerhalb des west-östlichen Streifens der Pragser Schichten, so fällt eine gewisse Unregelmäßigkeit in die Augen. Brachiopoden finden sich ganz vorwiegend im W des Gebietes, weniger im E. In der Mitte, bei Neuprags, fehlen sie bisher ganz. Dagegen scheinen die Cephalopoden im E und in der Mitte reicher entwickelt zu sein. Weitaus die meisten sicher deutbaren Stücke stammen von Neuprags, was aber wohl mit einer besonders ausgiebigen Sammeltätigkeit an dieser leicht erreichbaren Stelle zusammenhängt. Bessere Echinodermerreste sind bisher auf den Hochalpenzug beschränkt, doch kommen schlechte Crinoidenbruchstücke auch am Sueskopf vor. Schon LORETZ hat (1873 a, S. 348) den auffallenden faunistischen Unterschied zwischen den Fundstellen Badmeisterkofl und Kühwiesenkopf, die seiner Ansicht nach annähernd demselben Horizont angehören, hervorgehoben.

Was die Altersstellung betrifft, so haben zwar sehr viele Arten, besonders unter den Lamellibranchiaten und Gastropoden, aber auch einzelne Cephalopoden (beispielsweise *Ceratites* aff. *vicentinus*) und Brachiopoden (*Spiriferina* cf. *myrina*) ihre nächsten Verwandten in der ladinischen Stufe. Doch handelt es sich durchwegs um nicht ganz gesicherte Bestimmungen und es ist diesen Beziehungen jedenfalls keine stratigraphische Bedeutung beizumessen. Noch weniger kommt eine solche den vereinzelt unsicheren Anklängen an die skythische Stufe zu. Wir haben es vielmehr mit einer rein anisischen Fauna zu tun. Innerhalb dieser Stufe scheint, wenn wir die Eintragungen in der letzten Spalte der Tabelle beachten, für die wichtigeren Cephalopodenfundstellen die Zugehörigkeit zur *Binodosus*-Zone ganz offenbar. Denn die Vertreter der *Trinodosus*-Fauna sind durchwegs nicht vollständig gesichert — mit Ausnahme etwa der *Rhynchonella trinodosi*, die ja

Tabelle II.

Übersicht aller von mir näher untersuchten Diploporen aus den Prager Schichten.

	<i>Macroporella</i> aff. <i>dinaria</i>	<i>Oligoporella pilosa typica</i>	<i>Oligoporella pilosa intusannulata</i>	<i>Oligoporella pilosa varicans</i>	<i>Physoporella pauciforata</i> cf. <i>simplex</i>	<i>Physoporella varicans</i>	<i>Physoporella</i> spec. ind.	<i>Diploporella hexaster</i>	<i>Aciculella</i> nov. spec.
1) Langental südl. Bad Bergfall, 2. Seitengraben links von S, loses Stück							+	+	
2) Kamm Flatschkofl - Bergfall, loses Stück				+	+		+	+	
3) Kamm nördlich des Hochalpenkopfes, etwa 2100 m hoch							+	+	
4) Westlich des Gipfels des Kühwiesenkopfes				+	+		?		
5) Graben östlich des Kühwiesenkopfes, westlich Stament in Innerprags					+		?		
6) Liegendster Teil der Prager Schichten auf der linken Seite des Schadebaches bei Neuprags					+			+	

aber einem anderen Horizont als die Ammoniten angehören könnte. Näher auf das Alter der Pragser Schichten einzugehen, wird erst weiter unten der Ort sein.

e) Diploporen.

Die einzige ältere Angabe, die ich über die Diploporenflora der Pragser Schichten kenne, findet sich bei LORETZ (1874, S. 416—17). Er erwähnt aus dunklen, etwas bituminösen, cölestinführenden, gebankten Kalken bei Neuprags eine mit *Physoporella pauciforata* verwandte Art, die GÜMBEL als *Gyroporella minutula* var. *major* bezeichnet habe. Diese Varietät kommt im Schrifttum sonst nicht vor und dürfte wohl für den besonderen Fund aufgestellt worden sein. Beschrieben ist sie nicht. Vielleicht bezieht sich die Angabe bei LORETZ auf den oben (S. 29—30) beschriebenen Kalk von Stament im liegendsten Teil der Pragser Schichten.

Die meisten Fundorte der Tabelle sind schon bei der Aufzählung der tierischen Versteinerungen erwähnt worden. Im westlichen Teil des Gebietes, besonders auf dem Flatschkofl, kommen Diploporen so ziemlich durch die ganze Mächtigkeit der Pragser Schichten vor. Es wäre dringend notwendig, hier bankweise zu sammeln. Ein Graben knapp östlich des Kammes, der gegen Bad Bergfall verläuft, bietet die beste Gelegenheit dazu. Weiter im E, etwa vom Kühwiesenkopf an, zeigen sich die Diploporen nur in der Nähe des unteren Sarldolomites. Auch auf dem Nordhang des Sueskopfes fand ich (leider unbestimmbare) Diploporen nur im unteren Teil der dort vorhandenen Pragser Schichten.

Die große Bedeutung der Diploporen der Pragser Schichten liegt darin, daß hier zum ersten Mal in den Alpen eine Diploporenflora nachgewiesen ist, die wir bisher nur aus Bosnien kannten. Sie ist besonders durch *Diploporella hexaster*, *Physoporella varicans* und die verschiedenen Varietäten von *Oligoporella pilosa* gekennzeichnet. Ein Vergleich ihres Vorkommens bei Sarajevo (PIA, 1935 b) und bei Prags ist von größtem stratigraphischen Interesse. Ihre schon erwähnte Verteilung innerhalb der Pragser Schichten spricht, wie sich weiter unten (S. 41) deutlicher zeigen wird, für ein pelonisches oder allenfalls oberhydaspisches Alter der Flora. Das ist genau dieselbe Einreihung, wie sie sich bei Sarajevo ergab (PIA, 1935 b, S. 194). Merkwürdig ist, daß die einfach gebauten Physoporellen mit einreihigen Wirteln, vom Typus der *Physop. pauciforata simplex*, im tieferen Hydasp und dann wieder, wie wir gleich sehen werden, sehr reichlich im obersten Teil des Anis auftreten. Zusammen mit der Flora der *Diploporella hexaster* wurden sie aber bisher nie gefunden. Die Übergangsschichten vom unteren Sarldolomit zu den Pragser Schichten und die höheren Teile dieses Schichtgliedes scheinen überhaupt keine Diploporenarten gemeinsam zu haben.

Für weitere Untersuchungen über die Diploporen als Leitfossilien werden die Pragser Dolomiten jedenfalls eines der wichtigsten Gebiete sein.

f) Alter.

1) Geschichtlicher Rückblick.

Die Ausführungen von LORETZ (1873 u. 1874) sind auch in Bezug auf die Altersfrage wieder recht gut. Schon in seinen ersten Mitteilungen (1873 a, S. 338, 339, 346) wird deutlich ausgesprochen, daß der Dolomit, der den Sarlkofl bildet, weiter süd-

lich und im Profil des Kühwiesenkopfes fehlt und durch die größere Mächtigkeit des Muschelkalkes ersetzt wird, dessen vollständiges Fehlen unter dem Sarlkofl LORETZ allerdings noch nicht gut erkennen konnte. Später ist er an dieser seiner Deutung vorübergehend irre geworden (1873 b, S. 614). In der abschließenden Arbeit (1874, S. 440) heißt es aber wieder, daß die höheren Dolomite mit *Physoporella pauciforata* den «Muschelkalk, 3. Stufe» vertreten. Ein Mangel ist nur, daß LORETZ die Buchensteiner Schichten nicht klar von den Pragser Schichten trennt. Jene werden von ihm (1873 b, S. 614) als eine durch Cephalopoden und Brachiopoden ausgezeichnete alpine Muschelkalkbildung definiert, die mit den Wengener Schichten in enger Beziehung steht. Die fossilreichen Vorkommen des «Sarenkofel, Golser Berges, vor der Hochalpe, bei St. Veit» usw. werden ihnen jetzt entschieden zugerechnet. Anfangs scheint er anderer Meinung gewesen zu sein, denn 1873 a, S. 349 hält er die Zugehörigkeit der fossilreichen Schichten zu den Buchensteiner Kalken noch für wenig wahrscheinlich. Allerdings gibt er auch später (1874, S. 408) richtig an, daß gewisse Gesteine, wie die pflanzenführenden Schiefer, auf die tieferen Teile der von ihm als Einheit aufgefaßten Schichtgruppe beschränkt sind. Im ganzen wird man das Ergebnis, zu dem LORETZ (1874, S. 415) gelangt, für ein recht treffendes halten müssen, daß nämlich sein alpiner Muschelkalk, 3. Stufe den Schichten mit *Balatonites balatonicus*, mit *Ptychites studeri* und den Buchensteiner Schichten entspricht. Auch die — wie wir noch sehen werden — bedeutungsvolle Möglichkeit, daß die besprochenen Schichten nicht überall ganz gleich alt sind, wird auf S. 416 angedeutet.

In seinem Referat über die Arbeit von LORETZ (1874 b) hebt MOJSISOVICS diese Art der Zusammenfassung ausdrücklich hervor. Er betont auch die facielle Ähnlichkeit des Muschelkalkes von Prags mit den Buchensteiner Schichten und das Fehlen eines typisch entwickelten Mendoladolomites.

Wenn HÖRNES (1875 a, S. 225) von einer Verwechslung der cephalopodenführenden Muschelkalkschichten des Badmeisterkofls mit den Buchensteiner Schichten durch LORETZ spricht, ist das nicht ganz zutreffend. Es handelt sich offenbar nur um eine Vereinigung dieser beiden Horizonte, die wir heute zwar um größerer Genauigkeit willen getrennt halten, die aber doch tatsächlich über einander liegen. Das dürfte HÖRNES allerdings nicht gewußt haben.

In den «Dolomitriffen» rechnet MOJSISOVICS die Pragser Schichten ohne Vorbehalt zum unteren Muschelkalk. Sie sollen ihn entweder allein bilden, oder der tiefere Teil wird von roten Sandsteinen, Konglomeraten und Dolomiten eingenommen (1879, S. 46). Die Cephalopodenfacies des oberen Muschelkalkes soll dagegen in den Dolomiten ganz fehlen (S. 47). Offenbar hat MOJSISOVICS alle Muschelkalkammoniten aus den Dolomiten ohne weiteres dem unteren Muschelkalk zugerechnet. Nur aus dem Zoldo berichtet er von grauen, fossilführenden Kalken, die an die Cephalopodenkalken des unteren Muschelkalkes erinnern, aber wahrscheinlich oberanisch sind. (S. 48 u. 488). Mit dieser Ausnahme soll die Dolomitplatte des oberen Muschelkalkes durchlaufen und eine heteropische Differenzierung in diesem Horizont fehlen. Diese — wie wir jetzt wissen — unrichtige Ansicht muß sich erst allmählich gebildet haben, denn 1874 (a, S. 95) heißt es noch ausdrücklich, daß sowohl die Schichten mit *Balatonites balatonicus* als die mit *Ptychites studeri* in den Dolomiten seitlich durch helle Kalke und Dolomite vertreten sein können. 1879 muß MOJSISOVICS dann beispielsweise, um das rein unteranische Alter der im übrigen ganz richtig beschriebenen und eingereihten Pragser Schichten zu retten, die sehr unwahrscheinliche Annahme machen, daß die hornsteinreichen Dolomite westlich des Kühwiesenkopfes den oberen Muschelkalk vertreten (S. 273; vergl. diese Arbeit, S. 72). Die Vorstellung von der gleichmäßigen, zusammenhängenden Mendoladolomitplatte kehrt in späteren Veröffentlichungen dann immer wieder (DIENER, 1903, S. 536; KLEBELSBERG, 1911, S. 167; vergl. übrigens S. 20 u. 44).

OGILVIE konnte sich offenbar von dem durch MOJSISOVICS aufgestellten Schema nicht frei machen, wobei ja freilich zu bedenken ist, daß sie sich (1893) nur ganz nebenbei mit der tieferen Trias befaßt hat und daß die Verhältnisse in der Sarlkoflgruppe ohne Kenntnis der Hochalpengruppe kaum zu verstehn sind. Bei Altprags mußte sie einestheils unter dem Sarldolomit des Badmeisterkofls einen hier gar nicht vorhandenen unteren Muschelkalk annehmen, andernteils vereinigte sie die Pragser Schichten dort, wo sie wirklich auftreten, mit den Buchensteiner Schichten. Daher kommt es, daß in der Fossilliste dieses Schichtgliedes *Terebratula angusta*, *Terebrat. vulgaris* und *Ceratites binodosus* erscheinen (S. 15).

2) Der Piz da Peres bei St. Vigil.

Um die Stellung der Pragser Schichten innerhalb der Muschelkalkentwicklung der Südalpen richtig zu verstehen, ist es notwendig, das Profil der Mitteltrias dieses westlich außerhalb meiner Karte gelegenen Berges ganz kurz zu betrachten und auf seine bemerkenswerte Ähnlichkeit mit dem des Vicentins hinzuweisen (vergl. außer TORNQUIST, 1901 und FABIANI, 1920, auch HUMMEL, 1932 b, und TREVISAN, 1933). Die Schichtfolge ist schon von HÖRNES (in MOJSISOVICS, 1879, S. 268) besprochen worden, doch soll darauf hier nicht eingegangen werden. OGILVIE GORDON (1927, I, S. 356 ff.) hat sowohl den Horizont mit *Diplopora annulatissima* als auch die vorhandenen Brüche übersehen und konnte deshalb zu keiner Klarheit kommen. Die Mitteltrias des Piz da Peres besteht aus folgenden Gesteinen:

1) Unterer Sarldolomit. Er hat hier keine Diploporen geliefert. Mächtigkeit nur etwa 25 m, also viel weniger, als bei Prags. Das Gestein ist hellgrau, gut geschichtet, ziemlich rein dolomitisch. Im Hangenden findet man gelegentlich eine Wechsellagerung von Konglomeraten, Dolomitänken und bunten Schiefen. Der untere Sarldolomit entspricht hier nur dem liegenden Abschnitt desjenigen bei Altprags. Er ist den *Gracilis*-Schichten des Vicentins gleichzustellen.

2) Bunte Konglomerate, Sandsteine und Schiefer in reicher Wechsellagerung (untere Pereschichten). Etwa 30 m. Das sog. Richthofen'sche Konglomerat, das hier im Gegensatz zu der Gegend von Prags voll entwickelt ist. Das Auftreten roter Schiefer in den Pragser Schichten auf der linken Seite des Langtales südlich Bad Bergfall (S. 29) ist die Ankündigung der Verhältnisse am Piz da Peres. Bei Recoaro entsprechen dem unteranischen Konglomerat die bunten Mergel mit *Voltzia*.

3) Pragser Schichten. Sie zerfallen hier sehr deutlich in zwei Glieder, u. zw. liegen — im Gegensatz zu dem Hang östlich des Kühwiesenkopfes — unten mürbe Sandsteine, oben wandbildende Kalke und Dolomite. In der Mitte wechsellagern beide. Mächtigkeit etwa 80 m.

a) Die liegenden, meist dunkel gefärbten Bänke schwanken in der Beschaffenheit zwischen kalkigen Sandsteinen und sehr sandigen Kalken. An Fossilien sind Crinoiden- und Echinoidenreste recht häufig. Daneben kommen Brachiopoden vor. Vielleicht stammen von hier die bei MOJSISOVICS (1879, S. 270) angeführten Arten *Spirigera tetractis* und *Spiriferina* cf. *köveskalliensis*. Wir werden den Pragser Sandstein dem eigentlichen Recoarokalk gleichstellen dürfen.

b) Zuerst folgen über dem Sandstein etwa 15 m knollige Kalke, die gegen oben immer reiner werden. Den Abschluß der Pragser Schichten bilden 10—12 m ungeschichteter, ziemlich hellgrauer Kalke oder — an anderen Stellen — Dolomite. Diesen oberen Teil wird man mit dem Brachiopodendolomit von Recoaro vergleichen dürfen.

4) Obere Konglomerate und Schiefer (obere Pereschichten), etwa 20 m. Plattige, kalkig-sandige, graue, gelbe, violette oder rote Schiefer mit Glimmer und oft massenhaft Landpflanzenstückchen auf den Schichtflächen. Eingeschaltet sind Konglomerate, auch Sandsteine und reine Tonschiefer. Wir werden von diesem Gestein und seiner Benennung weiter unten ausführlicher zu sprechen haben (S. 44 u. 51). Im Vicentin ist es durch die sandig-konglomeratischen Schichten von TORNQUIST'S mittlerem Muschelkalk vertreten.

5) Oberster Sarldolomit mit *Diplopora annulatissima*, etwa 25 m, meist gut geschichtet, selten massig. Im Vicentin die Tretto-Kalke mit *Teutloporella trisina*.

Darüber folgen noch eigentümlich entwickelte Buchensteiner Schichten, plattige, dunkelgraue Dolomite mit dunklen Hornsteinlagen, dann der Schlerndolomit.

Die Pragser Schichten entsprechen in diesem Profil also ziemlich genau der pelonischen Stufe. Auf der NE-Seite der Dreifingerspitze ist — so viel ich sah — ihre Gliederung schon so wie am Piz da Peres.

3) Bestimmung des Alters.

Wie schon oben dargelegt, kommt für die Pragser Schichten auf Grund

ihrer Fauna und Flora nur anisisches Alter in Betracht. Eine Möglichkeit, die Unterstufen des Anis auf paläontologischem Weg sicher zu trennen, scheint mir dagegen heute noch nicht zu bestehn. Nur wenige Diploporen, Crinoiden und Daonellen könnten dazu vielleicht schon halbwegs verwendet werden. (Vergl. PIA, 1930, S. 101). Wir müssen also versuchen, durch die Lagerungsverhältnisse nähere Auskunft über das Alter der Pragser Schichten zu erhalten. Im W, im Profil des Flatschkofls, dürfte das ganze Illyr, das, was man gewöhnlich als *Trinodosus*-Schichten bezeichnet, durch Dolomit und Fährtschiefer vertreten sein. Das geht aus dem Vergleich mit dem Profil des Piz da Peres hervor. Der liegende Teil der Pragser Schichten entspricht hier dem unteranisischen Konglomerat, ist also jedenfalls hydaspisch. Im E, im Profil des Kühwiesenkopfes und Badmeisterkofls, werden wir die brachiopodenreichen Lumachellen an der Basis der Pragser Schichten mit den Brachiopodenbänken der Lombardei und Judicariens, also mit dem eigentlichen Recoaro- und Cimegokalk gleichsetzen dürfen. Von hier reichen die Pragser Schichten bis zu den Buchensteiner Schichten, also jedenfalls ziemlich weit in das Illyr hinein. Ob sie allerdings auch das alleroberste Anis mit umfassen, hängt davon ab, in welchem Horizont die Facies der Buchensteiner Schichten beginnt. Wir werden unten sehn, daß wir einigen Grund haben, den unteren Buchensteiner Schichten von Prags ein oberstanisisches Alter, entsprechend der Zone der *Diplopora annulatissima*, zuzuweisen — wenn diese Frage auch noch nicht endgültig gelöst ist.

Es ergibt sich aus diesen Darlegungen — wie ich glaube — mit großer Wahrscheinlichkeit, daß die Pragser Schichten kein beständiger Horizont sind, sondern sich schräg durch die Stufenleiter erstrecken. (Vergl. auch PIA, 1930, S. 20—21). Im W entspricht ihr höchster, im E ihr tiefster Teil den Brachiopodenschichten der Lombardei. Im W umfassen sie außerdem Teile der hydaspischen, im E Teile der illyrischen Stufe. Diese Deutung wird auch durch die Änderung der Mächtigkeit des unteren Sarldolomites von W gegen E bekräftigt (vergl. S. 26). Die oben (S. 29) aufgezählten Faciesunterschiede zwischen E und W sind demnach keine reine Heteropie, weil sie nicht an genau gleich alten Gesteinen erscheinen. Aus meinen früheren Angaben (S. 28 u. 40) geht auch hervor, daß gewisse lithologische Abarten innerhalb der Pragser Schichten ebenfalls die schräge Anordnung des ganzen Schichtgliedes aufweisen. Die am meisten mergeligen Gesteine sind am Rotkopf (P. 2404) illyrisch, am Piz da Peres unterpelonisch.

Besondere Beachtung erfordert der Umstand, daß gerade die jüngeren, östlichen Teile der Pragser Schichten fast alle bisher beschriebenen Cephalopoden geliefert haben. Hier kann aber keine Rede davon sein, daß die Zugehörigkeit zur *Binodosus*-Zone sicher wäre, wenn man nicht — wie auf dem Badmeisterkofl — aus einer ganz eng begrenzten Gesteinsmasse sammeln kann. Für die Funde von Neuprags besteht durchwegs der Verdacht, ja in Anbetracht der Häufigkeitsverhältnisse sogar die Wahrscheinlichkeit, daß sie aus der *Trinodosus*-Zone stammen. Wenn bezeichnende Arten dieser Zone in den Fossillisten bisher fehlten, spricht dies wohl kaum dafür, daß sie nicht vorkommen, sondern deutet vielleicht eher auf nicht ganz unvoreingenommene Bestimmungen hin. Man wird auch

vermuten dürfen, daß facielle Verhältnisse einen größeren Einfluß auf die Zusammensetzung der anisischen Cephalopodenfaunen haben, als man bisher annahm. So würde sich die gute paläontologische Übereinstimmung zwischen den lithologisch außerordentlich ähnlichen Ablagerungen von Cimego, Dont, Badmeisterkofl und Neuprags, sowie ein gewisser gemeinsamer Gegensatz gegen andere anisische Faunen vielleicht erklären lassen. Das Fehlen mancher Arten könnte schließlich dadurch verursacht sein, daß auch bei Neuprags der alleroberste Teil des Anis in den Buchensteiner Schichten stecken mag. Im übrigen möchte ich bei diesen Gedankengängen nicht länger verharren, weil hier ohne neue Aufsammlungen und Überprüfung der alten Bestimmungen sicher nichts auszurichten ist. Behaupten kann man derzeit nur rein verneinend, daß es nicht angeht, die Gesamtfauuna der Pragser Schichten für «unteranisisch» in irgend einem Sinn zu halten.

g) Entstehung.

Daß die Pragser Schichten ein ziemlich küstennahes, ausgesprochen terrigenes Sediment sind, ergibt sich aus ihrer Gesteinsbeschaffenheit und aus der reichlichen Beimengung von Landpflanzenresten. Woher das sandige und tonige Material stammt, ist nicht ohne weiteres zu sagen. Früher hätte man in Anbetracht der geographischen Lage wohl unbedingt auf die Zentralalpen geraten. Heute stehn dem einerseits tektonische Zweifel entgegen, andererseits haben mich meine Untersuchungen überzeugt, daß in den Südalpen selbst während der Mitteltrias viel mehr trockenes Land vorhanden war, als bisher allgemein angenommen wurde. Ich halte es für wahrscheinlich, daß das Sediment der Pragser Schichten von solchen Inseln stammt.

Wenn die Pragser Schichten auch stark unter dem Einfluß des Festlandes standen, heißt dies nicht, daß sie aus ganz seichtem Wasser stammen. Es wurde schon als auffallend hervorgehoben (S. 38), daß Diploporen, die in den Übergangsbildungen zum Sarldolomit noch reichlich vorhanden sind, in der Hauptmasse der Pragser Schichten fehlen, obwohl sie sonst gelegentlich in recht unreinen anisischen Kalken vorkommen. Nur im W, in der Gegend des Flatschkofls, sprechen die stets wiederkehrenden Diploporenbänke für eine andauernd geringe Tiefe. Die Einschaltung der Konglomerate setzt hier wohl auch eine stärkere Wasserbewegung voraus. Sehr stürmisch werden wir uns diese allerdings — vielleicht von ganz kurzen Zeitspannen abgesehn — auch nicht vorstellen dürfen. Sonst hätten die Kelche und langen Stielstücke von Crinoiden kaum erhalten bleiben können.

Im ganzen werden wir HORN beistimmen können, der (1915, S. 145) vermutet, daß die Pragser Schichten aus tieferem Wasser als der Sarldolomit stammen. Diese Vorstellung macht es wohl auch eher verständlich, wieso der Sarldolomit frei von terrigenen Einschwemmungen bleiben konnte.

h) Name.

Daß man das besprochene Schichtglied nicht, wie es bisher wohl üblich war, als unteren Muschelkalk bezeichnen kann, ist ziemlich klar, weil dadurch die Vorstellung eines unteranisischen Alters hervorgerufen werden

W

E

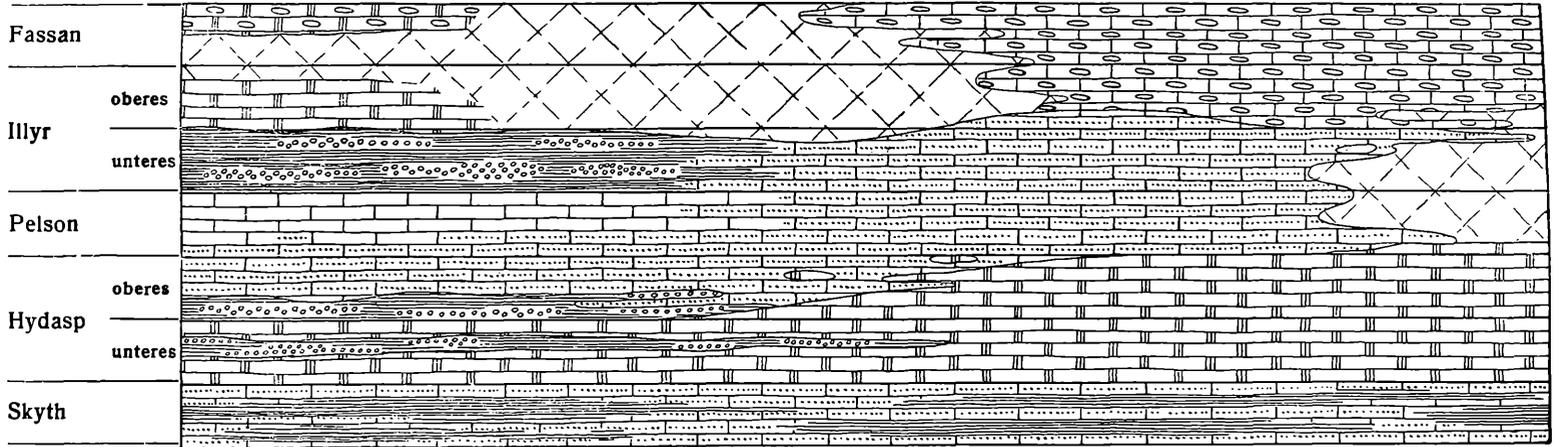
Piz da Peres

Flatschkofel

Hochalpenkopf

Heerstein

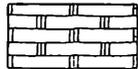
Sarkkofelgruppe



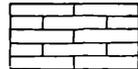
Prager Schichten



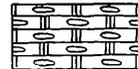
Massiger Dolomit



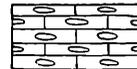
Gebankter Dolomit



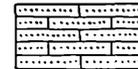
Gebankter Kalk



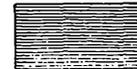
Hornsteindolomit



Hornsteinkalk



Sandiger Kalk u.
Kalkiger Sandstein



Schiefer



Konglomeratlagen

Fig. 1. Faziesverteilung im unteren Teil der Trias in den Prager Dolomiten. Höhen ohne Rücksicht auf die wirkliche Mächtigkeit. (Aus Pia, 1930a.)

müßte. DIENER hat mehrmals (1903, S. 502; DIENER u. ARTHABER, 1903, S. 7) für den «unteren Muschelkalk» den Namen Dontschichten vorgeschlagen. Ich hatte diesen Namen in meinem ersten Konzept übernommen, ließ ihn dann aber fallen. Denn DIENER definiert die Dontschichten folgendermassen: «Ein wenig mächtiges, fossilleeres, aus roten Schiefem, bunten Kalkkonglomeraten und dünnplattigen, rauchgrauen Kalken bestehendes Niveau». Augenscheinlich trifft die Mehrzahl der angeführten Kennzeichen für die Pragser Schichten nicht zu. Da außerdem die Schichtfolge bei Dont alles eher als klar ist, schien es mir jedenfalls besser, einen neuen Namen aus der gut bekannten Gegend von Prags zu wählen. Die Pragser Schichten entsprechen genau der Faziesart 2 in HUMMEL's Übersicht (1932 a, S. 437). Sie ist bisher nur aus dem Anisium bekannt und der Name Pragser Schichten ist wohl am besten auf dieses zu beschränken, wie ich das schon gelegentlich angedeutet habe (1930, Fig. 3 auf S. 97).

Aber auch für HUMMEL's Faziesart 1, die bunten Konglomerate, Mergel usw., ist ein Name notwendig. Der Ausdruck «Richthofen'sches Konglomerat» ist ja in vieler Hinsicht nicht genügend. Von grundsätzlichen Erwägungen abgesehen (PIA, 1930, S. 13) bezieht er sich nur auf eines der innig mit einander verbundenen Gesteine und auf dessen Auftreten im Unteranis, obwohl sich jetzt zeigt, daß es ganz ähnliche oberanisische Schichten gibt. Da die Entwicklung dieser Fazies wohl nirgends so vollständig, wie am Piz da Peres ist, werde ich das Schichtglied als Pereschichten bezeichnen. So viel bis jetzt erkennbar, treten sie vorwiegend in zwei Horizonten, etwa im mittleren Hydasp und im unteren Illyr, auf. Wo die Einreihung deutlich ist, kann man, ähnlich wie beim Sarldolomit, von unteren und oberen Pereschichten sprechen (vergl. S. 40 u. 51).

7. Oberer Sarldolomit.

a) Verbreitung.

Was ich «oberer Sarldolomit» nenne, entspricht — wie aus meinen früheren Ausführungen schon ersichtlich — ungefähr dem, was bisher meist «Mendoladolomit» geheissen hat. Die Neuaufnahme des Gebietes von Prags hat ergeben, daß der obere Sarldolomit — im Gegensatz zu dem hier allgemein verbreiteten unteren und im Gegensatz zu der bis vor Kurzem herrschenden Lehrmeinung — auf gewisse Teile der Karte beschränkt ist, in anderen aber vollständig fehlt. Wie ein Blick auf unsere Karte lehrt, setzt er vor allem den Zug des Lungkofls, Sarlkofls und Sarlbrands zusammen. Außerdem bin ich geneigt, auch den hangenden, südlichen Teil des Dolomites des Alwartsteins wegen seiner undeutlichen Schichtung und seiner reichlichen Diploporenführung schon dem oberen Sarldolomit zuzurechnen.

Auf der rechten Seite des obersten Rienztales scheint der Sarldolomit auf Grund der Diploporenfunde von LORETZ und HÖRNES, sowie meiner eigenen ziemlich sicher bis auf die linke Seite des Birkentales, bis zum Ausgang des Möselegrabens zu, reichen, die Masse des Neumerkofls und des Haunolds zum großen Teil zusammzusetzen und auch an der Umgrenzung des Innerfeld-Tales stark beteiligt zu sein (vergl. LORETZ,

1873 b, S. 618—19; 1874, S. 440; MOJSISOVICS, 1879, S. 300; PIA, 1927, S. 94; auch diese Arbeit, S. 59).

Ein zweites, von dem ersten vollständig getrenntes Verbreitungsgebiet des oberen Sarldolomites liegt auf der Nordseite des Flatschkofls und benachbarter Berge. Von ihm wird Einiges auch in dem Kapitel über die oberen Pereschichten zu berichten sein. Jetzt wird es nur nebenbei behandelt. Meine folgenden Ausführungen beziehen sich also, wo nicht anderes bemerkt, vorwiegend auf das ausgedehnte östliche Vorkommen.

b) Gesteinsbeschaffenheit.

Die Farbe des oberen Sarldolomites ist in der Regel merklich grau, manchmal auch gelblich oder rötlich, seltener rein weiß. Die kristalline Struktur ist deutlich, gelegentlich steigert sie sich bis zu einer zucker-körnigen Beschaffenheit. Die Neigung, in kleine eckige Stücke zu zerfallen, ist nur stellenweise vorhanden. Im allgemeinen liefert der Sarldolomit einen gröberen Schutt, ganz ähnlich dem des Schlerndolomites. Nach MOJSISOVICS (1879, S. 276) wäre der Dolomit des Sarlkofls grau bis schwarz, höchstens grauweiß. Diese Angabe muß wohl auf einer irrigen Verallgemeinerung eines ganz örtlichen Verhaltens beruhen, denn im ganzen ist der Sarldolomit auch auf dem Sarlkofl entschieden ein sehr helles Gestein. Am stärksten grau, dabei recht grusig, also etwa an den Hauptdolomit der Nordalpen gemahnend, ist er am Ausgang des Sarlgrabens. Doch kommen auch hier weißliche Teile nicht selten vor.

Die Schichtung des oberen Sarldolomites ist stets viel weniger deutlich und viel mächtiger, als die des unteren. In der Nähe ist sie meist nicht zu erkennen. Aus der Ferne tritt sie besser hervor, z. B. bei Betrachtung der Westwand des Lungkofls von Altprags aus. Dagegen erscheint der Dolomit in der NE-Wand des Sarlkofls der Hauptmasse nach vollkommen ungeschichtet. Die früheren Beobachter scheinen mir die Deutlichkeit der Schichtung etwas zu sehr betont zu haben (MOJSISOVICS, 1879, S. 276, 489; OGILVIE, 1893, S. 15). Auch der Sarldolomit des westlichen Verbreitungsbereiches ist so gut wie ungeschichtet.

In der Landschaft sieht der obere Sarldolomit wegen seiner größeren Mächtigkeit, der undeutlichen Schichtung und der bedeutenden Festigkeit recht verschieden vom unteren aus, gleicht dagegen vollständig dem Schlerndolomit, mit dem er im NW der Karte auch untrennbar verschmilzt. Über die mikroskopische Struktur des oberen Sarldolomites vom Sarlkofl berichtet LORETZ (1878, S. 412, Taf. 18, Fig. 11). Auf S. 407—408 derselben Arbeit finden sich einige Angaben über die chemische Zusammensetzung. Es gelang LORETZ, zu zeigen, daß das Gestein aus einem stärker dolomitischen, feiner kristallinen und einem weniger dolomitischen, gröber kristallinen Anteil besteht, die mit einander verwachsen sind.

Der obere Sarldolomit dürfte am Sarlkofl eine Mächtigkeit von 600 m erreichen (nach DAL PIAZ, 1934, S. 166 am Lungkofl sogar 800 m).

c) Fossilführung.

Unter den Versteinerungen des oberen Sarldolomites können bisher nur die Diploporen eine größere Bedeutung beanspruchen. Sie treten innerhalb der Sarlkoflgruppe so ziemlich überall massenhaft auf, viel all-

gemeiner, als im unteren Sarldolomit. Besonders im Schutt fallen sie sofort auf, wenn man den Bereich des besprochenen Schichtgliedes betritt. Am schönsten angewittert sind sie in den alten Moränen, z. B. in der Umgebung der Putzalm. Im Anstehenden sind sie, wie gewöhnlich, etwas weniger leicht zu finden. Die Erhaltung ist verschieden. Meistens sind wohl die Schalen vorhanden, doch gibt es auch Stellen, an denen man nur Abdrücke und Steinkerne findet. Solche Gesteine eignen sich natürlich nicht zur Herstellung von Dünnschliffen und erlauben deshalb keine ganz sichere Bestimmung. LORETZ (1873 a, S. 280) gibt an, daß die Häufigkeit der Dasycladaceen im oberen Sarldolomit gegen oben abnimmt. Wie er schon bemerkt hat, kommen sie aber auf der Südseite des Sarlkofls noch ziemlich nahe unter den Buchensteiner Schichten vor. Der obere Sarldolomit des Hochalpenzuges hat bisher noch keine Diploporen geliefert.

Physoporella pauciforata ist weitaus die gemeinste Form, die überall verbreitet ist. Fundstellen für sie anzuführen, wäre zwecklos. In allen Fällen, in denen eine nähere Bestimmung möglich war, handelte es sich um die var. *simplex*, die im oberen Sarldolomit eine bedeutendere Größe erreicht, als die ähnliche Varietät im unteren. An selteneren Arten liegen mir vor:

Macroporella aff. *perforatissima* aus einem Block in der Moräne südlich der Putzalm am Hang des Sarlkofls.

Oligoporella serripora, nur mit der Angabe «Sarlkofl bei Toblach.»

Diplopora praecursor vom Weg südöstlich der Putzalm am Hang des Sarlkofls, vereinzelt in denselben Schliffen zusammen mit *Physoporella pauciforata*.

Diplopora spec. ind. (jedenfalls nicht *annulata*) vom Anstehenden am Nordfuß des Höhlensteiner Nocks, südöstlich P. 1303 am untersten Sarlbach, zusammen mit *Physoporella pauciforata simplex*.

Auf dem Piz da Peres bei St. Vigil enthält der oberste Sarldolomit, wie schon S. 40 erwähnt, *Diplopora annulatissima*.

Die in zahlreichen Büchern immer wiederholte Ansicht, daß der Mendoladolomit ein ausgesprochenes Diploporengestein sei, geht zweifellos im wesentlichen auf die Beobachtungen am Sarlkofl zurück. Es wird deshalb nicht schaden, hier anzumerken, daß ich in den südlicheren und westlicheren Teilen der Dolomiten mit sehr geringem Erfolg nach Gesteinen mit *Physoporella pauciforata* gesucht habe. OGILVIE GORDON ist es ähnlich gegangen. Vergl. dazu mein Sammelreferat (1928). Nur Dolomite mit *Diplopora annulatissima* wurden an mehreren Stellen angetroffen. Im allgemeinen ist aber der Sarldolomit der westlicheren Gebiete fast vollständig fossilifer. Die Frage der Entstehung ist für große Strecken noch nicht sicher gelöst. Lungkofl und Sarlkofl allerdings wird man mit recht großer Sicherheit als eine alte Kalkalgenbank ansprechen können, die sich östlich der Rienz offenbar noch ziemlich weit gegen E und SE erstreckte.

Neben den Diploporen findet man im oberen Sarldolomit — zwar nicht an so vielen Stellen, aber gelegentlich in großer Masse — Crinoidenstielglieder. Nach meinen eigenen Beobachtungen und nach LORETZ (1873, S. 280) treten sie vorwiegend im untersten Teil des besprochenen Schichtgliedes auf. Bestimmbares Material liegt nicht vor. Wahrscheinlich han-

delt es sich aber um dieselbe Form, wie in den Pragser Schichten (vergl. S. 35—36). MUTSCHLECHNER (1933 a, S. 86) erwähnt einen ähnlichen Krimoidendolomit aus dem Anis östlich des Peitlerkofls.

Andere sicher deutbare Versteinerungen scheinen im Sarldolomit bisher nicht gefunden worden zu sein. LORETZ nennt am ang. O. noch kleine, unbestimmbare Gastropoden, doch mag es sich dabei eher um unteren Sarldolomit handeln. (Vergl. 1874, S. 401).

d) Alter. Verhältnis zum Liegenden und Hangenden.

Seit LORETZ (1873 b, S. 613; 1874, S. 399) und MOJSISOVICS gilt es als ausgemacht, daß der Dolomit des Sarlkofls und Lungkofls RICHTHOFENS Mendoladolomit entspricht, daß er also nach unserer heutigen Ausdrucksweise oberanisisch ist. Der Hauptsache nach trifft dies zweifellos zu. Ein genaueres Urteil werden wir gewinnen, wenn wir die Grenzen des Schichtgliedes näher betrachten.

Im Hochalpenzug liegt der obere Sarldolomit mit meist ziemlich scharfer Grenze auf den Pragser Schichten, von deren hangendem Teil wir gezeigt haben (S. 41), daß er wahrscheinlich ungefähr dem Pelson entspricht. Anders verhält sich die Sache im Sarlkoflzug. Hier scheint der obere Sarldolomit durch Undeutlichwerden der Schichtung allmählich aus dem unteren hervorzugehen. Man kann dies an mehreren Stellen auf der Nordseite des Lungkofls und Sarlkofls deutlich beobachten, beispielsweise im Hintergrund des Grabens, der aus dem Sattel 2186 zwischen Sarlkofl und Lungkofl herunter kommt, auf der SE-Seite der großen Schlucht des Sarlkofls und auch in dessen Ostflanke, in den Gräbern südlich Kote 1917. Der untere Sarldolomit ist im östlichen Teil der Karte — so weit sich dies trotz der Störungen beurteilen läßt — mächtiger, als im W (vergl. S. 26). Wir kommen also zu dem Schluß, daß die Liegendgrenze des oberen Sarldolomites mit der der Pragser Schichten, die den unteren Dolomit weiter im W, etwa am Kühwiesenkopf, überlagern, ungefähr gleich steht.

Allerdings ist diese ganze Betrachtungsweise nicht vollständig zwingend. Ich erinnere daran, daß jenseits des Höhlensteintales die Pragser Schichten wieder auftauchen (S. 29). Das läßt es immerhin möglich erscheinen, daß sie auch auf der NE-Seite des Sarlkofls nur durch tektonische Ausquetschung an der großen Überschiebung fehlen (vergl. den tektonischen Teil). Wir hätten uns dann vorzustellen, daß die geschichteten Dolomite am Fuß der Wand des Sarlkofls jünger als der eigentliche untere Sarldolomit und eine Art Übergangsbildung der Pragser Schichten in den oberen Sarldolomit sind. Andererseits müßte der fast ungeschichtete Dolomit des Alwartsteins älter als der des Lungkofls und Sarlkofls sein, wie dies auch der Verbreitung der Pragser Schichten an seiner Südseite entsprechen würde. Wir kämen also zu der folgenden Schichtreihe:

- 5) Oberer Sarldolomit, ungeschichtet
- 4) Geschichteter Übergangsdolomit
- 3) Pragser Schichten
- 2) Ungeschichteter Dolomit des Alwartsteins
- 1) Unterer Sarldolomit, geschichtet.

Man wird zugeben, daß ein solches Profil recht gekünstelt aussieht.

Die Ansicht von der unmittelbaren Überlagerung des unteren Sarldolomites durch den oberen ist jedenfalls die wahrscheinlichere.

Wenn wir uns nun der Frage nach der Hangendgrenze des oberen Sarldolomites zuwenden, muß zunächst nachdrücklich auf die — eigentlich ja wohl schon bekannte, aber nicht allgemein genug anerkannte — Tatsache verwiesen werden, daß der sog. Mendoladolomit keineswegs immer oder auch nur in der Regel bis zur Obergrenze der anisischen Stufe hinaufreicht. In sehr vielen Gebieten folgen über ihm unreine, mergelige Kalke, die den oberen Teil der *Trinodosus*-Zone vertreten und von den Buchensteiner Schichten überlagert werden. Für die Nordseite der Langkoflgruppe hat OGILVIE GORDON diese Verhältnisse klar dargestellt (1910, S. 6; 1927 I, S. 28). Auf Grund ziemlich zahlreicher Begehungen kann ich bestätigen, daß die von ihr gegebene Schichtfolge, für das ganze obere Grödner Tal zutrifft. Auch HORN (1915, S. 145) hat die ungleiche Lage der Obergrenze des Mendoladolomites erkannt.

In der Sarlkoflgruppe dagegen wird der obere Sarldolomit von echten Buchensteiner Knollenkalken mit Hornsteinen bedeckt. Nach dem Schrifttum (LORETZ, 1874, S. 404; OGILVIE, 1893, S. 74—75) müßte man allerdings den Eindruck gewinnen, daß er am Hang des Rienztales ohne scharfe Grenze in den Schlerndolomit übergeht. Genaue Begehungen haben mich aber überzeugt, daß die Darstellung auf der Karte von MOJSISOVICS hier richtig ist, daß überall zwischen den beiden Dolomiten ein schmales Band gut kennbarer Buchensteiner Schichten durchverfolgt werden kann. Eine Ausnahme bildet nur eine ganz kleine Stelle auf der rechten Seite des untersten Sarlbaches (vergl. meine Karte). Es ist aber weitaus die wahrscheinlichere Annahme, daß hier eine nicht aufgeschlossene kleine Störung vorliegt, als ein stratigraphisches Auskeilen der Buchensteiner Schichten. LORETZ (1874, S. 404) möchte annehmen, daß in den Gebieten einheitlicher Dolomitentwicklung *Physoporella pauciforata* in den Schlerndolomit hinaufreicht. Ich habe sie aber, trotz der Aufmerksamkeit, die ich gerade diesen Fossilien stets zuwende, niemals im Hangenden der Buchensteiner Schichten gefunden. Daß der Dolomit mit *Physoporella pauciforata* im Bereich des Höhlensteiner Tales so weit nach S und auf der Nordseite des Nock verhältnismäßig so hoch hinauf greift, hängt mit einer Störung zusammen, die wir später näher besprechen werden.

Auf S. 72 der «Wengen and Cassian Strata» sagt OGILVIE, daß im Gebiet östlich und westlich des Meßnerköfele *Gyroporella pauciforata* häufig in einem Dolomit auftrete, der der Wengener Periode zugerechnet wurde. Mit dem Gebiet östlich des genannten Berges dürfte wohl die schon besprochene Gegend am unteren Sarlbach und am Nock gemeint sein. Was für eine Stelle aber die Verfasserin auf der Westseite im Auge hatte, ist mir nicht klar. Ich betone noch einmal, daß alle mir bekannten Fundorte von *Physoporella pauciforata*, ja alle Diploporenfundstellen in mitteltriadischen Dolomiten des Gebietes der Karte überhaupt, unter den Buchensteiner Schichten liegen.

Wenn also nach dem Vorstehenden der Sarldolomit bei Prags stets von Buchensteiner Schichten überlagert wird, ist damit doch nicht gesagt, daß es sich dabei immer um den tiefsten Teil der *Reitzi*-Zone handeln muß. MOJSISOVICS hat die Vermutung ausgesprochen (1879, S. 276),

daß der Dolomit den unteren Teil der eigentlichen Buchensteiner (=Reitzi-) Schichten mit vertrete. (Nach VAN HOUTEN, 1930, S. 162, wäre der «Mendoladolomit» im Pelmogebiet vielleicht sogar vorwiegend ladinisch). Ich konnte feststellen, daß auf der Südseite des Sarlkofls, im untersten Teil des Hanges gegen den Graben nördlich der Sarlhütte, in innigem Verband mit den grauen Hornsteinkalken plattige, mittelgraue Dolomite auftreten, die mit Salzsäure nicht brausen und offenbar nichts anderes als dolomitisierte Buchensteiner Schichten sind. Ganz ähnliche Gesteine kommen auch auf der rechten Seite des Grabens südlich des Lungkofls mehrfach vor. Sie werden bei den Buchensteiner Schichten näher beschrieben werden. Es besteht nach diesen Befunden kein Zweifel, daß der Übergang vom Sarldolomit zu den Buchensteiner Schichten recht allmählich in einem ziemlich breiten Gesteinsstreifen erfolgt, u. zw. gehört die ganze Übergangszone augenscheinlich schon der Zeit an, in der an anderen Stellen der Karte bereits Buchensteiner Schichten abgesetzt wurden. Sonst wäre ihr Hornsteinreichtum nicht recht zu verstehn. Daraus geht aber hervor, daß die Grenze, wenn wir sie auf der Karte etwa in der Mitte der Übergangsgesteine zeichnen, hier stratigraphisch etwas höher läge, als dort, wo die Buchensteiner Schichten von der Basis an typisch sind. Ein gewisser Teil der Reitzi-Zone würde auf der Karte in den Sarldolomit fallen. Wie groß dieser ist, ob auch ein oberer Teil des ganz gewöhnlich entwickelten hellen Dolomites schon ladinisch ist, das kann ich nicht entscheiden. Glückliche Diploporenfunde, die bisher fehlen, wären wohl das einzige Mittel dazu. Dennoch schien es mir zweckmäßig, in der Darstellung des Lungkofls auf der Karte und den Profilen eine dünne Lage von Schlerndolomit abzutrennen, da dies von den wirklichen Verhältnissen wahrscheinlich ein richtigeres Bild gibt.

Allerdings liegt in der geologischen Sammlung des Naturhistorischen Museums in Wien ein Handstück mit der Bezeichnung «Sarnkofel bei Toblach» (dies ist die ältere Schreibweise für Sarlkofl), das *Diplopora annulata* in sehr guter Erhaltung und schön angewittert enthält. Es wurde laut Inventar im Jahre 1878 von KARRER dem Museum geschenkt. Da es mir aber bei meinen wiederholten Untersuchungen nicht gelungen ist, diese ladinische Leitform irgend wo im Bereich meiner Karte wiederzufinden, muß ich fürchten, daß die Fundortsangabe bei dem alten Handstück auf einer Verwechslung beruht. Obwohl also das Auftreten von *Diplopora annulata* im obersten Teil des Dolomites des Sarlkofls immerhin möglich wäre, kann ich es doch nicht für sicher halten. Das ist aus folgendem Grund besonders zu bedauern:

Wie wir unten sehn werden, ist das Alter der Buchensteiner Schichten von Prags nicht geklärt. Wir müssen mit der Möglichkeit rechnen, daß ihr unterer Teil noch anisisch ist. Hätten wir in dolomitischen Gesteinen, die diesem unteren Teil zeitlich entsprechen, Diploporen, so könnten wir eine solche Möglichkeit sicher ausschließen oder bestätigen.

Im Hochalpenzug geht der obere Sarldolomit ohne deutliche Grenze in den Schlerndolomit über. Die Buchensteiner Schichten, die am Piz da Peres nachgewiesen werden konnten (S. 40), fehlen. Die trennende Linie auf der Karte ist also nur beiläufig gezeichnet.

e) Verhältnis zu den Prager Schichten.

Daß oberer Sarldolomit und Prager Schichten einander im wesentlichen seitlich vertreten, ist zunächst aus ihrer Einschaltung zwischen die

gleichen Schichtglieder — unterer Sarldolomit und Buchensteiner Schichten — klar. Die unmittelbare Beobachtung des Übergangsgebietes ist leider durch die großen Störungen, die sich gerade hier abgespielt haben, so gut wie unmöglich gemacht. Es sind aber doch noch verschiedene Erscheinungen zu erkennen, die das ehemalige Vorhandensein eines seitlichen Überganges bestätigen.

Auf der Ostseite des Sarlkofls kommen im oberen Teil des geschichteten unteren Sarldolomites deutlich graue, gelb verwitternde, dünnsschichtige, stark mergelige Dolomite vor. Es könnte sich hier um Ausläufer des liegendsten Teiles der Pragser Schichten handeln.

Wie schon erwähnt (S. 46), treten im oberen Sarldolomit, vielleicht vorwiegend in seinem liegenden Teil, nicht selten grobe Crinoidendolomite auf. Da Crinoiden auch die häufigsten Fossilien der Pragser Schichten sind, mag dies ebenfalls als ein Hinweis auf Gleichaltrigkeit angesehen werden.

Wichtiger sind die Beobachtungen über gelegentliche Dolomiteinschaltungen in den Pragser Schichten. Am reichlichsten sind diese bezeichnender Weise im Ostteil der Verbreitung dieser Muschelkalkfacies entwickelt, nämlich auf dem Sueskopf. Hier kommt es zu einer förmlichen Wechsellagerung unregelmäßiger Massen hellen, grusigen Dolomites mit den sandigen Pragser Schichten. Man beobachtet diese Erscheinung sehr deutlich im obersten Teil des Grabens auf der Nordseite des Sueskopfes und auf dem NW-Kamm. Unmittelbar nordwestlich des eigentlichen Gipfels (P. 2046) bildet eine solche Dolomitlinse eine kleine aufragende Kuppe, die ich auch auf der Karte darzustellen versucht habe. Man könnte hier, in der Nähe der großen Überschiebung, allenfalls an tektonische Wechsellagerung denken. Abgesehen davon, daß dafür keine beobachteten Einzelheiten sprechen, wird eine stratigraphische Deutung auch dadurch wahrscheinlich gemacht, daß die Erscheinung nicht auf den Sueskopf beschränkt ist:

Eine recht auffallende, sowohl von S als von N deutlich sichtbare Dolomitlinse innerhalb der Pragser Schichten ist dem Kühwiesenkopf westlich vorgelagert und ragt aus dem Rücken, der zum Rotkopf (2404) hinüberzieht, etwas hervor (vergl. Karte). Eine ähnliche Einschaltung ist auch auf der NW-Seite des Hochalpenkopfes zu sehen, u. zw. gerade über dem Steig ost-südöstlich Kote 1906. Der Dolomit ist ungeschichtet, von grauer Farbe. Er löst sich nach beiden Seiten, bes. nach W, sehr deutlich in dünnbankige Knollenkalke auf.

Dieses mehrfache Auftreten von Dolomiteinschaltungen in dem sandigen Muschelkalk und besonders ihre Häufung im E, auf dem Sueskopf, ist jedenfalls dazu angetan, eine gänzliche Ersetzung des einen Gesteines durch das andere wahrscheinlich zu machen. Es bleibt aber noch die Frage zu erwägen, in welchem Teil des oberen Sarldolomites wir die letzten Ausläufer der Pragser Schichten zu suchen haben. Sie ist mit Rücksicht auf die Verhältnisse der Sextner Dolomiten nicht ohne Bedeutung. Die Beobachtungen auf der Ostseite des Sarlkofls, die auf S. 47 erwähnt wurden, scheinen für ein Auskeilen im unteren Teil des oberen Sarldolomites zu sprechen. Andere u. zw. meiner Meinung nach schwerer wiegende Gründe deuten aber dahin, daß Ausläufer der Pragser Schichten im Han-

genden des Dolomites zu suchen seien — wobei eine Annahme die andere ja wohl nicht unbedingt ausschließt. Zunächst verweise ich noch einmal auf die schon früher (S. 47) besprochenen Verhältnisse des Alwartsteins. Hier kann an der Schichtfolge unterer Sarldolomit — oberer Sarldolomit — Pragser Schichten — Buchensteiner Schichten schwer gezweifelt werden (vergl. auch die Karte). Im selben Sinne kann auch die sehr südliche Lage der Pragser Schichten im Möselegraben auf der rechten Seite des Höhlensteintales ausgewertet werden, die den Buchensteiner Schichten des Höhlensteiner Nocks gegenüberliegen. Im Widerspruch mit einer solchen Deutung scheinen allerdings die Verhältnisse auf dem Sueskopf zu stehn, wo es aussieht, als ob die Pragser Schichten sich im Liegenden der Dolomite des Sarlkofls befänden. Man darf aber nicht vergessen, daß diese beiden Berge mit einander nicht in ungestörter Verbindung stehn und daß ganz wenig weiter im W der Sarldolomit des Lungkofls schon über Wengener Schichten liegt. Es geht bestimmt nicht an, aus dem Verhältnis zwischen Sueskopf und Sarlkofl irgend welche stratigraphischen Schlüsse zu ziehn. Diese tektonischen Störungen sind ja auch die Ursache, warum der Faciesübergang auf so schmalem Raum zu erfolgen scheint. Es fehlt hier eben ein Stück des Übergangsgebietes zwischen Alwartstein und Sueskopf einerseits, Lungkofl und Sarlkofl andererseits. Wenn wir uns diesen Zusammenschub ausgeglättet denken, dürfte die Grenze vom Alwartstein — vielleicht in einem nach S vorspringenden Bogen — gegen den Möselegraben verlaufen sein.

Der angedeutete Verlauf der Faciesgrenze gibt jetzt auch der auf S. 42 ausgesprochenen Vermutung, daß das terrigene Material der Pragser Schichten nicht von N kommen dürfte, größeres Gewicht.

Schon oben (S. 41) wurde dargelegt, daß die Pragser Schichten als Ganzes von W gegen E in der stratigraphischen Stufenleiter ansteigen. Jetzt wird uns dieses Verhältnis noch deutlicher. Denn während die Pragser Schichten im W, am Flatschkofl, unter dem oberen Sarldolomit liegen, befinden sie sich vom Alwartstein nach E über ihm. Diese räumliche Verschiebung des Faciesbereiches im Laufe der Zeit muß jedenfalls mit irgend welchen Veränderungen auf den Inseln zusammenhängen, von denen der Detritus stammte. Welcher Art diese waren, ob sie die Lage, die Form, die Entwässerungsverhältnisse betrafen, können wir freilich nicht feststellen.

Den Übergang der Pragser Schichten in den hangenden Sarldolomit vermitteln im W vielfach hellere, reinere, umgeschichtete oder knollige Kalke.

8. Obere Peresschichten.

Dieses sehr merkwürdige Schichtglied tritt im Bereich der Karte nur ganz im NW, auf dem Nordhang des Flatschkofls, auf. Wir haben es schon weiter im W, am Piz da Peres, kennen gelernt (S. 40 u. 44) und bei dieser Gelegenheit von der Benennung gehandelt. Die besten Aufschlüsse findet man auf der Westseite des Flatschkofls, gegen das Langental zu, in einem Nebengraben, der von P. 2190 etwa gegen NW verläuft. Allerdings handelt es sich nur um kleine Schollen, die von einem Bruch abgeschnitten sind. (Vergl. den tektonischen Teil). Über den Pragser Schichten liegt hier

ein heller, ungeschichteter, fein kristalliner Dolomit, der vom Schlerndolomit nicht zu unterscheiden ist. Er muß auf Grund der Schichtfolge als Sarldolomit angesehen werden. Gegen oben wird er rasch wieder dünnbankig, schließlich schieferig. Es entwickeln sich rote, weiter oben teilweise auch schwärzlichgraue, ganz dünnplattige Schiefer. Im hangenden Teil überwiegt die dunkelgraue Abänderung. Einzelne dickere und festere Bänke bestehen aus einem grauen, mit Salzsäure sehr lebhaft brausenden Kalk. Auf einer losen, roten, tonig-kalkigen Platte fand ich die Fußspur, die ABEL (1926) als *Rhynchosauroides tirolicus* beschrieben hat. Viel häufiger sind Rippelmarken und kohlige Pflanzenstückchen, die auf den Schichtflächen der schwärzlichen Schiefer oft zu sog. fossilem Häcksel angehäuft sind. Einzelne Lagen der roten Schiefer sind ziemlich grob sandig. Nicht selten findet man auch lose Stücke bunter Kalkkonglomerate. Anstehend traf ich dieses Gestein nicht. Es scheint eine Bank in der Wand der rechten Grabenseite zu bilden, die auskeilt bevor sie den Graben erreicht.

Die Gesamtmächtigkeit der oberen Peresschichten beträgt schätzungsweise 30 m.

Im Hangenden der schwarzen Schiefer folgt konkordant, aber mit scharfer Grenze, wieder Dolomit. Er ist im untersten Teil noch geschichtet und sehr stark rot geädert, bald nimmt er aber das Aussehen gewöhnlichen, schwach rötlichen Schlerndolomites an. Aus dem Vergleich mit dem Piz da Peres geht hervor, daß er dem obersten Sarldolomit mit *Diplopora annulatifissima* entspricht. Doch fand ich hier weder dieses Fossil, noch Buchensteiner Schichten, die den Sarldolomit vom Schlerndolomit trennen würden.

Die oberen Peresschichten sind auch auf der linken Seite des Langentales vorhanden. Bei P. 1919 nordöstlich des Gipfels der Dreifingerspitze schienen sie mir etwa 15 m mächtig zu sein. Konglomerate kommen auch hier in ihnen vor.

Gegen E keilt das Schichtglied sehr rasch aus. Man findet es auf der rechten Seite des Grabens, der von P. 2413 des Flatschkofls nach W verläuft, noch typisch entwickelt. Auf dem Kamm, der gegen Bergfall hinunterzieht, nördlich der erwähnten Kote, sind dagegen nur mehr Spuren von ihm vorhanden. Am Fuß der Gipfelwand steht hier in 2100 m Höhe ein grauer, mit Salzsäure lebhaft brausender Kalk an. Er fällt S 15° W mit 39° Neigung und bildet eine etwa 15 m hohe Wand. Steigt man über diese empor, so kommt man auf ein ziemlich undeutliches Band. Das Gestein ist hier stark rot verfärbt und teilweise unverkennbar konglomeratisch. Über dem Konglomerat liegt eine etwa 10 m mächtige Masse von wohlgeschichtetem, grauem Dolomit. Sein Einfallen maß ich mit 44° SSW. Darüber sind 5 m fast nicht aufgeschlossen. Ein gelbliches, sandiges Gestein scheint hier den Untergrund zu bilden. Endlich folgt weißlicher, zuckerkörniger, ungeschichteter Dolomit, der bis zum Gipfel des Flatschkofls anhält. Das beschriebene Band mit den konglomeratischen und sandigen Schichten kann wohl mit großer Sicherheit als eine Fortsetzung der oberen Peresschichten des Langentales gedeutet werden. Weiter im E habe ich dergleichen nicht mehr gefunden. Auf der Nordseite des Hochalpenkopfes besteht der Fuß der Wände unmittelbar über den sandigen Pragser Schichten nur stellenweise aus undeutlich knolligem Kalk, oft auch gleich aus Dolomit. Darüber

folgt überall weißlicher, splittriger Dolomit, der keine durchlaufenden Bänder, die auf andere Schichten deuten würden, erkennen läßt.

Die Bedeutung der oberen Pereschichten ist eine doppelte. In chronologischer Beziehung zeigen sie durch die Anknüpfung an das Diploporon führende Profil des Piz da Peres, daß der untere Teil der scheinbar gleichartigen Dolomitmasse des Hochalpenkopfes und Flatschkofls anisich ist, also zum Sarldolomit, nicht zum Schlerndolomit gehört. Früher hielt ich sowohl den Dolomit als die Schiefer für ladinisch, worauf die Altersangabe bei ABEL zurückgeht. Erst die Untersuchung des Piz da Peres brachte mir die richtige Einsicht. In paläogeographischer Hinsicht sind die Fährten ein einwandfreier Beweis, daß im nordwestlichen Teil meines Aufnahmegebietes selbst — nicht nur in der Nähe, wie es die Konglomerate und Landpflanzenreste zeigen — während der oberanisichen Zeit vorübergehend festes Land war, das von terrestrischen Reptilien bewohnt werden konnte.

9. Schlerndolomit.

a) Name.

Es ist am zweckmäßigsten und auch am gebräuchlichsten, alle ladinischen Dolomite als Schlerndolomit zu bezeichnen, die sich nicht durch auffallende fazielle Merkmale vom Dolomit des Schlern selbst unterscheiden. Als solche kämen etwa allgemein verbreitete dünne Schichtung, dunkle Farbe, starke Verunreinigung in Betracht. Doch wird man von kleineren abweichenden Gesteinsmassen, die typischem Schlerndolomit eingeschaltet sind, absehen dürfen. So auch von untergeordneten kalkigen Teilen, von denen wir noch zu sprechen haben. Einschaltungen stärker abweichender Dolomite scheinen übrigens im Ladin recht selten zu sein. Dagegen kommt ein bunter, nicht nur senkrechter, sondern auch wagrechter Wechsel von Kalk und Dolomit besonders in den Karnischen und Julischen Alpen häufig vor, so daß es oft reine Gefühlssache ist, ob man lieber von Schlerndolomit oder von Wettersteinkalk spricht. Sehr stark fällt bei der Untersuchung der ladinischen Gesteine immer wieder auf, wie dringend notwendig es ist, für Kalk und Dolomit einen gemeinsamen Namen zu haben (PIA, 1930, S. 6).

Auf Grund der aufgestellten Begriffsbestimmung möchte ich unter anderen folgende von früheren Verfassern angewendete Benennungsweisen ablehnen:

1) Die Ausdehnung des Namens «Schlerndolomit» auf anisiche Gesteine (LORETZ, 1874, S. 421, 438, 440—41; MOJSISOVICS, 1874 a, S. 95, 98) oder die Anwendung anderer ähnlich umfassender Namen («Dolomia infraraibiana» bei MERLA, 1932, und vielen anderen). In jenen übrigens seltenen Fällen, in denen wirklich eine untrennbare Dolomitmasse, die beiden Stufen angehört, vorliegt, würde ich von Sarl-Schlerndolomit sprechen. Auf der Karte habe ich die beiden Dolomite überall getrennt gehalten, was allerdings im NW nur beiläufig geschehen konnte.

2) Die Beschränkung des Namens «Schlerndolomit» auf einen Teil der ladinischen Stufe (RICHTHOFEN, 1860; VAN HOUTEN, 1930). Da RICHTHOFEN den Schlerndolomit als oberstladinisch ansah, ist VAN HOUTEN's Vorschlag, ihn auf das Langobard zu beschränken, schon aus

Prioritätsgründen kaum annehmbar. Außerdem sollte man nicht, wie VAN HOUTEN es tut, von Cassianer Dolomit sprechen, wenn man damit nicht einen bei St. Cassian entwickelten Dolomit, sondern einen Dolomit vom Alter der Cassianer Schichten meint. Endlich ist es ganz unsicher, ob die Grenze zwischen VAN HOUTEN's Schlerndolomit und Cassianer Dolomit mit der zwischen Wengener und Cassianer Schichten zusammenfällt. Wenn eine — stets sehr erwünschte — Untergliederung möglich ist, wird man besser einen unteren und oberen, allenfalls auch noch einen mittleren Schlerndolomit unterscheiden.

3) Den Ersatz von «Schlerndolomit» durch «Buchensteiner Dolomit, Wengener Dolomit, Cassianer Dolomit» (MOJSISOVICS, 1879), aus den soeben angeführten Gründen.

4) Den Gebrauch des Namens «Cipitkalk» für bis mehrere hundert Meter mächtige Dolomitmassen, nur weil sie von Cassianer Schichten überlagert werden (REITHOFER, 1923 a und b).

5) Die Verwendung des Namens Schlernkalk (MUTSCHLECHNER, 1933 a) für ein Gestein, das am Schlern nicht vorkommt und das man sehr gut als Marmolatakalk und noch besser als Wettersteinkalk bezeichnen kann.

b) Verbreitung.

Früher ist die Frage viel erörtert worden, ob es innerhalb der Dolomiten Gebiete gibt, in denen der Schlerndolomit ganz fehlt. Heute ist sie wohl im bejahenden Sinn entschieden (vergl. etwa KLEBELSBERG, 1928, S. 155—56, 194—99, 248, 256; MUTSCHLECHNER, 1934, S. 213; OGILVIE GORDON, 1927 I, S. 152; 1929, S. 402, 418; REITHOFER, 1928 b, S. 544 und 547—48). Meine Aufnahme hat diese Vorstellung für einen Teil der Dürrensteingruppe, nämlich das oberste Seelandtal bei den Plätzwiesen, bestätigt. Allerdings gilt dies nur, wenn man — wie ich es für notwendig halte — den wohlgebankten karnischen *Megalodon*-Dolomit vom Schlerndolomit trennt. Es wird von diesen Verhältnissen weiter unten (S. 113—15) ausführlich die Rede sein. Vergl. auch Textfig. 2.

c) Mächtigkeit.

Die Mächtigkeit des Schlerndolomites schwankt im allgemeinen — und so auch in dem untersuchten Gebiet — sehr stark. Das hat offenbar zwei Ursachen, die Verschiedenheit seines stratigraphischen Umfanges und die verschieden mächtige Entwicklung stratigraphisch gleichwertiger Gesteinsmassen (LORETZ, 1874, S. 457—58). Heute sind wir wohl gezwungen, in erster Linie die verschiedene Absatzdauer für die verschiedene Mächtigkeit verantwortlich zu machen, ohne daß beide aber proportional sind. Es hat sich mir ferner die Überzeugung gebildet, daß an zweiter Stelle die Geschwindigkeit der Senkung des Meeresbodens maßgebend war, wogegen die Sedimentbildung durch die Organismen bei den reinen Kalken und Dolomiten fast immer genügte, um den Absatz rasch wieder bis zum Meeresspiegel zu erhöhen.

Bestimmte Zahlen für die Mächtigkeit des Schlerndolomites anzugeben, hat unter den angeführten Umständen nur einen bedingten Wert. Wenn beispielsweise OGILVIE am Dürrenstein eine Mächtigkeit von 2000 Fuß

fand (1893, S. 39), so ist das gerade bei diesem Berg ohne nähere Ortsangabe nicht zu verwenden. Die Profile Taf. 10 u. 11, zeigen, daß die größte Mächtigkeit kaum weniger als 2000 m sein kann. Wir finden sie im Hochalpenzug, wo der Schlerndolomit allein das ganze Ladin vertritt. Bemerkenswerter Weise erhält man auf der Ostseite des Dürrensteins, wo der Schlerndolomit im wesentlichen nur cordevolisch ist, fast eben so hohe Zahlen. (Die viel kleinere Zahl bei DAL PIAZ, 1934, S. 166, kann ich nicht für einen Höchstwert halten).

d) Beschaffenheit.

Die Farbe des Schlerndolomites ist an weitaus den meisten Stellen des Gebietes weiß bis weißlichgrau. Seltener wird er deutlich grau, so am Höhlensteiner Nock und am Heimwaldkofl. Nur ausnahmsweise wendet sich die Farbe ins bräunliche. Ich bemerkte dies gerade westlich der Brücke 1365 nördlich Landro, wo das Gestein aber stark kalkig ist (siehe unten). Das Sarlköfele besteht teilweise aus einem dunkelgrauen, kristallinen Dolomit.

Das Gefüge der ladinischen Dolomite ist meist deutlich kristallin, aber vielleicht im Durchschnitt etwas weniger grob, als das des oberen Sarldolomites. Häufig bezeichnet es mein Tagebuch als feinkristallin. Makroskopisch dichte Teile scheinen kaum vorzukommen. Abbildungen der Struktur gibt LORETZ (1878, Taf. 17, Fig. 1—6, 8, 11; Taf. 18, Fig. 1, 12). Die von ihm untersuchten Proben stammen vom Schwarzberg (Rauchkofl) beim Pragser Wildsee. Oolithische Zusammensetzung wäre nach LORETZ (1873 b, S. 616) sehr häufig. Allerdings ist dieser Aufbau im Schlerndolomit wohl nie so schön zu sehn, wie etwa an der Untergrenze des Sarldolomites (vergl. S. 19). Doch fiel die oolithische Zusammensetzung auch mir gelegentlich auf, so besonders an losen Blöcken der großen Schutthalde westsüdwestlich des Dürrensteingipfels und am Weg vom Ausgang der Grünen Klamm (Graben 1998 westlich des Heersteins) gegen den Schafriedel (Westende der Zwölf Apostel).

Die lückige Beschaffenheit des Schlerndolomites wird oft betont und spielt bei den Betrachtungen über seine Entstehung eine gewisse Rolle. Auch sie schien mir aber weniger auffallend zu sein, als beim oberen Sarldolomit. Deutlich ist sie besonders am Weg von Landro in das Helltal.

Da der Schlerndolomit spröde ist und splittrig bricht, hat er eine große Neigung, Breschen und Grus zu bilden. Eine primärbreschige Beschaffenheit zeigt sich besonders deutlich in der kleinen Dolomitmasse des Meßnerköfeles nördlich des Dürrensteins. Ähnlich verhält sich der Dolomitschutt der Brenten Riegln nördlich des Heersteins bei Neuprags.

Der Zerfall des Dolomites zu Grus ist besonders im westlichen Teil der Karte auffallend verbreitet. In dem Bach, der vom Kreuzjoch nach E verläuft (oberstem Finsterbach), ist der Schlerndolomit der rechten Seite oberhalb P. 2180 so sehr innerlich zerbrochen, daß er von weitem wie loser Schutt aussieht. OGILVIE GORDON hat die Verbreitung des Dolomitgruses, den sie — vielleicht nicht ganz zweckmäßig — als Mylonit bezeichnet, auf ihrer Karte (1927) eingetragen. Sie mißt ihm ziemliche Bedeutung für die Erkenntnis tektonischer Störungen bei. MUTSCHLECHNER (1932, S. 198) bestreitet dagegen das Bestehen deutlicher «Mylonit-

zonen». Auch am Ausgang der eben erwähnten Grünen Klamm des Heersteins ist der Dolomit in Grus verwandelt. Auffallend zeigt sich dieselbe Erscheinung wieder im Helltal am Dürrenstein. Besonders am Beginn des Weges von Landro in dieses Tal sind zwischen den Dolomitbrocken auch reichlich Spatadern entwickelt. Sie brausen mit Salzsäure nicht, bestehen also ebenfalls aus Dolomit. Mit der verschiedenen Löslichkeit der Grusstücke und der verbindenden Adern hängt die bekannte Erscheinung zusammen, daß sich auf der verwitterten Oberfläche mancher Dolomite ein Gittermuster aus vertieften Furchen zeigt. Man findet das beispielsweise auf dem Schlerndolomit des Lapadures-Sattels.

Ein lebhafter, einer gewissen Komik nicht ganz entbehrender Streit hat sich bekanntlich darüber entwickelt, ob der Schlerndolomit geschichtet sei. RICHTHOFEN, MOJSISOVICS und andere Anhänger der Rifftheorie haben bei ihren Versuchen, die Entstehung des Gesteines zu erklären, großen Wert darauf gelegt, daß es im Gegensatz zu den «normalen Sedimenten» ungeschichtet sei. (Vergl. etwa RICHTHOFEN, 1860, S. 92 und MOJSISOVICS, 1875, S. 730, wo höchstens das gelegentliche Auftreten einzelner, nicht weit verfolgbarer Schichtfugen zugegeben wird.) Dagegen betont GÜMBEL (1873, S. 67), daß der Schlerndolomit eine gut erkennbare Schichtung zeige. Für unser engeres Gebiet hat dann besonders LORETZ sich im Sinne GÜMBELS geäußert (1873 b, S. 616 und besonders 1874, S. 432). Die Beispiele, die er anführt, beziehen sich allerdings fast nur auf den obersten Schlerndolomit, der sich deutlich abweichend verhält. LEPSIUS betont (1878, S. 78—79) die deutliche Schichtung des Schlerndolomites ganz im allgemeinen. Von Späteren sei noch OGILVIE GORDON (1927, I, S. 154) erwähnt. Sie legt großen Wert darauf, daß die Schichtung des Schlerndolomites meist deutlich genug ist, um die Lagerung festzustellen. MUTSCHLECHNER (1935, S. 35) bestreitet dies wieder.

Was nun meine eigene Beobachtung betrifft, so muß ich sagen, daß deutliche Schichtung in den unteren und mittleren Teilen des Schlerndolomites der Dolomiten recht selten ist. Die Klüftung ist oft viel deutlicher, so auf der Ostseite des Dürrensteins, wo man (in der SE-Wand des Höhensteiner Nocks) von der wirklichen, sehr groben Bankung nur schwache Spuren sieht. Gegen oben wird die Schichtung allerdings viel deutlicher und unmittelbar unter den Plätzwiesschichten ist sie ungefähr so, wie im Hauptdolomit. Wir werden aber weiter unten sehn, daß Gründe genug vorliegen, um dieses wohlgeschichtete Gestein als ein besonderes Schichtglied, meinen Dürrensteindolomit, abzutrennen. Am besten überblickt man die beschriebenen Verhältnisse wohl auf der Nordseite der Seitenbachspitzen, besonders von einem etwas höher gelegenen Punkt des Hochalpenzuges aus (Taf. 4, Fig. 4). Auch in der Umrahmung des Krippestales östlich St. Vigil sind sie gut zu erkennen. Die wohlgeschichteten Dolomite des Kreuzjoch-Gebietes, z. B. bei P. 2180, leiten schon zu den karnischen Dürrensteindolomiten hinüber. Das dünn gebankte Gestein auf der Südseite des Heimwaldkofls kann auch nicht als echter Schlerndolomit betrachtet werden, da es stark kalkig und mehr braun gefärbt ist. Es bildet wohl einen Übergang in die Cassianer Kalke. Übrigens ist die stratigraphische Stellung wegen der starken Störungen nicht leicht zu beurteilen. Im ganzen scheint es mir doch zutreffend, daß die Lagerung des echten Schlerndolomites in vie-

len ausgedehnten Aufschlüssen nicht klar zu erkennen ist. Allerdings beziehen sich diese Bemerkungen nur auf den Schlerndolomit der Dolomiten. Im Nonsberg ist das Gestein meist recht schön gebänkt.

Chemische Untersuchungen über die Zusammensetzung des Schlerndolomites unseres Gebietes verdanken wir LORETZ (1874, S. 438, Anm. u. bes. 1878, S. 407—08). Allerdings dürfte der von ihm untersuchte Dolomit des Schwarzberges (Rauchkofls) einer stratigraphisch sehr hohen Lage angehören. Das Gestein war oolithisch. Die Zusammensetzung der Oolithkörner und der Zwischenmasse war aber nicht merklich verschieden. Es handelt sich in beiden Fällen um fast normalen Dolomit mit etwa 54—55% CaCO_3 .

Ich selbst habe keine näheren chemischen Untersuchungen angestellt, aber am Ort und Stelle viele Salzsäureproben gemacht. In der Regel braust der Schlerndolomit mit Salzsäure nicht. Es gibt davon aber eine wichtige Ausnahme: Im Gebiet des Kasamutz nordöstlich des Dürrensteines ist dem Schlerndolomit eine größere Masse hellen Kalkes eingeschaltet. Man findet ein solches mit Salzsäure mehr oder weniger lebhaft brausendes Gestein z. B. auf dem Kamm 1942 unter- und oberhalb 1900 m Höhe. Am Ostende der Flodigen Wiesen und südöstlich der Hütten 2044 unterlagert kieselreicher heller Kalk die Cassianer Schichten. Am Fußsteig gerade südlich des Kasamutz steht in etwa 1935 m Höhe dasselbe Gestein an. Ein ähnlicher, mit Salzsäure gut brausender Kalk bildet die Felsen gerade westlich der Brücke 1365 nördlich Landro. Auch auf dem Höhlensteiner Nock, u. zw. sowohl auf der Nordseite im Hangenden der Buchensteiner Schichten, als auch auf der SW-Seite, tritt kalkiger, mit Salzsäure brausender Dolomit auf. Dagegen erwies sich das anstehende Gestein an folgenden Stellen als ziemlich reiner Dolomit: Sarlköfele; Ausmündung des Flodigen Baches in das Rienztal; Weg von der Flodigen Wiese nach E, 1700 m hoch, an der gegen S spitzen Kehre; Graben südlich P. 1735 südlich des unteren Flodigen Baches, im Hangenden der Cassianer Schichten; Steig nordwestlich der Cassianer Schichten am Ausgang des Heltales usw. Auch der Gipfelteil des Kasamutz besteht, von etwa 2000 m aufwärts, auf der NE-Seite aus Dolomit.

Es scheint mir nicht möglich, das Kalkvorkommen am Kasamutz, das ja nur eine Linse bildet, auf der Karte auszuscheiden oder dafür einen besonderen Schichtgliednamen zu verwenden. Man muß hier wohl von mehr oder weniger kalkigem Schlerndolomit sprechen.

In der Obertrias und im Lias kann man nach meiner Erfahrung Kalke und Dolomite auf Grund der Betrachtung des frischen Bruches sehr sicher unterscheiden. Unzählige Salzsäureproben haben meine vorläufigen Bestimmungen fast immer bestätigt. Ausnahmen kamen mir nur dort unter, wo das Gestein durch Kontaktmetamorphose verändert ist. Sonst ist der Dolomit immer mehr kristallin, der Kalk dagegen dicht, fast porzellanartig. In der Mitteltrias dagegen scheint diese Regel nicht sehr verlässlich zu sein. Ich fand es am Kasamutz nicht möglich, den Kalkgehalt nach dem Gesteinsgefüge hinlänglich sicher zu schätzen.

Die ladinischen Gesteine im Bereich des Kasamutz und des Höhlensteiner Nocks zeichnen sich vor dem gewöhnlichen Schlerndolomit noch durch ein zweites Merkmal aus: Sie sind reich an Kieselsäure, die meist

ein ganz unregelmäßiges Netzwerk feiner, unreiner Adern bildet und auf der Oberfläche in Gestalt dünner Leisten auswittert. So weit ich es bei wiederholten Begehungen feststellen konnte, ist der ganze Kalk des erwähnten Gebietes in dieser Weise von Kieselsäure durchsetzt, so daß es überflüssig ist, die Aufschlüsse noch einmal aufzuzählen. Im einzelnen können die Grenzen des Kalkes und des Kieselsäurereichtums allerdings auch von einander abweichen. So schien mir auf der Nordseite des Schuttkegels westlich Stockerboden (Maut 1357) im Rienztal auch kristalliner, weißlichgrauer Dolomit Kieseladern zu führen.

Ich halte es trotzdem für wahrscheinlich, daß der Kieselsäuregehalt des Gesteines die ursprüngliche Erscheinung ist und daß dieser Stoff die Dolomitisation gehindert oder doch erschwert hat. Wir sehn ja, daß andere Verunreinigungen ganz ähnlich wirken und daß gerade die reinsten Kalke am meisten zur Umwandlung in Dolomit neigen. Vergl. auch das Kapitel über das Verhältnis der Cassianer Schichten zum Schlerndolomit.

e) Fossilführung.

Daß der Schlerndolomit äußerst fossilarm ist, wird stets zugegeben. Trotzdem wird er sehr allgemein für ein organogenes Sediment gehalten. Man stellt sich vor, daß die Organismenreste, aus denen er besteht, zum großen Teil schon vor der endgültigen Ablagerung im Meer zerrieben wurden und daß die etwa noch vorhandenen Spuren durch die Dolomitisation verschwunden sind. In der Tat sind die Lagerungsverhältnisse des Dolomites sehr schwer anders zu deuten, als daß es sich um einen organischen Absatz handelt. Die Frage ist nur, welchen Organismen man den Hauptanteil an seiner Bildung zuweisen soll. Von den Gegnern der Korallrifflehre wird immer wieder auf die Diploporen als wichtigste Bildner der Dolomite hingewiesen. Es ist bei meiner Arbeitsrichtung selbstverständlich, daß ich auf ihr Vorkommen besonders gemerkt habe. Ich habe in nicht weniger als 8 von den innerhalb des Gebietes unterschiedenen Schichtgliedern Kalkalgen, davon in 6 Fällen Dasycladaceen, gefunden. Im Schlerndolomit aber, diesem angeblichen «Diploporenriff», ist mir dies nicht ein einziges Mal gelungen. Es muß das um so mehr auffallen, als der lithologisch so ähnliche Sarldolomit und der Schlerndolomit des Nonsberges ganz mit Diploporen erfüllt ist, so daß ihr Mangel im Schlerndolomit von Prags kaum durch die Erhaltungsbedingungen erklärt werden kann. (Östlich meines Gebietes, im Schutt des Birkentales, oberhalb P. 2005, auf der Westseite des Haunolds, kommt *Diplopora annulata* allerdings vor. Ich stelle diesbezüglich eine frühere Angabe — 1927 — richtig.) Sieht man das Schrifttum durch, so findet man, daß auch ältere Forscher das Fehlen der Diploporen als Tatsache festgestellt haben. Schon LORETZ hat sich — allerdings mit einer gleich aufzuklärenden Ausnahme — in diesem Sinn ausgesprochen (1874, S. 436). Ebenso sagt MOJSISOVICS (1875, S. 733), daß Diploporen im Schlerndolomit durchaus nicht so häufig sind, wie man nach dem Schrifttum annehmen müßte. Besonders treffend sind DIENERS Bemerkungen über das Häufigkeitsverhältnis von Korallen und Diploporen (1904, S. 861. Vergl. auch ARTHABER, 1905, S. 227).

Von dieser Regel schien allerdings eine Ausnahme zu bestehn. Nach LORETZ sollten Diploporen zu beiden Seiten des oberen Rienztales so weit

nach S reichen, daß es sich hier unmöglich mehr um seinen «Muschelkalk, 2. Stufe» handeln kann (1873 b, S. 618—19; 1874, S. 439—40). Als Fundorte nennt er: auf der linken Talseite «eine Strecke südlich vom Sartbach» (offenbar = Sarlbach) und «Flodinger», womit wohl der Ostfuß des Kasamutz, also das Höhlensteiner Nock, gemeint ist; auf der rechten Talseite «am Fuß des Birkenkofels, nicht weit unterhalb der Klausbrücke» (nach der Karte auf der linken Seite des untersten Birkentales). Die Art wird als «*Gyroporella pauciforata*» angesprochen, doch wird auch erwogen, ob es sich nicht um eine nahe verwandte jüngere Species handelt (1873). Das Gestein wird dem «Muschelkalk, 3. Stufe» zugerechnet, der unseren Pragser und Buchensteiner Schichten entspricht. HÖRNES (in MOJSISOVICS, 1879, S. 300) erwähnt, daß der untere Teil der Dolomitmasse der Sextner Dolomiten sehr reich an Diploporen sei. Er wäre dem oberen Muschelkalk und den Buchensteiner Schichten gleichaltrig. LORETZ nennt (1874, S. 440) das Innerfeld als Fundort weiter im Inneren der Sextner Dolomiten, GEYER beschreibt (1900, S. 137) entsprechende Vorkommen am Ostrande. Ich bin diesen Angaben, so weit sie unser Gebiet und seine Nachbarschaft betreffen, möglichst genau nachgegangen. Auf der linken Talseite fand ich *Physoporella pauciforata* aber nie südlich der Buchensteiner Schichten, die auf der Nordseite des Höhlensteiner Nocks austreichen. Auf der rechten Seite tritt sie noch am Ausgang des Birkentales auf. Da südlich davon die schon S. 29 erwähnten Pragser Schichten anstehn, ist auch für diesen Fundpunkt ein anisisches Alter äußerst wahrscheinlich. Ich glaube also sagen zu können, daß die Diploporen des Höhlensteintales (aber natürlich nicht die eben erwähnten des oberen Birkentales) dem Sarldolomit, nicht dem Schlerndolomit angehören. In diesem Sinn wurden sie ja auch schon oben (S. 44), wo von der Verbreitung des Sarldolomites die Rede war, verwendet.

Neben den Diploporen kämen als pflanzliche Bildner des Schlerndolomites vielleicht die sog. Großoolithe in Betracht, die ja wenigstens zum Teil dasselbe wie die Sphaerocodien und die Pycnostromen sind. LORETZ erwähnt (1873 a, S. 288, 349) diese Strukturen aus dem Schutt des Klausbaches (= Flodigen Baches) und von der Westseite des Pragser Wildsees. Nach meinen Beobachtungen treten diese Kalkknollen mehr im karnischen Dürrensteindolomit auf (siehe diesen). Im echten Schlerndolomite habe ich sie nicht gefunden.

Wenn also Algen sich im Schlerndolomit kaum unmittelbar nachweisen lassen (was vielleicht nicht ausschließt, daß sie bei seiner Entstehung doch eine gewisse Rolle gespielt haben), so erhebt sich die Frage, ob Korallen eher in ihm zu finden sind. Sehen wir hier zunächst von den eigentlichen Begründern und Verfechtern der Korallrifflehre ab, so haben doch auch spätere, erfahrene und unvoreingenommene Forscher, wie DIENER (1904, S. 861), REITHOFER (1928 a, S. 294), LEONARDI (1933, S. 29) und MUTSCHLECHNER (1935, S. 35), darauf hingewiesen, daß in dem sehr fossilarmen Schlerndolomit Korallen immer noch zu den verhältnismäßig häufigsten Versteinerungen gehören. DIENER nennt als Beispiel ausdrücklich auch den Dürrenstein. Wenn LORETZ dem gegenüber (1874, S. 436) angibt, daß sie bei Prags fehlen, hat eine solche Verneinung wohl das geringere Gewicht. Sie wird auch durch meine eigenen Beobachtungen

widerlegt. Ich fand deutliche, wenn auch unbestimmbare Korallenreste in mehreren losen Stücken des Schuttes auf der Nordseite des Dürrensteins, südlich P. 1789 (nördlich des Kirchler Schroppen). Auch jene feinen verzweigten Röhrchen, die man am Schlern häufig trifft, kommen hier vor. Sie sind nach meinen Beobachtungen ziemlich sicher auf feiner ästige Korallen zurückzuführen. Als Diploporen können sie auf keinen Fall gedeutet werden, obwohl dies manchmal versucht wurde (z. B. WELLER, 1920, S. 41). Ein weiterer Korallenfundort liegt am Weg von Landro in das Helltal, 1685 m hoch. Auch hier handelt es sich um lose Stücke. Man könnte sich bei diesen Funden in Anbetracht der Verhältnisse auf dem Schlern fragen, ob sie nicht aus dem höheren, karnischen Dolomit stammen. Einerseits habe ich aber im anstehenden Dürrensteindolomit keine Korallen beobachtet, andernteils läßt auch die Lage der Fundorte eine Ableitung von ihm nicht sehr wahrscheinlich, wenn auch besonders im Helltal vielleicht möglich erscheinen. Es ist also wohl naturgemäßer, anzunehmen, daß die Korallenreste aus dem eigentlichen Schlerndolomit stammen.

Unterschätzt wird meiner Meinung nach im allgemeinen die Bedeutung der Spongien als Gesteinsbildner. Auf ihren Anteil am Aufbau heller ladinischer Triaskalke hat meines Wissens nur WÄHNER entsprechend hingewiesen (1903, S. 81; vergl. auch PIA, 1933, S. 157). Für den Schlerndolomit scheinen in erster Linie die Syconen wichtig zu sein. Man findet schlecht erhaltene Reste, die ich auf sie beziehn muß, in ziemlicher Menge beispielsweise am Fuß der Ostwände des Langkofls. Im Gebiet von Prags sind sie weniger häufig, zeichnen sich aber dafür an einer Stelle durch vorzügliche Erhaltung aus. Ich fand zahlreiche Stücke in einem losen, offenbar zum Anstehenden gehörenden Block grauen Dolomites auf der Höhe des Heimwaldkofls südlich Altprags. Die Art scheint neu zu sein und muß an anderer Stelle eingehend beschrieben werden. Am meisten erinnert sie an *Amblyisiphonella lörentheyi* VINASSA (1901, S. 19).

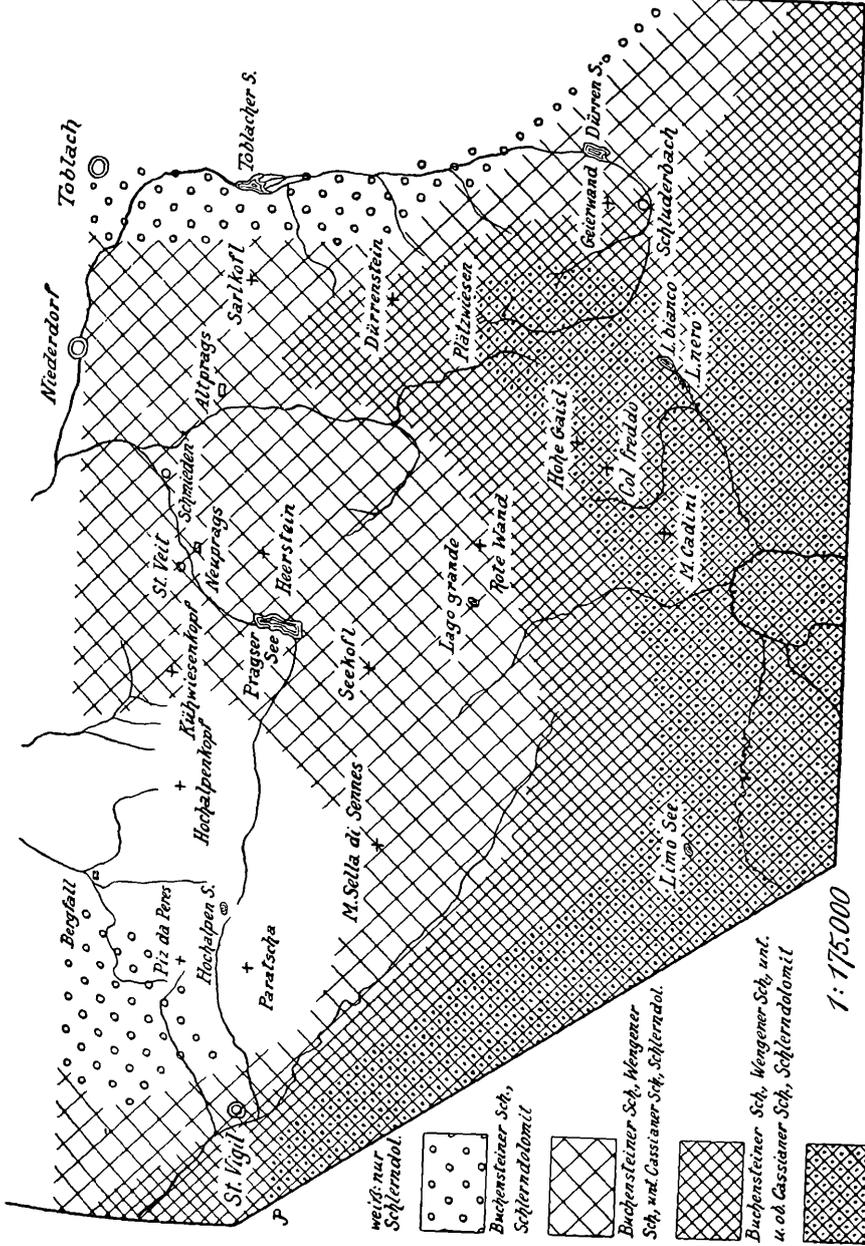
Verhältnismäßig häufig sind im Schlerndolomit — wohl wegen ihrer günstigen Erhaltungs- und Erkennungsmöglichkeiten — Echinodermenreste zu finden. Vorwiegend handelt es sich dabei um Seeigelstacheln; auch Schalenstücke und Crinoidenstielglieder kommen vor. Schon LORETZ erwähnt diesen Umstand (1874, S. 436—37). Er beschreibt (1875, S. 809) Seeigelreste vom Schwarzberg und von der «Paßhöhe zwischen Enneberg und Pragser Wildsee» (wohl so viel wie Kreuzjoch) näher. Nach den Fundorten ist anzunehmen, daß es sich wirklich, wie LORETZ (1874) angibt, um die höchsten Teile des Schlerndolomites handelt (die schon an der Grenze der karnischen Stufe stehn).

Dagegen gehört ein neuer Fund zweifellos in den echten Schlerndolomit, der die Cassianer Schichten seitlich vertritt: Der Dolomit am Weg von Landro in das Helltal ist überhaupt verhältnismäßig fossilreich. Meist sind die Reste unbestimmbar. In 1775 m Höhe jedoch, wo der Weg nach den ersten Serpentinien einen Graben überschreitet, enthielten mehrere lose Stück von weißem, kristallinem, mit Salzsäure nicht brausendem Schlerndolomit eine ganze Anzahl von *Cidaris*-Stacheln. Sie sind als *Cidaris dorsata* Müntst., die gemeinste Art der Cassianer Schichten, zu bestimmen (vergl. BATHER, 1909, S. 178).

Nach LORETZ (1873, S. 288 u. 616; 1874, S. 436) sollen turmförmige

Schnecken im Schlerndolomit häufig sein. Als Fundorte nennt er besonders den Schutt im Tal des Klausbaches (= Flodigen Baches). Ich selbst habe solche Funde nicht gemacht.

Wichtig ist das ebenfalls schon von LORETZ (a. ang. O.) festgestellte Fehlen sicherer *Megalodon*-Reste im Schlerndolomit. Zwar findet man häufig kleinere herzförmige Hohlräume, aber LORETZ scheut sich mit Recht, sie zu deuten. Ich möchte auf das Fehlen wenigstens aller größeren Megalodonten besonderen Wert legen, weil der wenig jüngere



Fazieskarte des Ladinis der Prager Dolomiten

Fig. 2.

Buchensteiner Sch., Wengener Sch., Cassianer Sch., um Schlerndol.

Dürrensteindolomit stellenweise schon ein echter *Megalodon*-Dolomit ist und sich in dieser Beziehung dem Hauptdolomit anschließt.

LORETZ (1874, S. 436) erwähnt auch ein Ammonitenbruchstück mit auskristallierten Luftkammern aus dem Schlerndolomit.

Überblicken wir noch einmal die Organismenwelt des Schlerndolomites im Kartenbereich, so können wir trotz ihrer schlechten Erhaltung vermuten, daß sie ursprünglich von der des Wettersteinkalkes und seiner südalpiner Gegenstücke nicht wesentlich verschieden war. Als Unterschied im Vergleich zu den erwähnten Kalken kann vielleicht angeführt werden, daß Korallen häufiger, Diploporen aber weniger verbreitet waren. Doch verhalten sich ja auch die Kalke darin örtlich sehr verschieden.

f) Grenzen, Entstehung.

Das Hangende des Schlerndolomites bildet in allen der Beobachtung zugänglichen Fällen der wohlgeschichtete Dürrensteindolomit, zu dem ein allmählicher Übergang besteht. Das Liegende ist je nach dem stratigraphischen Umfang natürlich verschieden und soll erst bei den nächsten Schichtgliedern besprochen werden. Im westlichen Teil des Hochalpenzuges geht der Schlerndolomit ohne scharfe Grenze aus dem oberen Sarnsdolomit hervor.

Die Frage der Entstehung des Schlerndolomites muß ich aus Platzgründen einer gesonderten Behandlung vorbehalten. Ich verweise vorläufig auf einen kurzen Vortragsbericht (PIA, 1930 b).

10. Buchensteiner Schichten.

a) Name.

Über die geschichtliche Entwicklung und den Gebrauch des Namens «Buchensteiner Schichten» haben HORN (1913 u. 1915) und TORNQUIST (1916) schon Übersichten gegeben. Der Kern aller einschlägigen Auseinandersetzungen liegt darin, daß einzelne Verfasser immer wieder geneigt waren, den Namen in einem rein zeitlichen Sinn, für die Zonen des *Protrachyceras reitzi* und *curionii*, zu verwenden. Als Gegenwirkung dagegen wollten andere ihn abschaffen oder auf das Vorkommen im Buchensteiner Tal selbst beschränken. Der richtige Ausweg, den auch hier der Begriff des Schichtgliedes bietet, wurde noch kaum klar erkannt.

Ich beschränke mich für die ältere Zeit auf das Schrifttum über mein Aufnahmungsgebiet.

LORETZ hat unsere Schichtgruppe zwar an mehreren Stellen beobachtet, aber ihre selbständige Bedeutung nicht erfaßt. So beschreibt er sie 1873 (a, S. 338—341) von der Gegend südlich Schmieden und auch weiter westlich recht gut. Er rechnet sie offenbar meistens mit den Prager Schichten zusammen zu seinem Muschelkalk, 3. Stufe, gelegentlich zieht er aber auch Teile von ihnen zu den Sedimentärtuffen (Wengener Schichten). 1875 (S. 805) spricht er von kalkig-kieseligen Schiefen der Übergangsschichten zwischen alpinem Muschelkalk und Sedimentärtuffen.

Daß OGILVIE die Buchensteiner Schichten des Gebietes von Prags von den Prager Schichten nicht genügend getrennt hat, wurde schon oben (S. 39) dargetan. So erklären sich ihre Angaben über die Fauna und ihre

Bemerkung, daß die Kieselkalke und grünen Tuffe hier weniger entwickelt seien (1893, S. 15—16). In Wirklichkeit sind sie ganz normal ausgebildet, wenn auch nicht mächtig.

Den Kampf gegen den Namen «Buchensteiner Schichten» hat TORNQUIST schon im Jahre 1901 eingeleitet. S. 120 setzt er auseinander, daß er ihn lieber vermeidet, weil das Verhältnis der Schichten von Buchenstein zu den *Reitzi*-Schichten Judicariens nicht geklärt sei. Ausführlicher finden wir die Sachlage bei PHILIPP (1904, S. 24—34) dargelegt. Sein Ergebnis ist schon, daß von Buchensteiner Schichten nur in einem faziellen Sinn gesprochen werden sollte. Auch SALOMON (1908, S. 396) macht gegen den Namen gewisse Einwendungen. Es ist mir allerdings nicht recht klar, ob er den Ausdruck überhaupt abschaffen, oder ihn auf einen faziellen Sinn beschränken will. Auf jeden Fall wird man bedenken müssen, daß die Verwendung des Namens «*Reitzi*-Schichten» gerade dann, wenn sich zeigt, daß die Facies nicht horizontbeständig ist, ihre großen Gefahren hat. Es wird viele Stellen geben, wo dieser Name mehr aussagt, als man beweisen kann. Nachdem noch KLEBELSBERG 1911 (S. 161) sich eher günstig über den stratigraphischen Wert der Buchensteiner Schichten ausgesprochen hatte, hat HORN unter dem Einfluß TORNQUISTS zu zeigen versucht, daß der Name nicht beibehalten werden solle. Ich habe seine darauf bezüglichen Ausführungen schon an anderer Stelle (1930 a, S. 70) besprochen. Wenn er gegen den Namen «Buchensteiner Schichten» unter anderem einwendet, daß in den Knollenkalken von Buchenstein nur *Trinodosus*- und *Reitzi*-Schichten, aber keine *Curionii*-Schichten nachgewiesen sind, kann ich diesen Grund nicht gelten lassen. Es ist durchaus nirgends festgelegt, daß ein Schichtglied an der typischen Örtlichkeit immer mit seinem größtmöglichen stratigraphischen Umfang vorhanden sein muß. Es genügt sicher, wenn es überhaupt mit den wesentlichen Merkmalen vertreten ist (PIA, 1930, S. 13).

Im Jahre 1916 ist TORNQUIST selbst auf den Gegenstand zurückgekommen. Seine Ausführungen gipfeln in dem Vorschlag, den Namen Buchensteiner Schichten «als Zonenbenennung» fallen zu lassen. Dagegen ist natürlich nichts einzuwenden, nur war dazu keine lange Beweisführung notwendig, weil ja die von Örtlichkeiten genommenen Schichtnamen ganz allgemein nicht zur Bezeichnung von Zonen geeignet sind. Wohl kann TORNQUIST sich darauf berufen, daß ältere Forscher, besonders MOJSISOVICS, den Namen Buchensteiner Schichten im Sinn eines bestimmten Horizontes verwendet haben. Doch wird man darin wohl mehr eine Nachlässigkeit zu sehen haben, indem unter dem Buchensteiner Alter eben die Zeit gemeint war, in der sich unter anderen auch Gesteine der Buchensteiner Fazies bildeten. ARTHABER sagt in der «Alpinen Trias», S. 273, zwar ausdrücklich «Buchensteiner Schichten = Zone des *Protrachyceras Reitzi*» und führt unter den Synonymen auch Schichtglieder ganz anderer Fazies an. Im Text ist dann aber nur von den wirklichen Buchensteiner Hornsteinknollenkalken die Rede. Die eigentliche Meinung, die MOJSISOVICS hatte, kommt wohl am besten in der Tabelle auf S. 79 der «Dolomitriffe» zum Ausdruck, wo ganz klar zwischen der Zone des *Protrachyceras reitzi* usw. und dem «Faciesgebilde der Buchensteiner Schichten» unterschieden ist. Ob die Buchensteiner Zeit mit recht den Zonenmomenten

des *Protrachyceras reitzi* und *curionii* gleichgesetzt wurde, ist eine andere Frage, zu der weiter unten ein Beitrag gebracht werden soll.

Jedenfalls ist es durchaus begründet, wenn in den Dolomitenarbeiten der letzten Jahre der Name «Buchensteiner Schichten» durchgehends für ein Schichtglied beibehalten wird (vergl. bes. KLEBELSBERG, 1928, S. 37).

b) Mächtigkeit.

Im Bereich meiner Aufnahme stellt sich die Mächtigkeit der ungestörten Buchensteiner Schichten profilmäßig auf etwa 100 m. Größer erscheint sie nordöstlich des Kasamutz, hier ist sie aber wohl tektonisch vergrößert.

c) Gesteinsbeschaffenheit und darauf gegründete Gliederung.

Die echten Buchensteiner Schichten — unter Ausschluß der weiter im W oft mit ihnen verbundenen vulkanischen Agglomerate usw. — bestehen stets aus hornsteinreichen Kalken mit Schiefer- und Tuffzwischenlagen. Die Kalke sind etwas verschieden entwickelt und man hat schon lange versucht, darauf eine Gliederung der Buchensteiner Schichten zu begründen. MOJSISOVICS (1879, S. 52—53) will gefunden haben, daß meist Knollenkalke zwischen unteren und oberen Bänderkalken liegen. Da — wie OGILVIE GORDON (1927 I, S. 33) gezeigt hat — die unteren Bänderkalke, die noch der anisischen Stufe zufallen, auch lithologisch gut abzutrennen sind, hätten wir also für die eigentlichen Buchensteiner Schichten die Reihenfolge Knollenkalke—Bänderkalke. Obwohl schon MOJSISOVICS angibt, daß diese Regel viele Ausnahmen erleidet, wovon ich mich auch selbst in den westlichen Dolomiten überzeugt habe, habe ich doch gefunden, daß sie für das Pragser Gebiet recht brauchbar ist. Daß sie auch sonst vielfach zutrifft, geht aus vielen neueren Arbeiten hervor. Ich nenne nur KLEBELSBERG (1928), OGILVIE GORDON (1929), NÖTH (1929), HUMMEL (1932 a), MUTSCHLECHNER (1932 u. 1933 a).

Über die örtliche Entwicklung der Buchensteiner Schichten bei Prags habe ich Folgendes beobachtet:

Die Kalke sind im Gebiet meiner Aufnahme stets grau gefärbt, meist mittelgrau, selten ziemlich hell, gelegentlich auch dunkel. Man kann unter ihnen ganz gut zwei Typen unterscheiden, die man Knollenkalke und Plattenkalke nennen kann. Die Schichtung ist bei beiden recht dünn, aber die Schichtflächen sind bei den Knollenkalken sehr uneben, kleinknollig, bei den Plattenkalken dagegen eben. Die Knollen sind meist klein, oft nur Walnußgroß. Die Plattenkalke sind auf dem Querbruch nicht selten gebändert. Rote Kalke, wie sie die beiden CORNELIUS (1926, S. 6, 50, 52) aus dem Marmolatagebiet angeben, habe ich bei mir nicht beobachtet. Dagegen fand ich auf der Nordseite des Kasamutz ausgesprochen grüne Kalke. Sehr selten traf ich deutlich breschige Stücke (beim Neuen Kaser nordwestlich des Pragser Sees). Sie dürfen wohl kaum als Hinweis auf die Buchensteiner Breschen der westlichen Dolomiten gedeutet werden, sondern hängen eher mit benachbarten Schlerndolomitmassen zusammen.

Hornsteine sind in beiden Kalkarten sehr reichlich vorhanden. Sie haben bald die Form von Knauern, bald die von lang hinstreichenden Bändern. Die Farbe ist oft dunkler als die des Kalkes, bis schwärzlich,

manchmal aber auch hellgrau. Im Schadebach-Graben beobachtete ich weißliche Kieselknollen, die innen hohl, d. h. wohl ursprünglich mit Kalk ausgefüllt waren.

Die Zwischenlagen zwischen den Kalkbänken sind oft dunkelgraue, feinkörnige gewöhnliche Schiefer. Häufig nehmen sie aber eine grünliche Färbung an und gehen so in die bekannte Pietra verde über, einen sandigen, ziemlich mürben, spangrünen Tuff. Er bildet in meinem Aufnahmegebiet nur dünne, höchstens wenige Centimeter starke Lagen. Über die Petrographie der Pietra verde vergl. man bes. VAN HOUTEN, 1930 u. MUTSCHLECHNER, 1932 u. 1933 a.

Die besten Anhaltspunkte für eine gesetzmäßige Änderung der Gesteinsbeschaffenheit in den Buchensteiner Schichten beim Aufsteigen vom Liegenden ins Hangende schienen mir im Schadebach- oder Aschbach-Graben bei Bad Neuprags und auf dem Raner Berg zwischen hier und Altprags vorhanden zu sein. Der untere Teil des Schichtgliedes besteht hier aus mittelgrauen, sehr auffallend kleinknolligen, dabei aber dünn geschichteten Kalken. Die grünen Tuffe pflegen hier am häufigsten zu sein. Die mehr plattigen oberen Kalke sind oft dunkler, sehen mehr sandig aus und die Hornsteine in ihnen sind fast schwarz. Auf der NE-Seite des Kasamutz enthalten die Buchensteiner Schichten bis zu 2 oder 3 m mächtige Lagen schwarzer Schiefer. Wahrscheinlich handelt es sich auch hier um den oberen Teil der ganzen Folge. Auf dem Kamm westlich des Kühwiesenkopfes hatte ich ebenfalls den Eindruck, daß die tieferen Teile mehr knollig, die oberen mehr plattig sind. Allerdings ist die Sache hier weniger übersichtlich, weil sich schon viele Dolomitbänke einschalten. Die Plattenkalke scheinen hier viel mächtiger als die Knollenkalke zu sein.

d) Fossilführung.

Die Buchensteiner Schichten von Prags sind außerordentlich fossilarm, wohl noch fossilärmer als die der westlichen Dolomiten. Wenn OGILVIE (1893, S. 36) sie für fossilreicher als die der westlichen Gebiete hält, kommt dies von der öfter aufgezeigten Verwechslung mit den Prager Kalken. Die einzige bestimmbare Versteinerung, die ich anführen kann, ist ein Bruchstück von *Daonella tyrolensis*, das LORETZ in einem Bachgeröll von kalkig-kieseligen Schiefern der «Übergangsschichten zwischen alpinem Muschelkalk und Sedimentärtuffen» bei Neuprags fand (1875, S. 805). Ich selbst entdeckte in der großen Schutthalde am Steig unterhalb der Hütte 1974 südlich des Kühwiesenkopfes den Querschnitt eines verkieselten Ammoniten mit sehr langsam anwachsenden Windungen. Er ließ sich leider nicht bestimmen. Diploporen habe ich an dieser Stelle und anderwärts vergeblich gesucht. OGILVIE GORDON gibt (1927 I, S. 23, 30, 66, 70, 111, 155, 156) an, *Diplopora annulata* auch in Übergangsgesteinen zwischen Buchensteiner Schichten und Schlerndolomit gefunden zu haben. Da in den faziell ähnlichen, etwas älteren Reiflinger Kalken der Nordalpen Diploporenkalke nicht selten eingelagert sind, wäre ein solches Vorkommen sicher möglich. Ich kann es aber aus eigener Anschauung nicht bestätigen.

e) Alter.

Die Ansichten älterer Forscher über die Altersstellung der Buchensteiner Schichten wurden teilweise schon bei der Besprechung des Namens erwähnt. Ich erinnere daran, daß GÜMBEL (1873, S. 55 u. 56) sie für bloße Einlagerungen in den Wengener Schichten hielt. Dagegen rechnet sie LORETZ und nach ihm ROTHPLETZ (1894, S. 37) noch zum Muschelkalk. ROTHPLETZ weist mit Recht auf die große Verwandtschaft der Ammonitenfauna mit der des sicheren Muschelkalkes hin. Da die Abgrenzung zwischen Anis und Ladin ja wohl am besten auf Grund der Verhältnisse in den Südalpen geschieht, ist die Lage der Grenze hier eine Frage der Zweckmäßigkeit. Verlegt man sie bis unmittelbar unter die Schichten mit *Daonella lommeli*, so vermeidet man auch zum guten Teil die Schwierigkeiten, die im Auftreten sicher anisischer Kalke von der Fazies der Buchensteiner Schichten liegen. Es lassen sich gegen einen solchen Vorgang aber doch Gründe anführen, die mir das größere Gewicht zu haben scheinen. In erster Linie wurde die *Reitzi*-Zone bei der Aufstellung der ladinischen Stufe ausdrücklich in sie einbezogen (BITTNER, 1893, S. 392). Dann ist zu bedenken, daß der Rest dieser Stufe nach Abzug der ganzen Buchensteiner Schichten doch allzu klein gegenüber dem Anis würde, besonders, wenn man berücksichtigt, daß die Stellung der Cassianer Schichten noch strittiger als die der Buchensteiner Schichten ist (siehe unten). Ausschlaggebend scheint mir der Umstand, daß die Diploporenflora sich zwischen *Trinodosus*- und *Reitzi*-Schichten von Grund aus ändert, während wir eine Verschiedenheit der Flora in der *Reitzi*- und *Archelaus*-Zone bisher nicht nachweisen können. Schließlich ist die Fauna der Buchensteiner Schichten von der der Wengener Schichten eben so wenig scharf geschieden, wie von der des alpinen Muschelkalkes. Gewisse Unterschiede sind aber doch in beiden Fällen vorhanden. Es wird sich also jedenfalls empfehlen, die *Reitzi*-Zone bei der ladinischen Stufe zu belassen, dagegen die Prager Schichten und die unteren, bituminösen Bänderkalke mit *Diplopora annulatissima* dem Anis zuzuzählen.

HORN hat meiner Meinung nach recht sicher gezeigt, daß die Knollenkalke nicht überall genau dieselbe Fauna enthalten, daß die Ammonitengesellschaft vielmehr stellenweise einen starken Einschlag aus der *Trinodosus*-Fauna hat, daß sie an anderen Stellen mehr eigenartig ist und sich an wieder anderen schon stark der der *Archelaus*-Zone nähert. Wenn er freilich behauptet, bewiesen zu haben, daß die Knollenkalke der Val Trompia drei faunistisch getrennte Zonen enthalten (1913, S. 509), so scheint mir dies zu weit gegangen. Er stellt sich offenbar vor, daß die ganze Ammonitenfauna während der unterladinischen Zeit eine bestimmt gerichtete und dabei sprungweise Weiterentwicklung erfahren hat (1915, S. 116—121). Der unvoreingenommene Leser hat aber viel mehr den Eindruck, daß es sich um eine allmähliche Umbildung der Fauna handelt, bei der von scharfen Zonen nicht die Rede sein kann. Die bisher beschriebenen örtlichen Faunen sind zufällige Beispiele aus dieser Entwicklung, keineswegs aber Typen länger anhaltenden Stillstandes in ihr. Übrigens muß ich die ganze Art, wie HORN die Faunen mit einander parallelisiert, für bedenklich halten. Er sagt (1915, S. 132), daß er sich nicht auf das Vorkommen einer oder mehrerer Formen stützt, sondern auf den Gesamthabitus der Fauna

und das gemeinsame Auftreten bestimmter Gattungen. Dabei ist die Gefahr, daß man durch den Einfluß der örtlichen Fazies getäuscht wird, selbstverständlich ungemein groß. Nach meiner Erfahrung kann sich eine strenge Parallelisierung gerade nur auf das Wiedererkennen bestimmter leitender Arten gründen. Was wir aus den Untersuchungen von HORN ableiten dürfen, ist also wohl nur, daß die Fauna der Buchensteiner Schichten nicht durch die ganze Mächtigkeit gleich ist, sondern daß sie sich während des Absatzes dieser Gesteine von der *Trinodosus*-Fauna zur *Archelaus*-Fauna entwickelt hat, wobei auch verschiedene eigentümliche Arten auftraten und wieder erloschen.

Es bleibt nun die Frage zu erwägen, ob alle diese faunistisch verschiedenen Schichten faziell so übereinstimmen, daß man sie im Gelände nicht trennen kann, sondern als Buchensteiner Schichten zusammenfassen muß. Es scheint mir, daß HORN und TORNQUIST zu großen Wert auf das Schlagwort «Knollenkalke» (oder «Bänderkalke») gelegt haben könnten. Wenn man mehr in die Einzelheiten der Gesteinsbeschaffenheit eingeht, wird es wahrscheinlich in vielen Fällen möglich sein, die Knollenkalke rein lithologisch weiter unterzuteilen und annähernd zwischen Oberanis und Unterladin aufzuteilen. In Gröden ist es — wie ich mich auch selbst überzeugen konnte — unschwer möglich, die anisischen Bänderkalke von den eigentlichen Buchensteiner Schichten zu trennen (OGILVIE GORDON, 1927). Bei Prags gelingt es ebenfalls, die bisher vielfach mit ihnen verwechselten Prager Kalke scharf getrennt zu halten. Ich komme darauf sogleich zurück. Die Merkmale, die die echten Buchensteiner Schichten auszeichnen, sind meiner Meinung nach die Grünschieferlagen und das massenhafte Auftreten von Hornsteinen. Daß die so gekennzeichneten Gesteine zur Gänze ladinisch, d. h. jünger als der oberste Teil der *Trinodosus*-Schichten sind, hat HUMMEL (1932 a, S. 426—27) sehr entschieden verfochten.

Gegen ein verschiedenes Alter der Buchensteiner Schichten in den einzelnen Teilen der Südalpen scheint der Umstand zu sprechen, daß dann auch die grünen Tuffe verschieden alt sein müßten. In der Tat hat HORN (1915, S. 142) diesen Schluß gezogen. Er scheint anzunehmen, daß die mächtigen Tuffmassen im SE der Dolomiten älter sind, als die dünnen Einlagerungen im N und W. Sehr befriedigend ist diese Vorstellung allerdings nicht. Denn gerade die Pietra verde macht den Eindruck, daß sie infolge eines kurz dauernden Ereignisses über weite Strecken (wahrscheinlich größtenteils durch die Luft) verbreitet wurde. HUMMEL (1932, S. 433 ff.) hat das sehr glücklich ausgeführt. Es soll aber nicht unbesprochen bleiben, daß auch in anderen Gegenden des südalpinen Triasgebietes der Beginn der Tuffausbrüche schon in den letzten Teil des Anisiums versetzt wird. So betrachtet man die Tuffe von Kaltwasser bei Raibl in den Julischen Alpen als oberanisisch, ohne freilich zwingende Beweise dafür zu haben. LOCZY fand, daß die tuffigen Mergel bei Aszófö und Örvényes im Balatongebiet schon im Muschelkalk auftreten (1916, S. 128). Wenn sich diese Beispiele auch sicher noch vermehren lassen, haben sie für die Frage des Alters der Tuffe von Buchenstein selbstverständlich nur eine mittelbare Bedeutung.

Bei Prags kann ich das ladinische Alter der untersten Buchensteiner

Schichten nicht direkt beweisen. Denn die eine *Daonella tyrolensis* ist dazu etwas unzulänglich. Wir müssen deshalb die Möglichkeit näher prüfen, daß die Buchensteiner Fazies hier schon im Anis beginnt. Einen Hinweis könnte man vielleicht in dem Umstand sehen, daß es nicht gelungen ist, unter ihnen die Zone der *Diplopora annulatissima* nachzuweisen. Die Pragser Schichten haben Diploporen — mit Ausnahme des hier nicht in Betracht kommenden westlichen Gebietes — bisher nur in ihrem liegenden Teil geliefert. Im Sarldolomit fand ich — wie schon erwähnt — gleich unter den Buchensteiner Schichten *Physoporella pauciforata simplex*. Die Gesteine, die am Piz da Peres über dem Dolomit mit *Diplopora annulatissima* liegen, sind etwas abweichend und mögen wohl obere Buchensteiner Schichten sein (vergl. S. 40). Es ist aber gerade so gut möglich, daß die Zone der *Diplopora annulatissima* durch die obersten Pragser Schichten und den obersten Sarldolomit des Sarlkofls vertreten ist und daß die Art nur aus faziellen oder zufälligen Gründen fehlt.

Ich möchte also die Frage, ob die Buchensteiner Schichten bei Prags oder überhaupt auch in die anisische Stufe hinunterreichen, offen lassen. Auf der Karte habe ich die den Buchensteiner Schichten seitlich entsprechenden Dolomite stets als Schlerndolomit ausgeschieden. Jedenfalls ist es aber nicht rätlich, ladinisches Alter in die Definition der Buchensteiner Schichten aufzunehmen. Vielmehr hätte diese sich auf folgende Merkmale zu beschränken: Kieselreiche, wohlgeschichtete, knollige oder plattige Kalke mitteltriadischen Alters mit mehr oder weniger mächtigen Zwischenlagen grüner Tuffe. Es ist nach meiner theoretischen Einstellung selbstverständlich, daß ich für das so gekennzeichnete geologische Gebilde den Namen Buchensteiner Schichten weiter benützen werde. Die Bedingungen für eine solche Benennung — daß es sich um ein eigenartiges, über eine größere Fläche verbreitetes Gestein handelt und daß dieses an der namengebenden Örtlichkeit auch wirklich vertreten ist — treffen ja offensichtlich zu, die erste sogar in einem hervorragenden Maße.

f) Abgrenzung.

1) Grenze gegen die Pragser Schichten.

Aus den vorhergehenden Seiten ergibt sich schon, daß die Buchensteiner Schichten von den Pragser Schichten nicht ganz leicht zu trennen sind, sonst wären sie nicht so oft verwechselt oder zusammengezogen worden. Es seien deshalb die wichtigsten Unterschiede noch einmal hervorgehoben. Die Buchensteiner Schichten, besonders die unteren, auf die es hier ja wesentlich ankommt, sind viel kleiner knollig, viel hornsteinreicher, meist merklich heller und viel weniger sandig. Kleinknollige Lagen finden sich innerhalb der Pragser Schichten außer am Übergang in die Buchensteiner Schichten erst wieder in den Brachiopodenbänken. Fossilien, die man in den Pragser Schichten selten vergeblich suchen wird, fehlen in den Buchensteiner Schichten so gut wie ganz. Grüne Tuffe treten dagegen erst in ihnen auf. Der Übergang zwischen den beiden Gesteinen ist ein sehr rascher. Die Grenze ist bei einiger Aufmerksamkeit und Übung — falls nur die Aufschlüsse genügen — im Gelände viel genauer zu ziehn, als sie sich auf den vorliegenden Karten eintragen läßt. Eine Zwischenbildung nach Art der bituminösen Bänderkalke des obersten Anisiums der west-

lichen Dolomiten ist bei Prags nicht vorhanden. Es gibt Stellen, wie im Schadebach-Graben und am Grabenausgang nordwestlich Riedl (beide in Innerprags), wo man ein solches Schichtglied unbedingt sehn müßte.

2) Grenze gegen den Sarldolomit.

Im ganzen Einzugsgebiet des Sarlbaches und bis zum Ostfuß des Höhlensteiner Nocks scheinen — so weit ich Einblick gewinnen konnte — die Buchensteiner Schichten dem oberen Sarldolomit konkordant und mit scharfer Grenze aufzuliegen. LORETZ waren sie im Hangenden des Dolomites des Sarlkofls entgangen (1873 a, S. 281). Bei MOJSISOVICS (1879) sind sie dagegen schon im wesentlichen richtig eingetragen.

Anders und sehr beachtlich ist das Verhältnis von Buchensteiner Schichten und Sarldolomit auf der Südseite des Lungkofls. Südlich P. 1788, in etwa 1750 m Höhe des Grabens, ist der Dolomit am Fuß der Wände ganz dünnbankig, hellgrau, kristallin. Er fällt steil gegen S. Unmittelbar darüber folgen plattige Dolomite mit vereinzelt, aber dann gut entwickelten Hornsteinlagen. Dieses Gestein ist mittelgrau, fein kristallin und braust mit Salzsäure gar nicht. Es handelt sich zweifellos um eine dolomitische Vertretung der Buchensteiner Schichten. Der Hornsteindolomit bildet nur eine kleine Kuppe am Fuß der Sarldolomitwände. Gegen W und E verschwindet er unter Schutt. Auch weiter oben, auf der Westseite des Bruches, der den Lungkofl im E begrenzt, treten im hangendsten Teil des Sarldolomites gebankte Dolomite mit einzelnen Hornsteinen auf. Bemerkenswert ist, daß sie mit mächtigeren und reineren Dolomitbänken zu wechsellagern scheinen. In dieser Gegend ist die Liegendgrenze der Buchensteiner Schichten also wesentlich weniger scharf, als dort, wo sie auf Prager Schichten liegen. Echte Buchensteiner Kalke habe ich hier überhaupt nicht beobachtet. Die Hornstein führenden Dolomite scheinen die einzige Vertretung des Schichtgliedes zu sein.

3) Grenze gegen die Wengener Schichten.

Sie ist weniger deutlich, als gegen die Prager Schichten und stellt sich mehr als ein allmählicher Übergang dar. In dem ersten Graben westlich Bad Neuprags, der von den Brenten Riegeln (Heerstein) herunter kommt, besteht der hangendste Teil der Buchensteiner Schichten aus schwärzlichen, festen Schiefern, in denen noch einzelne Hornsteinbänder auftreten. Nach oben gehn sie rasch in weiche, schwarze Schiefer über, denen hier und da einzelne feste Sandsteinlagen eingeschaltet sind und die wohl schon als Wengener Schichten anzusehn sind. Auf der Ostseite des Raner Berges traf ich am Übergang der Buchensteiner Schichten in die Wengener Schichten dunkelgraue, gelbbraun verwitternde, etwas sandige, plattige, aber noch an Hornsteinbändern reiche Kalke. Pietra verde scheint in diesen Übergangsbildungen nicht mehr vorzukommen.

4) Verhältnis zum Schlerndolomit.

Es gibt Gebiete, wo die Buchensteiner Schichten den Schlerndolomit mit scharfer Grenze unterlagern, und solche, wo sie mit ihm verzahnt sind. (Streng genommen ist hieher auch die Gegend südlich des Lungkofls gehörig, da ein Dolomit, der mit ladinischen Buchensteiner Schichten wech-

sellagert, ja nach der Definition als Schlerndolomit zu bezeichnen ist. Wenn diese Stelle schon früher besprochen wurde, geschah es deshalb, weil die zusammenhängende Dolomitmasse dort unter den Buchensteiner Schichten liegt, während über ihnen Wengener Schichten folgen, und deshalb, weil das rein ladinische Alter der Buchensteiner Schichten nicht feststeht.) Schließlich haben wir auf der Nordseite des Hochalpenkopfes und Flatschkofls ein Gebiet zu nennen, in dem die Buchensteiner Schichten als solche ganz fehlen, weil sie vollständig durch Schlerndolomit ersetzt sind.

Die glatte Überlagerung der Buchensteiner Schichten durch Schlerndolomit läßt sich auf der rechten Seite des Sarlbaches an vielen Stellen gut beobachten. Die Buchensteiner Schichten bilden hier nur ein schmales Band zwischen Sarldolomit und Schlerndolomit, das allerdings faziell nicht ganz so entwickelt ist, wie im Bereich der Prager Schichten. Die lithologische Annäherung an den Schlerndolomit ist aber nur schwach angedeutet. Wir beginnen die Besprechung im Rienztal.

In der Gegend der Schmiedenuine findet man im Dolomitschutt am Fuß des Höhlensteiner Nocks sehr selten einzelne Hornsteinkonkretionen. Etwas weiter nördlich fallen ziemlich viele, auch größere lose Stücke eines mittelgrauen, subkristallinen, mit Salzsäure nur schwach brausenden dolomitischen Kalkes auf, der von einer dicken Verwitterungsrinde überzogen ist. Er vertritt wohl die Buchensteiner Schichten. Typische Hornsteinkalke fehlen aber unter den losen Stücken. Ähnliche Gesteine, wie hier, trifft man auch, wenn man durch den Graben nördlich des Nocks hinauf steigt. Hier sind graue, gelb verwitternde, mergelige und sandige Kalke häufig. Einzelne Hornsteinknollen treten auf und machen es ziemlich wahrscheinlich, daß wir es mit Buchensteiner Schichten, nicht etwa mit Cassianer Schichten zu tun haben, an die die Kalke sonst auch erinnern. In manchen Dolomitstücken zeigen sich grünliche, tuffartig aussehende Flecken oder der ganze Dolomit hat eine sandig-tuffige Beschaffenheit, so daß man ihn bei flüchtiger Betrachtung für ein vulkanisches Gestein halten könnte. Ganz typische Hornsteinknollenkalke fehlen auch hier. In etwa 1600 m Höhe sind die Buchensteiner Schichten dann in einer flachen Einmuldung auf der Ostseite des Hauptgrabens anstehend zu sehn. Es sind stark graue, knollige, gut gebankte Kalke mit dunklen Hornsteinen. Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt 10 m. Das Gestein braust gut, wenn auch nicht allzu lebhaft mit Salzsäure. Gegen oben geht es rasch in Dolomit über, in dem die Schichtung bald wieder un deutlich wird. Das Einfallen ist etwa 25° SSE. Die westliche Fortsetzung dieser Einschaltung wird offenbar bald durch eine unten näher zu besprechende Störung abgeschnitten (vergl. das Kapitel über die Überschiebungen). Dagegen sieht man aus dem Rienztal, daß ihre östliche Fortsetzung ungefähr über P. 1638 sowie etwas oberhalb P. 1563 durchzieht und weiter südlich wenig unter dem Fuß der Hauptwand verläuft. Von hier stammen die oben besprochenen losen Stücke bei der Schmiedenuine. Ich beschreibe diese Verhältnisse so ausführlich, weil sie für die Trennung von Sarldolomit und Schlerndolomit ausschlaggebend sind und diese hier wieder für die Frage der stratigraphischen Verbreitung der Diploporenarten wichtig ist.

Die verworfene Fortsetzung der Buchensteiner Schichten des Nock trifft man zunächst an dem Saumweg zu den Sarlhütten auf der rechten Seite des Sarlbaches, in etwa mehr als 1500 m Höhe. Hier hat sie schon LORETZ bemerkt (1874, S. 442), aber als Hornsteindolomit angesprochen und für eine Vertretung der Sedimentärtuffe über seiner dritten Muschelkalkstufe gehalten. In Wirklichkeit sind sie gerade hier ziemlich typisch: graue, knollig-bankige bis knollig-plattige Kalke mit viel Hornstein in Knuern und Bändern. Über den Buchensteiner Schichten folgt etwas Schutt aber etwa 50 m höher sieht man auf der rechten Seite des nächst westlichen Seitengrabens eine Schlerndolomitwand, die jedenfalls das normale Hangende der Buchensteiner Schichten bildet. Unterhalb der Buchensteiner Schichten ist der Hang bis zum Sarlbach von Schutt verhüllt. Am Bach steht Sarldolomit an. Ich vermute, daß der hier am Weg aufgeschlossene Teil der Buchensteiner Schichten ein ziemlich tiefer ist. Eine östliche Fortsetzung dieses Aufschlusses konnte ich trotz sorgfältigen Suchens nicht fin-

den. Wie schon erwähnt, grenzen hier offenbar ein Stück weit Sarldolomit und Schlerndolomit mittels einer kleinen Störung aneinander.

Auch im W werden die Buchensteiner Schichten und der Schlerndolomit durch einen Bruch abgeschnitten, der von etwas westlich P. 1474 ungefähr nach SSW zieht (siehe unten, «Brüche»). Auf seiner Westseite erhält man durch Zusammenfassung mehrerer Aufschlüsse folgendes Profil:

4) Dolomit des Kasamutz. Er ist am Fuß der Wände hellgrau, dicht, gar nicht grusig. Mit Salzsäure braust er schwach, aber deutlich. 4 m höher fand ich ihn weißlich, kristallin und etwas grusig, also schon ganz typisch.

3) Obere Buchensteiner Schichten. Sie sind am besten aufgeschlossen in dem zweiten Graben westlich P. 1942, von etwa 1780 bis 1820 m Höhe, etwas oberhalb des Weges, der von den Sarlhütten in den Sattel westlich des Höhlensteiner Nocks führt. Die Grenze gegen den Schlerndolomit ist durch Schutt verhüllt. Die Hauptmasse des Gesteines bildet eine Wechsellagerung schwarzer, sehr ebenflächiger Schiefer und plattiger, ebenflächiger, sandiger, grauer, sehr harter Kalke, die mit Salzsäure nicht allzu lebhaft brausen und deren offenbar vorhandener Kieselsäuregehalt fein verteilt, nicht zu Knollen vereinigt ist. Manche Kalkbänke sind ausgesprochen grün, viele sind gebändert. In diesem Schichtglied tritt auch die oben (S. 65) schon erwähnte, 2—3 m mächtige Lage reiner, schwarzer Schiefer ohne Kalkbänke auf. Spangrüne Schiefer sind am reichlichsten im obersten Teil der Aufschlüsse entwickelt. Einfallen 31° SW.

Entlang des Weges sind die Aufschlüsse durch Schutt verhüllt, aber weiter unten trifft man die Fortsetzung des Profiles in dem Graben, der bei P. 1474 in den Sarlbach mündet, etwas oberhalb des Saumweges aus dem Rienztal zu den Sarlhütten.

2) Untere Buchensteiner Schichten. In 1700 m Höhe stehn sandige, plattige, teilweise stark knollige Kalke an. Einzelne Bänke enthalten viele Hornsteinlagen. Einfallen 20° SW.

1) Sarldolomit. Die Buchensteiner Schichten liegen ihm in 1690 m Höhe sehr deutlich normal auf. Er wird 10 m weiter unten von einer kleinen Störung abgeschnitten, gehört aber zweifellos schon zu der Dolomitmaße des Sarlbrands.

Die Gesamtmächtigkeit des Schichtgliedes wäre hier größer als 100 m. Doch sind die Aufschlüsse nicht zusammenhängend genug, um diesen Betrag als sicher erscheinen zu lassen. Im Gegenteil, ich halte das Vorhandensein unaufgeschlossener Brüche zwischen den Teilen des Profiles für ziemlich wahrscheinlich.

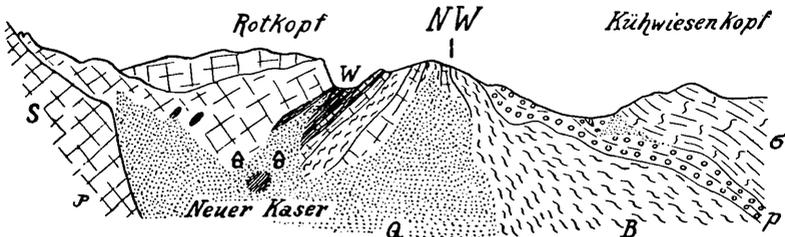


Fig. 3. Rotkopf und Kühwiesenkopf von der Ostseite des Prager Wildsees, etwa 1:20.000. Vergl. Taf. 1, Fig. 1.

σ = unterer Sarldolomit
 P = Pragser Schichten
 B = Buchensteiner Schichten
 W = Wengener Schichten mit Schlerndolomittlinsen
 S = Schlerndolomit mit Wengener Linsen
 Q = Schutt.

Vielleicht nur dem Grad nach, aber jedenfalls merklich verschieden ist das Verhältnis zwischen Buchensteiner Schichten und Schlerndolomit, wie es sich in der Gegend nördlich des Prager Wildsees, im östlichen Teil des Hochalpenzuges zu erkennen gibt. Wir betrachten zunächst die Photographie Taf. 1, Fig. 1 und die zugehörige Skizze, Textfig. 3, wobei zu be-

rücksichtigen ist, daß die Schichten auf den Beschauer zufallen, was die große Breite mancher Gesteine erklärt. Schon die Abbildung zeigt, daß zwischen Buchensteiner Schichten und Schlerndolomit eine mehrfache Wechsellaagerung besteht, ähnlich, aber in viel größerem Maßstab, wie auf der Südseite des Lungkofls.

Begeht man den Kamm westlich des Kühwiesenkopfes gegen den Rotkopf (P. 2404 beziehungsweise 2402), so trifft man über den ammonitenführenden Pragser Schichten zunächst dünnsschichtige, knollige Hornsteinkalke mit grünen Tuffen. Sie fallen 34° SSW, sind aber nur wenige Meter mächtig. Darüber liegt eine erste Masse weißlich-grauen, kristallinen, hornsteinfreien, mit Salzsäure nicht brausenden, aber plattigen Dolomites. Auch sie ist nur gering mächtig. Am Oberrand des Nebenkammes, der von den Hütten 1974 m heraufzieht, befindet man sich wieder in grauen, plattig-knolligen, hornsteinreichen Kalken, die mit Salzsäure sehr deutlich brausen. Etwa 50 m höher oben auf dem Kamm (gegen W) werden die Kalke ebenflächig, etwas dunkler. Die Hornsteine bilden Platten. Sehr dünnsschiefrige, gelbe Zwischenmittel treten auf. Nachdem man 10 m höher gestiegen ist (immer unter sehr spitzem Winkel zu dem Schichtstreichen), legt sich auf diese oberen Buchensteiner Schichten in sehr deutlicher Weise konkordant ein hellgrauer, kristalliner, meist feinklückiger, mit Salzsäure nicht brausender, mächtig und unscharf gebankter Dolomit. Einfallen 46° SSW. 20 m höher oben wird das Gestein etwas gebankt und braust mit Salzsäure ziemlich stark. Gleich darauf folgt eine einige Meter mächtige Lage grauer, gebankter, hornsteinführender Kalke mit braunen Schieferzwischenlagen. Der Kamm senkt sich etwas zu dem Sattel östlich P. 2404. Es treten wieder graue, mit Salzsäure nicht brausende Dolomite, untergeordnet auch feste Kalke, auf. Manchmal enthalten sie Hornsteine. In einem mit Salzsäure deutlich brausenden Kalk sah ich ziemlich viele Crinoidenstielglieder. Diese harten Gesteine bilden aber nur einzelne Felsmassen, offenbar Linsen, die durch weichere Schichten getrennt sind. Man sieht schwarze, sandige Schiefer. Die ganze Schichtfolge ist wohl als eine großenteils dolomitische Ausbildung der Übergangszone zwischen Buchensteiner und Wengener Schichten anzusehn. Wir befinden uns nun schon ganz nahe bei dem Steilabsturz des Rotkopfes gegen E. Die Fortsetzung des Profiles am Fuß dieser Wände wird bei den Wengener Schichten besprochen werden.

Von dem beschriebenen Kamm zieht sich die Buchensteiner Schichten wohl nur mehr wenig weit in die Nordabstürze des Hochalpenzuges unter den Schlerndolomit hinein. Bei P. 1663 auf der linken Seite des Brunstbaches, etwa nördlich des Rotkopfes (P. 2402), sind typische Stücke davon im Schutt zu sehn. Dagegen habe ich sie auf dem Hang zwischen P. 2542 (2541) und der Vereinigung des Brunstbaches mit seinem größten linken Seitenbach nicht mehr bemerkt. Sie dürften also in dieser Gegend schon vollständig durch Schlerndolomit ersetzt sein.

Im Schutt auf der Südseite des begangenen Kammes, etwas östlich der Quelle nordöstlich des Neuen Kasers, sah ich breschige Kalke, die an Cassianer Schichten erinnern, aber wegen der Stelle ihres Auftretens und wegen ihrer Vergesellschaftung mit vielen Hornsteinkalken wohl auch zu den Buchensteiner Schichten gehören müssen.

Gegen das Tal von Neuprags zu müssen die Dolomiteinlagerungen aus den Buchensteiner Schichten offenbar ziemlich rasch verschwinden. Leider sind diese Verhältnisse durch die starke Schuttbedeckung der Einsicht entzogen.

Gegenden, wie die eben beschriebene, in denen ein allmählicher Übergang von Buchensteiner Schichten in Schlerndolomit herrscht, bieten der Ausscheidung auf der Karte gewisse Schwierigkeiten. Im allgemeinen habe ich mich an die Regel gehalten, dort Buchensteiner Schichten einzutragen, wo sie durch Schichtung, Hornsteingehalt u. dergl. noch deutlich zu er-

kennen, wenn auch schon dolomitisch sind. Wo sie aber vollständig durch helle, wenig geschichtete Dolomite ersetzt sind, wurden sie mit dem Schlerndolomit zusammengezogen. Das Ineingreifen von Dolomit und Buchensteiner Schichten auf dem Kamm westlich des Kühwiesenkopfes habe ich so gut, als es mir gelang, auf der Karte dargestellt, wobei es ohne einiges Schematisieren freilich nicht abging. Ähnlich, wie bei den Buchensteiner Schichten, wurde auch bei den jüngeren ladinischen Schichtgliedern verfahren.

g) Entstehung.

Die Absatzbedingungen der Buchensteiner Schichten sind nicht so ohne weiteres klar, wie bei verhältnismäßig vielen anderen Gesteinen des Profiles von Prags. Man wird kaum fehlgehn, wenn man die Meerestiefe ihres Bildungsraumes für etwas größer hält, als die der meisten anderen Triasschichten des Gebietes. OGILVIE bezeichnet sie zwar (1893, S. 3) als eine ausgezeichnete Seichtwasserbildung, man wird aber wohl vermuten dürfen, daß sie auch in diesem Fall mehr an die Pragser Schichten dachte. Für eine Wassertiefe von mehr als 100 m, vielleicht sogar einigen hundert Metern, scheint das Fehlen der Kalkalgen zu sprechen, auch die Zusammensetzung der Fauna mit Vorwiegen dünnchaliger Bivalven und Cephalopoden. HORN (1915, S. 141) rät auf 200—250 m. RÜST (1892, S. 108) konnte in den Buchensteiner Schichten Radiolarien nachweisen. Unter den Fundorten nennt er «Bad Neuwags in Böhmen». Da in Böhmen doch wohl keine Buchensteiner Schichten vorkommen, vermute ich, daß es sich um eine Verwechslung mit Neuprags handelt. Die Radiolarien sollen besonders in dem den Hornsteinausscheidungen zunächst benachbarten Kalk zahlreich, aber nicht gut erhalten gewesen sein. Leider konnte ich aus der Arbeit nicht entnehmen, welche Arten vertreten waren. Bei *Sphaerozoum* spec. ind. und *Cenoshaera pachyderma* wird angegeben, daß sie in allen untersuchten Triasgesteinen vorkamen.

11. Wengener Schichten.

a) Definition.

Der Name «Wengener Schichten» ist, wie so viele andere, in einem sehr wechselnden Sinn gebraucht worden. Ursprünglich sollte er wohl nur die dunklen, daonellen- und landpflanzenreichen Kalkschiefer von Wengen bezeichnen (WISSMANN, 1841, S. 21; RICHTHOFEN, 1860, S. 66). Bei MOJSISOVICS (1879, S. 54) nimmt er aber einen unvergleichlich weiteren Sinn an. Als verbreitetstes Gestein gilt ein dunkler, aus umgeschwemmtem vulkanischem Material gebildeter Sandstein mit Einschaltungen von Schiefen. Ferner werden zu den Wengener Schichten viele vulkanische Breschen, Tuffe und Laven gestellt, die OGILVIE GORDON jetzt den oberen Buchensteiner Schichten zurechnet. Aber auch im Hangenden wurden die Wengener Schichten erweitert. MOJSISOVICS zählt zu ihnen die Tschipitkalke, so weit sie noch nicht die echte Fauna des Prelongierückens führen, aber auch die Pachycardientuffe der Seiser Alpe, die wir heute noch über die eigentlichen Cassianer Schichten stellen (1875, S. 721,

Anm.; 1879, S. 54—59). Handelt es sich in diesen Fällen teils um bloße Irrtümer, teils um die Frage einer mehr oder weniger zweckmäßigen Abgrenzung, so machte sich außerdem auch hier wieder die Neigung bemerkbar, einfach Wengener Schichten = Schichten mit *Daonella lommeli* und *Protrachyceras archelaus* zu setzen. Schon HORN (1915, S. 70) hat sich gegen diesen Gebrauch gewendet, der schließlich dazu führen müßte, daß nicht nur Teile des Schlerndolomites, sondern beispielsweise auch das Gestein des M. Clapsavon als Wengener Schichten angeführt würde.

Es ist notwendig, den Namen auf ladinische Gesteine einer bestimmten Fazies zu beschränken. Vor allen Dingen müssen sie zu einem wesentlichen Teil aus vulkanischen Tuffen bestehen, wenn auch die Massentwicklung des vulkanischen Anteiles örtlich stark verschieden ist. Reinerer Hornsteine kommen in den echten Wengener Schichten nicht oder nur ganz untergeordnet vor. Meist ist das Gestein ebenflächig, plattig bis schieferig. Die Fauna besteht vorwiegend aus Ammoniten, Daonellen und Positionen. Andere tierische Fossilien sind selten. Dagegen sind Landpflanzen sehr häufig und an manchen Stellen auch gut erhalten. Daß Tschipitkalke auch als Einlagerungen in den echten Wengener Schichten auftreten, scheint mir nicht festzustehn. Ich habe dergleichen wenigstens bisher nicht gesehn. Die Angaben bei MOJSISOVICS halte ich nicht für eindeutig. Dagegen kommen im Gebiet des Fassatales und von Buchenstein recht grobe Konglomerate aus vulkanischen Gesteinen in den Wengener Schichten vor. (Vergl. darüber bes. CORNELIUS, 1924 und 1926, S. 16—18, 20, 21.)

Gesteine dieser Fazies treten ganz vorwiegend im mittleren Teil der ladinischen Stufe, in der Zone des *Protrachyceras archelaus*, auf, wenn auch RICHTHOFEN (1860, S. 66) meinte, daß sie «weniger auf ein bestimmtes Niveau beschränkt» sind. Übrigens würde ich nicht anstehn, auch etwas jüngere oder ältere Gesteine gleicher lithologischer Beschaffenheit als Wengener Schichten anzusprechen. Allerdings sind mir sichere Beispiele des Vorkommens der Fazies in anderen Zonen nicht bekannt. Nur bei HORN (1915, S. 148) finde ich in neuerer Zeit die Andeutung, daß sie im Agordin und im Buchenstein schon mit der *Curionii*-Zone einsetzen soll. Ihre Horizontbeständigkeit hängt wohl damit zusammen, daß sie ganz bestimmte Absatzbedingungen erfordert, die in Südtirol nur während kurzer Zeit gegeben waren. Diese Bedingungen sehe ich in der Abtragung vulkanischer Inseln durch Regen und Wellen, wobei die mehr oder weniger zersetzten vulkanischen Gesteine über eine ziemlich große Fläche des Meeresbodens verteilt wurde. Dies — und nicht etwa direkte Aschenfälle — war jedenfalls die Hauptquelle für die Bildung der Wengener Schichten. Lebhaft grüne Tufflagen scheinen — wenigstens in den Dolomiten — zusammen mit den Wengener Gesteinen nicht mehr vorzukommen. Eine abweichende Angabe findet sich allerdings bei GÜMBEL (1873, S. 59), der grüne Tuffe mit *Daonella lommeli* gefunden haben will. Doch dürfte es sich hier wohl um eine Fehlbestimmung oder sonst einen Irrtum handeln, zumal an derselben Stelle gesagt wird, daß die genannte Art auch unter den Buchensteiner Knollenkalcken vorkommt. Auch die bei LORETZ (1875, S. 807) aus einem graugrünen, dichten Tuff angegebenen Bruchstücke der Art können wohl nicht als gesichert gelten. Übrigens will ich nicht behaupten,

daß schmutzig grünliche Abänderungen von Tuffiten nicht auch gelegentlich den echten Wengener Schichten eingeschaltet sind.

b) **Mächtigkeit.**

Diese läßt sich schwer bestimmen, weil die Schichten oft stark verbogen sind. Nach den Profilen muß sie etwa 500 m betragen.

c) **Gesteinsbeschaffenheit im Gebiet von Prags.**

Die erste Beschreibung der Wengener Schichten von Prags hat LORETZ gegeben (1873 a, S. 281—82; 1874, S. 417—427). Er bezeichnet sie als die «Gruppe der Sedimentärtuffe», womit ihre Gesteinsbeschaffenheit recht gut gekennzeichnet ist. In der ersten Arbeit hebt er besonders den Tuffreichtum hervor, vermöge dessen das Gestein manchmal an rein vulkanische Gebilde erinnert. In der zweiten betont er aber, daß außer den Tuffiten kalkig-tuffige Mischgesteine auftreten. Außerdem erwähnt er Tuffsandsteine und Tuffschiefer.

HÖRNES (1875 a, S. 224) betont mit Recht, daß die Tuffe bei Prags im Gegensatz zum oberen Gadertal fast vollständig verschwinden. Er erklärt dies durch die größere Entfernung vom Ausbruchgebiet im Fassatal. Im selben Sinn äußert sich MOJSISOVICS (1879, S. 276), wohl auf Grund der von HÖRNES gemachten Beobachtungen. Augitporphyrit-Tuffe fehlen nach ihm und auch die Tuffsandsteine treten schon stark zurück. Es überwiegen mergelige Gesteine. OGILVIE (1893, S. 36) kennzeichnet die Wengener Schichten von Prags sogar als eine Wechsellagerung von Schiefern und Kalken.

Leider fehlt mir eine eingehende petrographische Untersuchung der Wengener Gesteine von Prags, die sicher aufschlußreich wäre. So weit ich aber nach dem Aussehn der frischen und verwitterten Gesteine schließen kann, sind Tuffbestandteile zwar überall vorhanden, spielen aber tatsächlich eine viel geringere Rolle, als in den westlichen Dolomiten. Vielleicht hängt dies außer mit der Beimengung anderer Stoffe auch mit der weitergehenden Zersetzung der vulkanischen Gesteine auf dem längeren Transportweg zusammen. Am ehesten wie Tuffite sehen gewisse gröbere Sandsteine aus, die man beispielsweise in dem Aufschluß unmittelbar westlich des Gehöftes Riedl nördlich des Pragser Wildsees oder in dem Graben südsüdöstlich Bad Neuprags findet. Auch nördlich des Meßnerköfeles sah ich solche Gesteine. Besonders auffallend waren sehr dunkle, weiß punktierte Tuffsandsteine südlich der Quelle 1529 im Schadebach. Vorwiegend aus vulkanischen Aschen mögen schließlich gewisse dichte, kaum geschichtete, splittrige, mit Salzsäure nicht brausende, schwärzliche, graue oder schmutzig grünliche Abarten der Wengener Schichten bestehen, für die ich mangels einer petrographischen Untersuchung keinen Gesteinsnamen geben kann. Oft sind sie so kieselig, daß sie unter dem Hammer Funken geben, doch fehlen ihnen reinere Ausscheidungen von Kieselsäure. Ich beobachtete sie besonders in der unterschobenen Masse auf der NW-Seite des Lungkofls, sowie auf dem Kamm zwischen Alwartstein und Sonnbichl südöstlich Bad Altprags. Das ist wohl das Gestein, das KLEBELSBERG (1927, S. 308) als «Augitporphyrittuff» bezeichnet. Diese Aus-

bildung scheint fast nur östlich des Tales von Altprags aufzutreten. OGILVIE hat sie nach ihrer Karte scheinbar teilweise noch zu den Buchensteiner Schichten gerechnet.

Die vorherrschenden Gesteine der Wengener Schichten sind weiche Schiefer, Sandsteinbänke und unreine Kalke. Die Schiefer sind am häufigsten fast schwarz, seltener grau oder — wohl infolge Verwitterung — braun bis gelblich. Sie sind sehr weich, oft bröcklig zerfallend, in der Regel feinkörnig, nur selten deutlich sandig. Am häufigsten machen sie die Hauptmasse des Gesteines aus, werden aber immer wieder von den gleich zu besprechenden festeren Bänken unterbrochen. Seltener treten sie über mehrere Meter allein auf oder bilden nur dünnere Zwischenlagen in den härteren Schichten.

Aus Sandstein bestehen in der Regel einzelne, infolge größerer Härte vorspringende Bänkchen in den Schiefeln. Doch kommen auch mächtigere Massen vor. Dann sind sie gelegentlich etwas dicker gebankt. Die ursprüngliche Farbe der Sandsteine ist wohl dunkelgrau bis bläulich. Meist sind sie aber rostfarbig, braun oder gelb verwittert. Ein gewisser Kalkgehalt ist fast immer nachweisbar.

Die Schiefer werden in manchen Fällen mehr mergelig und gehen so in Kalke über. Diese sind auf dem frischen Bruch dunkel bläulich-grau, plattig, sehr hart, wohl immer etwas kieselig und durch vulkanische Teilchen verunreinigt. Die verwitterte Oberfläche ist braungelb. Oft zeigen sie sich deutlich gebändert. Mit Salzsäure brausen sie lebhaft auf. Auf der Westseite des Sattels 2102 südlich des Meßnerköfeles traf ich einen grauen, oolithischen Kalk, der wahrscheinlich auch eine Einlagerung der Wengener Schichten darstellt. Südlich P. 2186 des Sarlkofls, gegen das Meßnerköfele zu, tritt Kalk mit massenhaft kleinen Hornsteinkonkretionen auf. In losen Stücken traf ich hier auch eine feine schwarze Bresche.

d) Fossilführung.

Versteinerungen sind in den Wengener Schichten des Gebietes von Prags recht häufig, es handelt sich aber immer nur um ganz wenige Arten von Bivalen. Folgende sind mir bekannt geworden:

Daonella lommeli, Wissm., das Hauptleitfossil der Wengener Schichten (MOJSISOVICS, 1874 a, S. 91).

Daonella pichleri Mojs., eine weniger oft genannte, nach meinen Beobachtungen in den Dolomiten aber auch recht häufige Art. Vielleicht ist sie den oberen Fassan und dem unteren Langobard gemeinsam. Meine schönsten Stücke zeichnen sich durch eine auffallend große Breite der Schale aus. Man könnte sie als eine eigene Varietät betrachten.

Posidonia wengensis Wissm., ebenfalls eine gemeine Art, die aber in ununterscheidbaren Formen auch unter und über der langobardischen Stufe vorkommt.

«*Avicula globulus*» Wissm. und *Damesiella torulosa* Tornqu., jene sehr häufigen Jugendformen, die wohl zu verschiedenen Arten gehören.

Phragmoteuthis nov. sp., Teil eines auffallend großen Proostracums, vielleicht zu der «durch bedeutende Größe ausgezeichneten» unbenannten Art gehörig, die MOJSISOVICS (1882, S. 307) aus den Wengener Schichten der Dolomiten anführt.

OGILVIE (1893, S. 36) erwähnt zwar auch Ammoniten, doch ist mir darüber nur eine etwas zweifelhafte nähere Angabe bekannt. MOJSISOVICS (1882, S. 16) führt nämlich unter dem Namen *Dinarites misanii* Mojs. einen Ammoniten an, der aus einem grauen Kalk des Langobard im «Kaserbachtal» stammen soll. Nach LORETZ ist dies der Stollgrabens der neueren Karten. Der Fundort läßt es ziemlich zweifelhaft erscheinen, ob es sich wirklich um Wengener Schichten handelt. Eher könnte man an Cassianer Schichten denken.

Die bei OGILVIE (a. ang. O.) gemachte Bemerkung, daß *Daonella lommeli* seltener als *Posidonia wengensis* sei, darf man nicht so auffassen, als ob jene Art absolut selten wäre. Sie ist vielmehr auch bei Prags an vielen Stellen in sehr großen Mengen zu finden.

Folgende Fossilfundpunkte seien herausgehoben:

a) Bei Neuprags. Von hier nennt KITTL *Daonella lommeli* (1912, S. 72), LORETZ (1875, S. 808) *Posidonia wengensis* und *Avicula globulus*. Es handelt sich dabei wohl um Funde loser Stücke, wie LORETZ auch ausdrücklich angibt. Vorkommen fossilreicher Schichten, von denen diese Geschiebe stammen können, sind in der Umgebung von Neuprags reichlich vorhanden. So werden vom unteren Teil des Heerstein-Hanges *Daonella lommeli* und *Posidonia wengensis* angegeben (MOJSISOVICS, 1879, S. 276; LORETZ, 1875, S. 808). Ich selbst beobachtete Versteinerungen in dieser Gegend an folgenden Stellen:

Härtere Sandsteinplatten in den Wengener Schiefen des Grabens gleich westlich Bad Neuprags, mit *Posidonia wengensis*, *Damesiella torulosa* und — in einem losen Stück — *Phragmoteuthis*.

Im Graben südsüdöstlich Neuprags Damesiellen und Posidonien so wohl in den weichen Schiefen als in den härteren Sandsteinen.

Im mittleren Ast des Grabens gleich südöstlich Neuprags fand ich schon im Bereich der Wengener Schichten eine lose Platte mit einer sehr schönen *Daonella pichleri*. Nach der Lage ist ziemlich sicher anzunehmen, daß sie aus den Wengener Schichten, nicht aus den oberen Buchensteiner Schichten stammt.

Im Schadebachgraben lose Stücke mit *Daon. lommeli* und *Daon. pichleri*.

Östlich P. 1798 des Raner Berges, am Rand der Wiese, in härteren, sandigen Bänken massenhaft Posidonien und auch nicht selten Daonellen.

b) In der Dürrensteingruppe, im Bereich der Sarlwiesen. MOJSISOVICS nennt *Daon. lommeli* von der Einsattlung zwischen Lungkofl und Sarlkofl (1879, S. 276). Besonders fossilreich ist die Umgebung des Meßnerköfeles. Von hier dürften wohl die *Posid. wengensis* stammen, die LORETZ (1875, S. 807) «in braun verwitternden Tuffschiefen auf der Höhe zwischen Sarlkofel und Dürrenstein, näher bei diesem» fand. Westsüdwestlich des Meßnerköfeles im nächsten Tal gerade nördlich P. 1937, sind rechts ausgedehnte Aufschlüsse von Posidonienplatten und weniger gut erhaltenen Daonellen. Einzelne dünne härtere Kalkbänke in den Bleiken der Westseite des Rückens südlich des Meßnerköfeles sind erfüllt mit verhältnismäßig großen Posidonien, teilweise begleitet von *Avic. globulus*. Es scheint, daß diese Stelle schon LORETZ (1874, S. 426) bekannt war.

Die Angabe desselben Verfassers, daß er ein unvollständiges Stück

von *Daon. lommeli* in schwarzem, dichtem Tuffgestein auf der Nordseite des «Badkofels» gefunden habe (1875, S. 807), wird nur verständlich, wenn man weiß, daß auf den älteren Karten, so auch bei LORETZ (1874), der Lungkofl, nicht etwa der Badmeisterkofl, «Badkofel» heißt. Es wird sich also wohl um die unterschobenen Wengener Schichten zwischen Alwartstein und Lungkofl handeln.

Schließlich wäre noch zu erwähnen, daß kleine inkohlte Stückchen von Landpflanzen in den Wengener Schichten, u. zw. sowohl in den Sandsteinen als in den Schiefen, allgemein verbreitet sind, so daß es zwecklos wäre, Fundstellen anzuführen.

In vielen Teilen Südtirols hat es den Anschein, daß die Versteinerungen der Wengener Schichten nicht gleichmäßig durch ihre Mächtigkeit verteilt sind. Die Daonellen kommen besonders reichlich nächst der Liegendgrenze vor, während größere Posidonien in den höheren Teilen massenhaft auftreten. Um nur einige Beispiele zu nennen, gibt OGILVIE (1893, S. 22–23) an, daß der untere Teil der Wengener Schichten des Settsass und M. Sief in Buchenstein tuffreicher ist und *Daon. lommeli* führt, während der obere Abschnitt weniger vulkanische Bestandteile enthält und von *Posidon. wengensis* erfüllt ist. Nach SALOMON (1908, S. 191) liegen bei Creto in Judicarien die Daonellen hauptsächlich im tieferen Teil der Wengener Schichten. Bei Prags konnte ich ein deutliches Ergebnis dieser Art noch nicht erzielen. Nur die größeren Posidonien schienen mir vorwiegend im Hangenteil des Schichtgliedes aufzutreten, aber auch hier gelegentlich von Daonellen begleitet zu sein.

e) Alter.

Daß die Wengener Schichten der Täler von Prags im wesentlichen der Zone der *Daon. lommeli* entsprechen, ist bei der großen Häufigkeit des Leitfossiles nicht zu bezweifeln. Weder gegen unten noch gegen oben dürfte die Fazies merklich über diese Zone hinausgreifen. Unbekannt ist uns noch, ob die Biozone des *Protrachyceras archelaus* mit der der *Daonella lommeli* wirklich, wie bisher wohl meist angenommen wurde, vollständig zusammenfällt. Manche Fossillisten, z. B. bei HORN (1915, S. 125–29), scheinen fast darauf hinzudeuten, daß der Ammonit etwas früher als die Bivalve erscheint. KLEBELSBERG's einschlägige Angaben (1935) sind, da er keine Stufeneinteilung verwendet, nicht ganz klar. Nach S. 351 wäre *Daon. lommeli* vereinzelt schon aus «Buchensteiner Horizonten» angegeben worden. Nach S. 337 reichen die Buchensteiner Schichten stellenweise bis in die Zone des *Protr. archelaus* hinauf, was der ersterwähnten Beobachtung offenbar ihre Bedeutung nimmt.

f) Unterschiede gegenüber den Prager Schichten.

Wie aus der vorhergehenden Beschreibung ersichtlich ist, haben die Wengener Schichten viel fazielle Ähnlichkeit mit den Prager Schichten, besonders infolge der sandig-schieferigen Beschaffenheit und des reichlichen Auftretens von Landpflanzen. In der Tat sind beide auf der Karte von MOJSISOVICS stellenweise scheinbar verwechselt, so südöstlich von Bad Neuprags. Wo die Aufschlüsse gut sind, ist die Unterscheidung nicht

schwer. Die Prager Schichten sind im ganzen kalkiger, enthalten keinen Tuff und keine so tief schwarzen Schiefer. Auch wird man in ihnen selten vergeblich nach Ammonitenquerschnitten suchen. Die Wengener Schichten neigen mehr zu einer hochgelben Verwitterung der härteren Bänke. Wo man aber auf kleine, verwitterte und verwachsene Aufschlüsse angewiesen ist, erfordert die Unterscheidung beider Gesteine sicher eine gewisse Vorsicht.

g) Verhältnis zum Schlerndolomit.

Das Verhältnis der Wengener Schichten zum Schlerndolomit ist verschieden beurteilt worden. Die älteren Beobachter nahmen an, daß die Wengener Schichten gegen E auskeilen und im Rienztal ursprünglich fehlen. So schon LORETZ (1873 a, S. 285; 1874, S. 439), der auch (1873, S. 286) sehr gute allgemeine Bemerkungen über das Ineinandergreifen von Tuff- und Dolomitfazies macht. Wenn derselbe Verfasser (1874, S. 427) behauptet, daß im Profil Sarlkofl-Dürrenstein die dolomitischen und kalkigen Bildungen über die Tuffe mehr überwiegen, als im Tal von Außerprags, ist das allerdings nur teilweise richtig. Wir finden im E zwar den Dolomit des Meßnerköfeles, der in Außerprags fehlt, dafür ist hier aber ein viel größerer Teil der Cassianer Schichten durch Schlerndolomit vertreten.

Ganz ähnlich wie LORETZ faßt MOJSISOVICS die Beziehungen der Wengener Schichten zum Schlerndolomit auf — wobei wir von der eigentlichen Rifffrage vorläufig absehn. Sehr gut erkennt man in den Prager Tälern das von ihm (1879, S. 483) hervorgehobene Bestreben des Schlerndolomites, sich gegen oben immer mehr auszubreiten. Vergl. Textfigur 2. Wir finden den Dolomit dem entsprechend teils unmittelbar über den Buchensteiner Schichten, teils über mehr oder weniger mächtigen Cassianer Schichten, während eine unmittelbare Auflagerung auf Wengener Schichten mir allerdings nicht bekannt ist. Wenn MOJSISOVICS (ebend., S. 483-85) meint, daß in den isopischen Dolomitgebieten die Hauptmasse des Schlerndolomites von langobardischem Alter sei, stützt er sich dabei wohl hauptsächlich auf seine heute aufgegebene Horizontierung der Tuffe der Seiser Alpe. Man vergleiche dazu OGILVIE GORDON, 1927 I, S. 156.

Eine abweichende Vorstellung hatte sich OGILVIE gebildet. Sie verweist (1893, S. 73) darauf, daß das Auskeilen der Wengener Schichten im Schlerndolomit auf den Sarlwiesen und östlich davon nirgends zu beobachten sein. Das ist an sich richtig, beruht aber wohl auf der Mangelhaftigkeit der Aufschlüsse. OGILVIE dagegen folgert, daß ein nord-südlicher Bruch vorhanden sei, so daß Schlerndolomit im E (z. B. der des Kasamutz und des Nock) gegen Wengener Schichten im W (auf den Sarlwiesen) stößt. Daß östlich des Bruches die Cassianer und Wengener Schichten nicht irgend wo unter dem Schlerndolomit zum Vorschein kommen, erklärt sie durch eine Überschiebung dieses jüngeren Dolomites auf den Sarldolomit, wobei die Zwischenschichten unterdrückt wurden. Allerdings will sie diese Erklärung zunächst nur als eine Möglichkeit betrachtet wissen, die gewisse Schwierigkeiten der Deutung durch Fazieswechsel vermeiden würde.

Wenn auch der Kontakt der Wengener Schichten mit dem Schlerndolomit nicht so gut aufgeschlossen ist, wie der der Buchensteiner und Cas-

sianer Schichten, kennen wir doch einige Stellen, die ganz lehrreiche Einblicke in ihn eröffnen.

Das erste dieser Gebiete liegt in der Nähe des Neuen Kasers, wo wir ja auch für die Buchensteiner Schichten wichtige Aufschlüsse fanden. Vergl. wieder Fig. 3. LORETZ hat die Verhältnisse hier im wesentlichen richtig erkannt (1873 a, S. 346; 1874, S. 428). Er irrte aber darin, daß er die Vertretung der Wengener und Cassianer Schichten in den liegenden hornsteinreichen Dolomiten statt im Schlerndolomit selbst suchte. Gut ist auch die Beschreibung der Übergangsbildungen zwischen Wengener Schichten und Dolomit. Im Sattel unter dem Rotkopf gibt er Lumachellen an, die ich nicht gesehen habe. Das Profil bei MOJSISOVICS (1879, S. 271—74) ist in so ferne richtiger, als er den Schlerndolomit des Rotkopfes für «Wengener Dolomit» erklärt.

Ich schließe zunächst an meine Darstellung der teilweise dolomitischen Buchensteiner Schichten im Sattel östlich des Rotkopfes (P. 2404 bez. 2402) an. Vergl. S. 72 Ganz am Fuß der bedeutenden Wand, mit der dieser Berg nach E abfällt, stehen folgende Schichten an:

- 1) Etwas schwärzlich braune, sandige Schiefer.
- 2) Eine einige Meter mächtige Masse eines dichten, mittelgrauen, mit Salzsäure gut brausenden Kalkes.
- 3) Nocheinmal braungraue, dunkle Sandsteine mit vielen Kohlenstückchen.
- 4) Ein weißliches, kristallines, ganz zerdrücktes und mürbes Gestein, das mit Salzsäure deutlich braust. Es bildet den untersten Teil der eigentlichen Hauptwand und läßt wohl darauf schließen, daß an der Grenze zwischen dem Dolomit und den Schiefen stärkere Differentialbewegungen erfolgt sind.

Im ganzen sind in dem Sattel mindestens 3 oder 4 Lagen von schwarzen Schiefen vorhanden, von denen die oberen (westlicheren), sandigen, mit den Landpflanzenresten ganz sicher als Wengener Schichten anzusprechen sind. Die tieferen mögen z. T. noch den Buchensteiner Schichten angehören.

Steigt man aus dem Sattel zum Neuen Kaser hinunter, so entwickeln sich rasch in größerer Breite echte Wengener Schichten. Es sind schwarze Schiefer mit einzelnen härteren, sandigen Bänken. Etwa 200 m unter dem Sattel ist diese Zone schon ungefähr 200 m breit. Sie wird beiderseits von Dolomitaufschlüssen begleitet. Die Schiefer sind ganz am Fuß der westlichen Hauptwand aufgeschlossen. Besonders in einem kleinen Seitengraben sieht man ihre unmittelbare Überlagerung durch hellen Dolomit. Der Übergang erfolgt sehr rasch, ist aber doch erkennbar. Er wird vermittelt durch einen braunen, breschigen Dolomit mit Kalkstückchen. Dasselbe Gestein bildet auch noch kleine Linsen in den unteren 1—2 m des hangenden, hellen Dolomites. Östlich dieser Aufschlüsse, die nur einen schmalen Streifen am Fuß der Wand bilden, folgt ein Schuttstrom, dann aber ein vorspringender Rücken, auf dem wieder Schiefer mit vielen Kohlenstückchen aufgeschlossen sind. Erst danach trifft man den aus dem Sattel herunterkommenden Hauptgraben, der nur wenig Schutt führt, entsprechend der geringen Entwicklung der Wandeln auf dieser Seite. Der erwähnte Schieferrücken zieht nicht bis zur Almhütte. Der untere Teil der Geländemulde oberhalb des Neuen Kasers ist ganz von Schutt eingenommen, der beiderseits bis zu den Dolomittfelsen reicht.

In etwa 2100 m Höhe sieht man am Fuß der Wände auf der rechten Seite der Mulde Folgendes:

- 1) Hauptmasse der Schiefer mit härteren Sandsteinbänken.
- 2) $\frac{1}{2}$ m grauer Dolomit. Er zerfällt an manchen Stellen durch Schieferzwischenlagen in mehrere Bänke, die im Streichen deutlich mit einander verwachsen.
- 3) $\frac{3}{4}$ m graue und schwarze Schiefer.
- 4) Hauptmasse der hellen Dolomite.

In der genannten Höhe führt ein Steig horizontal in die Wand nach W hinein. Man trifft hier einen gelben, etwas kristallinen Dolomit. Später wird er hellgrau. Nachdem man schon ein Stück weit durch diesen Dolomit gegangen ist, kommt man noch einmal zu einer kleinen Einschaltung schwarzer, kalkiger Schiefer, an denen auch eine Quelle entspringt. Der Aufschluß ist nicht gut, es scheinen aber auch hier mehrere Schiefer-

lagen vorhanden zu sein. Der Steig führt dann in den Sattel westlich des Neuen Kasers und vereinigt sich hier mit dem von dieser Alm kommenden. Kurz bevor man den Sattel erreicht, ist noch eine Schiefereinlagerung vorhanden. Gleich danach wird der Dolomit plötzlich weiß, splittig, kristallin. Erst jetzt hat er das Aussehen gewöhnlichen Schlerndolomites.

Südsüdwestlich der Hütten des Neuen Kasers fallen im Dolomitschutt lose Stücke von Breschen auf, wie wir sie weiterhin aus Übergangsbildungen zwischen Wengener und Cassianer Schichten kennen lernen werden. Sie stammen wohl auch von Einlagerungen im Dolomit. Wo der auf den Karten eingezeichnete Weg vom Neuen Kaser auf den Schwarzberg zum ersten Mal anstehendes Gestein betritt, zeigen sich neben typischem, ungeschichtetem, weißlichem, kristallinem, grob grusigem Schlerndolomit auch dünn gebankte, graue, gelbliche oder rötliche Gesteine. Das Einfallen ist hier $W 21^{\circ} S$ mit 38° Neigung. Etwas nördlich des Sattels stehen graue, gelblichgrün verwitternde Kalke an, offenbar eine Einschaltung im Dolomit. Sie scheinen nur wenige Meter mächtig zu sein. Auf der Westseite des Bergrückens sind auch Schiefer und dünnplattige, sandige Breschenkalke mit Fossilgrus aufgeschlossen. Sie führen einzelne Kieselkonkretionen. Sandige Kalke sind als Einschaltungen, ganz dünnblättrige graue Mergelschiefer als Zwischenlagen vorhanden. Im N werden diese Gesteine deutlich von Dolomit unterlagert, im S folgt über ihnen zunächst eine grobe Bresche, die gegen oben rasch in einen grauen, subkristallinen bis feinkristallinen dolomitischen Kalk übergeht. Die beschriebenen Gesteine bilden nördlich der tiefsten Einsattelung einen kleinen Hügel auf dem Kamm. Im Sattel ist das Einfallen $S 35^{\circ} E$ mit 44° Neigung.

Südlich davon kommt man in gewöhnlichen, weißen, feinkristallinen Schlerndolomit, der teilweise gut gebankt ist. Einfallen auf dem höchsten Gipfel, westnordwestlich der Kote 2100 des Schwarzberges, $49^{\circ} SSE$. Gleich nordwestlich dieses Gipfels, auf dem Sattel 2033, stehen plattige Kalke mit Schieferzwischenlagen an. Sie enthalten schöne Posidonien und einzelne Bruchstücke von Seeigelstacheln. Der Dolomit westlich des Sattels bildet zweifellos ihr Liegendes. Dagegen ist das Lagerungsverhältnis zu den Gipfelfelsen im SE nicht aufgeschlossen. Es dürfte hier eine Störung vorhanden sein (vergl. den tektonischen Teil). Es ist zweifelhaft, ob die zuletzt beschriebenen fossilführenden Gesteine, die jedenfalls einem ziemlich hohen Teil des Schlerndolomites eingeschaltet sind und aus denen ich nur *Posidonia wengensis* Wissm. bestimmen konnte, nicht besser als Cassianer Schichten angesehen werden. Da dies aber doch nicht ganz sicher ist, wurden sie hier im Zusammenhang erwähnt, um die Beschreibung der Faziesverhältnisse in der Umgebung des Neuen Kasers nicht noch mehr zu zerreißen.

Die Dolomitwände südwestlich P. 2033 sind stark von Gras durchwachsen, so, als ob weichere Einlagerungen vorhanden wären. Betrachtet man den Schwarzberg aus dem Grünwaldtal, so scheint es ziemlich sicher, daß die fossilführenden Schichten des Sattels 2033 sich auf der Westseite des Berges gegen S fortsetzen und hier von Dolomit überlagert werden, der seinerseits mit einem Bruch an den Gipfel grenzt. Allerdings sind die weicheren Schichten hier ganz von Schutt bedeckt.

Begeben wir uns nun weiter nach E, in die Dürrensteingruppe, so können wir zunächst darauf verweisen, daß nach unserer Beschreibung (S. 70) am Hang des Tales von Höhlenstein der Schlerndolomit unmittelbar auf den Buchensteiner Schichten liegt, u. zw. ohne daß zwischen beiden eine Störung erkennbar wäre. Er muß also hier die Wengener Schichten ersetzen und die Frage ist nur, ob der Übergang bloß durch Schutt verhüllt ist oder ob er an einer heute aus tektonischen Gründen nicht sichtbaren Stelle erfolgte. Eine Störung, die hier jedenfalls in Betracht zu ziehen ist, werden wir unter dem Namen der Überschiebung des Höhlensteiner Nocks später kennen lernen. Es waren aber gewisse Spuren einer Verzahnung zwischen Wengener Schichten und Schlerndolomit doch auch in der Dürrensteingruppe zu finden.

Zunächst ist eines Vorkommens an der SW-Seite des Höhlensteiner Nocks, am Steig, der auf der rechten Grabenseite aus dem Sattel westlich

des Nocks gegen die Kälberhütten hinunter führt, zu gedenken. Hier findet man in etwa 1525 m Höhe eine Anhäufung von losen Stücken eines tuffigen Gesteines mit vielen Kohlenschmitzen. Obwohl der feste Fels nicht zu sehen war, besteht doch kaum ein Zweifel, daß das tuffige Gestein hier ansteht und daß es sich um eine Andeutung von Wengener Schichten handelt. Etwa 25 m höher oben entspringt eine Quelle, was wohl auch auf das Durchstreichen von Schiefnern hindeutet. Wahrscheinlich wird diese heteropische Einlagerung im Schlerndolomit durch die Nocküberschiebung oder eine damit zusammenhängende Nebenstörung abgeschnitten. Die Aufschlüsse reichen leider nicht aus, das näher zu verfolgen.

Viel wichtiger, aber allerdings auch viel schwerer zu beurteilen, sind die Verhältnisse des kleinen Dolomittfelsens des Meßnerköfeles, der sich auf dem Kamm zwischen Sarlkofl und Dürrenstein mitten im Bereich der Wengener Schichten erhebt. Schon LORETZ (1874, S. 426) gibt ein meiner Ansicht nach zutreffendes Profil dieses Kammes. Die Kalke, die mit dem Dolomit in Verbindung stehen, bezeichnet er als «Cipitartige Kalke», ein Name, der wohl nicht sehr glücklich gebildet ist, aber doch eine richtige Vorstellung andeutet. Nach demselben Beobachter (1873 a, S. 285) wären gelb verwitterte Kalkmergel ganz ähnlich jenen der Cassianer Schichten dem Dolomit des Meßnerköfeles im N vorgelagert. Später (b, S. 615) spricht er von «St. Cassianähnlichen Kalken» und dolomitischen Kalken. Dem gegenüber ist zu bemerken, daß sich die Hauptentwicklung kalkiger Schichten unzweifelhaft auf der Südseite des Dolomites befindet, von wo sie im Jahre 1874 auch erwähnt werden.

Auch MOJSISOVICS betrachtet den Dolomit des Meßnerköfeles als eine sedimentäre Einschaltung in den Wengener Schichten (vergl. das Profil, 1879, S. 278). Einzelheiten werden darüber nicht gegeben.

Zu einem ganz anderen Ergebnis gelangt OGILVIE in ihrer Arbeit über die Wengener und Cassianer Schichten (1893, S. 71—73). Sie glaubt, daß das Meßnerköfele eine zerbrochene Antiklinale von Sarldolomit darstellt, die durch die jüngeren Schichten nach oben gedungen ist. Sie stützt sich dabei besonders auf folgende Beweise: Die Schichten nördlich des Meßnerköfeles zeigen Spuren starker Störung. Südlich des Dolomites findet man Buchensteiner Schichten. Das Auskeilen des Dolomites in den Wengener Schichten ist nirgends zu sehen.

Die von OGILVIE angeführten Gründe scheinen mir aber kein entscheidendes Gewicht zu haben. Die Buchensteiner Schichten auf der Südseite sollen nur in losen Stücken gefunden worden sein. Ich sah hier einzelne kleine Aufschlüsse in einem dunkelgrauen, plattigen Kalk, der aber keineswegs irgend wie typischer Buchensteiner Kalk ist, sondern gerade so gut Einschaltungen in Wengener oder auch Cassianer Schichten bilden könnte. Als Stütze für weiter reichende Folgerungen eignet sich diese Beobachtung meiner Meinung nach nicht. Die Größe der Schichtstörungen zwischen Meßnerköfele und Lungkofl hat OGILVIE überschätzt, scheinbar besonders deshalb, weil sie das teilweise Fehlen der Buchensteiner Schichten tektonisch deutet, wogegen wir oben (S. 69) sahen, daß es sich hier um eine stratigraphische Erscheinung handelt. Vor allem ist aber darauf zu verweisen, daß weder der Dolomit noch die Blockmassen auf den Hängen westlich unterhalb des Meßnerköfeles, die ich sehr genau kartiert habe, eine

so große Verbreitung haben, wie OGILVIE's Kartenskizze angibt. Es ist vielmehr kein Zweifel, daß die Wengener Schichten im W und E unter dem Meßnerköfele durchziehen, wodurch die Möglichkeit, daß es sich um eine Antiklinale handelt, ausgeschaltet ist. Auch das Profil auf S. 278 der «Dolomitriffe» stellt übrigens den Dolomit viel zu sehr als eine regelmäßig in die Tiefe fortsetzende Platte dar. Wenn man die stratigraphische Erklärung des Vorkommens durch eine tektonische ersetzen will, käme meiner Ansicht nach nur die Deutung als überschobene Klippe von Schlerndolomit in Betracht, die den Wengener Schichten tektonisch aufgelagert oder eingepreßt wäre. Diese Möglichkeit ist nicht von der Hand zu weisen und deshalb muß der eigentümliche kleine Felsgipfel näher betrachtet werden.

Der Dolomit des Meßnerköfeles ist weiß oder hellgrau und fein kristallin. Viele Teile sind primär stark, aber fein breschig. Sie sehn dann oft wie Lumachellen aus, doch konnte ich weder Diploporen noch andere sichere Fossilien darin finden. Das ganze Gestein ist durch tiefe offene Spalten in große Blöcke zerlegt und offenbar im Begriffe, nach W hinunter zu stürzen.

Südlich des eigentlichen Meßnerköfeles folgt ein Rücken von abweichender Zusammensetzung. Man findet hier nur untergeordnet und nur im nördlichen Teil Dolomit. Dagegen treten große Mengen eines hell- bis mittelgrauen, mit Salzsäure sehr lebhaft brausenden, meist gelb verwitternden Kalkes auf. In Verbindung damit stehen dünnplattige, schwärzliche Kalke mit körniger Oberfläche, Kalkbreschen und schwärzlichgraue Schiefer. Alle diese Schichten sind sehr gestört. Bald stehn sie senkrecht, bald liegen sie fast horizontal. Etwas weiter im S, wo die Verbiegungen schon abklingen, mißt man das Einfallen mit S 15° E, Neigung 26°. Infolge der starken Störungen ist das ursprüngliche Verhältnis der Kalke und der Schiefer zu einander nicht mehr sicher zu erkennen. Ich hatte aber den Eindruck, daß der Kalk Bänke oder sehr langgestreckte Linsen — nicht Blöcke, wie wir sie später in den Cassianer Schichten kennen lernen werden — bildete. Noch weiter im S kommt man zu den schon erwähnten Bleiken, in denen die posidonienreichen Kalkbänke zwischen dunklen Schiefern aufgeschlossen sind. Sie fallen S 9° W mit 42° Neigung. Blickt man von dem Haus 1937 südwestlich des Meßnerköfeles zurück, so hat es entschieden den Anschein, daß die Posidonienschichten die seitliche Fortsetzung der Kalke bilden oder teilweise etwas in ihrem Hangenden liegen. Es müssen also wohl auch die Kalke und Breschen in den Verband der Wengener Schichten gehören, obwohl sie stark an Cassianer Schichten erinnern.

Die am meisten einleuchtende Deutung der Beobachtungen ist meiner Meinung nach die, daß der Dolomit des Meßnerköfeles den Wengener Schichten eingeschaltet ist und daß die Kalke ursprünglich von ihm aus zwischen die Schiefer hinein verlaufende flache Keile waren, die — wie wir es so oft bei kleinen Kalkkörpern zwischen wasserundurchlässigen Gesteinen finden — nicht dolomitisiert wurden. Die Störungen dürften sich durch Differentialbewegungen zwischen den verschiedenen starren Gesteinen genügend erklären lassen. Auch das Kartenbild scheint mir gut zu der Annahme zu stimmen, daß die besprochene kleine Dolomitmasse der Rest eines durch Erosion zerschnittenen zungenförmigen Ausläufers des älteren Schlerndolomites auf der Nordseite des Kasamutz ist. Ich gebe aber

ohne weiteres zu, daß die Aufschlüsse nicht ganz eindeutig sind. Wer eine solche Verzahnung zwischen Wengener Schichten und Schlerndolomit auf Grund anderweitiger Beobachtungen ablehnt, wird durch die bisher am Meßnerköfele gemachten Feststellungen nicht widerlegt werden. Die Aufschlüsse beim Neuen Kaser halte ich in dieser Beziehung für viel überzeugender.

MERLA stellt auf seiner Karte (1930 b) das Meßnerköfele als eine normale Auflagerung von Cassianer Schichten auf Wengener Schichten dar. Das wird weder der Gesteinsbeschaffenheit noch den Lagerungsverhältnissen gerecht.

Es ist eine bekannte Tatsache, daß Übergänge zwischen den einzelnen Typen sedimentärer Gesteine im allgemeinen seltener sind, als man erwarten sollte, daß vielmehr in der lithologischen Beschaffenheit der Absätze oft eine sprunghafte Änderung zu erkennen ist. Wengener Schichten und Schlerndolomit bilden eines der auffallendsten Beispiele für diese Erscheinung. Dolomite mit Beimengung tuffigen Materiales sind eine ganz verschwindende Ausnahme. Ich fand einzelne solche Übergangsgesteine in der Gegend des Neuen Kasers nördlich des Pragser Wildsees (siehe oben S. 80). Die Bemerkung von LORETZ (1874, S. 421—22) über das Auftreten von Pseudofossilien auf der verwitterten Oberfläche erinnert mich lebhaft an gewisse Gesteine des Meßnerköfeles. Die überwiegende Masse des Schlerndolomites ist frei von Tuffmaterial. Dieser Umstand hat bekanntlich in den letzten Jahren wichtige theoretische Erörterungen veranlaßt. Vgl. HUMMEL 1932 a, S. 443—50; VAN HOUTEN, 1930, S. 203—04; LEONARDI, 1932, S. 11—12 des Sonderdruckes.

12. Cassianer Schichten.

a) Definition und Benennung.

Bei wenigen Schichtgliedern ist die richtige Benennung so schwierig, wie bei den Cassianer Schichten. Zunächst wurden auch mit diesem Namen faziell ganz abweichende Gebilde belegt, wenn man Grund zur Annahme gleichen Alters mit den Schichten von St. Cassian hatte. Als Beispiel kann auf Süddalmatien verwiesen werden. (BUKOWSKI, 1904 u. 1912.) Die sog. Cassianer Kalke und Dolomite von Krain (KOSSMAT, 1905) dürften dem Typus ebenfalls nicht recht entsprechen.

Aber auch in den Dolomiten selbst geht unter dem Namen Cassianer Schichten recht verschiedenartige Gesteine, Tuffe, Mergel und Kalke, die allerdings vielfach eng mit einander verbunden sind. RICHHOFEN verstand, wie aus seiner Beschreibung (1860, S. 46) deutlich hervorgeht, unter Cassianer Schichten zunächst nur die fossilreichen, kalkigen Einschaltungen in den Tuffen und Mergeln, nicht den ganzen Schichtstoß, der diese Kalke enthält. Bei ihm sind die Cassianer Schichten also ganz den Cipitkalken analog, die ja auch nur einzelne Bänke bilden. Ein solcher Vorgang führt aber zu großen Schwierigkeiten und widerspricht dem späteren allgemeinen Gebrauch. Im Falle regelmäßiger Wechsellagerung mehrerer Gesteine bezeichnen wir mit dem Lokalnamen ja überhaupt die Gesamtheit aller dieser verschiedenen Schichten, nicht die einzelnen Bänke. Man müßte

für das Schichtglied, das die Cassianer Kalke enthält, einen eigenen Namen haben, wenn man zu einer Ausscheidung auf der Karte kommen will.

MOJSISOVICS (1879, S. 59) legt besonderen Wert darauf, daß es sich um eine Echinodermenfazies handelt — womit er meiner Meinung nach einen wesentlichen Punkt hervorgehoben hat. Als Gesteine der Cassianer Schichten werden nur Kalke, Mergelkalke und Olithe genannt. Allerdings ist auch hier zu berücksichtigen, daß MOJSISOVICS die Grenze zwischen Wengener und Cassianer Schichten sehr hoch zieht, so daß die Tuffe, die schon viele fossilreiche Bänke enthalten, noch in jene fallen.

Gegenwärtig gibt man den Cassianer Schichten zweckmäßiger Weise meist einen wesentlich weiteren Umfang, als MOJSISOVICS tat. Die Grenze gegen die Wengener Schichten ist eine fazielle (siehe unten). Der Übergang ist jedenfalls nicht überall ganz gleichzeitig erfolgt. Aus den neuen Veröffentlichungen von VAN HOUTEN, MUTSCHLECHNER, NÖTH, OGILVIE GORDON, REITHOFER usw., sowie aus eigenen Begehungen bei St. Cassian ersehe ich, daß die Cassianer Schichten aus einer Übergangsreihe folgender Gesteine bestehen: gebankte Kalke, Kalkmergel, Tuffmergel, umgelagerte Tuffe. Bald herrscht das eine, bald das andere Gestein vor. Bei St. Cassian und in der Langkoflgruppe (MUTSCHLECHNER, 1935, S. 34) kann man bekanntlich eine untere und obere kalkreiche Schichtgruppe unterscheiden, die durch eine tuffreiche getrennt werden. Ganz einfach scheint diese Gliederung allerdings nicht zu sein, wie aus der sehr verschiedenen Darstellung auf den Karten von OGILVIE GORDON (1929) und MUTSCHLECHNER (1934) hervorgeht. Ich halte es für zweckmäßig, den Namen «Cassianer Schichten» für alle die erwähnten mergelig-tuffig-kalkigen, fossilreichen Gesteine ladinischen Alters beizubehalten, fossililere Tuffe ohne Spuren von Umlagerung aber nicht zu den Cassianer Schichten zu rechnen, auch wenn ihr cordevolisches Alter erwiesen ist. Aus dieser Mannigfaltigkeit kann man einige verbreitetere Typen herausgreifen und mit Namen belegen, so zu sagen als Unterarten der Cassianer Schichten. Auf der Nordseite des Dürrensteins sind die Cassianer Schichten besonders kalkreich, mit nur dünnen Mergelzwischenlagen. Ich schlage für diese Entwicklung, die ähnlich auf der Nordseite des Tales von St. Cassian, am Westausläufer der Lavarella, wiederkehrt, den Namen Heimwaldschichten vor, nach dem Heimwaldkofl bei Altrags, auf dem sie sehr mächtig entwickelt sind. Einige andere Cassianer Gesteine haben schon früher Namen erhalten. Wir hätten also innerhalb dieses Schichtgliedes etwa zu unterscheiden:

- a) Stuoresschichten, vorwiegend mergelig, mit Einschaltungen von Tuff und Kalk. Oft sehr fossilreich, am häufigsten sind Echinodermen.
- b) Heimwaldschichten, vorwiegend kalkig, mit Mergelschiefer-Zwischenlagen, meist weniger fossilreich, Seeigel herrschen stark vor.
- c) Dazu kämen noch die weiter unten zu besprechenden Seelandschichten, ähnlich den Stuoresschichten, aber ohne Tuffe und kalkiger, reich an Stockkorallen.
- d) Endlich sind zu nennen die Seiseralpschichten oder Pachycardientuffe, in denen das vulkanische Material vorherrscht, mit größeren, dickschaligeren Mollusken.

Einige Worte müssen hier gleich über die Bedeutung des Namens

«Cipitkalk» oder «Tschapitkalk» angefügt werden, um für später Klarheit zu schaffen. RICHTHOFEN (1860, S. 46, 69, 179), der den Namen aufgestellt hat, dachte sich unter ihm offensichtlich normal in die Tuffe eingelagerte Kalkbänke. Sie sollten geologisch älter sein, als die eigentlichen Cassianer Schichten. Die auch von ihm schon beobachteten Blöcke erklärt RICHTHOFEN durch Zerfall der Bänke. In genau demselben Sinn benützt GÜMBEL (1873, S. 66) den Namen.

Dagegen finden wir den Ausdruck bei MOJSISOVICS schon 1875 (S. 733) in doppelter Bedeutung gebraucht, für eingebettete Kalkblöcke und für regelmäßig eingeschaltete Bänke. Besonders deutlich wird dies auf S. 164 und 170 der «Dolomitriffe». Hier werden die Tschipitkalke teilweise den Riffsteinen gleichgesetzt. Es heißt ausdrücklich, daß die frei auf der Seiser Alpe liegenden Blöcke zum Teil Reste fortlaufender Kalkbänke sind, zum Teil aber schon in Blockform in den Tuffen und Mergeln vorhanden waren und durch die Abtragung nur bloßgelegt, nicht wesentlich umgeformt wurden. Diese Zusammenfassung zweier offenbar ganz verschiedener Erscheinungen unter demselben Namen hat in der Folge, angesichts der großen theoretischen Bedeutung, die die Riffblöcke erlangt haben, viel Verwirrung und viele Mißverständnisse gestiftet.

OGILVIE GORDON verwendet in ihrer ersten Arbeit (1893, bes. S. 20—22) die Bezeichnung Tschipitkalk vorwiegend für mächtigere und festere Kalkbänke der unteren Cassianer Schichten. Sie sieht in ihnen einen nicht nur lithologisch, sondern auch paläontologisch gekennzeichneten Horizont. Höher oben folgende Kalke ähnlicher Fazies will sie nur in einem uneigentlichen Sinn mit demselben Namen belegen. Dieser Vorgang wäre nomenklatorisch wohl richtig, hat sich aber nicht durchgesetzt. Sicher ist, daß OGILVIE unter den Tschipitkalken normal eingelagerte Bänke verstand. Auch dort, wo sie in der Tabelle (1893, gegenüber S. 16) von Tschipitkalkblöcken mit Korallen spricht, dürfte sie ihrer ganzen theoretischen Einstellung nach kaum an echte Riffblöcke, sondern mehr an blockförmige Kolonien gedacht haben.

Später (1927 I, bes. S. 126—133) ist der Standpunkt ungefähr derselbe, nur daß die Beschränkung auf einen bestimmten Horizont jetzt mehr zurücktritt. Die Tschipitkalke gelten als eingelagerte Kalkbänke. Allerdings wird an mehreren Stellen bemerkt, daß sie bei der Verwitterung in Blöcke zerfallen, ohne daß dieser Umstand, der doch wohl auf eine primäre Blockstruktur hinweist, weiter erklärt würde.

CORNELIUS und FURLANI-CORNELIUS (1926, S. 28) verstehen unter Tschipitkalken die regelmäßigen Kalkbänke, die den Cassianer Schichten eingelagert sind. VAN HOUTEN (1930, S. 180 u. 201) will den Namen umgekehrt auf isolierte Kalkblöcke beschränken. Teilweise wurde er aber in neuerer Zeit in einer ganz abweichenden und sinnwidrigen Weise gebraucht, so von REITHOFER (1928 a, S. 292) für bis 100 m mächtige, vom Schlerndolomit lithologisch nicht unterscheidbare Gesteinsmassen, falls sie noch einmal von Cassianer Schichten überlagert werden, und von NÖTH (1929, S. 160—163) für bis über 400 m mächtige Kalkeinschaltungen in cordevolischen Tuffen.

Ich halte es für das Beste, den Namen «Tschipitkalke» ganz aufzugeben, da er sowohl mehrdeutig als auch überflüssig ist. Wo es sich um regel-

mäßig gelagerte Kalkbänke handelt, werde ich von Cassianer Kalken sprechen. Die den Tuffen schon als solche eingelagerten Blöcke sollen aber Riffblöcke oder Riffsteine genannt werden.

b) Stellung im stratigraphischen System.

Daß die Cassianer Schichten einen besonderen stratigraphischen Horizont und nicht nur eine Fazies vorstellen, ist bekanntlich nicht seit jeher angenommen worden. Früher wurden sie vielfach, so besonders von STUR, den Raibler Schichten gleichgehalten. Um nur wenige uns hier näher angehende Beispiele zu nennen, setzte LORETZ oberes St. Cassian = Raibler Schichten. Den größten Teil der Fossilien der Seelandalpe und des Stollagrabens im Gebiet der Karte möchte er nur auf eine Korallenfazies der Schlernplateauschichten beziehn. Er beruft sich dabei auf den Umstand, daß diese Versteinerungen ja nur im Schutt gesammelt sind (LORETZ, 1873 b, S. 617—18; 1874, S. 452). Auch MOJSISOVICS hatte früher die Cassianer und Raibler Schichten für gleichaltrig gehalten. Schon 1874 (a, S. 89—90) scheint ihm dies aber aus paläontologischen Gründen nicht möglich. Mit besonderer Beziehung auf das Seelandtal hat wohl HÖRNES zuerst (1875 b, S. 239) im Gegensatz zu LORETZ ausgesprochen, daß es sich um ein unter den Raibler Schichten liegendes Schichtglied handelt, welches mit den Pachycardientuffen der Seiser Alpe verglichen werden kann, die ja auch von RICHTHOFEN und STUR als Raibler Schichten angesprochen worden waren. Den entgegengesetzten Weg wie LORETZ hat ROTHPLETZ eingeschlagen, der (1894, S. 38) dafür eintritt, daß die Wengener und Cassianer Schichten nicht altersverschieden, sondern nur faziell verschieden sind. *Daonella lommeli* würde nach ihm auch in den Cassianer Schichten auftreten. Aus KITTL'S Untersuchungen (1912) ist darüber ein vollständig sicheres Urteil noch nicht abzuleiten. Im stratigraphischen Teil seiner Arbeit (S. 213—14) wird die Art nur aus den Wengener Schichten und gleichaltrigen Bildungen angeführt. Bei der Artbeschreibung wird aber auf S. 71 doch gesagt, daß ein Aufsteigen in die Cassianer Schichten ebenso wie ein Hinabreichen in unterladinische Bildungen «wohl anzunehmen» sei. Nach OGILVIE GORDON (1929, S. 404) kommt *Daonella lommeli* bei St. Cassian in den unteren Cassianer Schichten noch vor.

In den letzten Jahrzehnten ist die Selbständigkeit der Cassianer Schichten als Vertreter einer besonderen (cordevolischen) Stufe zwischen Wengener und Raibler Schichten wohl nicht mehr angefochten worden. Dagegen ist bis heute keine Übereinstimmung darüber erzielt, ob man sie besser zur ladinischen oder zur karnischen Hauptstufe stellt. Schon die oben angeführten Vereinigungsversuche deuten ja darauf hin, daß enge Beziehungen nach beiden Seiten bestehn. Es dürfte überflüssig sein, die ganze Geschichte dieser Frage hier noch einmal vorzutragen. Ich verweise auf ARTHABERS Zusammenfassung (1905, S. 272—73 u. 295) und auf meine eigene frühere Darstellung (1930, S. 98—99). Für die Geschichte der ganzen Frage der Cassianer Schichten ist auch die gedrängte Übersicht von NIES (1868) lehrreich.

c) Einteilung.

Bekanntlich hat man sich daran gewöhnt, innerhalb der Cassianer Schichten eine untere und obere «Zone» zu unterscheiden, die man auch als Stuoeres- und Seeland- oder Falzaregoschichten bezeichnet. Ich möchte, wie oben dargelegt, diesen Namen lieber einen rein faziellen, nicht einen chronologischen Sinn geben. Die wichtigsten Quellen für die Kenntnis der Zweiteilung der Cassianer Schichten sind die Arbeiten von OGILVIE GORDON (1893, 1900, 1927, 1929, 1935) und von VOLZ (1896, S. 103—107). Ursprünglich hatte OGILVIE die Cassianer Schichten in drei Teile geteilt, sie hat aber später die Selbständigkeit der untersten, fossilarmen «Zone» — wohl mit Recht — aufgegeben. (Zuerst veröffentlicht bei VOLZ, S. 103.) Was also 1893 mittlere Cassianer Schichten hieß, gehört 1927 zu den unteren.

Wie aus den Ausführungen OGILVIE GORDONS deutlich hervorgeht (1927 I, S. 140 und S. 144, Anm. 1; 1935, S. 84), sind die paläontologischen Unterschiede zwischen den beiden Abschnitten der Cassianer Schichten sicher zum guten Teil faziell bedingt, weil oben mehr die Kalke, unten mehr die Tuffe vorherrschen. Es scheint aber doch ziemlich sicher, daß sich auch die Altersverschiedenheit in der Faunenentwicklung ausdrückt.

Meist werden die oberen und unteren Cassianer Schichten als Zonen bezeichnet. Ob das berechtigt ist, ist wohl sehr zweifelhaft. Höchst wahrscheinlich handelt es sich um eine ganz allmähliche Weiterentwicklung der Fauna von den Stuoeres- zu den Raibler Schichten. Wo örtlich eine sprunghafte Änderung eintritt, ist sie durch Fazieswechsel verursacht. Um zu einer klaren Erkenntnis dieser Verhältnisse zu gelangen, muß man bankweise sammeln, was aber gerade in den Cassianer Schichten sehr schwierig ist. Wie aus allen Beschreibungen der Fundorte hervorgeht, stammen so gut wie alle in den Museen vorhandenen Cassianer Versteinerungen aus dem alten Gehängeschutt oder den Muren. Von den berufsmäßigen Sammlern werden die Fundorte nicht einmal so weit auseinandergehalten, als dies möglich wäre (OGILVIE, 1893, S. 45).

Wie in sehr vielen Fällen innerhalb der angeblich so gut bekannten Dolomitenstratigraphie, müssen wir auch hier wieder sagen, daß wir von einer wirklichen Einsicht noch weit entfernt sind.

Für uns genügt es aber wohl, festzustellen, daß die Fauna der Seelandalpe von allen Beobachtern als ein typischer Vertreter der oberen Cassianer Schichten angesehen worden ist.

d) Beschaffenheit.

Die von Ort zu Ort stark wechselnde Gesteinsbeschaffenheit der Cassianer Schichten wird noch näher besprochen werden, bis von ihrer Verbreitung und ihrem Verhältnis zum Schlerndolomit die Rede ist. Hier sollen nur einzelne allgemeine Züge hervorgehoben werden, u. zw. hauptsächlich für das nördliche Verbreitungsgebiet, nicht für die fossilreichen Schichten der Seelandalpe, auf die wir gleich noch zu sprechen kommen.

Die Gesteine, die die Cassianer Schichten des Kartenbereiches zusammensetzen, sind Schiefer, Mergel und Kalke. Am Übergang in den Schlerndolomit sind die Kalke manchmal dolomitisiert (siehe unten). Die vorwiegende Farbe des frischen Gesteins ist grau, manchmal mit einem Stich

ins Bläuliche; sowohl Kalke als Schiefer können recht dunkel sein. Die Verwitterungsfarbe ist vorwiegend gelb, manchmal mehr ins Bräunliche oder auch ins Rotgelbe spielend. Das Korn der Kalke ist in der Regel ziemlich dicht, aber doch nicht porzellanartig. Besonders die Mergel und Schiefer sind oft recht sandig. Oolithische Kalke kommen gelegentlich vor, spielen aber nicht annähernd eine so große Rolle, wie bei St. Cassian. Sehr bezeichnend und verbreitet sind ziemlich feine kalkige Breschen, die gelegentlich durch Abrundung der Stücke auch in Konglomerate übergehen. Sie scheinen meist linsenförmige Körper innerhalb der Kalke zu bilden. Manchmal sind die Kalke gebändert. Reinere Kieselausscheidungen sind ziemlich selten, seltener noch als in den Pragser Schichten. Gelegentlich findet man aber kleine, unregelmäßige Hornsteinknollen in den Kalken.

Die Schichtung der Kalke ist stets sehr gut, so daß dieses Merkmal schon von weitem auffällt. Die Dicke ihrer Bänke wechselt, beträgt aber wohl selten mehr als einige Dezimeter. Die Schichtflächen sind am häufigsten eben. Man findet sie aber auch stark wulstig oder mit Hieroglyphen bedeckt. Gelegentlich kommen Kalke vor, die von gewundenen Bändern durchzogen sind, so daß sie wie aus großen Knollen zusammengesetzt aussehen.

Die Mergel sind oft geschiefert, manchmal auch ziemlich schlecht geschichtet. Die Schiefer bilden teilweise nur Zwischenlagen, teilweise bauen sie aber auch mächtigere Massen auf, die sich dann oft nur als aufschlußlose Bänder zwischen den Kalkwandeln zu erkennen geben.

Sandsteine fehlen den eigentlichen Cassianer Schichten und treten höchstens an der Grenze gegen die Wengener Schichten auf. Ebensowenig habe ich in dem Gebiet deutliche Tuffe der Cassianer Schichten gefunden, wie sie in den Wengener Schichten immerhin vorkommen. Ob solche in den Mergeln petrographisch nachweisbar sind, weiß ich nicht.

Bezeichnend für die Cassianer Schichten des nördlichen Gebietes ist, daß oft mehr mergelige und mehr kalkige Massen von etlichen Dekametern Dicke zu unterscheiden sind, die mit einander wechsellagern und scharf gegen einander begrenzt sind. In den mergeligen Lagen sind zwar auch viele Kalkbänke vorhanden, sie nehmen aber im Verhältnis zu den Mergeln einen geringeren Teil der Gesamtmasse ein und sind außerdem weniger rein. Durch eine verschiedene Neigung des Hanges wird der Gesteinswechsel oft noch unterstrichen.

e) Fossilführung.

Die auffallendste Erscheinung in der Fossilführung der Cassianer Schichten unseres Gebietes ist ihre sehr ungleiche Verteilung. Während der ganze Norden, bis in die Gegend von Brücke, ziemlich fossilarm ist, erscheinen im Stollgraben schon reichlich Versteinerungen. Im Seelandtal ist die Ausbeute an schön erhaltenen Stücken fast unerschöpflich. OGILVIE vermutet (1893, S. 36), daß die Fossilarmut der Cassianer Schichten gegen Brücke zu nur von den ungünstigen Aufschluß- und Lagerungsbedingungen vorgetäuscht wird. Das ist aber sicher nicht zutreffend. Es wäre naheliegend, den Unterschied mit dem Schlagwort «Fazies» abzutun. Ich glaube aber, daß das nur in einem ganz bestimmten Sinn statthaft ist. Die reiche Fauna tritt nämlich gerade in der Gegend auf, wo die Mächtig-

keit des Schlerndolomites sehr abnimmt. Es ist sicher, daß die fossilreichen Seelandschichten auf der Nordseite des Dürrensteins nicht durch die Heimwaldschichten, sondern durch Schlerndolomit vertreten sind, während anderseits die Heimwaldschichten oder ihnen altersgleiche Gesteine im Seelandtal nach der ganzen Sachlage auch unter dem Schutt kaum in größerer Ausdehnung anstehn dürften. Eine seitliche Vertretung der beiden Fazies der Cassianer Schichten besteht also nicht oder höchstens über einen ganz geringen Teil ihrer Gesamtmächtigkeit.

Die Fauna der Heimwaldschichten ist, wie gesagt, eine ziemlich ärmliche und eintönige. Ganz vorwiegend handelt es sich um Seeigeln, deren Stacheln oft die Schichtflächen bedecken. Auch große, keulenförmige Arten sind nicht selten, aber meist nur auf den Bruchflächen des Kalkes oder Mergels zu sehn. Tierschalen sind meist zerbrochen und zu Fossilgrus zusammengeschwemmt. Es scheint sich vorwiegend um Bivalven zu handeln. Ganze Gastropodengehäuse findet man hie und da vereinzelt. Es gelang mir wegen schlechter Erhaltung nicht, sie zu bestimmen. Korallen, vor allem Stockkorallen, scheinen im nördlichsten Gebiet ganz zu fehlen, zeigen sich aber schon auf der Westseite des Dürrensteins südöstlich Brückeke. Die beschriebene Art der Fossilführung kann man z. B. in dem großen Schuttstrom auf der NW-Seite des Dürrensteins beobachten. BLAAS nennt die Cassianer Schichten der Flodigen Wiesen versteinungsreich (1902, S. 665). Ich habe gerade hier bei wiederholtem Besuch die entgegengesetzte Erfahrung gemacht.

In grauen Mergeln der Heimwaldschichten findet man gelegentlich schlecht erhaltene Pflanzenreste. An tierischen Fossilien konnte ich in den Cassianer Schichten dieses nördlichen Gebietes, nördlich der Alpe Stolla, folgende Arten sammeln:

Auf den Brenten Riegeln bei Neuprags *Cidaris dorsata* Münst. und *Pecten margaritifera* Bittner.

Am Nordfuß des Daums, nächst P. 1846, *Cidaris dorsata* Münst.

Gleich westlich P. 1740 des Heimwaldkofls ein loses Stück mit *Myophoria inaequicostata* Klipst. Dieses Fossil, das nach seiner Lage auf dem Bergrücken nicht von weit her stammen kann, ist stratigraphisch wichtig, weil es an einer Stelle gefunden wurde, an der die Karten von OGILVIE und von MERLA Buchensteiner Schichten angeben.

Im Schutt am Ausgang der großen Schlucht 1826 östlich Brückeke *Halobia* spec. ind. cf. *styriaca* Mojs. sp. et *austriaca* Mojs.

Im südlichen Teil der keilförmigen Masse von Cassianer Schichten westlich des Dürrensteingipfels ein loses Stück mit einer sehr dickschaligen *Perna* nov. sp. ind. mit sehr grober Prismenstruktur.

In einem losen Stück am Weg von P. 1629 bei Brückeke nach Stolla *Leiospongia verrucosa* Münst. sp. und andere Spongien.

Vermutlich sind zu den Heimwaldschichten auch die Stücke zu rechnen, als deren Fundort LORETZ (1875) «Trümmer St. Cassianartiger Gesteine am Dürrenstein» nennt. Er dürfte unter diesem Namen die Schuttmassen westlich des Dürrensteingipfels meinen. Wir finden diese Fundortbezeichnung bei folgenden Arten:

Isocrinus tyrolensis Laube sp. (Stielglieder).

«*Pentacrinus* cf. *fuchsii* Laube» (cf. *Isocrinus propinquus*).

Cidaris dorsata Münst.

Cidaris hausmanni Wissm.

Dentalium spec.

Monotis nov. spec.

unbestimmter Ammonit.

In dem ersten kleinen Graben, der gleich südlich des Flodigen Baches gegen E zur Rienz läuft, enthält das hier durchstreichende Band von Cassianer Schichten viele kleine, gekrümmte und verzweigte Ästchen, die aus weißem Kalkspat bestehen und auf der angewitterten Fläche manchmal Spuren einer konzentrischen Struktur zeigen. Sie erinnern äußerlich ungemein an Lithothamnien, doch ist es mir nicht gelungen, im Dünnschliff einen Feinbau nachzuweisen. Ich kann deshalb nicht sagen, um welche Fossilien es sich handelt.

LORETZ spricht (1873 a, S. 284) von einer Fundstelle auf der Westseite des Berges im hintern Prager Tale, wo er aber nur im Schutt sammeln konnte, weil nur hier die Auswitterung günstig ist. Es ist mir nicht klar, was für eine Gegend da gemeint ist. Am ehesten könnte es sich wohl um den Hang des Kirchler Schroppens handeln.

Ganz anders verhält sich die Fossilführung schon auf der rechten Seite des Stollgrabens. Hier findet man sehr reichlich lose Stücke mit Korallen, Gastropoden, Seeigeln usw., also mit einer Fauna, die sich derjenigen des Seelandtales anschließt. LORETZ hat sein Material teilweise hier gewonnen. Die Erhaltung ist allerdings meist viel weniger schön, als weiter im SE. Das Gestein, ein unreiner Kalk, verwittert stark gelb. Da auf dem Hang weiter oben keine Schichten vorhanden sind, aus denen diese Fossilien stammen könnten, streichen vermutlich östlich oder nordöstlich der Alpe Stolla unter dem Schutt Seelandschichten aus. Was OGILVIE (1893, S. 36) über Aufschlüsse von Cassianer Schichten südlich von Stolla und über eine Tschipitkalkbank oberhalb dieser Alpe sagt, ist mir nicht ganz verständlich. Man muß aber wohl damit rechnen, daß sich die Aufschlußverhältnisse im Bereich der Cassianer Schichten rasch ändern.

Nun gelangen wir zu den Hauptfundorten im Seelandtal, südlich des Festungswerkes Plätzwiesen. Schon HÖRNES (in MOJSISOVICS, 1879, S. 281) sagt, daß die fossilreichen Mergel hier Schlammströme bilden, die den Hang herabgeflossen sind, so daß es unmöglich ist, die Funde nach ihrer ursprünglichen Anordnung im Profil zu trennen. Wenn er freilich glaubt, daß trotzdem sowohl Cassianer als Wengener Schichten vorhanden sein müssen, beruht dies offenbar nur auf der unrichtigen Einordnung der Pachycardientuffe der Seiser Alpe. Da die Fauna Verwandtschaft mit der dieser Tuffe und der gleich alten Schichten von der Falzarego-Strasse zeigte, andernteiles aber auch Cassianer Schichten in ihr erkannt waren, mußten die Verfasser der «Dolomitriffe» annehmen, daß die Fossilien nachträglich vermischt seien. Wir haben schon gesehen, daß in Wirklichkeit gar kein Grund vorliegt, das Ausstreichen von Wengener Schichten südlich der Plätzwiesen zu behaupten.

Auf die weitere Geschichte der Erforschung der Fundstelle brauche ich nicht näher einzugehn. OGILVIE (1893, S. 32 u. 33) macht darüber wichtige Bemerkungen.

Die Beschreibung, die OGILVIE (1893, S. 33) von den geologischen Verhältnissen des Seelandtales gibt, scheint mir gegenüber der in den «Dolomitriffen» in gewisser Hinsicht einen Rückschritt zu bedeuten, obwohl das geologische Alter der Schichten richtiger erkannt ist. Man müßte aus ihr den Eindruck gewinnen, daß man hier bankweise sammeln kann. Das

ist aber bei der Seltenheit von Aufschlüssen anstehenden Gesteines wohl ausgeschlossen. Deshalb möchte ich auch dem Versuch, in diesem Gebiet eine Stuoressone von den höheren Cassianer Schichten abzutrennen (S. 47, Tabelle) keine größere Bedeutung beimessen. Wahrscheinlich sind in der ganzen Dürrensteingruppe keine unteren Cassianer Schichten mit reicherer Fauna vorhanden. Die Ursache, warum ich bezüglich der Verbreitung des anstehenden Gesteines im Seelandtal zu einer so anderen Auffassung gelangt bin, als OGILVIE, liegt vielleicht gerade darin, daß die Aufschlüsse jetzt infolge der Straßenbauten viel besser sind, als in den neunziger Jahren. Man sieht jetzt wohl an vielen Stellen deutlich, daß es sich um Schutt handelt, wo man früher immerhin anstehendes Gestein vermuten konnte. In der Gegend der Straßenkehren (bei P. 1833 der Sektionskopie) beispielsweise besteht dieser Schutt sogar vorwiegend aus Dolomit und eine starke Beimischung dieses Gesteines ist fast überall zu bemerken.

Besser als die Beschreibung OGILVIES ist die von VOLZ (1896, S. 100) gegebene. Er betont ganz richtig die Unmöglichkeit, schichtweise zu sammeln, weil die Geröllbedeckung zu stark ist. Aus den Bemerkungen von HÖRNES und VOLZ darf man wohl schließen, daß die Verhältnisse im Seelandtal sich während der letzten Jahrzehnte nicht etwa bedeutend geändert haben, was ja sonst auch eine Erklärung für die Verschiedenheit der Ergebnisse OGILVIES von meinen wäre.

Die Verteilung der wenigen Aufschlüsse anstehender Cassianer Schichten ist aus der Karte ersichtlich, doch seien über sie noch einige Bemerkungen gemacht.

Ein ziemlich ausgedehnter Aufschluß befindet sich im Seelandgraben selbst, etwa nordnordöstlich des Gipfels des Knollkopfes, östlich P. 2179, unterhalb der auf den Karten ersichtlichen Quellen. Die Cassianer Schichten sind hier wulstige Kalke mit Bivalven und starken Schieferzwischenlagen. Die Lagerung scheint im ganzen flach zu sein, ist im einzelnen aber stark gestört, offenbar infolge der Nähe des Bruches, der später beschrieben wird. Etwas talabwärts fließt der Bach über sandige Mergel mit massenhaft Sphaerocodien, die aus dem ziemlich weichen Gestein frei auswittern.

Oberhalb dieses Aufschlusses, an der Straße, ist ein anderer, von ihm durch einen Schuttstrom getrennter, der die obersten Cassianer Schichten unmittelbar unter dem karnischen Dürrensteindolomit entblößt. Er soll aber erst unten (gegen das Ende des laufenden Kapitels) genau beschrieben werden.

Von hier talauswärts trifft man an der Straße erst in etwa 1600 m Höhe, knapp vor der gefaßten Quelle nächst Schluderbach, wieder anstehende Cassianer Schichten. Auch hier sind es knollige, graublaue, gelb verwitternde Kalke mit starken Schieferzwischenlagen. Manche Teile sind sehr fossilreich. Besonders fallen Platten mit schönen *Pectines* auf: *Pecten asperulatus* Bittn. und eine zweite, größere, häufigere, offenbar neue Form mit Bündelrippen, einzelnen langen Dornen und hochverzierten Ohren. Dieses Gestein hält über die kleinen Straßenserpentinien bei der Quelle an.

Endlich ist noch einer Cassianer Scholle zu gedenken, die — zwischen Störungen eingeklemmt — knapp nördlich von P. 2179 (2181) des Knollkopfes erhalten ist. Das Gestein ist ein mittelblaugrauer, gelb verwitternder, dünnplattiger, ausgesprochen wulstiger Kalk mit dünnen, schieferigen, sandigen Zwischenlagen. Auch dickere Lagerungen, schwach gelb verwitternder, schlecht geschieferter Mergel sind vorhanden. In den Kalken fallen Lumachellen mit parallel angeordneten Schalen auf, wie ich sie in den Cassianer Schichten nur selten getroffen habe. Auch Sphaerocodien und schlecht erhaltene Stockkorallen kommen vor. Im allgemeinen ist aber der Fossilreichtum an dieser Stelle nicht groß.

Die Cassianer Schichten südöstlich Stolla werden wegen ihrer schwierigen Lagerungsverhältnisse erst im tektonischen Teil besprochen werden.

Ich habe die genannten Aufschlüsse absichtlich etwas genauer be-

schrieben, um durch die Wiederholung derselben Merkmale (die jedesmal aus dem Tagebuch entnommen sind) zu zeigen, daß die Seelandschichten wahrscheinlich im wesentlichen aus blaugrauen, gelb verwitternden wulstigen Kalken und aus grauen, sandigen Mergeln bestehen. Tuffite, von denen in den «Dolomitriffen» (S. 281) die Rede ist, habe ich nicht gefunden, doch will ich die Möglichkeit nicht bestreiten, daß in den Mergeln z. T. zersetztes vulkanisches Material enthalten ist. LORETZ gibt (1875, S. 812; Anm. 2) eine Beschreibung des Vorkommens auf der Seelandalpe.

Die Tierwelt der Seelandschichten besteht vorwiegend aus Spongien, Stockkorallen und großen Einzelkorallen, Bryozoen, Bivalven, Gastropoden und Brachiopoden. Echinoiden kommen auch vor, spielen aber nicht annähernd jene Rolle, wie in den Heimwaldschichten. Cephalopoden, die in den Stuoresschichten, z. B. auf Prelongie bei St. Cassian oder auf der Tschislesalpe südlich der Geißler Spitzen, gar nicht selten sind, scheinen in den Seelandschichten fast zu fehlen. LORETZ (1875, S. 812) erwähnt nur unbestimmbare Ammonitenbruchstücke von der Stollaalm. Im ganzen hat die Fauna zweifellos mehr fazielle Ähnlichkeit mit der der Raibler Schichten von Raibl, von der Casara alta südlich Pontebba usw., als mit der der Stuoresschichten. Das Absatzgebiet dürfte jedenfalls in seichterem Wasser gelegen haben, als das der Heimwaldschichten. Besonders die Stockkorallen und die Algen (Sphaerocodien) machen das ziemlich sicher.

Da ich selbst aus Zeitmangel keine größeren Aufsammlungen auf der Seelandalpe machen konnte, bin ich für die Darstellung ihrer Fauna auf die Schriften älterer Verfasser angewiesen. Man kann unter ihnen zwei Gruppen von verschiedenem paläontologischem Wert unterscheiden. Teilweise handelt es sich um Faunenbeschreibungen, die im Zusammenhang mit geologischen Arbeiten aufgestellt wurden. LORETZ hat eine größere Anzahl von Versteinerungen der Seelandalpe und der Stollaalpe beschrieben (1875). OGILVIE hat eine Liste der von ihr gesammelten, sehr reichen Fauna gegeben (1893, S. 48—57). So schätzenswert diese Mitteilungen sind, erscheinen sie heute doch teilweise veraltet, teilweise erschwert die Unmöglichkeit, sich irgend ein eigenes Urteil über die Bestimmungen zu bilden, ihre Benützung. Die Liste bei OGILVIE, die ohnedies übersichtlich und leicht zugänglich ist, braucht hier wohl nicht wiedergegeben zu werden. Sie möge als Ergänzung zu der folgenden Zusammenstellung benützt werden. Die Angaben von LORETZ habe ich, so weit ich ihre Bedeutung aufklären konnte, unten mit benützt.

Wertvoller, weil paläontologisch im ganzen jedenfalls besser durchgearbeitet, sind die Bestimmungen, die in Spezialwerken über einzelne Fossilgruppen enthalten sind. Glücklicher Weise verfügen wir für die Seelandalpe über eine ganze Reihe solcher Arbeiten, so von

STEINMANN, 1882, über die Pharetronen,

BITTNER, 1895, über die Lamellibranchiaten,

BITTNER, 1895, über die Lamellibranchiaten,

KITTL, 1894, über die Gastropoden,

VOLZ, 1896, über die Korallen.

Dazu kommen gelegentliche Mitteilungen von ZITTEL (1878), FRECH (1902 u. 1905), KOKEN (1913, S. 38) und LISTER (1900, S. 476).

Die Lamellibranchiatenarbeit BITTNER'S enthält auch die Aufsammlungen

lungen OGILVIES, während diese bei der Abfassung der Brachiopodenmonographie noch nicht vorlagen. Übrigens war gerade das Verzeichnis der Bivalven infolge der Anordnung des Stoffes bei BITTNER sehr schwer aufzustellen und es ist nicht unmöglich, daß mir eine oder die andere Art entgangen ist.

Die von mir gesammelten Korallen und Bryozoen hat mein Kollege Prof. O. KÜHN in freundlichster Weise bestimmt. Bei der Untersuchung der Bivalven und Brachiopoden hatte ich mich des Rates Dr. O. GUGENBERGER's zu erfreuen. Bei den anderen Fossilien, besonders den Spongien, mußte ich mir so gut als möglich selbst helfen, was bei Gruppen, die in den letzten Jahrzehnten wenig bearbeitet wurden, natürlich nicht zu sicheren Ergebnissen führen kann. Sehr nützlich war mir der Vergleich der Stücke mit einer großen Fossilreihe von St. Cassian, die im Naturhistorischen Museum in Wien liegt. Die ebenfalls dort befindlichen, mit Ausnahme der Gastropoden ungenügend bestimmten Materialien von der Seelandalpe selbst konnte ich in meiner Liste nicht berücksichtigen, da dazu eine umfassende paläontologische Beschreibung notwendig wäre.

Auf Grund dieser Quellen habe ich die folgende Liste zusammengestellt, die ja allerdings recht unvollständig ist, z. B. die Echinodermen stark vernachlässigt. Sie bietet andererseits den Vorteil, daß ich mich bemüht habe, nur solche Angaben aufzunehmen, die als gut gesichert gelten können. Bezüglich der hier nicht oder unzulänglich vertretenen Gruppen wird man eben auf das Verzeichnis OGILVIES zurückgreifen müssen.

Die auch in St. Cassian nachgewiesenen Arten sind in der folgenden Liste mit «c», die in den Raibler Schichten vorkommenden mit «r» bezeichnet. (Die Schichten von Heiligenkreuz und die Pachycardientuffe habe ich dabei außer Betracht gelassen.) Nur paläontologische Arbeiten wurden für den Vergleich verwendet. Faunenlisten in geologischen Veröffentlichungen sind erfahrungsgemäß zu wenig verlässlich. Der Verfasser (oder der wichtigste von mehreren Verfassern), der das Auftreten einer Art im Seelandtal bekannt gemacht hat, ist durch die zwei ersten Buchstaben seines Namens angedeutet. Vergl. die obige Aufzählung. «PI» bezeichnet meine eigenen Bestimmungen, «KÜ» die durch Professor KÜHN vorgenommenen.

Die in meiner Liste vertretenen Fundorte von Cassianer Fossilien aus dem Gebiet des Seelandtales und seiner nächsten Umgebung können folgendermaßen bezeichnet werden:

- 1.) Stollaalm (LORETZ, 1875).
- 2.) Lose Stücke im Graben südöstlich Stolla, westlich des Hotels Dürrenstein.
- 3.) P. 2179 auf dem Knollkopf (vergl. S. 92).
- 4.) «Auf der Höhe der Seelandalpen» (FRECH, 1904, S. 34).
- 5.) Anstehend im Seelandtal, östlich P. 2179 des Knollkopfes (vergl. S. 92).
- 6.) Lose Stücke im Schutt am oberen Teil der Straße Plätzwiesen-Schluderbach.
- 7.) Loses Stück im unteren Teil des Seelandgrabens.
- 8.) Anstehend bei der Quelle nordwestlich Schluderbach (vergl. S. 92).
- 9.) «Seelandalpe», ohne nähere Angabe.
- 10.) «Schluderbach» (LISTER, 1900, S. 476).

		Fundorte								
		1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
<i>Myriophyllia gracilis</i> Laube sp.	c									VO
<i>Coelocoenia major</i> Volz										VO
<i>Pinacophyllum gracile</i> Münster sp.	c									VO
<i>Stylophyllopsis romertoana</i> Volz		VO							KÜ	
<i>Hexastraea leonhardi</i> Volz	c	VO								
<i>Cassianastraea reussi</i> Laube sp.	c									VO
Hydrozoa										
„ <i>Stromatopora</i> spec. div.“ Lor.										LO
? <i>Actinofungia astroites</i> Münster sp.										LO
? <i>Amorphofungia voluta</i> Wissm. sp.										LO
? <i>granulosa</i> Münster sp.										LO
Crinoidea										
<i>Isocrinus tyrolensis</i> Laube sp.	cr	LO?				PI				
Echinoidea										
<i>Cidaris alata</i> Ag. (= <i>semicostata</i> Münster.)	cr									LO
<i>waechteri</i> Wissm. (= <i>brauni</i> Des.)	cr	•	PI?							LO
Bryozoa										
<i>Monotrypa boeckhiana</i> Papp								KÜ		
„? <i>Leiofungia</i> aff. <i>orbignyana</i> Klipst. sp.“										LO
Brachiopoda										
<i>Terebratula</i> spec. ind.										BI
<i>Waldheimia</i> cf. <i>damesi</i> Bittn.										BI
<i>Spiriferina frechii</i> Bittn.						PI				BI
„ <i>fortis</i> Bittn.										BI
<i>Cyrtina zittelii</i> Bittn.	c									BI
<i>Retzia loretzii</i> Bittn.										BI
„ <i>distorta</i> Bittn.	c									BI
<i>Spirigera wissmanni</i> Münster sp.	cr									BI
? „ <i>sufflata</i> Münster sp.										BI
<i>Amphiclina amoena</i> Bittn.										BI
„ <i>zittelii</i> Bittn.										BI
<i>Thecospira tyrolensis</i> Lor. sp.	c									BI
<i>Rhynchonella subacuta</i> Münster sp.										BI
var. <i>corralliophila</i> Bittn.										BI
aff. <i>semiplecta</i> Münster sp.										BI
<i>tricostata</i> Münster sp.	c									BI
Lamellibranchiata										
<i>Conucardia verae</i> Frech sp.	c				FR					
<i>Cardita beneckeii</i> Bittn.										BI
„ <i>crenata</i> Goldf.	cr		PI							
„ <i>pichleri</i> Bittn.										BI
<i>Cassianella beyrichii</i> Bittn.	c	LO?		PI		PI				
? <i>Pseudomonotis</i> sp.*)										LO

*) Vergl. Kittl, 1912, Seite 166.

		Fundorte									
		1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
<i>Gervilleia angusta</i> Münst.	cr										BI
<i>Arca cf. nuda</i> Münst.											BI
<i>Pecten asperulatus</i> Bittn.	c								PI		BI
<i>cf. auristriatus</i> Münst.											BI
<i>landranus</i> Bittn.											BI
<i>aff. saccoi</i> Par.											BI
<i>cf. subdemissus</i> Münst.											BI
<i>cf. tyrolicus</i> Bittn.			PI	PI							
<i>spec. ind.</i>				PI					PI		
" <i>angulata</i> Münst.	c			PI							BI
<i>opulenta</i> Bittn.											BI
" <i>cancellata</i> Bittn.											BI
<i>Mysidioptera spec. ind.</i>											BI
<i>Plicatula filifera</i> Bittn.											BI
" <i>imago</i> Bittn.											BI
? <i>Ostrea spec. ind.</i>											BI
Gastropoda											
<i>Emarginula münsteri</i> Pict.	c										KI
<i>Worthenia subgranulata</i> Münst. sp.	c										KI
<i>canalifera</i> Münst. sp.	cr										LO
<i>coralliophila</i> Kittl	c										KI
<i>rarissima</i> Kittl											KI
" <i>turriculata</i> Kittl	c										KI
<i>Zygytes delphinula</i> Laube sp.	c										KI
<i>Coelocentrus tubifer</i> Kittl	c										KI
<i>Paleunema nodosum</i> Münst. sp.	c										KI
<i>Eunema tyrolense</i> Kittl											KI
<i>badioticum</i> Kittl	c										KI
" <i>tietzei</i> Kittl											KI
<i>Eucycloscala elegans</i> Münst. sp.	c										KI
<i>ornata</i> Münst. sp.	c										KI
" <i>damesi</i> Kittl											KI
? <i>Trochus spec. ind.</i>				PI							
<i>Eunemopsis dolomitica</i> Kittl	c										KI
(? recte <i>epaphoides</i> Lor.)											LO
<i>Clanculus nodosus</i> Münst. sp.	c										KI
<i>Neritopsis armata</i> Münst. sp.	cr										KI
<i>ornata</i> Münst. sp.	c										KI
" <i>subornata</i> Münst. sp.	c										KI
<i>Scalaria ? triadica</i> Kittl	c										KI
<i>Platychilina cainalloi</i> Stopp. sp.											KI
<i>Dicosmos maculosus</i> Klipst sp.	c										KI
<i>Fedaiella inaequiplicata</i> Klipst. sp.	c										KI
<i>Hologyra cassiana</i> Wissm. sp.	c										KI
<i>Neritaria mandelslohi</i> Klipst.	cr										KI
" <i>plicatilis</i> Klipst.	cr										KI
<i>Ptychostoma pleurotomoides</i> Wissm.											
<i>sp.</i>	r										KI
" <i>mojsisovicsi</i> Kittl											KI
<i>Lacuna karreri</i> Kittl											KI

		Fundorte									
		1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
<i>Lacuna ? incrassata</i> Kittl											KI
<i>Loxonema tenue</i> Münst. sp.	c										KI
<i>hybridum</i> Münst. sp.	c										KI
<i>arctecostatatum</i> Münst. sp.	er										KI
<i>turritelliforme</i> Klipst. sp.	c										KI
" <i>canaliferum</i> Münst. sp.	c										KI
<i>Katosira seelandica</i> Kittl	c										KI
" <i>beneckeii</i> Kittl	c										KI
<i>Protorcula subpunctata</i> Münst. sp.	cr										KI
<i>Pseudomelania</i> (?) <i>aonis</i> Kittl	c										KI
<i>Coelostylina conica</i> Münst. sp.	cr										KI
" <i>crassa</i> Münst. sp.	c										KI
<i>Trypanostylus</i> aff. <i>semiglaber</i> Münst. sp.											KI
" <i>richthofeni</i> Kittl	c										KI
<i>Spirostylus contractus</i> Kittl											KI
" <i>columnaris</i> Münst. sp.	c										KI
<i>Hypsipleura semiornata</i> Kittl	c										KI
<i>Euchrysalis fusiformis</i> Münst. sp.	c										KI
<i>Lissochilina picta</i> Kittl											KI
<i>Promathildia winkleri</i> Klipst. sp.	c										KI
<i>subcancellata</i> Münst. sp.	c										KI
<i>subnodosa</i> Münst. sp.	c										KI
<i>sculpta</i> Kittl											KI
<i>tyrsoecus</i> Kittl	c										KI
<i>pygmaea</i> Münst. sp.	cr										KI
" aff. <i>colon</i> Münst. sp.											KI
<i>Purpuroidea applanata</i> Kittl											KI
<i>Palaeotriton macrostoma</i> Kittl	c										KI
<i>Fusus</i> sp. ind.											LO
<i>Spirocyclus eucyclus</i> Laube sp.	c										KI
<i>Trachoeccus gemmellaroi</i> Kittl											KI
Cephalopoda											
Ammonoidea indet.		LO									

Sehr verbreitet sind in den Seelandschichten, wie schon erwähnt (S. 92 u. 93) Sphaerocodien. Im Dünnschliff sieht man mehrere verschiedene Formen von Girvanellen in ihnen, deren Untersuchung noch aussteht. Besonders reichlich treten Sphaerocodien auf P. 2179 des Knollkopfes und östlich davon im Seelandgraben auf.

Obwohl die Tabelle III noch sehr unvollständig ist und obwohl mir das Vorkommen einer oder der anderen Art in den zum Vergleich herangezogenen Schichtgliedern leicht entgangen sein kann, zeigt die Zusammenstellung doch schon ganz deutlich, daß die Seelandschichten richtige Cassianer Schichten sind. Sie nehmen faunistisch keineswegs eine Mittelstellung zwischen Cassianer Schichten und Raibler Schichten ein. Läßt man alle Angaben über das Auftreten bloß verwandter Arten oder über zweifelhafte Vorkommnisse weg, so bleiben für einen Vergleich 129 Spezies der Seeland-

alpe verfügbar. Unter diesen zähle ich 89, oder 69⁰/₀, die man von St. Cassian kennt. Darunter sind wieder 16, oder 12⁰/₀, die außerdem auch in den Raibler Schichten nachgewiesen sind. Aber nur 2 Arten, oder 1¹/₂⁰/₀ treten zwar in den Raibler Schichten, nicht aber in St. Cassian auf. Um den Vergleich mit der Fauna von St. Cassian richtig zu verstehen, muß man sich allerdings gegenwärtig halten, daß südlich dieses Ortes sowohl untere als obere Cassianer Schichten vorhanden sind (vergl. die Karten von OGILVIE GORDON, 1929, und von MUTSCHLECHNER, 1934). Wenn es möglich wäre, zum Vergleich nur die Stuoereszone heranzuziehen, ergäbe sich zweifellos ein viel bedeutenderer Unterschied. Der faunistische Gegensatz zwischen unteren und oberen Cassianer Schichten würde dann noch deutlicher hervortreten.

f) Grenze gegen die Wengener Schichten.

Wer die älteren Arbeiten, besonders von MOJSISOVICS, durchsieht, wird wahrscheinlich den Eindruck gewinnen, daß Wengener und Cassianer Schichten viele Versteinerungen gemeinsam haben, sehr schwer von einander zu unterscheiden und schwer abzugrenzen sind. Vergl. etwa MOJSISOVICS, 1879, S. 276 oder BLAAS, 1902, S. 26. Es hängt dies aber ganz wesentlich damit zusammen, daß MOJSISOVICS die Pachycardientuffe der Seiser Alpe zu den Wengener Schichten zählte. Es entstand dadurch die Meinung, daß es eine «St. Cassianer Fazies der Wengener Schichten» gebe. Eine solche Ausdrucksweise ist meiner Ansicht nach nun freilich schon grundsätzlich abzulehnen, weil das Wort «Wengener Schichten» hier offenbar in einem rein zeitlichen Sinn gebraucht ist. Ich würde auch Gesteine einer St. Cassianer Fazies, die der *Lommeli*-Zone angehören, unbedenklich als Cassianer Schichten bezeichnen, weil ich eben nicht glaube, daß man den Namen von Schichtgliedern auf eine einzige Stufe beschränken kann. Außerdem aber sind mir keine Fälle bekannt, in denen Wengener und Cassianer Schichten mit einander wechsellagern.

Viel ansprechender sind OGILVIE's Ausführungen über die Trennung der Wengener und Cassianer Schichten. In der Umgebung von St. Cassian wäre der Beginn der Cassianer Schichten durch das Auftreten dick gebankter fester Kalke vom Aussehn gewisser «Tschipitkalke» gekennzeichnet, von denen wir oben schon sprachen (OGILVIE, 1893, S. 20). Das ist also ein lithologisches Merkmal. In ähnlicher Weise geht sie auch am Dürrenstein vor (ebend., S. 38). Sie bezeichnet als Wengener Schichten nur die aschenreichen Bildungen mit der eigenartigen, auf Posidonien, Daonellen und Cephalopoden beschränkten Tiergesellschaft, in der nur ausnahmsweise einige Seeigel der Cassianer Fauna eingestreut sind. Dagegen nennt sie alle Kalke und Mergel, deren paläontologische Fazies sich der von St. Cassian anschließt, bereits Cassianer Schichten. Sie hat sicher recht, wenn sie sich davon «ein klareres Bild von der obertriadischen Schichtfolge» verspricht, obwohl es «unmöglich ist, eine andere als eine willkürliche Grenze zwischen den Gruppen der Wengener und Cassianer Schichten zu ziehn».

In der Tat glaube ich, daß man die untersuchte Grenze im Gebiet von Prags einfach dort hinverlegen soll, wo die reichliche Entwicklung von Kalkbänken und das Erscheinen von neuen Fossilgruppen, besonders vieler

Echiroiden und abweichender Bivalven, einen ziemlich raschen Fazieswechsel anzeigt. Ich schließe mich darin REITHOFER (1928 a, S. 291), LEO. NARDI (1932, S. 11 des Sonderdruckes) und vielen anderen neueren Verfassern an, die die Grenze zwischen den beiden Schichtgliedern ebenfalls fazieell kennzeichnen. Es liegt übrigens kein Grund vor, zu bezweifeln, daß diese Faziesänderung im ganzen Gebiet von Prags ziemlich gleichzeitig eingetreten ist.

Um die Art des Faziesüberganges deutlicher zu machen, soll er an einigen Beispielen besprochen werden. Als erstes wären vielleicht die fossilführenden Schichten auf dem Schwarzberg zu nennen, die schon oben bei den Wengener Schichten beschrieben wurden (S. 81).

Auf der Ostseite des Pragser Wildsees, am Fuß des Schafriedels (des Westendes der Zwölf Apostel) trifft man Schutt von einer eigentümlichen Zusammensetzung: Man findet braune und rötliche Schiefer, braune Sandsteine und Platten mit Fossilbresche, besonders Echinodermen. Anstehend habe ich dieses Gestein hier nicht getroffen, es ist mir aber wahrscheinlich, daß es ungefähr der Grenze von Wengener und Cassianer Schichten entspricht.

Unter dem nördlichsten Teil der Heersteinwände, am oberen Ende des «Brente Riegl» genannten Hanges, stehn typische Heimwaldschichten, mittelgraue, wohlgebankte, meist breschige Kalke mit großen *Cidaris*-Keulen, in etwa 50 m Mächtigkeit an. Gegen unten werden die Kalkbänke dünner, die Schieferzwischenlagen nehmen an Mächtigkeit zu. Der vollständige Übergang in die Wengener Schichten, die tiefer am Hang anstehn, ist aber durch Schutt verhüllt.

In den Bleiken gleich nordwestlich unter den Wänden des Daumkofls kann man — leider aber auch nur in losen Stücken — die Übergangsgesteine zwischen den beiden Schichtgliedern ganz gut beobachten. Weiter im S sind es graue oder gelbe, ziemlich kalkige Mergel, die aber doch schon weniger rein, als die Cassianer Kalke sind. In dunkelgrauen, plattigen Schiefen findet man hier schlecht erhaltene kleine Posidonien. Weiter im N wird die Verwitterungsfarbe des Gesteines mehr braun, aber noch lange Zeit sind kalkige Stücke häufig. Etwas vor der tiefsten Einsattlung des Raner Berges sind dann nur mehr echte Wengener Schichten vorhanden.

Auf dem Kamm nördlich des Sarlköfeles schien mir die Grenze zwischen Cassianer und Wengener Schichten recht scharf zu sein, ich konnte sie hier aber nicht genau untersuchen. Gewisse Übergangsbildungen finden sich etwas weiter westlich, auf der Nordseite des Kirchler Schroppens. Sie sollen erst unten besprochen werden.

g) Verhältnis zum Schlerndolomit.

Wenn LORETZ (1874, S. 432) sagt, daß der Schlerndolomit unseres Gebietes überall vollkommen normal auf den Cassianer Schichten liegt, können wir dem heute auf keinen Fall mehr uneingeschränkt beistimmen. Es besteht zwischen beiden Gesteinen vielmehr recht verwickelte Beziehungen, die genau betrachtet werden müssen.

Im Großen treten uns zwei Arten des Verhaltens der Cassianer Schichten zum Schlerndolomit entgegen. Es gibt Cassianer Schichten, die unter dem Schlerndolomit, zwischen ihm und den Wengener Schichten, liegen.

Wir finden sie in einzelnen, durch Quartär oberflächlich getrennten Massen vom Pragser See ostwärts bis zum Sarlkofl. Dann gibt es aber Cassianer Schichten, die dem Schlerndolomit eingeschaltet sind. Sie fehlen westlich des Tales von Altprags, sind dagegen im Dürrensteinstock reich entwickelt. Teilweise handelt es sich nur um kurze Keile oder Zungen, die von den liegenden Cassianer Schichten ausgehen, oder Linsen von Schlerndolomit treten in diesen auf. Außerdem ist ein langes Band zu erkennen, das in der Gegend des Kirchler Schröppens auf der NW-Seite des Dürrensteins beginnt, zwischen ihm und dem Sarlköfele durchzieht, auf den Flo digen Wiesen eine große Fläche einnimmt und durch den Osthang des Dürrensteins bis zum Ausgang des Helltales zu verfolgen ist. Wir wollen diesen Gesteinsstreifen das große Cassianer Band nennen und außerdem von Cassianer Keilen, Schlerndolomitlinsen und den liegenden Cassianer Schichten (wohl zu unterscheiden von den unteren Cassianer Schichten im chronologischen Sinn) sprechen. Westlich des Tales von Innerprags fehlen die Cassianer Schichten, wenn wir von dem wiederholt erwähnten zweifelhaften Vorkommen auf dem Schwarzberg absehn (vergl. S. 81). Zwar schreibt RICHTHOFEN (1860, S. 209), daß unter dem Nordabfall der Dreifingerspitze, also gleich westlich des Bereiches meiner Karte, Wengener Schichten und Tuffe mit Cassianer Fossilien vorkommen. Ich muß das aber für einen Irrtum halten, so lange es nicht durch neuere Beobachtungen bestätigt wird. Möglicher Weise wurden echinodermerneiche Pragser Schichten für Cassianer Schichten gehalten.

Auf die Möglichkeit, daß unter den Westausläufern des Heersteins, auf der Ostseite des Pragser Sees etwas Cassianer Schichten vorhanden seien, wurde schon S. 100 hingewiesen. Es handelt sich aber nur um Schutt und die Wirkung von Gletscherverfrachtung ist hier schwer auszuschließen.

Es war auch schon von den Cassianer Schichten am Nordfuß des Heersteins und von ihrem Verhältnis zu den Wengener Schichten die Rede. Nun muß aber ihr Verhalten zum Schlerndolomit besprochen werden. Gegen das Hangende zu werden die Kalkbänke der Cassianer Schichten dicker, die Schieferzwischenlagen nehmen ab. Das Gestein geht in einen gelben, manchmal auch ins Violette spielenden, mit Salzsäure nicht brausenden Dolomit über. An einer Stelle fand ich eine etwa $\frac{1}{2}$ m mächtige, weiße, mit Salzsäure kaum brausende Dolomitbank als Einschaltung in noch dünn schichtige Kalke. Es hat den Anschein, als ob außerdem gegen W ein seitlicher Übergang der oberen Teile der Cassianer Schichten in Schlerndolomit stattfände. Doch ließ sich dies nicht ganz sicher feststellen, weil die Aufschlüsse auch durch einen kleinen Bruch zu erklären wären. Noch etwas weiter im W, auf P. 1780 der Sektionskopie, stehn unmittelbar am Fuß der Schlerndolomitwände Wengener Schichten an. Die Cassianer Schichten fehlen hier also, wahrscheinlich, weil sie ganz durch Schlerndolomit ersetzt sind. Dadurch werden die Verhältnisse angebahnt, die wir beim Neuen Kaser trafen (S. 80).

Die kleinen Cassianer Aufschlüsse am Nordfuß des Daumkofls (des Zwölferspitze) waren ebenso, wie die unter dem Heerstein, schon LORETZ bekannt (1873 a, S. 339, 343; 1874, S. 427). Ihre Gesteinsbeschaffenheit ist ähnlich, wie dort. Das vorherrschende Gestein sind mittelgraue, gelb verwitternde, dichte, aber auf dem frischen Bruch rauhe, mehr oder weni-

ger dünnblättrige Mergelschiefer. Gruppenweise treten darin Einlagerungen von Kalkbänken auf. Sie sind teilweise sehr breschig. Bruchstücke großer Echinodermenreste und Grus aus feinschaligen Bivalven finden sich nicht selten. Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt 30—40 m, doch ist die Grenze gegen die Wengener Schichten durch Schutt verhüllt. Die Aufschlüsse liegen vorwiegend auf der Westseite des Kammes, sein etwas abgeflachter Rücken ist von Blöcken aus Schlerndolomit bedeckt, ebenso die Ostseite, wo aber die Cassianer Schichten an einer Stelle unmittelbar unter der Wand wieder auftauchen. Gegen oben treten die Schiefer zurück, einzelne mächtigere Bänke dolomitischen Kalkes schalten sich zwischen die hier braungrauen, plattigen Kalke ein. Große Seeigelkeulen kommen noch vor. Eine zwei Meter mächtige, etwas graue Bank unmittelbar unter den zusammenhängenden Dolomitwänden bestand aus einem mit Salzsäure noch recht deutlich brausenden Gestein.

Auf der rechten Seite des Wildbaches steht dem Schlerndolomit des Daums die unerwartet mächtige Masse von Cassianer Schichten im Heimwaldkogl gegenüber. Ihre Bedeutung haben wir aber erst zu untersuchen, bis wir zur Tektonik gelangen. Wir werden dort auch sehen, daß ihnen — obwohl hier sehr starke Störungen vorhanden sind — offenbar stratigraphisch Dolomite eingelagert sind. Es ist möglich, daß Wengener Schichten mit den Cassianer Schichten verfaltet sind. Ich konnte das aber trotz wiederholter Untersuchung nicht sicher nachweisen.

Das östlichste Vorkommen der «liegenden Cassianer Schichten» ist das nördlich des Sarlköfeles, über das meine Tagebücher aber keine mitteilenswerten Notizen enthalten. Es war auch schon LORETZ bekannt (1873, S. 285). Die Cassianer Schichten südöstlich Brückeles befinden sich zwar auch ganz unter dem Schlerndolomit, werden aber besser im Zusammenhang mit den von ihnen ausgehenden Keilen besprochen.

Indem wir uns nun den Cassianer Schichten zuwenden, die in den Schlerndolomit eingeschaltet sind, läßt sich ein geschichtlicher Rückblick nicht ganz vermeiden. Schon LORETZ gibt 1873 (S. 285—86) eine gute Beschreibung der Nordseite des Dürrensteins. Er spricht ganz klar aus, daß die Cassianer Schichten hier eine Einschaltung im Dolomit bilden und vermutet, daß sie nach SE in ihn übergehen. HÖRNES betont (1875 a, S. 225) die Schönheit der Aufschlüsse, die auf der Nordseite des Dürrensteins das Ineinandergreifen der Fazies zeigen. Sie geben den berühmten Gebieten von Gröden, Buchenstein und Enneberg nichts nach. (Ich bin sogar überzeugt, daß sie ihnen wegen des Fehlens der vulkanischen Erscheinungen bedeutend vorzuziehen sind.) Eine nähere Darlegung der von HÖRNES gesammelten Beobachtungen finden wir dann in den «Dolomitriffen» von MOJSISOVICS (1879, S. 276—79). Der Dolomitwall, der unser «großes Cassianer Band» im Liegenden begrenzt, soll großenteils aus Riffkalk bestehen (was ich nur zum geringen Teil bestätigen konnte). Er sei stellenweise unterbrochen. Daß sich dieses Band über den Flodigen Bach nach S auf der Ostseite des Dürrenstein fortsetzt, ist schon richtig erkannt. In der Figur auf S. 277 ist die Darstellung der Sarlwiesen wohl nicht ganz gelungen. Besonders der Verlauf der Grenze zwischen Schlerndolomit und Wengener Schichten ist da zu sehr von der theoretischen Vorstellung eines Riffes beeinflußt. Wichtig ist dagegen das dünne Cassianer Band (k), das den Schlerndolomit des Dürrensteins teilt. Die Abbildung auf S. 278 ist besser. Daß das Sarlköfele hier als Wengener Dolomit erscheint, während es auf meiner Karte den Cassianer Schichten eingelagert ist, kommt wohl nicht von verschiedenen Beobachtungen, sondern von der wiederholt erwähnten abweichenden Grenzziehung.

Zu einer stark abweichenden Auffassung der Verhältnisse ist wieder OGILVIE gelangt (1893). Auf S. 71 gibt sie für die Nordseite des Dürrensteins folgende Schichtreihe:

Schlerndolomit des Dürrensteins
 Cassianer Schichten der Flodigen Wiesen
 Mendoladolomit des Sarlköfeles und Kasamutz.

Auf S. 75 sucht sie für dieses lückenhafte Profil eine tektonische Erklärung zu geben. Sie vermutet, daß zwischen dem Mendoladolomit und den Cassianer Schichten eine flach S fallende Überschiebung vorhanden sei, an der die fehlenden Schichten in der Tiefe zurückgeblieben wären (vergl. auch die Profile auf S. 34 u. 35). Der Mendoladolomit wäre seinerseits von den Wengener Schichten im N durch einen Bruch getrennt. Manche Einzelheiten hat OGILVIE richtig erkannt, so den Zusammenhang zwischen dem (oberen) Dolomit des Kirchler Schroppens und dem des Sarlköfeles (S. 73). Auch bemerkt sie (S. 74) richtig, daß man diesen Dolomit, wenn nicht für Mendoladolomit, dann eher für Cassianer Dolomit als für Wengener Dolomit halten muß. Im ganzen kann ich mich aber ihrer Auffassung in diesem Falle nicht anschließen.

Am weitesten unter allen bisherigen Darstellungen des Dürrensteins weicht von meinen Ergebnissen wohl die Karte MERLA's (1930 b) ab. Da ihm meine Aufnahme schon in einer handschriftlichen Karte vorlag, ist dieser Gegensatz gewiß ziemlich peinlich. Leider hat MERLA gerade über unser Gebiet — mit Ausnahme der ganz kurzen, auf seinen Mitteilungen fußenden Bemerkungen von DAL PIAZ (1934, S. 170) — meines Wissens keinen Text veröffentlicht. Ähnlich wie OGILVIE nimmt er eine Anzahl von Brüchen oder Überschiebungen an, die auf der NW-Seite des Dürrensteins sogar Pragser Schichten zutage bringen sollen. In der Umgebung des Kasamutz würde der Schlerndolomit primär unmittelbar auf Sarldolomit liegen. Ich kann nur sagen, daß diese Karte, besonders was die Verbreitung der Cassianer Schichten betrifft, den Beobachtungen selbst in vielen Fällen widerspricht und daß sie große tektonische Verwicklungen an Stellen annimmt, an denen man mit wohlbekannten stratigraphischen Erscheinungen viel besser auskommt. Es ist ja auch höchst sonderbar, daß gerade nördlich des Dürrensteins so starke ostwestliche Störungen vorhanden sein sollen, für die sich weder westlich des Altpragser Tales noch östlich des Höhlenteales irgend eine Fortsetzung zeigt.

Einen recht guten Einblick in die Verbreitung der Gesteine auf der Westseite des Dürrensteins gewinnt man, wenn man sie von der Straße gleich südlich Brückeke (am besten von der ersten Wiese auf der rechten Seite des Wildbaches) oder von der Postmeisteralm aus betrachtet. (Vergl. Taf. 2, Fig. 1, Textfig. 4 u. 5). Auf dem Kirchler Schroppen sieht man eine kleine Kalk- oder Dolomitmasse, die gegen S sehr deutlich auskeilt, wobei sie Schichtung annimmt. (Die obere Kalkmasse auf diesem Kamm ist von der Ferne nicht gut zu erkennen). Die große Schlucht südlich des Kirchler Schroppens schließt dünn-schichtige, stark kleingefaltete, gelbliche Gesteine, offenbar Cassianer Schichten auf. Unter dem Gipfel des Dürrensteins sieht man eine Dolomitwand, die mit abnehmender Höhe gegen rechts herunterzieht und schließlich ausspitzt. Darüber legt sich ein Keil von Cassianer Schichten. Ihr unterer Teil scheint einer glatten Dolomitfläche aufzuliegen, die den Oberrand der Wand bedingt. Der hangende Teil der Cassianer Schichten greift über den liegenden gegen N vor, ganz wie man es auf den schematischen Abbildungen der Transgressionen zu sehn gewohnt ist. Dieser hangende Teil geht sehr deutlich gegen links in Dolomit über. Gewisse dunkler gefärbte Bänder der mittleren Region der Mergel ziehen ungestört aus der Gegend, wo sie von den höheren Cassianer Schichten überlagert sind, in jene, wo sie von Dolomit bedeckt sind. An verschiedenen Stellen sind den Cassianer Mergeln große Dolomitblöcke, teils einzeln, teils zu mehreren, eingeschaltet. Einen solchen Block bemerkt man in den Wänden gleich südlich der großen Schlucht auf der Südseite des Kirchler Schroppens. Auf dem Kamm genau östlich Brückeke ist in etwa 1900 m Höhe eine ganze Anzahl von Blöcken zu erkennen. Andere werden später

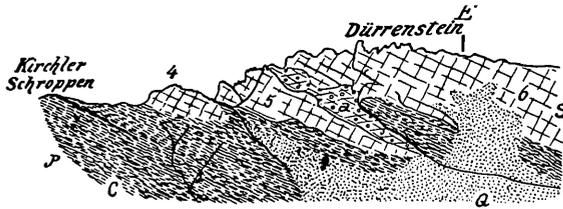


Fig. 4. Der Dürrenstein von etwas südlich Brücke. Etwa 1:30.000.
Vergl. Taf. 2, Fig. 1.

C = Cassianer Schichten
Q = Schutt
a = Oberfläche der Masse 5, auf der die oberen Cassianer Schichten liegen. In diesen (rechts des a) die großen Riffblöcke.

S = Schlerndolomit
4-6 = Schlerndolomitmassen

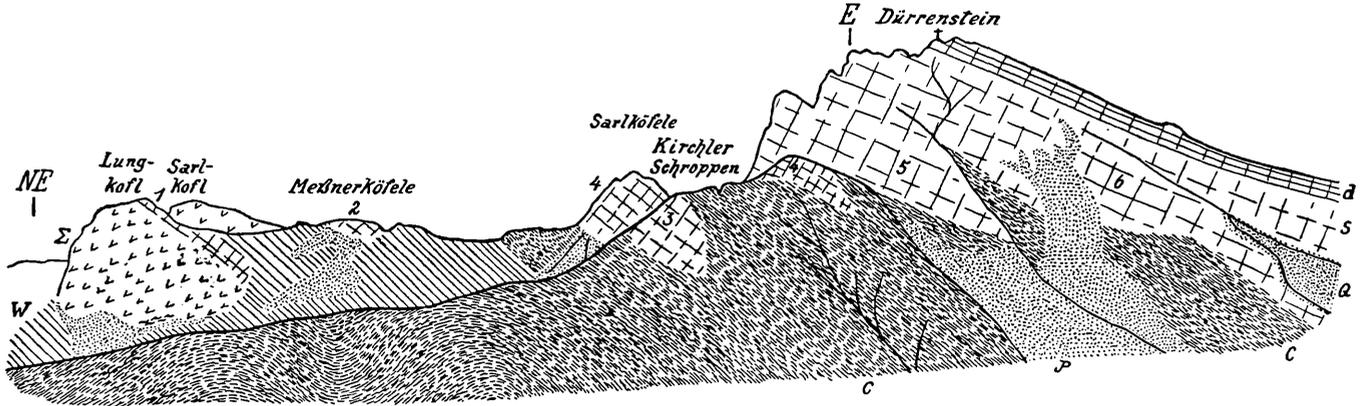


Fig. 5. Der Dürrenstein und der Kamm zum Lungkofl von der Postmeisteralm. Maßstab des Dürrensteins etwa 1:30.000.
Vergl. Taf. 1, Fig. 2.

Σ = oberer Sarldolomit
∨ = Buchensteiner Schichten
W = Wengener Schichten

C = Cassianer Schichten
S = Schlerndolomit
1-6 = aufeinander folgende Linsen und Keile von Schlerndolomit.

d = Dürrensteindolomit
Q = Schutt

genauer beschrieben werden. Die Cassianer Mergel des erwähnten Keiles setzen sich südlich des großen Schuttstromes, der vom Dürrenstein herunterkommt, in bedeutender Mächtigkeit fort. Erst über ihnen liegt die Hauptmasse des Schlerndolomites. OGILVIE erklärt alle diese Verhältnisse durch tektonische Störungen (vergl. bes. 1893, Fig. 10). Die Gründe, warum mir eine solche Deutung weniger wahrscheinlich ist, ergeben sich aus meiner unten folgenden Beschreibung von selbst.

Nachdem wir einen ersten Überblick gewonnen haben, steigen wir zu den Wänden hinauf, um die wichtigsten Aufschlüsse aus der Nähe kennen zu lernen. Die Cassianer Schichten auf der Südseite des großen Schuttstromes, der vom Dürrensteingipfel nach W herabzieht, enthalten nicht selten Korallen. Vorwiegend sind es graue Mergel; Kalke spielen eine geringere Rolle. In etwa 1950 m Höhe stecken ganz deutlich in den Mergeln mehrere, einige Kubikmeter große, rundliche Blöcke eines braungrauen, auf dem Bruch rauhen, grob grusigen, mit Salzsäure nicht brausenden Dolomites. Etwas weiter oben sind die Aufschlüsse nicht gut, es fällt aber auf, daß hie und da Dolomit ansteht, obwohl man von den zusammenhängenden Wänden noch ein gutes Stück entfernt ist. Wahrscheinlich sind hier noch viele Dolomitblöcke vorhanden, die aber infolge der Bedeckung mit Schutt und Pflanzenwuchs nicht deutlich zu erkennen sind. Ähnliche Blöcke liegen auf der Nordseite des Schuttstromes den Cassianer Schichten auf, deren Schichtflächen hier einen ziemlich steilen, gegen SW abfallenden Hang bilden. Diese losen Blöcke hellen Dolomites könnten zwar der Gesteinsbeschaffenheit nach auch von den Wänden weiter oben stammen. Es ist aber äußerst unwahrscheinlich, daß sie dann auf dem recht steilen Hang liegen geblieben wären. Viel eher ist anzunehmen, daß sie hier an Ort und Stelle ausgewittert sind. Das schräge Grasband, das die nördliche Begrenzung des großen Schuttstromes bildet, reicht bis etwa 2350 m hinauf. Hier verliert es sich in der Dolomitenwand. Im südlichen Teil besteht die Unterlage dieses Bandes — wie schon erwähnt — aus Cassianer Schichten. Weiter oben setzt sich dieselbe Form aber auf Schlerndolomit fort. Da es sich bei der steilen Neigung jedenfalls nicht um eine junge Terrasse handeln kann, ist wohl anzunehmen, daß eine besonders ausgezeichnete Schichtfläche der Cassianer Schichten sich in den Schlerndolomit hinein verlängert, wahrscheinlich als Zeichen einer länger währenden Pause des Absatzes. Oder es handelt sich um eine tektonische Fläche, was in diesem Falle gewiß auch möglich wäre. Im N bricht das besprochene schräge Band mit einer Steilwand gegen eine Schlucht ab, die ziemlich genau vom Dürrensteingipfel nach W verläuft und deren untere Fortsetzung der Graben ist, den die Straße auf die Plätzwiesen bei Kote 1679 der Sektionskopie überschreitet. In dieser Wand sieht man, daß die Cassianer Schichten sich unter den Schlerndolomit nach E hineinziehen. Sie sind lagenweise bald mehr mergelig, bald mehr kalkig. Den mergeligen Massen sind einzelne Kalkbänke eingeschaltet, die teils Fossilgrus, teils Breschen aus Kalkstücken mit eingestreuten Echinodermenresten führen. Der Dolomit liegt diesen mergeligen Cassianer Schichten sehr regelmäßig auf (Taf. 4, Fig. 2). Den Übergang vermittelt eine einige Meter mächtige Masse mittelgrauer, mit Salzsäure gut brausender Kalke, die im unteren Teil noch deutlich gebankt sind, im oberen Teil aber in ganz unregelmäßige Knollen und größere Brocken zerfallen. Das Einfallen der Schichten ist rund 45° S. Die Cassianer Schichten reichen bis auf den Grund der Schlucht, bilden aber nur deren Südseite. In verschiedener Höhe sind ihnen große, oft viele Kubikmeter messende Blöcke eingelagert, meist mehrere in ungefähr demselben Horizont. Das Gestein dieser Blöcke ist hier — wenigstens bei der Mehrzahl — ein ziemlich stark braungrauer, mit Salzsäure lebhaft brausender Kalk. Am reichlichsten sind sie im untersten Teil des Hanges der Schlucht vorhanden, u. zw. ganz besonders gegen ihren Ausgang zu. Hier übertreffen sie die gebankten Cassianer Schichten oft bedeutend an Masse. Diese bilden nur die meist etwas gewundenen Ausfüllungen zwischen den Blöcken, oft von nicht mehr als 1 m Mächtigkeit. Nach der Salzsäureprobe scheinen die plattigen Gesteine hier aus einem dolomitischen Kalk zu bestehn. Die Schichtfugen sind durch etwa fingerdicke Zwischenlagen feiner Schiefer bedingt. Die Cassianer Schichten schmiegen sich den Unebenheiten der Blöcke ungefähr an. Springt ein überlagernder Block stark vor, so ist die oberste Bank des liegenden Hüllgesteines oft sehr verdünnt oder keilt ganz aus, als ob der Block in noch weiche

Schichten eingesunken wäre. Gegen das Hangende zu nehmen die Blöcke an Menge ab, doch erscheinen sie gelegentlich auch weiter oben (Taf. 3, Fig. 2).

Wesentlich für das Verständnis ist auch die Beschaffenheit der rechten Seite des Grabens. Hier sind fast keine Cassianer Schichten vorhanden, sondern eine verhältnismäßig glatte, schräge Gesteinsfläche, die den Oberrand der schon erwähnten, gegen S ausspitzenden untersten Dolomitwand westlich des Dürrensteingipfels bedingt. Die Fläche selbst besteht aber nicht aus Dolomit, sondern vorwiegend aus einem hell braun-grauen, mit Salzsäure lebhaft brausenden Kalk. Dieser Kalk bildet durchwegs einzelne, schlecht gerundete Stücke, die teilweise viele Korallen enthalten. Sie schließen ziemlich dicht zusammen, die geringen Zwischenräume sind durch einen hellgrauen, mehr mergeligen Kalk ausgefüllt. An manchen Stellen wird dieses Konglomerat feinkörnig und dann ist seine Natur noch deutlicher. Hie und da, besonders im oberen Teil der Schlucht, schalten sich den konglomeratischen Schichten auch dünne, nur etwa 1 m starke Linsen von geplatteten Cassianer Kalken ein. Sie fallen genau mit der Gesteinsoberfläche ein, die die rechte Seite der Schlucht bildet.

In welcher Weise die Cassianer Schichten der linken Grabenseite schließlich oben zu Ende gehn, ist nicht ganz klar zu erkennen. Es wäre immerhin möglich, daß durch den Graben ein Bruch verläuft, an dem sie gegen oben allmählich versinken. Einen Anhaltspunkt dafür konnte ich aber nicht gewinnen. Es ist also anzunehmen, daß sie zwischen beiden Dolomitmassen allmählich ausspitzen. Gewisse hangende Teile der Cassianer Schichten gehen unzweifelhaft seitlich in Dolomit über, wie das schon oben erwähnt wurde, doch erstreckt sich diese Erscheinung nur auf eine geringe Mächtigkeit. Die Basis des Dolomites über den Cassianer Schichten besteht im oberen Teil der Schlucht aus Blöcken mit einzelnen unregelmäßigen Lagen und Linsen von Cassianer Schichten dazwischen, wie ich dies gleich von der Nordseite des Dürrensteins näher beschreiben werde.

Über mündliche Anregung Frau Dr. OGILVIE GORDON's habe ich die eben beschriebene Stelle eigens noch einmal aufgesucht, um zu sehen, ob sich die Erscheinungen hier nicht tektonisch erklären lassen. Denn daß beispielsweise östlich der Rodella, besonders in der Gegend Ben Comun, sehr eigentümliche Blockschichten durch Überschiebung entstanden sind, scheint mir recht sicher bewiesen (vergl. OGILVIE GORDON, 1927 I, S. 237). Ich konnte jedoch keine Spur einer Überschiebung oder überhaupt einer größeren Störung auffinden. Daß in den Blockschichten gelegentlich mit gestreiftem Kalzit überzogene Harnische vorhanden sind, ist richtig. Doch handelt es sich dabei sicher nur um Differentialbewegungen zwischen den festen Blöcken und den weichen Mergeln oder Plattenkalken. Ist es doch beispielsweise bekannt, daß die sicher an Ort und Stelle entstandenen Konkretionen in Kohlenflötzen oft von Harnischflächen umgeben sind, als Beweis, daß die Kohle sich um sie bewegt hat (MOORE, 1922, S. 233). Die Cassianer Schichten der linken Grabenseite sind oft stark verbogen und gefaltet, besonders in einzelnen Stockwerken. Ich konnte aber weder eine Beziehung dieser Faltungen zu einer größeren durchlaufenden Störungsfläche, noch zu den Blockschichten ausfindig machen. Es scheint sich vielfach um die Wirkung untermeerischer Rutschungen zu handeln.

Die zuletzt besprochene konglomeratische Gesteinsoberfläche auf der rechten Seite der Schlucht kann wohl am ehesten als Oberfläche einer — wahrscheinlich untermeerischen — Schutthalde verstanden werden, die von Cassianer Schichten überlagert wurde. Die Blöcke in diesen entsprechen unzweifelhaft dem, was MOJSISOVIC'S Riffblöcke oder Riffsteine nannte.

Nebenbei sei erwähnt, daß unten an der Straße von Brücke zu den Plätzwiesen im Schutt ein viele Kubikmeter großer Block liegt, der ganz mit Stockkorallen erfüllt ist. Er war schon VOLZ aufgefallen (1896, S. 105). Ich halte es für sehr wahrscheinlich, daß es sich auch bei ihm um einen aus den Cassianer Schichten ausgewitterten Riffblock handelt.

Geht man vom Ausgang der Schlucht westlich des Dürrensteingipfels am Fuß der Wand gegen N, so findet man, daß nur ihr alleroberster Teil aus Kalk besteht. Darunter folgt gleich grauer, kristalliner Dolomit. Offenbar ist nur der oberste Teil dieser Masse, der mit den Cassianer Schichten in Berührung war — ebenso wie die meisten Blöcke — von der Dolomitisierung verschont geblieben, wie wir das ähnlich ja in vielen Fällen finden. Ob auch die Hauptmasse des Gesteines der Wand ursprünglich konglomeratisch war und diese Struktur nur bei der Dolomitisierung verwischt

wurde, läßt sich derzeit kaum mehr entscheiden. Möglich wäre es. Wenig unter dem südlichen Teil der Wand sind Aufschlüsse von Cassianer Schichten. Sie nehmen gegen oben sehr mächtige Kalkbänke auf, die den Übergang in den Schlerndolomit vermitteln. Das dürfte wohl zeigen, daß die Verjüngung des Dolomites der Wand gegen S keine scheinbare, durch Schuttbedeckung vorgetäuschte ist, sondern tatsächlich besteht. Der unterste Teil des Gesteines der Wand enthält noch keulenförmige Seeigelstacheln und ist deutlich breschig. Er ist geschichtet und fällt mit den unterlagernden Cassianer Schichten annähernd parallel. Ich hatte überhaupt aus vielen Messungen den Eindruck, daß Lagerungsdiskordanzen in dieser ganzen Gegend nicht bestehen, sondern daß die geringen Verschiedenheiten des Einfallens nur auf örtliche Verbiegungen zurückgehn.

Die beschriebenen Verhältnisse, besonders die abweichende Beschaffenheit des Gesteines der keilförmigen Wand unmittelbar unter den oberen, blockreichen Cassianer Schichten, scheinen mir hier eine tektonische Erklärung auszuschließen.

Bevor wir uns nun dem Kamm des Kirchler Schroppens und den Hängen nordwestlich des Dürrensteingipfels zuwenden, wird es gut sein, zunächst wieder von ferne einen Überblick zu suchen. Als Standpunkt eignet sich etwa der Westhang des Meßnerköfeles oder auch der entferntere Badmeisterkofl (vergl. Taf. 1, Fig. 3, 4, Textfig. 6 u. 7). Unter der Dolomitmasse des Dürrensteins sieht man zunächst das große Cassianer Band hinziehen, das von hier aus hinter dem Sarlköfele verschwindet. Dann folgt auf dem Kamm gegen den Kirchler Schroppen wieder eine Dolomit- oder Kalkmasse. Sie wird links (östlich) durch einen Bruch abgeschnitten, der etwa NNE verläuft und an dem der Kirchler Schroppen gegen den Dürrenstein etwas gehoben ist. (Daß dies der Sinn der Bewegung ist, wird bei der genauen Beschreibung klar werden.) Jenseits der Störung setzt sich diese Dolomitmasse, nur von Schuttströmen unterbrochen, mit zunehmender Mächtigkeit in das Sarlköfele fort. Darunter sind wieder Cassianer Schichten, die allerdings zum guten Teil von Schutt verhüllt werden. Auf dem Kamm des Kirchler Schroppens sehen wir in der Gegend von Kote 2151 noch eine Dolomitmasse, die nach links (E) jedoch nur bis zum ersten großen Schuttstrom reicht. Man vergleiche die Abbildung 6 mit der vorhergehenden,

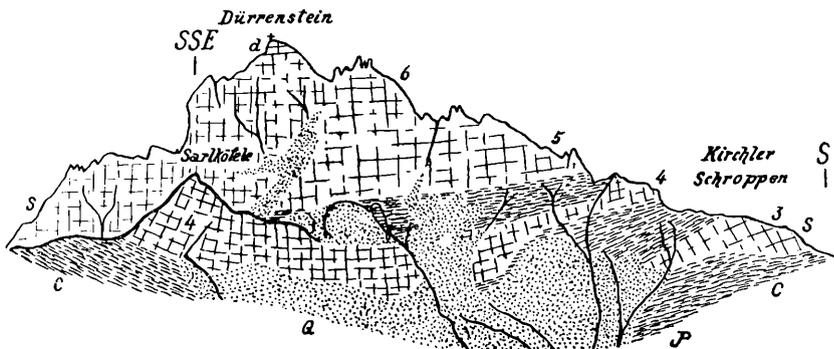


Fig. 6. Der Dürrenstein vom Badmeisterkofl aus. Etwa 1:30.000.
Vergl. Taf. 1, Fig. 4.

C = Cassianer Schichten

S = Schlerndolomit und zugehöriger Kalk

d = Dürrensteindolomit

Q = Schutt

3-6 = aufeinander folgende Linsen und Keile von Schlerndolomit.

um sich zu überzeugen, daß die Ansichten des Kirchler Schroppens von E und von N vollkommen zusammenstimmen.

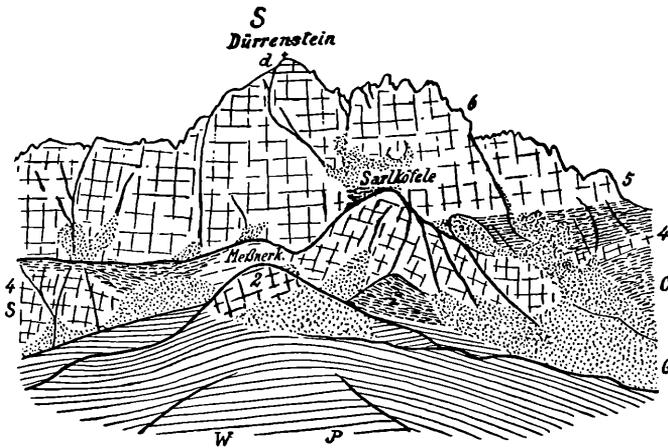


Fig. 7. Der Dürrenstein vom Westkamm des Sarlkofls. Etwa 1:30.000.
Vergl. Taf. 1, Fig. 3.

- | | |
|-------------------------|----------------------------|
| W = Wengener Schichten | 2-6 = Schlerndolomitmassen |
| C = Cassianer Schichten | d = Dürrensteindolomit |
| S = Schlerndolomit | Q = Schutt. |

Die Einzelbeschreibung setzen wir am besten auf dem Kamm des Kirchler Schroppens fort. Das große Cassianer Band bildet hier am Fuß der Hauptwand einen Sattel mit einem kleinen Hügel darin. Auf ihm ist das Einfallen 28° SE. Unter der Hauptwand ist die Neigung noch geringer. Der Bruch auf der Westseite dieses Sattels macht sich durch einige Harnische bemerkbar. Jenseits folgt ein ungeschichteter, hellgelber bis bräunlicher, mit Salzsäure lebhaft brausender Kalk, der bei der Verwitterung, besonders auf der Südseite des Kammes, einzelne rundliche Wandeln bildet, also wohl aus großen Blöcken aufgebaut ist. Auf der Nordseite sind die Wände höher und zusammenhängender. Wichtig ist, daß auf diesem Kalk westlich des Bruches noch Reste von Cassianer Schichten liegen, die durch dicker gebankte Kalke mit ihm verbunden sind. Daraus geht hervor, daß die massigen Kalke in das Liegende des großen Cassianer Bandes gehören und nicht etwa ein abgesunkener Teil des Gipfeldolomites des Dürrensteins sind. Der massige Kalk keilt südlich der großen Schlucht auf der Südseite des Kirchler Schroppens in den Cassianer Schichten aus. Am Ostende dieser Schlucht sieht man grobe, unregelmäßige Kalkbänke mit Cassianer Schichten wechselagern. Darunter folgt, deutlich im regelmäßigen Liegenden, eine einheitliche Masse von Cassianer Schichten. Kleine Brüche von nur wenigen Metern Sprunghöhe werfen die Grenze stellenweise, ohne das Bild wesentlich zu verändern. Die Cassianer Schichten sind in den oberen 40 m dünnbankig, mit reichlichen Mergelzwischenlagen. Darunter folgen etwa 10 m mächtige, festere Kalke. Sie bedingen den kleinen Hügel gleich östlich P. 2151 des Kirchler Schroppens. Darunter kommen wieder mehr mergelige Bildungen, die in der Schlucht gut aufgeschlossen sind. Hier ist unter ihnen kein wandbildendes Gestein mehr vorhanden. Auf dem Kamm des Kirchler Schroppens dagegen sieht man wenige Schritte nordwestlich P. 2151 sehr klar die Auflagerung der 34° S fallenden Cassianer Mergel auf einen hellgrauen, kristallinen, ungeschichteten, mit Salzsäure gar nicht brausenden Dolomit, der auf der Nordseite des Berges eine ziemlich lang hinziehende Wand von 80 bis 100 m Höhe bildet. Unter ihr erfolgt ein scheinbar ziemlich allmählicher Übergang über mittelgraue, dickplattige Kalke in gewöhnliche Cassianer Schichten. Gegen S muß dieser Dolomit rasch auskeilen, da er sonst durch die große Schlucht angeschnitten wäre. Dies wird durch die Ansicht von ferne, etwa vom Raner Berg aus bestätigt. Nun befinden wir uns in den Cassianer Schichten

des Schafriedelkammes, der zum Heimwaldkofl hinüber führt. Von ihnen wird im tektonischen Teil die Rede sein.

OGILVIE hat (1893) versucht, auch für den wiederholten Wechsel von Dolomiten und Mergeln auf dem Kirchler Schroppen eine tektonische Erklärung zu geben (vergl. bes. ihre Karte C). Es scheint mir aber, daß eine solche durch die von mir beobachteten Gesteinsübergänge ziemlich unmöglich gemacht wird.

Die Fortsetzung der bisher beschriebenen Verhältnisse auf dem Nordhang des Dürrensteins habe ich zunächst in dem Graben untersucht, der unweit der obersten Cassianer Schichten auf dem Kamm des Kirchler Schroppens beginnt und in nördlicher Richtung zur Kote 1789 verläuft. Der untere Teil ist hier allerdings ganz von Dolomitschutt verdeckt, der verhältnismäßig viele Korallenreste enthält. Erst in etwa 2000 m Höhe kommt man zu größeren Dolomitmaßen. Z. T. handelt es sich sicher um riesige Blöcke. Die Aufschlüsse gestatten nicht, zu entscheiden, ob dies auch für die größten Felsen, die auf der rechten Grabenseite liegen, gilt. Zur Zeit meines Besuches war ich geneigt, das Ganze für einen Bergsturz anzusehen. Jetzt ist es mir auf Grund späterer Erfahrungen fast wahrscheinlicher, daß es sich um an Ort und Stelle ausgewitterte Blöcke handelt, die wohl das Ostende des unteren Dolomites des Kirchlerschroppens andeuten. Im nächst westlicheren Graben ist 2030 m ü. d. M. weißer, zuckerkörniger, grusiger Dolomit aufgeschlossen, der schon sicher mit jener Masse zusammenhängt.

Die Cassianer Schichten, die darüber folgen, sind im unteren Teil sehr mergelig, dünn und eben geplattet. Reine Kalke und Breschen fehlen. Dagegen sind einzelne kleine Linsen ziemlich dunkel braungrauen, braun verwitternden Kalkes eingeschaltet. Man wird noch einigermaßen an Wengener Schichten erinnert. Das Einfallen ist 30° S. Echinodermenreste sind nicht selten. In 2055 m Höhe setzt mit scharfer Grenze eine mächtiger und weniger regelmäßig gebankte, kalkigere Gesteinsentwicklung ein. Hier treten auch linsenförmige Massen von Kalkbreschen auf. In 2120 m Höhe steht auf der linken Seite des Grabens oberhalb P. 1789 ein etwa 10 m mächtig erschlossener ungeschichteter, licht braungrauer, mit Salzsäure lebhaft brausender Kalk an. Er bildet augenscheinlich die Fortsetzung der ungeschichteten Kalke auf dem Kamm des Kirchler Schroppens. Etwas westlich dieser Stelle ist der Verband des massigen Kalkes mit den Cassianer Schichten in seinem Liegenden sehr gut zu sehen. Der Kalk löst sich gegen unten in Blöcke auf, zwischen denen überall dünnbankige Cassianer Schichten durchziehen (Taf. 4, Fig. 1; Taf. 3, Fig. 1). Diese sind jedoch nach der Salzsäureprobe hier vorwiegend aus Dolomit zusammengesetzt. Dagegen erwiesen sich die großen Blöcke wenigstens teilweise als Kalk, obwohl sie manchmal ziemlich kristallin sind. Gegen unten nimmt die Menge der Blöcke allmählich ab und die Cassianer Schichten werden kalkig. An Harnischen fehlt es in den Blockschichten nicht, doch hatte ich bei wiederholtem Besuch immer den Eindruck, daß sie auf recht untergeordnete Bewegungen zurückgehen. Gegen oben schließen die Blöcke immer mehr zu einer einheitlichen Masse zusammen. Hier ist das Gestein stellenweise auch ein weißer, kristalliner, grusiger Dolomit, der mit Salzsäure gar nicht braust. Es ist kein Zweifel, daß Dolomit und Kalk in dieser oberen Linse des Kirchler Schroppens innig und ziemlich unregelmäßig mit einander verbunden sind, was sich wohl nur durch eine unvollständige Dolomitisierung einer einst ganz kalkigen Masse erklären läßt. In den Cassianer Schichten des großen Bandes sind auch hier einzelne Blöcke vorhanden. Sonst sind diese Cassianer Schichten ziemlich dünnplattig, aber recht rein kalkig, nicht so mergelig, wie die tieferen. Einzelne dickere Kalkbänke sind eingeschaltet. Der Dolomit im Liegenden des großen Cassianer Bandes ist in durch Schutt etwas unterbrochenen Aufschlüssen bis zum Sarlköfele hinüber zu verfolgen. Seine Mächtigkeit scheint stark zu schwanken, was aber vielleicht teilweise durch Brüche bedingt ist, von denen einer ja schon erwähnt wurde.

Ein ausgezeichneter Aufschluß des Verhältnisses zwischen den Cassianer Schichten des großen Bandes und dem Dolomit unter ihm befindet sich auf der Westseite des Schuttstromes oberhalb P. 1897, bei einer auffallenden Zirbengruppe (Taf. 2, Fig. 3). Er muß beschrieben werden, um der Ansicht vorzubeugen, als könnte die Wiederholung der Cassianer Schichten in diesen Profilen durch Überschiebung erklärt werden. Der unterste Meter der wohlgebankten Cassianer Schichten über dem Dolomit braust kaum mit Salzsäure und sieht auch äußerlich noch dolomitähnlich, grusig aus. 2 m über dem Dolomit steht aber schon ein fester, lebhaft brausender Kalk an. Der oberste Teil des Schlerndolomites ist auch recht grusig, von einer Störung ist aber keine Spur zu sehen.

Die Cassianer Schichten fallen vollständig parallel mit ihrer Liegendgrenze S 10° W mit 53° Neigung. Wenige Meter über der Grenze sind allerdings schon Kleinfalten vorhanden.

Auf dem Kamm zwischen P. 2217 des Dürrensteins und dem Sarlköfele ist so gut wie gar kein Schutt vorhanden. Man kann hier die Cassianer Schichten von einem Schlerndolomit bis zum anderen verfolgen. Es sind Mergel mit einzelnen Breschenlagen. Gegen das Sarlköfele greifen sie zungenförmig ziemlich weit hinauf, ein Beweis, daß sie auch hier dem Dolomit aufliegen. Der hangendste Teil des unteren Dolomites ist recht grusig. Weiter gegen den Gipfel des Sarlköfeles zu herrscht heller, meist stark bröcklicher Dolomit, in dem ich längere Zeit vergeblich nach Diploporen gesucht habe.

Ehe wir weiter gehen, werfen wir vom Sarlköfele aus einen Blick auf den Kasamutz (vergl. Taf. 2, Fig. 2). Man kann in ihm drei Dolomitmassen unterscheiden. Die unterste verschwindet gegen W sehr rasch unter Schutt. Bei ihrer großen Mächtigkeit und der Steilheit der Wand, die sie bildet, setzt dies aber wohl voraus, daß sie hier überhaupt aufhört. Im Alter dürfte sie jedenfalls den Wengener Schichten oder sogar den Buchensteiner Schichten, nicht den Cassianer Schichten entsprechen. Sie setzt sich in den Schlerndolomit fort, der nordöstlich des Kasamutz die Buchensteiner Schichten unmittelbar überlagert. Über ihr folgt nur ein schmales Grasband, das aber wahrscheinlich doch eine Schiefereinlagerung oder wenigstens eine stärkere Trennungsfuge andeutet. Aufschlüsse habe ich auf ihm nicht gesehen. Die zweite Dolomitmasse bildet eine ganz besonders glatte, ungeschichtete, graue Wand. Gegen SW keilt diese Wand rasch im Schutt aus. Darüber folgt ein breites Band. Es ist teilweise mit Schutt bedeckt, teilweise läßt es aber gelbe, gebankte Cassianer Schichten sehen. Ohne scharfe Grenze liegt darauf die Dolomitmasse des Gipfels, die mehr gelblich und lückig aussieht. Dort, wo die zweite Masse auskeilt, in der Gegend von P. 2189 zwischen Sarlköfele und Kasamutz, schwillt die oberste stark an, um dann aber gleich wieder sehr abzunehmen. Der Kamm zwischen den beiden genannten Bergen besteht ein Stück weit aus Cassianer Schichten. Über eine geringe Strecke reichen diese nach N bis zum Schutt hinunter, so als ob der oberste Dolomit hier vollständig fehlte. Ganz sicher läßt sich dies wegen der starken Schuttbedeckung nicht erkennen. Auf jeden Fall gehört der oberste Dolomit des Kasamutz deutlich demselben Zug an, wie das Sarlköfele. Die Cassianer Schichten darunter entsprechen also schon den liegenden Cassianer Schichten des westlichen Kammes. Alles, was darunter ist, muß im Wesentlichen älter als Cassianer Schichten sein.

Steigt man von NE gegen den Kasamutz empor, so trifft man zunächst die schon auf S. 57 besprochene kalkige Entwicklung des Schlerndolomites. Weiter oben ist das Gestein wie gewöhnlich beschaffen. Auch der Ostkamm des Berges besteht aus Dolomit. Das Band von Cassianer Schichten, das nördlich unter dem Gipfel durchzieht, geht östlich P. 2334 zu Ende. Hier sind ziemlich schlechte Aufschlüsse in anstehendem, sehr unvollkommen geplattetem, fein kristallinem, grauem oder rötlichem Mergeldolomit (Salzsäureprobe). Schiefer sind wohl nur wegen der Ungunst der Aufschlüsse nicht zu sehen. Manche Stücke sind breschig. Einen besseren Einblick in die Gesteinsbeschaffenheit gewinnt man auf dem NW-Kamm des Kasamutz und in dem kleinen Graben, der vom Gipfel gegen WNW zieht. Hier ist das Gestein in 1—3 dm starke Platten gegliedert, oberflächlich ausgesprochen gelb gefärbt. Die Mächtigkeit des Bandes beträgt etwa 30 m, das Einfallen ist S 10° W mit 32° Neigung. Die Unterlagerung und Überlagerung durch Dolomit ist ausgezeichnet zu sehen. Der liegendste Teil der Cassianer Schichten ist ein grauer, mit Salzsäure gut brausender, plattiger Kalk, ganz von dem Aussehn wie in anderen Aufschlüssen. Der Übergang in den tieferen Dolomit wird durch einige dickere Bänke weißlichen, kristallinen Dolomites vermittelt. Gegen

oben nehmen die Cassianer Schichten die schon beschriebene dolomitische Beschaffenheit an. Der Dolomit des Kasamutzgipfels ist fein kristallin und fast weiß.

Begeht man die Flodigen Wiesen, so wird man sich keineswegs leicht klar darüber, ob die hier anstehenden Cassianer Schichten über oder unter dem Schlerndolomit des Kasamutzgipfels liegen. Der Kontakt ist durch Dolomitschutt verhüllt, das Einfallen konnte ich nirgends messen. Doch spricht der Umstand, daß die Cassianer Schichten auf den Rücken südlich des Kasamutz zungenförmig nach S heruntergreifen, während in den Gräben dazwischen Dolomit ansteht (vergl. das Kartenbild) dafür, daß das Einfallen ziemlich steil S ist, so daß der Dolomit des Gipfels in das Liegende der Cassianer Schichten gelangt. In demselben Sinn deutet ja auch entschieden der allgemeine Zusammenhang.

Zwischen dem Cassianer Keil unter dem Gipfel des Kasamutz und den Buchensteiner Schichten auf der rechten Seite des Sarlgrabens konnte ich auf dem NE-Hang des Kasamutz keine Schiefereinschaltung nachweisen. Einige Anzeichen sprechen aber dafür, daß doch vielleicht Spuren von Cassianer oder Wengener Schichten auch hier vorhanden sind. Auf der SE-Seite von P. 1942 nordöstlich des Kasamutzgipfels liegt eine größere Almwiese ohne Aufschlüsse. Auch findet man in dem Graben nordwestlich des Höhlensteiner Nocks oberhalb der Buchensteiner Schichten lose Stücke von Kalkbresche mit gelb verwitterndem Bindemittel, die an Cassianer Schichten oder deren Übergang in Wengener Schichten erinnert. Anstehend konnte ich sie nicht nachweisen. Man vergleiche auch das bei den Wengener Schichten (S. 81—82) Gesagte.

Meine Beobachtungen über die Beschaffenheit der Cassianer Schichten auf den Flodigen Wiesen habe ich schon in der allgemeinen Beschreibung dieses Schichtgliedes verwendet, so daß ich hier nicht darauf zurückzukommen brauche. In den Quellgräben des Flodigen Baches kommt unter den Cassianer Schichten überall der Schlerndolomit heraus, so weit nicht Schutt und Bergsturzmassen herrschen, wie es auf der Südseite in großer Ausdehnung der Fall ist. Cassianer Schichten erscheinen aber wieder in der Wand südlich der Quelle des Baches, etwa nordwestlich P. 1735 auf seiner rechten Seite. Nach der ganzen Sachlage kann es sich nur um die Fortsetzung des großen Cassianer Bandes handeln. Diese weicheren Schichten bilden nun am linken Hang des Rienztales ein sehr auffallendes, sich gegen S allmählich senkendes Band, auf dem mehrere Quellen entspringen. Erst in der Gegend südwestlich Stockerboden (Maut 1357) wird es undeutlich. OGILVIE wundert sich also (1893, S. 73) zu Unrecht darüber, daß man das allmähliche Auskeilen der Cassianer Schichten über dem Dolomit des Kasamutz in dem Dolomit des Nocks nicht sieht. Auf der Nordseite des Kasamutz ist ein solches Auskeilen ja tatsächlich zu erkennen. Die Cassianer Schichten der Flodigen Wiesen zieht aber in den Osthang des Dürrensteins weiter, wo sie schon MOJSISOVICS (1879, S. 276) bekannt waren, auf allen bisher veröffentlichten Karten allerdings nicht ausgeschieden sind.

Schon die losen Stücke auf dem Band — gelb verwitternde Kalke mit Breschen und Fossilbruchstücken — lassen auf Cassianer Schichten schließen. Es sind aber auch recht gute Aufschlüsse vorhanden, u. zw. in dem Graben gleich südlich P. 1735 (dem ersten südlichen Parallelgraben zum Flodigen Bach) und in dem unbewachsenen Graben nordwestlich Stockerboden (nördlich der beiden Quellen). Das Einfallen schwankt zwischen W und SSW mit etwa 30° Neigung. Der untere Teil der Cassianer Schichten ist hier sehr reich an dunklen Schiefen, so daß er fast an Wengener Schichten erinnert. Die eingeschalteten Kalke aber sind wulstig-plattig, graubraun, manchmal oolithisch, nicht selten fein breschig. Sie enthalten gelegentlich Fossilgrus und ziemlich selten auch Kieselknollen. An der Zugehörigkeit zu den Cassianer Schichten ist kein Zweifel. Oft sind die Kalke rein, stellenweise aber ziemlich sandig. Gegen oben treten die Schiefer zurück, die Kalke werden dann dickbankig und gehen in Dolomit über. Schärfer ist die Liegendengrenze. Der untere Dolomit ist grau oder orange gelb, ganz von weißen Spatadern durchsetzt. Hier dürfte wohl eine starke Differentialbewegung erfolgt sein. An der obersten Spitze des Schuttkegels westlich Stockerboden steht ein sehr hell bräunlicher, unvollkommen gebankter Kalk mit massenhaft kieseligen Adern an. Wahrscheinlich gehört er auch in das Liegende des Cassianer Bandes, dieses selbst ist aber hier nicht aufgeschlossen.

Das südlichste Ende des Bandes bilden die Aufschlüsse von Cassianer Kalk ganz unten am Ausgang des Helltales. Es handelt sich um hell graubraune, grau verwitternde, plattige Kalke ohne Fossilien, aber mit einzelnen dunkelgrauen Schieferzwi-

schenlagen. Unter ihnen sieht man noch helle, schlecht gebankte Kalke, über ihnen nur Schlerndolomit. Das Einfallen dieser Schichten ist S 35° W mit 15° Neigung. Die Gesamthöhe der Aufschlüsse beträgt etwa 40 m.

Was weiter südlich noch von an Cassianer Schichten erinnernden Ein-schlüssen im Schlerndolomit vorhanden ist, kann in Anbetracht der Lagerung nicht mehr mit dem großen Band in Zusammenhang stehen. Es handelt sich vielmehr um vereinzelte Vorkommen, die wir uns wohl als unter dem Dürrenstein durchgreifende Ausläufer der viel mächtigeren Cassianer Schichten der Seelandalpe zu denken haben. Spuren solcher fossilführender, hellbrauner Kalke findet man am Weg von Landro in das Helltal (vergl. S. 60). Bei der Brücke westlich der Kirche von Landro sind am Fuß der Wände einige nur ungefähr 2 dm starke Bänke vorhanden. Sie bestehen aber aus einem hellgrauen, kristallinen Dolomit. Wo die Felswand sich westlich des Dürrensees der Straße stark nähert, wurde sie an drei Stellen untersucht. Es wurde aber nur Schlerndolomit gefunden.

Gerade östlich P. 1973 der Geierwand, bei einem Bahnwächterhaus, sind knapp über der Straße einige Bänke plattigen, hellbraunen Kalkes vorhanden, die zusammen etwa $\frac{3}{4}$ m Mächtigkeit einnehmen. Das Gestein im Hangenden ist grauer, subkristalliner Kalk, das im Liegenden weißer, kristalliner Kalk.

Am schönsten sind aber die Aufschlüsse in dem Schotterbruch an der SE-Ecke der Geyerwand, gleich über der Straße (vergl. Taf. 2, Fig. 4). Sie sind schon BLAAS (1902, S. 668) aufgefallen. Hier sind wieder richtige Cassianer Schichten vorhanden, dünnbankige bis plattige, hellbraune bis ziemlich dunkel graue Kalke mit schwärzlich-grauen, bis mehrere Zentimeter mächtigen Schiefererzwischenlagen. Die Schichtflächen sind oft leicht wulstig, mit schwärzlichem oder grünlichem Belag. Manche Teile des Kalkes sind ausgesprochen kleinbreschig. Die Lagerung ist fast flach, mit vielen schwachen Verbiegungen. An Versteinerungen waren nur vereinzelte Seeigelstacheln zu finden (*Cidaris cf. wächteri* Wissm. = *brauni* Des.). Diese Cassianer Schichten greifen fingerförmig gegen NE in ungeschichtete, helle Gesteine ein und keilen in ihnen aus. Außerdem sind mehrere linsenartige Körper massigen Gesteins vorhanden, die aber von den Cassianer Schichten nicht wie die Riffblöcke umzogen werden, sondern seitwärts Schichtung annehmen und in sie übergehen. Die ungeschichteten Gesteine sind teils Kalk, teils Dolomit.

So ist die unterste dicke Bank ganz rechts im Bild ein hellbrauner, mit Salzsäure äußerst lebhaft brausender Kalk. Auch die linsenförmige Masse links zwischen den beiden Cassianer Lagen ist heller Kalk. Das Gestein ganz links über der oberen Cassianer Lage ist grau, subkristallin und braust mit Salzsäure nicht allzu lebhaft. Die dritte dicke Bank ganz rechts dagegen ist ein weißer, hochkristalliner Dolomit mit einzelnen unscharf begrenzten, mehr grauen und dichten Stückchen darin. Beide Gesteinsarten brausen mit Salzsäure nicht.

Ich sehe die Bedeutung dieses Aufschlusses ganz besonders in seinem Gegensatz gegen die früher beschriebenen Vorkommen von Riffsteinen. Es wird dadurch verdeutlicht, daß diese keine an Ort und Stelle gewachsenen Kalklinsen sind.

Das Verhältnis zwischen Cassianer Schichten und Schlerndolomit im Stock des Dürrensteins wurde sehr ausführlich beschrieben, weil ich glaube, daß es theoretisch ungemein wichtig ist. Blicke ich auf die Beobachtungen, die den letzten Seiten zugrunde liegen, zurück, so muß ich sagen,

daß meiner Meinung nach ein Korallriff, das sich steil, aber aus nicht sehr großer Tiefe erhebt, in fossilem Zustand kein anderes Bild liefern könnte. Natürlich hat es sich nicht um ein der Tiefsee entragendes Atoll, sondern um ein Gebilde eines flachen, küstennahen Meeres gehandelt, eines Gebietes, in dem die Sedimentation auch ohne die Tätigkeit der Riffbildner ziemlich lebhaft war. Immerhin scheint die Wassertiefe im Bereich der Heimwaldschichten — wie wir sahen — wohl hundert oder einige hundert Meter betragen zu haben. Die Mächtigkeit des Rifffes war recht bedeutend. Was es von einem Hochseeriff unterschied, war nur der Umstand, daß es nie mit dieser ganzen Mächtigkeit über seine Umgebung emporragte, sondern Hand in Hand mit seinem Wachstum einsedimentiert wurde. Die grundsätzlich wichtigste Beobachtung ist meiner Ansicht nach die über die große Verbreitung der Riffflöcke, die teils noch kalkig, teils dolomitisiert und öfter reich an Korallen sind. Solche große Gesteinsmassen können nach meiner Überzeugung nur im Bereich der Brandung losgelöst und nur entlang einer sehr steilen Böschung bis in das Gebiet der Cassianer Schichten hinunter gerollt worden sein. Damit ist die Riffform des Schlerndolomites gegeben. Ich weise noch darauf hin, daß nach den von mir schon gesammelten älteren und eigenen Beobachtungen die Riffflöcke auch sonst in den Dolomiten eine recht häufige Erscheinung sind. Im Übrigen behalte ich mir vor, an anderer Stelle auf die ganze Korallrifflehre eingehender zurückzukommen.

Anhangweise sei hier noch auf ein zweifelhaftes Vorkommen von Cassianer Schichten hingewiesen. Es handelt sich um ein mangelhaft aufgeschlossenes Gestein am Westfuß des Lungkofls, südwestlich der unteren Wengener Schichten. Man sieht hier graue, knollige oder plattige Kalke mit Kalkbreschen und einzelnen Hornsteinen. Eine scharfe Grenze gegen die Wengener Schichten konnte ich nicht finden. Typische Gesteine der Buchensteiner Schichten fehlen ganz. Eher könnte man bei manchen Stücken an Pragser Schichten denken. Auffallend sind einzelne rötliche Gesteinsteile. Ich war nicht imstande, in diesem Gestein ein bestimmtes Schichtglied sicher wiederzuerkennen. Da es aber noch am ehesten an stark kalkige Cassianer Schichten erinnert und durch diese Deutung die Tektonik verhältnismäßig am einfachsten wird, habe ich es bis auf weiteres als Cassianer Schichten eingetragen. Der einzige in der Gegend gefundene kleine Ammonit erwies sich — wie schon auf S. 33 ausgeführt — als unbestimmbar und stratigraphisch wertlos. Bei KOKEN (1913, S. 34) finde ich die Angabe, daß *Conocardia verae*, ein Fossil der Cassianer Schichten, «häufig unter dem Lungkofl» gefunden worden sei. Wie so oft, ist diese Bemerkung zu knapp, als daß man geologisch etwas mit ihr anfangen könnte.

Zuletzt bleibt uns noch zu besprechen, ob im Hangenden der Cassianer Schichten der Dürrensteingruppe überall Schlerndolomit — wenn auch von wechselnder Mächtigkeit — vorhanden ist, oder ob es Stellen gibt, wo darüber unmittelbar Raibler Schichten beziehungsweise der gleich zu besprechende Dürrensteindolomit folgen. Wenn man sieht, wie auf der Westseite des Dürrensteins immer höhere Teile des Schlerndolomites durch Mergel ersetzt werden, ist der Gedanke ja naheliegend, daß dieser Vorgang schließlich den ganzen Dolomit ergreifen kann.

Auf der Seelandalpe eignet sich nur eine Stelle gut zur Untersuchung

unserer Frage, das sind die Aufschlüsse an der Straße Plätzwiesen—Schluderbach, gerade südlich des alten österreichischen Werkes Plätzwiesen (etwa nordöstlich des Gipfels des Knollkopfes, oberhalb der Quelle). OGILVIE (1893, S. 76 u. Karte C) nimmt auch hier einen west-östlich verlaufenden Bruch an. Meine wiederholte Untersuchung hat aber diese Deutung nicht bestätigt. Ehe ich die Aufschlüsse im Einzelnen bespreche, muß ich vorausschicken, daß der gebankte Dolomit, der den verhältnismäßig sanft geneigten Westhang des Dürrensteins bildet und den ich als Dürrensteindolomit bezeichne, meiner Überzeugung nach nicht mit dem Schlerndolomit vereinigt werden darf, sondern jünger und eine Vertretung tieferer Teile der Raibler Schichten ist. Die Gründe dafür werden im nächsten Kapitel dargelegt werden.

Das Profil an der untersuchten Stelle ist das folgende:

1) Das tiefste Schichtglied, das an der Straße unter dem Schutt hervorkommt, sind horizontal liegende, graue, gelb verwitternde, wulstige Kalke. Sie erscheinen etwa ostnordöstlich der unter der Straße gelegenen Quelle. Sie enthalten Sphaerocodien, viele Crinoidenstiele und Seeigelstacheln, hie und da auch Querschnitte anderer Fossilien. Graue Mergel stehn mit ihnen in Verbindung. Nordnordöstlich der Quelle beugen sich die Schichten herab, so daß sie 41° W fallen. Die Straße kommt daher rasch in das Hangende.

2) Die Bänke werden mächtiger, etwa $\frac{1}{2}$ —1 m dick. Das Gestein ist ein ziemlich hell grauer, mit Salzsäure lebhaft brausender Kalk. Mächtigkeit etwa 4 m. In losen Stücken Lumachellen mit Seeigelstacheln, Gastropoden, Brachiopoden usw.

3) 1 m mächtige Bank, ganz erfüllt von Stockkorallen («Lithodendren»). Sie braust mit Salzsäure sehr lebhaft. Es dürfte wohl diese Bank sein, die schon OGILVIE (1893, S. 41 u. 44) und VOLZ (1896, S. 101) aufgefallen ist. Dieser rechnet sie noch zu den oberen Cassianer Schichten, jene richtiger zu den Raibler Schichten. Nach VOLZ ist die häufigste Art darin *Omphalophyllia zitteli* Volz.

4) $\frac{1}{2}$ m mächtige Bank, die ganz mit kleinen Brachiopoden erfüllt ist. Das ist das Gestein, aus dem KOKEN (1913, S. 38) *Spiriferina* aff. *fortis* als recht häufig an gibt. Mit Recht bemerkt er dabei, daß das Lager dieser Art sich über den Seelandschichten befindet. Ich selbst habe aus dieser Bank folgende Arten gesammelt:

Spirigera (*Dioristella*) *indistincta* Beyr. sp., massenhaft,

Spiriferina gregaria Suess,

Terebratulula (*Dielasma*) *bittneri* Wöhrm.

Auf die Frage, wie sich diese letzte Art zu *Ter. wöhrmanniana* Bittn. und zu *Ter. paronica* Tomm. verhält, lasse ich mich nicht ein. Mein Stück stimmt am besten mit WÖHRMANN's Abbildungen (1889, besonders Fig. 34) überein. *Spirigera indistincta* kommt sowohl in der cordevolischen als in der jüdischen, vielleicht auch noch in der tuvalischen Stufe vor. Die beiden anderen Arten scheinen aber auf die karnische Hauptstufe (ausschließlich des Cordevols) beschränkt zu sein — wenn man von den offenbar doch nicht ganz typischen Stücken der *Spiriferina gregaria*, die TOULA (1913, S. 93) erwähnt, absieht. Die Faunula scheint also eher auf unterstes Karinth, als auf oberstes Ladin zu deuten.

5) Deutlich kristalliner, braungrauer, mit Salzsäure nicht brausender Dolomit. Gegen oben wird er heller. Einzelne Korallenstöcke. Mächtigkeit 10 m.

6) Weißer, gebankter Dürrensteindolomit. Er fällt westsüdwestlich des Werkes 19° WNW. Weiter im N trägt er dann die roten Schiefer der Plätzwiesschichten.

Von den Störungen, die auch in der Gegend des Werkes Plätzwiesen vorkommen, soll erst später die Rede sein. Es ist jedoch aus dem Gesagten klar, daß sie das eben besprochene Profil nicht betreffen. Wenn man — wie ich es für richtig halte — den Dürrensteindolomit vom Schlerndolomit trennt, haben wir also ein Profil vor uns, in dem der Schlerndolomit fehlt, mit anderen Worten ein Profil, in dem innerhalb der ladinischen Stufe (in meinem Sinn) aller Wahrscheinlichkeit nach gar kein

Dolomit vorhanden ist. Nach E, gegen die Strudelalpe zu, stellt sich ungeschichteter Schlerndolomit allerdings rasch wieder ein. Seine Liegendgrenze ist hier nicht aufgeschlossen, doch muß sie ziemlich hoch oben, ein gutes Stück über der Straße verlaufen, so daß seine Mächtigkeit zunächst nur gering ist. Man kann dies aus der Lage der Wände, aus dem Austritt der Quellen und aus der Beschaffenheit des Schuttes schließen, der bis hoch hinauf Cassianer Kalke und Übergangsgesteine zum Schlerndolomit enthält.

13. Dürrensteindolomit.

a) Definition.

Der Kamm des Dürrensteins und der Hang gegen die Plätzwiesen galten bisher allgemein als Schlerndolomit (so etwa bei DIENER und ART-HABER, 1903, S. 29). Allerdings war schon lange aufgefallen, daß dieser oberste Schlerndolomit sich hier wie an vielen anderen Stellen von der Hauptmasse durch seine gute Schichtung unterscheidet. Das bemerkte schon LORETZ (1873 a, S. 289), ohne allerdings die große Verbreitung des geschichteten Dolomites zu erkennen. Später hat er seine Beschreibung erweitert (1874, S. 433—34). Er erwähnt das Auftreten von Megalodonten (S. 436). Die Oolithkörner, von denen er spricht, sind jedenfalls wenigstens teilweise Sphaerocodien. Auch der Übergang in mergelige Schichten wird besprochen, wobei allerdings der Fehler unterläuft, die roten Tone als junges Verwitterungsprodukt der mergeligen Dolomite zu betrachten. MOJ-SISOVICS beschreibt ebenfalls die wohlgeschichteten, oft grob oolithischen Dolomite, die er für eine Vertretung der obersten Cassianer Schichten hält (1875, S. 730; 1879, S. 490—91). Am Dürrenstein sollte dieses oberste geschichtete Gestein ein dolomitischer Kalk sein (1879, S. 279), was ich allerdings nicht bestätigen kann. In den Figuren auf S. 277 und 278 ist es besonders ausgeschieden. LORETZ hat auch besonderen Wert darauf gelegt, daß die schräge Fläche des Dürrensteins geologisch dem Schlernplateau entspricht (1873 b, S. 617; 1874, S. 434).

Daß ähnliche geschichtete Dolomite in derselben geologischen Lage ziemlich weit verbreitet sind, wird weiter unten noch gezeigt werden. Das allein wäre wohl kein Grund gewesen, für das Gestein einen eigenen Namen einzuführen, zumal ja im Nonsberg auch die tieferen Teile des Schlerndolomites sehr gut geschichtet sind. Dagegen spricht das Auftreten von etwa faustgroßen Megalodonten meiner Meinung nach an sich dafür, daß der geschichtete Dolomit des Dürrensteins nicht mehr ladinisch, sondern obertriadisch ist (vergl. S. 61). Damit fällt er aber aus der Definition des Schlerndolomites heraus. Er könnte allerdings grundsätzlich als Hauptdolomit bezeichnet werden, doch wäre dies kaum vorteilhaft, weil es das Kartenbild unnötig verwirrt, wenn ein Teil des Hauptdolomites unter den «Raibler Schichten» liegt. Es schien mir also besser, einen besonderen Namen zu wählen.

Die Definition des Dürrensteindolomites ist etwas schwierig und kann nur vorläufig festgesetzt werden. Er ist ein wohlgebankter, heller Dolomit karnischen Alters mit Megalodonten. Doch soll der Begriff des Dürrensteindolomites nur dort angewendet werden, wo die der Definition ent-

sprechenden Gesteine vom norischen Hauptdolomit deutlich abtrennbar sind. Dagegen soll die Aufstellung des neuen Namens nicht dahin gedeutet werden, daß nun kein karnischer Dolomit mehr zum Hauptdolomit gezählt werden dürfte, denn das ist in vielen Fällen nicht zu vermeiden. Ganz ähnlich verhält es sich mit dem rhätischen Grenzdolomit der Brentagruppe, der hier als selbständiges Schichtglied auftritt, während in anderen Gebieten rhätische Bestandteile wahrscheinlich untrennbar im Hauptdolomit stecken. Die Frage, wie sich der Dürrensteindolomit zum *Megalodon*-Dolomit von Raibl verhält, kann wohl erst in einem größeren Rahmen entschieden werden. Der Umstand, daß dieser den Raibler Schichten eingeschaltet ist, würde allein eine verschiedene Benennung wohl nicht bedingen. Bei einem Besuch schien mir aber das Gestein von Raibl doch auch faziell, durch seine mehr graue Farbe, den viel größeren Fossilreichtum usw., recht deutlich vom Dürrensteindolomit verschieden zu sein. Vorläufig wenigstens wird man beide besser getrennt halten und verschieden benennen.

b) Beschaffenheit.

Mit Ausnahme der deutlichen Bankung und der hellen Farbe sind die Eigenschaften des Dürrensteindolomites ziemlich wechselnd. Das Korn ist manchmal recht grob, zuckerig, manchmal aber auch kaum mit freiem Auge sichtbar. Die Farbe wechselt zwischen weiß, gelb und bräunlich. Eine Änderung dieser beiden Merkmale von oben gegen unten kann ich nicht sicher behaupten, vielleicht nur deshalb, weil man beim Begehen des Dürrensteinhangs schwer sagen kann, in welchem Teil des Schichtgliedes man sich jeweils befindet. Dagegen ist in den Steilabbrüchen gut zu erkennen, daß die Schichtung von unten gegen oben allmählich feiner wird. Anfangs sind die Bänke mehrere Meter mächtig. Der Übergang in den plattigen hangenden Teil erfolgt — wenigstens stellenweise — so, daß die mächtigeren Bänke sich in viel dünnere, etwa 1—2 dm starke, unterteilen. Die Schichtflächen sind im unteren Teil des Gesteines oft recht uneben. Im Gegensatz zu dem, was man sonst gewohnt ist, scheint die Schichtung oft dort deutlich zu sein, wo der Fels frisch abgebrochen ist. Auffallend sind kleine, rundliche Löcher, die ich an mehreren Punkten massenhaft im Dolomit beobachtet habe, die ich aber nicht zu deuten vermag.

Die Mächtigkeit des Dürrensteindolomites ist wegen seiner unscharfen Liegendgrenze nur schwer zu schätzen. Sie dürfte etwa mit 100 bis 200 m anzunehmen sein.

Die Verbreitung des Dürrensteindolomites ist aus der Karte ersichtlich. Es sollen nur einige Stellen angegeben werden, wo sein Verhältnis zum Schlerndolomit gut zu sehen ist. Ich beschränke mich zunächst auf die Dürrensteingruppe selber.

Wo der gewöhnliche Weg vom Hotel Plätzwiesen auf den Dürrenstein zum ersten Mal den Grat erreicht, so daß man in die Ostwände hineinsieht, hat man unter sich noch etwa 100 m geschichteten Dolomites, bevor der Übergang in den ungeschichteten Schlerndolomit erfolgt ist. Von hier zieht die Grenze ziemlich knapp nördlich um den Gipfel herum durch die Steilwand. Im Helltal trifft man bei 2000 m Höhe auf der rechten Seite zum ersten Mal eine recht grobe Bankung. Von etwa 2060 m an herrscht der gebankte Dolomit dann allein. Am Oberrand der Helltaler Schlechten ist

der Dürrensteindolomit gut zu erkennen. Dagegen ist er auf der Nordseite der Strudelköpfe nicht gut zu sehen, wohl deshalb, weil er hier schon vorwiegend in dem begrasten Hang liegt. Man geht über ihn, wenn man von P. 2194 ostwärts gegen den Gipfel des westlichen Strudelkopfes hinaufsteigt. Der oberste Teil der Wand nördlich P. 2276 des östlichen Strudelkopfes besteht noch aus geschichtetem Dolomit. Südlich davon aber, auf P. 2096, ist keine Schichtung mehr zu erkennen. Die Wände südlich P. 2056 beim Werk Plätzwiesen sind mit Ausnahme des allerobersten Teiles ungeschichtet. Auch am Fahrweg vom Sattel 2194 gegen die Plätzwiesen sieht man nur Spuren von Schichtung. Man befindet sich hier im untersten Teil des Dürrensteindolomites. Erst weiter nördlich wird die Bankung deutlich.

c) Verbreitung außerhalb der Dürrensteingruppe.

Von der Strudelalpe aus sieht man, daß der oberste Teil des den M. Piano aufbauenden Dolomites deutlich und vollständig horizontal geschichtet ist. Es wird sich wohl um Dürrensteindolomit, vielleicht nur um dessen tiefere Lagen, handeln.

Der Dolomit des Gipfelteiles von P. 2259 des Daums ist sehr deutlich geplattet und fällt steil S. Er wurde als Dürrensteindolomit ausgeschieden. Die Gipfel des Heersteins, P. 2416 und 2449, bestehen schon aus ungeschichtetem Schlerndolomit. Man sieht von hier aus gut, wie das Gestein auf dem südöstlichen Vorgipfel gegen das Hangende zu allmählich Schichtung annimmt. Auf dem Kamm der Zwölf Apostel reicht sie ein gutes Stück in die Nordwand hinein. Der Heersteinturm (auf den Karten nicht eingetragen, zwischen Heersteingipfel und Oberende der Grünen Klamm) ist ungeschichtet. Die SE-Seite der Zwölf Apostel besteht aus sehr gut gebanktem Dolomit. Der Hang entspricht fast genau einer Schichtfläche. Manche Bänke sind hier ausgesprochen breschig. In dem ersten Graben südlich P. 1942 am Westende des Heersteinkammes (Schafriedel) ist das Gestein schon sehr dünnplattig.

In der Gegend des Pragser Wildsees ist das Ausstreichen der karnischen Schichten ein Stück weit durch Störungen unterbrochen. Der Dürrensteindolomit erscheint wieder nördlich der Senneser Kar-Spitze. Der Südhang des Schwarzberges kann zwar nicht weit unter ihm liegen, wurde aber doch noch zum Schlerndolomit gezogen. Sehr gut ist der Dürrensteindolomit dann wieder auf der Nordseite der Seitenbachspitzen zu sehen (nördlich des Col di Ricegon; der Name ist nur auf FREYTAG's Übersichtskarte angegeben). Er bildet hier vor allem den obersten Teil des Ostkammes. Bei Besprechung des nächsten Schichtgliedes komme ich auf diese wichtige Stelle genauer zurück (vergl. auch Taf. 4, Fig. 4). Auf der Südseite der Campospitze östlich des Paratscha nehmen wohlgebankte, teilweise deutlich mergelige Dolomite einen breiten Raum ein. Auf der linken Seite des Krippesales sieht man in der Gegend des Sattels 2011 gebankten Dolomit (vergl. dazu auch MUTSCHLECHNER, 1932, S. 198).

Daß der Dürrensteindolomit auch außerhalb der Pragser Dolomiten vielfach entwickelt und vom Schlerndolomit deutlich trennbar ist, soll nur an wenigen Beispiel gezeigt werden. Er muß allerdings dort weniger mächtig sein, wo die Fazies der Raibler Schichten weiter hinunter reicht, als die Plätzwiesenschichten unseres Gebietes (siehe unten).

Der oberste «Schlerndolomit» der Settsassgruppe enthält Megalodonten und massenhaft «Oolithe» (MUTSCHLECHNER, 1934, S. 214). Die sog. Oolithe sind nach meinen Beobachtungen kleine Sphaerocodien. Das selbe gilt wahrscheinlich von den «Diploporen», die OGILVIE GORDON gelegentlich (1927 I, S. 150) aus demselben Gestein angibt, aber später nie mehr erwähnt, also wohl selbst jetzt anders deutet. Auf den Bergstöcken der Sella, Gardenazza usw. ist nach OGILVIE (1893, S. 47) das Gestein unmittelbar unter den fossilführenden Raibler Schichten ein geschichteter, manchmal sandiger Dolomit von unterkarnischem Alter. Vergl. dazu REITHOFER, 1928 a, S. 293 und 1928 b, S. 544. Schließlich ist das, was MOJSISOVICS (1879, S. 177) geschichteten Dolomit des Schlern nennt, wohl nichts anderes, als unser Dürrensteindolomit. (Vergl. DIENER u. ARTHABER, 1903, S. 13 u. 14; WÖHRMANN, 1894, S. 736). Dieser Dolomit soll allerdings seitlich in ein ungeschichtetes Gestein übergehen. Es ist aber möglich, daß der Übergang durch die von OGILVIE GORDON entdeckten Brüche (1927 I, S. 218 und Karte) vorgetäuscht wird. Leider hat sich diese Verfasserin — wohl in übermäßiger Scheu vor Polemiken — über den fraglichen Punkt nicht geäußert.

Im Wettersteinkalk des Wettersteingebirges kann man eine hangende Zone ausscheiden, die sich durch dünne Schichtung, gelbe oder bräunliche Farbe und das Auftreten von Megalodonten mittlerer Größe auszeichnet. Es ist sehr naheliegend, hier an eine kalkige Vertretung unseres Dürrensteindolomites zu denken (siehe AMPFERER u. OHNESORGE, 1924, S. 20). Bei Beschreibung der Reiteralpdecke sagt HAHN (1913, S. 389): «Die Hauptmasse der karnischen Stufe aber ist heller Dolomit mit kleinen Megalodonten.»

d) Versteinerungen.

Sie beschränken sich nach meinen bisherigen Beobachtungen auf Sphaerocodien und Megalodonten. Jene sind mir besonders in manchen Bänken gleich südlich des Dürrensteingipfels aufgefallen. Eine Mikrostruktur konnte ich in ihnen nicht nachweisen.

Die Megalodonten des Dürrensteins werden von A. KUTASSY unter den Namen *Megalodon triqueter* Wulf. sp. var. *pannonica* Frech und *Meg. piae* Kutassy beschrieben werden. Eine genaue Altersbestimmung gestatten diese Arten leider nicht. Die erste bestätigt aber doch die Ansicht, daß es sich nicht um Ladin handeln kann (vergl. KUTASSY, 1934, S. 48). Hier sei nur die Fundstelle möglichst genau angegeben. Die besten Stücke stammen aus der auf der Sektionskopie ersichtlichen Felsmasse gleich nördlich P. 2446 des Dürrensteinkammes am Abschluß des Helltales. Sie kommen hier sowohl im Anstehenden als im Blockwerk vor. Das Gestein ist ziemlich feinkörnig. So viel ich es beurteilen konnte, gehört es einem tieferen Teil des Dürrensteindolomites an. Kleinere und dünnschaligere Megalodonten, die ich jedoch nicht freilegen konnte, fand ich auch schon etwas nördlich P. 2568 in mehreren losen, offenbar zusammengehörigen Dolomitplatten.

Erinnert sei schließlich an die schon oben (S. 114) erwähnten Stockkorallen beim Werk Plätzwiesen.

e) Entstehung.

MOJSISOVICS (1879, S. 503) deutet das Auftreten grobkörniger Oolithe im geschichteten Dolomit über dem Schlerndolomit als ein Zeichen, daß das Riff über den Meeresspiegel hinausragte. Die Schichtung wird (S. 509) auf Abschwemmung trockengelegter Riffmassen zurückgeführt und damit das Hinausgreifen unseres Dürrensteindolomites in das Gebiet der Mergelfazies erklärt. Mir scheinen so weit gehende Schlüsse kaum genügend begründet. Aus den Algen, Korallen und schwerschaligen Muscheln wird man jedenfalls auf ganz geringe Wassertiefe schließen dürfen. Das Übergreifen auf das Gebiet der Cassianer Schichten setzt nur die Erscheinung fort, die schon während der ganzen Bildung des Schlerndolomites vorherrschte. Sie beruht vielleicht hauptsächlich auf verringerter Zufuhr fremden Sedimentes. Die Schichtung zeigt jedenfalls an, daß der Dürrensteindolomit nicht im selben Sinn ein «Riffgestein» ist, wie der Schlerndolomit. Auf das Wesen dieses Unterschiedes einzugehen, ist hier kaum der Platz.

14. Plätzwiesschichten.

a) Beschaffenheit im Bereich der Karte.

Die eigentümlichen Schwierigkeiten, die bei der Behandlung der jüngeren karnischen Schichten zu überwinden sind, zwingen mich, den Stoff hier etwas anders anzuordnen, als bei den älteren Schichtgliedern. Wir müssen zuerst die Gesteine kennen lernen, mit denen wir es zu tun haben. Dann erst können wir uns der Frage nach ihrem Alter und ihrer richtigen Benennung zuwenden. Da ferner die Entwicklung in den verschiedenen, obertags nicht mit einander zusammenhängenden Aufschlüssen nicht gleich ist und gerade diese Verschiedenheit zu den wichtigsten Punkten der Untersuchung gehört, ziehe ich es vor, die Gesteine in geographischer Anordnung — von E nach W fortschreitend — zu beschreiben.

Von den karnischen Schichten der Plätz-Wiesen hat schon LORETZ (1873, S. 289) eine kurze, aber recht gute Darstellung geliefert. Er nennt die mergeligen Dolomite, die bunten, gipsführenden Mergel usw. Er rechnet aber auch Lumachellen in den Verband derselben Schichten.

Merkwürdig ist die kurze Kennzeichnung des Schichtgliedes bei DALPIAZ (1934, S. 167), weil sie mit meinen Befunden gar keine Ähnlichkeit hat.

OGILVIE gibt (1893, S. 41) ein Profil. Das Fehlen der sonst in der karnischen Stufe weit verbreiteten unteren, fossilführenden Sandsteine und Kalke, der eigentlichen Raibler Schichten, wird betont. Gegen unten soll ein allmählicher Übergang in den Schlerndolomit bestehen. Hier ist also die Meinung angedeutet, daß am Dürrenstein ein karnischer Dolomit, unser soeben beschriebener Dürrensteindolomit, vorhanden sei, der die unteren Raibler Schichten vertritt.

Zwischen dem Dürrensteindolomit und den oberkarnischen Schichten läßt sich weder auf den Plätzwiesen noch sonst wo im kartierten Gebiet eine scharfe Grenze ziehen. Der Dolomit wird in der Umgebung des Hotels Dürrenstein immer dünner geschichtet, oft auch mergelig, merklich grau, teilweise recht zerreiblich. Rauhackenartige weichere Lagen schalten sich ein. Man findet ganz gute Aufschlüsse dieser Gesteine, die ich schon zu

den oberkarnischen Schichten rechne, an der Strasse nordwestlich des Hotels, wo zur Zeit meiner Aufnahme auch frische Aufgrabungen waren.

Anzeichen einer seitlichen Verzahnung der «Raibler Schichten» mit mächtigeren Dolomitbänken (KLEBELSBERG, 1928, S. 248—49) habe ich nicht gefunden.

Der Sattel 1971 südwestlich des Hotels bildet die Wasserscheide zwischen Stollgraben und Knappenfußtal. Hier ist der Boden stark rötlich, so daß wohl rote Schiefer anstehn. Dasselbe Gestein dürfte sich bis P. 1986 hinüberziehen. Gute Aufschlüsse sind hier aber nirgends zu finden. Einen Einblick in den Aufbau der roten Schiefer gewinnt man nur in der Schlucht westlich P. 1971. Die schönsten Aufschlüsse sind auf der linken Seite, nicht mehr weit vom Ausgang. Das Schichtglied besteht aus einer Wechsellagerung von roten Tonen, grauen Tonen, grauen, sehr grusigen Dolomiten und weißem Gips. Auch Mischgesteine von Gips und Dolomit kommen vor. Die Gipsschnüre sind für sich stark kleingefaltet. Das allgemeine Einfallen ist W 10° S mit 54° Neigung. Im Liegenden trifft man einen mergeligen, dünngeschieferten, grauen Dolomit.

Westlich schließt an die gipsführenden Schichten ein Geländestreifen an, in dem lose Stücke sehr fossilreicher, blaugrauer, hochgelb verwitternder Kalke herrschen. Wie KLEBELSBERG (1928, S. 248—51) glaubte ich lange Zeit, daß es sich um ein hangendes Glied der Raibler Schichten handle. Jetzt bin ich aber doch überzeugt, daß Cassianer Schichten vorliegen, die nur durch tektonische Vorgänge in diese eigentümliche Lage gekommen sind (vergl. den tektonischen Teil). Das normale Hangende der karnischen Schichten ist deshalb hier nirgends im Verband erhalten.

Auf die eben beschriebenen Aufschlüsse bezieht sich wohl die Bemerkung OGILVIES (1893, S. 76), daß die Raibler Schichten südlich oberhalb Stolla nicht eigentlich zu denen der Plätzwiesen gehören, sondern in einer früheren Periode vom höheren Teil des Dürrensteins abgeglitten seien. Das ist nicht ganz verständlich. Mir scheint nichts dagegen zu sprechen, daß die Gipstone dem Dürrensteindolomit ganz normal aufliegen.

Das obere karnische Schichtglied setzt sich über die Wasserscheide in das Quellgebiet des Knappenfußtales fort. Doch scheinen sich die roten Schiefer hier auszuheben, so daß nur tiefere Teile erhalten sind. Im Bach selbst, etwas südlich der Vereinigung der beiden vom Hotel kommenden Quellbäche, stehen graue, knollige, dünnplattige Dolomite mit schwarzen Mergelschieferereinschaltungen an. Gegen N nehmen die Zwischenlagen ab. Wahrscheinlich gehört dieses Gestein zwischen die gebankten Dolomite beim Hotel und die roten Gipstone. Im nördlichsten Teil des Knollkopfes, westlich und südwestlich P. 2028, sind schlechte Aufschlüsse von anstehenden grauen, gelb verwitternden Rauhwacken. Scheinbar in ihrem Liegenden, aber fast nur durch lose Stücke angedeutet, findet man graue, untergeordnet auch rötliche dolomitische Schiefer.

Außer dem zusammenhängenden Gebiet der Plätzwiesen kommen in derselben Gegend noch kleine Schollen der roten Schiefer vor, die in dem schönen Grabenbruch der Dürrensteinalpe eingesenkt sind. Diese Verhältnisse werden erst im tektonischen Teil genauer besprochen. Es sei

nur erwähnt, daß hier in sehr klarer Weise rote Mergelschiefer dem geplatteten Dolomit unmittelbar aufliegen.

Man sieht also, daß die oberen karnischen Schichten der Plätzwiesen aus dünnplattigen Dolomiten mit Schieferlagen und aus roten und grauen Tonen mit Gips- und Dolomitschnüren bestehn. Das Hangende ist hier nicht zu untersuchen. Die Stellung der Rauhacken ist nicht klar.

Die nächsten Aufschlüsse oberkarnischer Schichten zeigen sich südwestlich des Daumkofls, im Quellgebiet des Schadebaches oder Aschbaches. Hier kann man nördlich P. 2168 ein ziemlich vollständiges Profil aufnehmen:

Hangend: Hauptdolomit. Am Fuß der Wand ist er gelblich und reich an Mergelzwischenlagen. Die Schichtflächen sind eisenschüssig verfarbt.

5) Unter der Wand etwas Schutt, wahrscheinlich dasselbe Gestein wie Nr. 4.

4) Gelbe Rauhacke mit vielen Stückchen eines weichen, grauen Mergelschiefers. Sowohl das Bindemittel der Rauhacke als der Mergel brausen sehr lebhaft mit Salzsäure. Die Mächtigkeit ist, wenn man auch den Schutt Nr. 5 dazu zählt, etwa 20 m.

3) Graue, mürbe, wahrscheinlich stark dolomitische, mit Salzsäure schwach brausende, bröcklige Mergel.

2) Etwa die untersten 10 m der Mergel zeichnen sich durch rote Färbung aus. Diese herrscht im liegenden Teil am allgemeinsten, gegen oben wechseln rote und graue Mergel unregelmäßig mit einander. In dieser Gegend kommen ziemlich viele weiße Gipsstücke vor, die an einzelnen Stellen im Gestein angehäuft sind, aber heute keine zusammenhängende Bänke oder Linsen mehr bilden.

1) Hellgrauer, sehr bröcklicher, wohlgebankter Dolomit. Die dickeren Bänkchen sind auf dem frischen Bruch fast weiß, stark kristallin. Sie werden getrennt durch grünliche Zwischenlagen, die auch aus Dolomit bestehen, der aber in ganz feine Grusstückchen zerfällt.

Im Liegenden: Übergang in Dürrensteindolomit. Er fällt S 20° E mit 45° Neigung.

Alle Schichten liegen in diesem Profil vollkommen konkordant, so daß an der Schichtfolge kein Zweifel sein kann. Das Schichtglied 2 entspricht offenbar den Gipstonen, die auf den Plätzwiesen allerdings mächtiger entwickelt sind. Das Gipsvorkommen am Daum ist das westlichste, das ich beobachtet habe. Die starke Entwicklung der Rauhacken scheint eine Besonderheit des besprochenen Profiles zu sein, die sich anderwärts nicht wiederholt. Ich möchte es nicht für unbedingt sicher halten, daß die Rauhacken im nördlichsten Teil des Knollkopfes ganz die gleiche stratigraphische Stellung einnehmen, wie diese hier.

Viel weniger günstig sind wegen der sehr starken Schuttbedeckung die Aufschlüsse der oberkarnischen Schichten auf dem Weißlahnsattel zwischen Heerstein und Kleinem Roßkofl. Immerhin waren sie schon LORETZ bekannt (1874, S. 512). Im Hangenden des plattigen Dolomites des Heersteins zeigen sich auf der Nordseite des Sattels etwa 50 m über ihm schon von weitem auffallende rötliche und gelbliche, weichere Schichten. Es handelt sich um wohlgebankte, etwas mehr mergelige, gelb verwitternde Dolomite mit einzelnen grauen Schieferzwischenlagen. 35 m über dem Sattel sah ich auch weinrote und graue, sehr feinbröcklige Mergelschiefer mit weißlichgrauen, etwa 1 dm dicken Dolomitbänken, die in größeren Abständen einzeln eingeschaltet sind. Das Einfallen ist ziemlich steil S, doch zeigen die weichen Schichten ein sehr ausgesprochenes Hackenwerfen. Die Aufschlüsse beginnen etwa auf dem Sattel selbst und bilden eine zungenförmige Masse, die gegen P. 2329 des Heersteins hinaufgreift.

Westlich und östlich kommen rasch die gebankten Dolomite an die Schuttalhalde heran.

Merkwürdig ist nun, daß man in den Steilhängen des Kleinen Roßkofls keine Fortsetzung der Mergelschichten erkennen kann, obwohl doch zu vermuten wäre, daß sie hier ein auffallendes Band bilden müßten — wie es ja weiter im W, in den Seitenbachspitzen, tatsächlich der Fall ist. Schon LORETZ ist dies aufgefallen (1873 a, S. 350; 1874, S. 512). Man überblickt die Verhältnisse sehr deutlich vom Westende des Pragser Wildsees oder auch vom Spitzkofl und Schwarzberg aus. Die Grenze zwischen Dürrensteindolomit und Hauptdolomit scheint nördlich P. 2055 etwas im S der Grabentiefe zu liegen. Wenn KOBER auf seiner Karte (1908) in der Westflanke des Kleinen Roßkofls Raibler Schichten einträgt, will er damit entweder nur den dünner geschichteten Dolomit andeuten oder es handelt sich überhaupt um einen Irrtum. Sehr genau scheint er dieses Randgebiet seiner Karte nicht untersucht zu haben, denn auch auf der Nordseite desselben Berges sind die Raibler Schichten zu weit im S gezeichnet. Da in der Gegend des Seekofls mehrere Brüche vorhanden sind, habe ich mich bemüht, das Fehlen der Schiefer durch einen solchen zu erklären. Es ist mir dies aber nicht gelungen und ich muß doch annehmen, daß es sich um eine stratigraphische Erscheinung handelt.

Am Nordfuß des Seekofls fehlen Aufschlüsse der karnischen Schichten. Sie erscheinen aber wieder jenseits des Seekofl-Westbruches (siehe Tektonik), nördlich der Senneser Kar-Spitze. In der Gegend von P. 1851 ist hier eine auffallende Einsattlung, die allerdings größtenteils von Schutt bedeckt ist, aber doch einige Aufschlüsse bietet. In dem vom Senneser Kar kommenden Graben (Seitenbachtal) stehen in etwa 1800 m Höhe hellgraue, dichte, etwas wulstige, plattige Dolomite an. Sie fallen S 10° W mit 49° Neigung. Auf der Ostseite des kleinen Hügels nordöstlich P. 1851 sind dann die Schiefer aufgeschlossen. Im N sind sie rot, im S gehen sie durch Wechsellagerung in graue Schiefer mit dolomitischen Bänken über. Der Zusammenhang mit dem Hauptdolomit ist nicht zu sehen, doch scheint es, daß dessen unterster Teil noch sehr dünnbankig ist.

Von dem eben beschriebenen Vorkommen ist das auffallendste Band aus karnischen Schiefen, das die ganze Gegend aufzuweisen hat, nur durch ganz wenig Schutt getrennt. Es zieht durch den unteren Teil der Nordwand der Seitenbach-Spitzen, etwa über den P. 2250 der Sektionskopie. Die Mächtigkeit der schieferigen Gesteine beträgt ungefähr 70 m. Sie schien mir von E gegen W merklich abzunehmen; doch ist das bei der verschiedenen Lage der Geländeoberfläche schwer zu beurteilen. Sowohl vom Pragser See aus, als auch vom Hochalpenzug fällt das breite, schuttbedeckte Band ungemein in die Augen (Taf. 4, Fig. 3 u. 4). Man sieht auch schon von ferne, daß die Schiefer vorwiegend im unteren Teil rot, der Hauptmasse nach aber bräunlich oder grau sind. Das Band ist von einigen Verwerfungen betroffen, die aber seinen Zusammenhang nicht unterbrechen.

Es sollen zuerst die Aufschlußverhältnisse längs des Schieferbandes etwas beschrieben werden. Steigt man von P. 1795 im Seitenbachtal durch einen Bach west-nordwestwärts gegen P. 2250 in der Nordwand der Seitenbachspitzen hinauf, so geht man zunächst über Schutt. In 1900 m Höhe erscheint auf der orographisch linken Seite anstehender hellgrauer, dichter, geplatteter Dolomit. Er fällt S 10° W mit 49° Neigung. Eine Bank ist in sehr großer Ausdehnung entblößt. Sie ist deutlich wul-

stig. Das Gestein ist in ihr größtenteils mehr oder weniger rötlich, auf der verwitterten Oberfläche manchmal auch grünlich. Erst in 2100 m Höhe erscheinen rechts am Fuß der teilweise überhängenden Wände unter dem Hauptdolomit viel dünner gebankte Dolomite. Sie fallen S 5° W mit 39° Neigung. Dieser Dolomitstreifen wird dann rasch breiter. In der Mitte des Grabens hält noch etwas Schutt an. Weiter oben kommen über dem geplatteten Dolomit der linken Seite die roten Schiefer hervor. Schließlich hat man auf dem Kamm, der bei P. 2250 den höchsten Teil des Bandes bildet, ein vollständig zusammenhängendes Profil, das weiter unten gegeben wird. Westlich des höchsten Punktes des Bandes werden die Schiefer sehr rasch wieder von Schutt zugeeckt, zuerst die hangenden Teile. In der Schlucht aber, die gerade nördlich P. 2504 in nordwestlicher Richtung hinunterführt, sind sie — mit Ausnahme etwa der obersten 10 m — wieder in einem schmalen Streifen zusammenhängend aufgeschlossen. Auch in dem nächst westlicheren Graben sind nocheinmal ausgedehntere Entblößungen zu finden. Dann verschwindet das Schieferband unter dem Schutt. An der Westecke von P. 2504 fand ich das Einfallen des Hauptdolomites zu S 15° W mit 39° Neigung.

Nun gebe ich ein Profil der Schichtfolge, wie ich es auf der Kammhöhe von P. 2250 aufgenommen habe.

4) Mächtig gebankter Hauptdolomit, der einen beträchtlichen Überhang bildet. Die untersten Bänke sind stärker grau, subkristallin. Sie enthalten undeutliche *Megalodon*-Reste. Etwas weiter oben treten deutlichere *Megalodonten*, *Gastropoden* und *Diploporen* auf. Die Bänke werden dicker.

3) Dolomit mit Schieferzwischenlagen. Der Dolomit ist hellgrau, eckig zerfallend. Seine Hauptbänke sind etwa 1—5 dm dick, aber in Unterbänkchen verschiedener Ordnung gegliedert, so daß es oft recht willkürlich ist, was man als Hauptbänke betrachten will. Die obersten Dolomitschichten sind stärker grau, als die tieferen. Die Schieferlagen sind im Durchschnitt weniger mächtig, als die Dolomite, erreichen aber doch auch 3 dm. Übergänge zwischen beiden Gesteinen sind häufig. Im untersten Teil der Schichtfolge sind die Schiefer rot, nach etwa 2 m aber nur mehr grau. Gegen oben stellen sich gelbe Schiefer und Dolomite ein. Sie bilden etwa die Hälfte des Schichtgliedes. Wahrscheinlich handelt es sich nur um eine Verwitterungsfarbe, die aber ziemlich tief in das Gestein hineindringt. Wenig unter der Hangendgrenze liegt eine etwa 80 cm mächtige, hochgelbe, lehmig-erdig zersetzte Schicht. Darüber folgen noch etwa 1 m Dolomitbänke mit teils dunkelgrauen, teils gelben Schieferen. Der Übergang in den Hauptdolomit ist sehr rasch.

Das besprochene Schichtglied ist recht fossilreich, es war aber wegen der sehr grusigen Beschaffenheit nicht möglich, bestimmbare Stücke zu gewinnen. Ich sah in einem losen, sicher hieher gehörigen Dolomitstück aus dem liegenden Teil einen turmförmigen *Gastropoden*, mehrere kleine *Megalodonten* und einen globosen *Ammoniten*.

2) Meist rote Schiefer mit grauen Dolomitbänken.

- y) Unten graue, oben rote Schieferlage. 20 cm.
- x) Dolomitbank, 40 cm, in 3—4 Bänkchen untergeteilt.
- w) Bröckeliger Schiefer mit Einschaltung von 4 ganz dünnen, grusigen Dolomitbänkchen. Die Schiefer sind unten und oben grau, der weitaus dickere mittlere Teil ist rot. Der Dolomit ist teils grau, teils rötlichgrau und geht in die Schiefer über.
- v) Dolomitbank, 8 cm.
- u) Graue Schieferlage, nur hie und da mit weinroten Teilen. 6 cm.
- t) Dolomitbank, 5 cm.
- s) Schieferlage, in der Mitte rot, oben und unten grau. 12 cm.
- r) Dickere Dolomitbank, 60 cm. Sie zerfällt durch Fugen ohne merkliche Schieferzwischenmittel in 6 Unterbänke.
- q) Graue Schieferlage, 2 cm.
- p) Graue, grusige Dolomitbank, 15 cm.
- o) Schieferlage, unten grau, dann gelb, dann rot, dann wieder grau. 60 cm.
- n) Hellgraue, grusige Dolomitbank, 15 cm.
- m) Grauer, feinblättriger Schiefer, 10 cm.
- l) Hellgraue, grusige Dolomitbank, 10 cm.
- k) Etwa 2 m nicht aufgeschlossenes Gestein, vermutlich Schiefer, die wenigstens teilweise rot zu sein scheinen.
- i) Dolomitbank, von Schieferen durchzogen wie der obere Teil von f, doch sind die Schiefer jetzt vorwiegend grau, nur hie und da rot.

- h) Graue Schiefer, 10 cm.
- g) Rote Schiefer, sonst h ganz ähnlich. 1 m.
- f) Rot und grau gefleckter, kleingrusiger Dolomit. Unten herrscht die rote, oben die graue Farbe vor. Auch wird das Gestein gegen oben beträchtlich fester und gröber grusig. Stark mergelige, feinblättrige und bröcklige, teils rote, teils auch dunkelgraue Teile durchziehen wie kleine Gänge den festeren Dolomit, der dadurch in sehr unregelmäßigen Brocken von einem bis einige Dezimeter Durchmesser zerlegt wird. Gesamtmächtigkeit etwa 120 cm, wovon etwa mehr als die Hälfte auf den festeren Dolomit entfällt.
- e) Rote, äußerst feinbröcklige Schiefer wie c. Gegen oben gehen sie in den Dolomit f über. 60 cm.
- d) Äußerst mürber, bröcklicher, rot und grau gefleckter Dolomit. $\frac{1}{2}$ m.
- c) Weinrote, erdige, äußerst bröcklige Schiefer, gegen oben übergehend in einen roten, dann rot und grau gefleckten, feingrusigen, unreinen Dolomit, schließlich in eine etwa 10 cm starke, hellgraue, festere Dolomitbank. Mächtigkeit des Ganzen etwa 1 m.
- b) Dünne Lage grauen, bröcklichen Schiefers, etwa 5 cm.
- a) Gelb verwitterter Schiefer, gegen oben in eine gelbgraue, ganz zerfallende Dolomitbank übergehend. Alles Gestein ist äußerst krümmelig. 40 cm.

Von Gips fand ich in diesem ganzen, ausgezeichneten Aufschluß keine Spur. Deutlich ist zu sehn, daß die Dolomitbänke gelegentlich im Streichen auskeilen und die Schieferlagen verschmelzen.

In den oben erwähnten westlicheren Aufschlüssen des Schieferbandes der Seitenbachspitzen scheinen die roten Schiefer stärker entwickelt zu sein, als auf dem Kamm. Sie bilden manchmal mächtigere Massen ohne Dolomiteinschaltungen und nehmen als Ganzes einen größeren Teil des Schichtgliedes ein. In dem mittleren Abschnitt des Profiles, wo die roten und grauen Schiefer abwechseln, herrschen hier die Schiefer sehr vor, so daß die Dolomite nur einzelne dünne Bänke bilden. Gegen oben und bis zu einem gewissen Grad auch gegen unten scheint die Entwicklung des Dolomites zuzunehmen.

1) Gut gebankter Dolomit. Seine Farbe ist hellgrau mit rötlichen Flecken, das Korn subkristallin. Er zerfällt in eckige Stücke. Die dickeren Bänke sind in dünnere untergeteilt. Im obersten Teil stellt sich eine Anzahl ziemlich mächtiger, weicherer, grünlich-grauer Einschaltungen ein. Es handelt sich um bröcklig zerfallende Dolomitmergel, die gegen unten und oben in Dolomit übergehen. Sie brausen mit Salzsäure gar nicht. Die Mächtigkeit einer näher untersuchten Einschaltung im westlichen Teil des Bandes betrug 1 m. Der gebankte Dolomit bildet die großen Schichtplatten auf der Nordseite des Schieferbandes. Es schien mir aber, daß nicht immer genau dieselbe Bank entblößt ist. Die westlich von P. 2250 liegt stratigraphisch etwas tiefer, als die östlich.

Gegen unten erfolgt Übergang in gewöhnlichen Dürrensteindolomit.

Das letzte Vorkommen oberkarnischer Schiefer liegt in der Gegend zwischen Krippeskofl und Campospitze. MOJSISOVICS zeichnet die Raibler Schichten zwar auf seiner Dolomitenkarte südlich des Krippeskofls. Ein solcher gewundener Verlauf wird schon durch die überall sichtbare, ganz gleichmäßige Lagerung der Schichten sehr unwahrscheinlich gemacht. Nach genauer Untersuchung kann ich sicher behaupten, daß es sich um einen Irrtum handelt. Offenbar wurde die stark entlegene Umgebung des Krippeskofls bei jener Aufnahme nicht untersucht. MUTSCHLECHNER (1932) hat die Verhältnisse schon richtig dargestellt.

Auf der SE-Seite der Campospitze zeigen sich im anstehenden hellen, dünnplattigen Dolomit rote Schieferzwischenlagen. Auch der Dolomit selbst nimmt stellenweise diese Farbe an. Der Dolomit am Nordfuß des Krippeskofls wird gegen unten sehr dünnbankig. Dieses Gestein bildet vor einem Teil der Wand eine deutliche Vorstufe, die wohl durch einen kleinen Bruch abgetrennt ist.

Den Sattel 2313 kann man als Krippessattel bezeichnen. MUTSCHLECHNER nennt ihn Cacagnares. Auf seiner Westseite sind recht gute Aufschlüsse. Man unterscheidet folgende Gesteine:

- 4) Hauptdolomit von P. 2452 des Krippeskofls, ragt im S als Wand auf.
- 3) Dünnbankiger Dolomit mit untergeordneten grauen Schieferzwischenlagen, auf der Südseite des Sattels gegen die Wand zu anstehend.
- 2) Dunkelgraue, selten rote, feinbröcklige Schiefer mit wenige Dezimeter mächtigen, dünnplattigen Dolomitlagen. Im Sattel selbst herrschen die Schiefer vor den Dolomiten vor.
- 1) Heller, grusiger Dolomit, meist dünnschichtig bis plattig, mit einzelnen mächtigeren, sehr grusigen, etwas gelben Bänken. Er herrscht auf der Nordseite des Krippessattels und geht ohne scharfe Grenze in den Dürrensteindolomit über.

Die Schichtglieder 2 und 3 haben zusammen eine Mächtigkeit von etwa 30 m. Das Einfallen ist nahe unter der Steilwand südlich des Sattels S 5° E, die Neigung 40°. Es ist offenkundig, daß die Schiefer hier nicht nur als Ganzes viel weniger mächtig sind, als auf der Nordseite der Seitenbachspitzen, sondern daß sie auch viel stärker mit Dolomit durchsetzt sind. Allerdings werden wir weiter unten, im tektonischen Teil, sehen, daß manche Gründe einen zur Vermutung eines Bruches in diesem Profil führen könnten. Doch gelang es mir nicht, ihn nachzuweisen. MUTSCHLECHNER (1932, S. 199) hat dasselbe Profil im wesentlichen übereinstimmend beschrieben.

b) Name.

Über die verschiedenen Benennungsweisen und Gliederungsversuche der karnischen Stufe der Alpen geben neben den Lehrbüchern die Arbeiten von BITTNER (1885), OGILVIE (1893) und PIA (1923 c) Aufschluß. Ich kann mir ersparen, hier darauf einzugehen.

Der Name «Raibler Schichten» wurde von FOETTERLE 1856 für die bei Raibl fossilreich entwickelten karnischen Gesteine aufgestellt. Es handelt sich, wie ja bekannt ist und wie ich mich auf einigen Wanderungen selbst noch vergewissert habe, um eine Wechsellagerung von unreinen, meist dunklen, sehr fossilreichen Kalken mit grauen Mergeln und dunklen Schiefen. Bunte Farben fehlen. Auf diese Fazies ist meiner Ansicht nach der Name zu beschränken, wie dies unter Anderen schon BITTNER (1885, S. 62) vorgeschlagen hat. Dünnere Einschaltungen von Dolomiten und Sandsteinen wird man zweckmäßiger Weise einbeziehen.

Auf den letzten Seiten haben wir eine ganz andere Ausbildung des Karinthns kennen gelernt, die durch eine Wechsellagerung bunter Schiefer und mergeliger Dolomite, häufig mit Einlagerungen von Gipsschnüren, ausgezeichnet ist. Die hangenden Teile der karnischen Schichten im Nonsberg haben offenbar eine recht ähnliche Fazies. Wer an der Notwendigkeit einer faziellen Kennzeichnung der Schichtglieder festhält, kann diese Gesteine nicht zu den Raibler Schichten rechnen. Wie ich mich selbst bei einem Besuch der Umgebung von Stuttgart überzeugen konnte, hat die besprochene Ausbildung der karnischen Stufe eine außerordentlich große Ähnlichkeit mit dem Gipskeuper Deutschlands. KOKEN (1913, S. 4) spricht schon von einer keuperartigen Fazies der Raibler Schichten. Da auch das Alter der beiden Bildungen ungefähr dasselbe sein dürfte (WÖHRMANN, 1894, S. 766), liegt hier der seltene Fall vor, daß man einen Namen aus der ger-

manischen Trias vielleicht mit Recht auf die alpine anwenden könnte. Zwei Bedenken stehen dem allerdings entgegen: Der Name Gipskeuper hat außer der faziellen eine zeitliche Bedeutung und sagt in dieser Hinsicht doch mehr aus, als sich für die karnischen Schichten der Plätzwiesen sicher beweisen läßt (vergl. auch PIA, 1930 a, S. 121); und er erweckt den Anschein, als ob das Auftreten von Gips ein besonders wesentliches Merkmal wäre, wogegen gerade dieses Gestein häufig fehlt. Die bunten Schiefer und Steinmergel sind viel allgemeiner verbreitet. Es wird deshalb vorsichtiger sein, einen Lokalnamen zu verwenden, und ich schlage «Plätzwiesschichten» vor. Doch will ich es keineswegs ablehnen, daneben auch von alpinem Gipskeuper zu sprechen, wenn ein Irrtum nicht zu befürchten ist. WÖHRMANN nennt auch die bunten Gipsmergel der Südalpen stets Torer Schichten, was ich aber bei der großen Verschiedenheit der paläontologischen und lithologischen Ausbildung gegenüber der auf der Torer Scharte nicht für zweckmäßig halten kann.

Wie aus dem Schrifttum hervorgeht, findet man Plätzwiesschichten außer bei Prags auch in der Fanesgruppe (KÖBER, 1908, S. 228; OGILVIE GORDON, 1929, S. 410), in der Pelmogruppe (VAN HOUTEN, 1930, S. 183), in der Cristallogruppe (SCHWINNER, 1915 b, S. 185—86; OGILVIE GORDON, 1935, S. 91) und in den Sextner Dolomiten (OGILVIE GORDON, 1935, S. 92 und eigene Beobachtungen). Man darf wohl auch karnische Schichten, die fast nur aus buntem Dolomit bestehen, wie in der Sella (REITHOFER, 1928 b, S. 547), und solche mit untergeordneten Sandsteineinschaltungen zu den Plätzwiesschichten zählen. Es ergeben sich dadurch Übergänge zum Dürrensteindolomit und zu den Lunzer Schichten.

WÖHRMANN gibt (1894, bes. S. 744) eine fazielle Dreiteilung des Tuvals in den Dolomiten an: Zwischen St. Leonhart im Abteital und Cortina d'Ampezzo Kalke mit der Fauna der *Ostrea montis caprillis*, westlich davon Dolomit, östlich davon Gipsmergel. Doch ist dies nicht so zu verstehen, als ob die Fazies einander ausschlossen. Besonders kommen — wie aus vielen Profilen zu ersehen ist — die bunten Mergel auch zusammen mit den Ostreenbänken, hauptsächlich als hangendstes Glied, vor.

c) Alter.

Genauere Altersbestimmungen innerhalb der karnischen Stufe sind nicht leicht durchzuführen, so weit nicht reichere Faunen mit Cephalopoden vorliegen. Selbst bei Ammoniten machen — wie in den Fischschiefern und Aon-Schiefern — Artübergänge der Horizontierung oft Schwierigkeiten. Wenn es sich aber um andere Tiergruppen, besonders Bivalven und Brachiopoden handelt, dürften die faunistischen Unterschiede zwischen den einzelnen Ablagerungen wohl zum großen Teil faziell sein. Darauf wurde ja schon von Vielen hingewiesen (z. B. MOJSISOVICS, 1874 a, S. 90). Von WÖHRMANN (1894 a) wurde die Abhängigkeit der Versteinerungen von der Fazies sehr entschieden betont (S. 618—19), bei der Vergleichung der Profile aber vielleicht immer noch gelegentlich zu wenig berücksichtigt. Fälle wie der der *Astarte rosthorni*, die ja ihre Hauptentwicklung bei Raibl später als in anderen Gegenden erreichen soll (WÖHRMANN, S. 720), mahnen da sehr zur Vorsicht. Um so schwieriger erscheint die Aufgabe, eine fossilarme Bildung, wie die Plätzwiesschichten des Gebietes von

Prags, genau einzureih'n. Trotzdem dürfte sich in Übereinstimmung mit WÖHRMANN ohne große Gefahr behaupten lassen, daß sie tuvalisch, wahrscheinlich sogar obertuvalisch sind. Dafür sprechen folgende Gründe: Der unterlagernde Dürrensteindolomit ist, wie wir oben sahen, als unterkarnisch anzusehn. Ferner zeigen viele Profile, daß die gipsführenden bunten Schiefer regelmäßig ganz oben in der karnischen Stufe liegen. Man vergleiche besonders die Schichtfolgen von Heiligenkreuz, von den Lagazuospitzen, von Forni di Sopra (OGILVIE GORDON, 1927 I, S. 151—52; WÖHRMANN, 1894 a, S. 726, 728). Nach WÖHRMANN (1894 a, S. 728) hat sich das früher vermutete Auftreten von Gips in der julischen Stufe nirgends bewahrheitet. OGILVIE hat diese Regeln schon verwertet (1893, S. 47). Sie hatte daraus auch schon geschlossen, daß die «Raibler Schichten» auf der Westseite des Dürrensteins wahrscheinlich noch jünger als die Schichten mit *Ostrea montis caprillis* sind (ebend.).

Wichtig für die Beurteilung des Alters der karnischen Schichten unseres Gebietes sind die Verhältnisse bei Bladen (Sappada), wie sie GEYER (1900, S. 369) bekannt gemacht hat. Am Oberenge-Paß südwestlich Sappada gehn die bunten karnischen Schiefer des Cadore zu Ende. GEYER konnte nun zeigen, daß fast genau in demselben Horizont gleich östlich davon die dunklen Kalke mit *Tropites subbullatus* einsetzen. Das spricht dafür, daß beide ungefähr gleich alt und daher auch die bunten Schiefer tuvalisch sind.

In diesem Sinne hatte also auch DIENER (1884, S. 669 ff.) nicht so unrecht, wenn er behauptete, daß das, was man in den Dolomiten Raibler Schichten nennt, vielfach den Torer Schichten gleichaltrig ist. Sein Vorschlag freilich, daß man den Namen Raibler Schichten auf die tuvalischen Bildungen übertragen und beschränken sollte, wurde von BITTNER (1885) mit Recht abgelehnt. Auch überschätzte DIENER die Tragweite seiner Feststellungen, weil er die Schlernplateauschichten für gleichaltrig mit unseren Plätzwiesschichten hielt, eine Auffassung, die heute allgemein verlassen ist.

Übrigens brauche ich kaum besonders zu betonen, daß das tuvalische Alter meiner Ansicht nach nicht zum Wesen der Plätzwiesschichten gehört, sondern daß ich alle karnischen Gebilde gleicher Fazies ihnen zurechnen würde.

d) Entstehung.

Deutlicher als vielen anderen Gesteinen sind den Plätzwiesschichten ihre Entstehungsbedingungen aufgeprägt. Die Gipslagen zeigen, daß wir es mit Gebilden aus abgeschnürten Meeresbuchten zu tun haben, in denen chemische Sedimentation infolge Verdunstung herrschte. Auch die Dolomitbänke wird man in diesem Fall wohl als chemische Niederschläge ansehen dürfen. Über die bunten Schiefer sind verschiedene Ansichten geäußert worden. MOJSISOVICS (1879, S. 504) deutet sie als eine Art Roterde. Er schließt aus ihnen und aus den Gipsen (S. 510) auf eine Trockenlegung. WÖHRMANN legt Wert auf die Beziehungen der Raibler Schichten, besonders der bunten Gesteine der julischen Stufe, zu vulkanischen Ausbrüchen (1894 a, S. 728; b, S. 37). Für die tuvalische Zeit rechnet er allerdings nicht mehr mit Eruptionen (S. 762). Beide Ansichten sind mit einander wohl vereinbar. Wahrscheinlich handelte es sich um seichte Pfannen, in die unter

den Bedingungen der Roterdeverwitterung von trockengelegten, teilweise vulkanischen Gebieten durch den Wind feiner Staub eingeweht wurde. Die rote Farbe eines Teiles der Schiefer kann meiner Meinung nach schon aus dem Ursprungsgebiet des Sedimentes mitgebracht worden sein. Sie mag aber auch durch oxydierende Einflüsse unmittelbar nach dem Absatz oder schließlich erst in größerer Tiefe unter der Gesteinsoberfläche entstanden sein. Eine nachträgliche Verfärbung in der einen oder anderen Richtung ist wohl sicher dort anzunehmen, wo die Schiefer rot und grün gefleckt sind. Sonst ist es meines Wissens noch nicht möglich, eine Wahl zwischen den angeführten drei Möglichkeiten zu treffen.

Auf jeden Fall müssen wir — darin hat MOJSISOVICS zweifellos recht — gegen das Ende der karnischen Zeit ziemlich ausgedehnte, scheinbar sehr unregelmäßig begrenzte Inseln mit Trockengebieten und teilweise abgeschlossenen Meeresbuchten annehmen. Dazwischen waren wohl auch Meeresstraßen mit ganz normalem Wasser, in dem Korallen, Megalodonten und Cephalopoden gediehen. Zur julischen Zeit waren die allgemeinen geographischen Verhältnisse ähnlich, die Niederschläge aber vermutlich reicher. Das Auftreten recht ansehnlicher Stegocephalen, wie *Metopias*, läßt doch wohl auf einen zeitweise weitgehenden Zusammenhang der Inseln unter einander und mit einem größeren Festland schließen. Erst mit dem Beginn der norischen Stufe wurde diese Inselwelt von einem allerdings seichten (mit Diploporen besiedelten) Meer vollständig überflutet. WÖHRMANN spricht an verschiedenen Stellen (1894 a, S. 743, 755) davon, daß die Zeit der Torer Schichten durch eine Senkung des Landes, die allerdings gegen die Zentralalpen zu ausklingt (S. 763), ausgezeichnet sei. Der Hauptgrund für diese Annahme ist ihm das Zurücktreten klastischer Sedimente und die starke Verbreitung von Dolomiten, die er — in dieser Allgemeinheit sicher mit Unrecht — für Gesteine tieferen Wassers hält. Das häufige Auftreten von Gips im Tuval scheint aber mit einem allgemeinen Ansteigen des Meeresspiegels unvereinbar zu sein. Dagegen erklärt sich sowohl ihr Vorhandensein als das Fehlen gröberer terrigener Sinkstoffe durch die Annahme eines niederschlagsarmen Klimas. Man hat früher eben ganz allgemein die Sedimentbeschaffenheit viel zu einseitig als Funktion der Wassertiefe und der Entfernung von der Küste betrachtet, während wir heute gelernt haben, daß auch viele andere Ursachen auf sie einwirken.

15. Hauptdolomit.

a) Name.

Die vorwiegend der norischen Stufe angehörigen, geschichteten, hellen Dolomite sind eines der am gleichmäßigsten verbreiteten Gesteine der Ostalpen. Im allgemeinen werden sie unter dem zuerst von GÜMBEL verwendeten Namen Hauptdolomit zusammengefaßt. Aus nicht ganz klaren Gründen war er aber gerade in den Dolomiten weniger gebräuchlich. Man sprach von Dachsteinkalk, oder — als man erkannte, daß es sich auch hier vorwiegend um Dolomit handelt — wohl auch von Dachsteindolomit. Vielleicht hat dazu der Umstand beigetragen, daß RICHTHOFEN vorübergehend (1860, S. 46) «Hauptdolomit» und «Schlerndolomit» als gleichbedeutend angeführt hatte. BLAAS (1902, S. 37) gibt eine gute Übersicht über die Frage

der Benennung dieses Gesteines. Die Namen Dachsteindolomit und Hauptdolomit waren ursprünglich ganz synonym (HAUER, 1872, S. 179). Gegen ihre getrennte Verwendung für sehr wenig verschiedene Gesteine in den Nordalpen habe ich mich schon früher gewendet (PIA, 1923 c, S. 53). ROTHPLETZ (1894, S. 73) hat die Bezeichnung des Gesteines der Südalpen als Dachsteinkalk bekämpft und spricht auch in der Beschreibung der Dolomiten von Hauptdolomit. Als Unterschied gegenüber der Entwicklung in den Nordalpen führt er dickere Bankung, geringeren Bitumengehalt und geringere Zerklüftung an (ähnlich ARTHABER, 1905, S. 334); Merkmale, die sicher nicht allgemein für die Südalpen, sondern höchstens für die Dolomiten zutreffen. Die stärkere oder geringere Neigung zum grusigen Zerfall ist, wie beim Schlerndolomit und Ramsaudolomit, nur tektonisch bedingt (vergl. unten, S. 130). Ich habe beobachtet, daß der Hauptdolomit der Osterhorngruppe in Salzburg, wo die Lagerung für nordalpine Verhältnisse sehr wenig gestört ist, so fest und hart erscheint, daß man ihn anfangs kaum wiedererkennt. Die Schichtung wechselt in den Südalpen wie in den Nordalpen stark, so daß sie sich als Unterscheidungsmerkmal nicht eignet. Maßgebend für die Art der Benennung scheint mir endlich zu sein, daß die norischen Dolomite in den Lessinischen Alpen, im Nonsberg, ja sogar in der Gaverdina-Gruppe zwischen Garda- und Idrosee, wo sie wirklich teilweise recht abweichend entwickelt sind, allgemein Hauptdolomit genannt werden. Ich werde deshalb diesen Namen auch für den obertriadischen Dolomit der Dolomiten verwenden. Er verdient wohl auch deshalb den Vorzug, weil es sich einerseits nicht um Kalk handelt, andererseits gerade am Dachstein norische Dolomite nur eine recht geringe Rolle spielen (vergl. TRAUTH, 1925, S. 180 u. 184 u. Taf. 3).

Von neueren Verfassern verwendet SCHWINNER (1915 b, S. 185) in seiner Beschreibung der Cristallogruppe den Namen Hauptdolomit. Sonst ist gerade in jüngster Zeit «Dachsteindolomit» leider recht allgemein üblich geworden. Ganz neuerdings tritt KLEBELSBERG (1935, S. 368) wieder für diesen Namen ein, ohne mich zu überzeugen.

b) Beschaffenheit.

BLAAS (1902, S. 37) u. And. haben schon gute Beschreibungen des Hauptdolomites der Dolomiten gegeben. LORETZ (1874, S. 460) weist in meinem Aufnahmegebiet besonders auf die im Gegensatz zum Schlerndolomit vorwiegend mehr dichte, steingutähnliche Beschaffenheit und auf den fast nie ganz fehlenden Mergelgehalt hin, ferner auf die vorzügliche Schichtung. Allerdings betont er auch schon das Vorkommen abweichender Teile, die vom Schlerndolomit kaum zu unterscheiden sind.

Die Farbe des Hauptdolomites ist hell, aber nur selten so rein weiß, wie die des Schlerndolomites. Viel öfter findet man einen Stich ins Graue, Gelbe oder Bräunliche. Die Verwitterungsfarbe ist vorwiegend weiß. Doch kommen auch eisenschüssige oder rot durchäderte Gesteine vor, besonders dort, wo stärkere Störungen durchlaufen. Dann ist die Oberfläche oft ausgesprochen rot. Wie weit bei dieser Erscheinung stellenweise die Einknetung jüngerer Schichten beteiligt sein mag, wird im tektonischen Teil besprochen werden.

Das Gefüge des Hauptdolomites ist ziemlich feinkörnig bis subkristal-

lin oder fast dicht. Zuckerkörnige Massen, wie sie im Schlerndolomit und noch mehr im oberen Sarldolomit herrschen, kommen kaum vor. Manchmal beobachtet man eine stromatolithartige Bänderung, was schon LORETZ (1874, S. 460, Anm.; 1878, S. 402—03) aufgefallen ist. Ob wir es dabei, wie bei den echten Stromatolithen, mit Algenkalken zu tun haben, ist mir mehr als zweifelhaft. Es wird sich wohl vielfach um tonigere oder kieseligere Lagen anorganischer Entstehung handeln. Am Weg vom Grünwaldkaser ins Senneser Kar steht etwa nordwestlich P. 2006 eine auffallend grob oolithischer Hauptdolomit an. Er bildet einzelne Bänke in einem Gestein von der gewöhnlichen Beschaffenheit.

Es wurde bereits erwähnt, daß der Hauptdolomit der Dolomiten weniger als der der Nordalpen dazu neigt, zu Grus zu zerfallen. Man darf das aber nicht so verstehn, als ob ihm diese Eigenschaft ganz abginge. Offenbar unter dem Einfluß von tektonischen Bewegungen tritt sie stellenweise recht deutlich hervor. Ganz besonders gilt dies von der Gegend der Überschiebungen in der Masse der Hohen Gaisl, z. B. am Gaisele und bei der Oberen Roßhütte. Es kann hier zur Bildung rauhackennähnlicher Gesteine kommen. Auch am Beginn des Weges vom Pragser Wildsee auf den Seekofl zerfällt der Dolomit unter dem Hammer in eckige Stückchen, was wohl mit Verwerfungen zusammenhängen wird. Die mit gitterförmigen Furchen bedeckten Verwitterungsflächen, die in den Nordalpen besonders etwas kalkige Dolomite auszeichnen, kann man auch im Hauptdolomit von Prags gelegentlich beobachten.

Das beste Unterscheidungsmerkmal des Hauptdolomites gegenüber dem Schlerndolomit ist ohne Zweifel die Schichtung, die in jenem fast immer deutlich ist. Besonders aus der Ferne ist sie gut zu erkennen, selbst dann, wenn sie aus der Nähe fast verschwindet. Die Bänke sind in der Hauptmasse des obertriadischen Dolomites mehrere Meter mächtig. Daß sie im untersten Teil oft dünner und schärfer geschieden sind, wurde schon oben (S. 122—24) bei der Beschreibung der karnischen Schichten auf den Seitenbachspitzen und dem Krippes-Sattel erwähnt. LORETZ teilt mit (1874, S. 459), daß mächtigere Mergelzwischenlagen von den Raibler Schichten an oft noch ziemlich hoch hinauf vorhanden sind. Ich kann mich nicht erinnern, das beobachtet zu haben, was aber vielleicht durch eine verschiedene Grenzziehung zu erklären ist.

Seiner chemischen Beschaffenheit nach scheint der Hauptdolomit unseres Kartenbereiches ziemlich reiner Dolomit zu sein. Wenigstens sind weitaus die meisten Salzsäureproben, die ich ausgeführt habe, vollständig verneinend ausgefallen. Seltener zeigt sich ein schwaches Aufbrausen, das dann fast immer auf die Adern beschränkt ist.

Nach LEPSIUS (1878, S. 98) sind auf dem Hauptdolomit der Brenta-Gruppe riesige Karrenfelder vorhanden. Im Gebiet meiner Karte ist diese Erscheinung selten. Doch sind vollkommen typische Karren in unzweifelhaftem Hauptdolomit am SE-Fuß von P. 2368 der Krippesalpe (am Südeinde des Grünwaldtales) vorhanden. Ob es sich dabei um eine chemische Verschiedenheit des Gesteines oder vielmehr um eine Folge der bedeutenden Höhenlage (lang andauernde Schneebedeckung, kürzlich erst geschwundene Vergletscherung) handelt, vermag ich nach diesem einen Fall nicht zu entscheiden.

BLAAS (1902, S. 665) erwähnt, daß im Hauptdolomit des Knappenfußes ehemals Versuchsbaue auf Blei und Zink angelegt wurden. Näheres mir darüber nicht bekannt.

Die Mächtigkeit des Hauptdolomites ergibt sich nach den Profilen zu ca 1700 m. Nach DAL PIAZ (1934, S. 167) wären es nur 1000 m, was aber zu wenig scheint.

Gliederung.

Die dünn-schichtigen liegenden Teile des Hauptdolomites wurden schon vorher erwähnt.

Im Hangenden des Hauptdolomites folgt auf dem Seekofl, auf der linken Gaisl usw. überall, so viel ich beobachten konnte, unmittelbar Dachsteinkalk, von dem im nächsten Abschnitt die Rede sein wird. Nur eigentlichen Stock der Hohen Gaisl, südlich der Schubmasse der Klei-Gaisl, schaltet sich zwischen beide noch ein abweichendes Gestein das ich vorläufig als oberen Hauptdolomit bezeichnen will. Die stratigraphische Verschiedenheit zwischen den benachbarten Gebieten ist weniger wichtig, wenn man bedenkt, daß längs der Störung auf der Nordseite der Hohen Gaisl immerhin eine gewisse horizontale Bewegung erfolgt ist, die beiden Gebiete nicht schon beim Absatz in dem heutigen Zusammenhang standen. Dadurch mag das Auskeilen des oberen Hauptdolomites, ja wohl ziemlich rasch erfolgt, dem Einblick entzogen sein.

Betrachtet man vom Gemärk aus die Gipfelmasse der Hohen Gaisl, kann man deutlich drei Gesteine unterscheiden: Der eigentliche Hauptdolomit, der nur den untersten Teil der Wand bildet, ist durch seine mächtig und ziemlich scharfe Schichtung gekennzeichnet. Darüber folgt ein fein geschichtetes Gestein von rauher Oberfläche und kleinen Formen. Es reicht bis zu einer Andeutung eines Bandes hinauf. Darüber sind Formen mehr glatt, größer, die Bänke sind mächtiger, die Farbe ist allend rot. Dieses obere Gestein ist der Dachsteinkalk. Das mittlere sehen wir etwas näher betrachten. Wir steigen zunächst über den Schutt der SE-Kares zum Fuß der SE-Wände der Hohen Gaisl hinauf. Der Fels hier weißlich bis hellgrau, mehr oder weniger kristallin. Manche Stücke reich an feinen Kieseladern. Mit Salzsäure zeigt sich nur dort, wo kräftig Kristalldrüsen gebildet sind, eine ganz schwache Kohlenstoffentwicklung. Eine einzige Probe eines weißen, hochkristallinen, sehr schönen Gesteines brauste lebhaft, vielleicht z. T. wegen der großen Oberfläche, die es dem Angriff der Säure bietet. Aus der Nähe betrachtet ist die Schichtung des Dolomites bei P. 2372 nicht besonders deutlich, aus der Ferne aber sehr auffallend.

Der untere Teil der Wände, die die Rückseite des Ostkares der Hohen Gaisl, gerade östlich des höchsten Gipfels, bilden, besteht aus kleingrummigem Dolomit, der sich durch seine Dünnschichtigkeit recht auffallend vom Hauptdolomit abhebt. Das Gestein braust mit Salzsäure auf den Adern ganz schwach, sonst gar nicht. Weiter oben in der Wand sieht man auch den Dachsteinkalk.

Die Wände südlich der Fossesalpe, auf der linken Seite des Boite, bestehen aus einem auffallend dünn gebankten Gestein, das mit Salzsäure kaum braust. Ich vermute, daß sie ebenfalls dem oberen Hauptdolomit

angehören, habe dieses Gebiet, das außerhalb der eigentlichen Prager Dolomiten liegt, aber nicht genau untersucht.

Die Bedeutung des Gesteinsunterschiedes zwischen unterem und oberem Hauptdolomit läßt sich so lange nicht genau erfassen, als nicht aus beiden reichlicher Versteinerungen vorliegen. Gewisse Anhaltspunkte sprechen dafür, daß das hangende Schichtglied dort, wo es fehlt, durch Dachsteinkalk vertreten wird (vergl. S. 135). Allgemeiner verbreitet ist der obere Hauptdolomit mit den hier besprochenen Merkmalen wohl kaum, doch scheint merkwürdiger Weise auf der Civetta ein recht ähnliches Schichtglied wiederzukehren (CASTIGLIONI, 1931, S. 30).

d) Fossilführung.

Sie beschränkt sich im Hauptdolomit auf Megalodonten, Gastropoden und recht seltene Diploporen. Im Schutt oberhalb der Quelle 1529 des Schadebach-Grabens bei Neuprags fand ich einen recht gut erhaltenen Gastropodenabdruck. Leider ging das Stück verloren, doch glaube ich ziemlich sicher behaupten zu können, daß es ein «*Turbo solitarius*» (*Worthenia contabulata*) war.

Megalodonten gibt schon LORETZ (1873 a, S. 350; 1874, S. 461) aus der Gegend hinter dem Prager Wildsee, vom Roßkofl und Seekofl an. Ich fand sie besonders zahlreich im Schutt auf dem westlichen Teil des Schieferbandes und westlich P. 2504 der Seitenbachspitzen, unmittelbar neben der Wand. Da sie in größerem Abstand von ihr aufhören, stammen sie wohl aus der Nähe, aus dem untersten Teil des Hauptdolomites. Auch ein Abdruck eines turmförmigen Gastropoden kam hier vor. Viele Dolomitstücke in der Schutthalde sind von unregelmäßig gebogenen, röhrenartigen Hohlräumen, die mit Kalkspat ausgekleidet sind, durchzogen. Ich vermag diese Röhren, die sicher keine Diploporen sind, nicht zu deuten. Ich fand hier aber auch lose Stücke, die sich als *Griphoporella curvata* bestimmen ließen. LORETZ gibt Diploporen nur von der Tofana an, in Lagen, die wahrscheinlich ebenfalls nur wenig über den karnischen Schiefern liegen (1874, S. 462). Im Gegensatz zu diesen Beobachtungen wäre nach LEPSIUS (1878, S. 95, 96, 100) *Gyroporella vesiculifera* (die er von *Griphoporella curvata* noch nicht unterscheidet) im westlichen Südtirol und in der Lombardei in den oberen Teilen des Hauptdolomites am häufigsten. So viel ich auf einigen Wanderungen im Bereich des Gardasees und Idrosee beobachten konnte, scheint die Hauptmasse der Diploporen dort wirklich im oberen Teil des Hauptdolomites zu liegen. *Gyroporella vesiculifera* mag vielleicht auf das obere Nor beschränkt sein. Daß aber *Griphoporella curvata* durch die ganze Stufe geht, zeigt sich nicht nur bei Prags, sondern auch an anderen Stellen.

Eine Gliederung des Hauptdolomites nach Fossilzonen ist in meinem Gebiet bisher nicht gelungen. KOBER (1908, S. 209) gibt — in nur teilweiser Übereinstimmung mit FRECH (1904, S. 131) — an, daß *Megalodon tofanæ* und *Meg. damesi* für den unteren Hauptdolomit des Fanesgebietes bezeichnend sind, «*Turbo solitarius*» für den mittleren, *Megalodon mojsvari* für den oberen. Es werden allerdings noch mehr Beobachtungen notwendig sein, bevor man solche Regeln als gesichert ansehen kann (vergl. KLEBELSBERG, 1928, S. 60).

e) **Alter.**

Daß die Hauptmasse des Hauptdolomites norischen Alters sei, ist wegen der angeführten Fossilien und der regelmäßigen Auflagerung auf die oberkarnischen Plätzwiesschichten wohl nicht zu bezweifeln. Von der Obergrenze kann erst im nächsten Kapitel gesprochen werden. KOBER (1908, S. 209) vermutet, daß die Schichten mit *Megalodon mojsvari* schon rhätisch sind, weil diese Art im Rhät der Nordalpen auftritt. Nach ihm gehört vielleicht *Terebratula dubiosa*, die HAAS aus grauen Kalken nicht weit über dem Dachsteinkalk angibt, in das Rhät. Sie sei möglicher Weise nur eine Varietät von *Terebr. gregaria*. Bei allen diesen Mitteilungen ist natürlich zu berücksichtigen, daß KOBER den Dachsteinkalk nicht vom Hauptdolomit trennt.

f) **Unterscheidung vom Schlerndolomit.**

Die wichtigsten Merkmale, die den Hauptdolomit vom Schlerndolomit unterscheiden, sind in der Beschreibung schon angegeben worden. Sie seien hier in Übereinstimmung mit LORETZ (1873 b, S. 621) noch einmal zusammengefaßt. Die Farbe ist meist mehr grau oder bräunlich, wenn auch sehr hell. Das Korn ist durchschnittlich viel feiner. Die Schichtung ist viel deutlicher. Dazu kommen die Fossilien, die in beiden Gesteinen allerdings so spärlich sind, daß sie dem Aufnahmegeologen nur selten zur Hilfe kommen. Im ganzen kann ich sagen, daß die Trennung der beiden Gesteine nur ausnahmsweise Schwierigkeiten macht. Auch die Behauptung von LORETZ (1874, S. 461), daß Handstücke sich oft nicht unterscheiden lassen, geht eher schon zu weit, wenn einzelne ganz gleiche Gesteine in den beiden Schichtgruppen auch unzweifelhaft vorkommen.

g) **Entstehung.**

Die verhältnismäßig immerhin etwas reichlichere Fossilführung gestattet in den Südalpen einen viel klareren Schluß auf die Entstehungsbedingungen des Hauptdolomites, als in den Nordalpen. Das fast alleinige Auftreten dickschaliger Bivalven und Gastropoden ebenso wie das Vorkommen von Grünalgen zeigt, daß das Gestein aus einem ausgedehnten Seichtmeer mit wohl ziemlich stark bewegtem Wasser stammte. Das Fehlen von Cephalopoden beruht vielleicht weniger auf besonderen Lebensverhältnissen, als auf ungünstigen Erhaltungsbedingungen für zartere Gehäuse. An abgeschlossenen Meeresteile mit ungewöhnlichen chemischen Verhältnissen wird man vielleicht beim oberen Hauptdolomit der Gaverdina-Gruppe, der stark bituminös ist und eine artenreiche Fauna hat, denken dürfen, kaum aber bei dem der Dolomiten. Wenn LEPSIUS (1878, S. 101) den Hauptdolomit im Gegensatz zu den Kössener Schichten als eine Tiefseebildung bezeichnet, war das wohl schon zu seiner Zeit kaum begründet. Aber auch von einer Riffazies kann man beim Hauptdolomit nicht sprechen, da alle Anzeichen für eine riffartige Morphologie zur Zeit des Absatzes fehlen. Er ist eben ein gewöhnliches, wohlgeschichtetes Seichtwassergestein teilweise organischer, teilweise vielleicht auch chemischer oder physiologischer Entstehung. Auf die Dolomitisierung komme ich zurück.

16. Dachsteinkalk.

a) Abtrennbarkeit.

Schon oben (S. 131), wo ich die Ansicht der Hohen Gaisl von SE beschrieben habe, wurden einige der Merkmale hervorgehoben, durch die sich der kalkige obere Teil der Obertrias von dem dolomitischen mittleren recht leicht unterscheiden läßt. In der Tat hat sich ergeben, daß Dachsteinkalk und Hauptdolomit ziemlich mühelos getrennt kartiert werden können und daß diese Unterscheidung auch für das Verständnis der Tektonik sehr wertvoll ist.

LORETZ hebt schon 1873 (a, S. 290) die Unterschiede zwischen beiden Gesteinen hervor. 1874 trägt er sie getrennt auf seiner Karte ein. MOJSISOVICS (1879, S. 69—72) unterscheidet die beiden Gesteine zwar im allgemeinen, äußert sich aber nicht über die Möglichkeit einer scharfen Trennung und versucht diese auch auf der Karte nicht. Die ganze Darstellung krankt daran, daß sie sich zu wenig auf die Dolomiten im besonderen bezieht, sondern immer die ganzen Alpen, besonders die Nordalpen und die Lombardei, im Auge hat. S. 77 finden wir noch einmal die Bemerkung, daß das Rhät in der Dachsteinkalkfazies vom Nor gar nicht und vom Lias nur schwer getrennt werden kann. Auf S. 284 gibt dann HÖRNES eine ziemlich eingehende Beschreibung der Gesteinsentwicklung bei Prags. Nach ihm wäre die ganze norische Stufe vorwiegend kalkig entwickelt, nur unten und besonders oben kämen etwas dolomitische Gesteine vor. Das ist — wenn man sich auf die Salzsäureprobe irgend wie verlassen kann — durchaus unzutreffend und kann natürlich nicht zu einer richtigen Trennung führen.

OGILVIE faßt in ihrer Arbeit über Prags (1893, S. 43) alle Gesteine zwischen den Raibler Schichten und dem sicheren Lias als Dachsteindolomit zusammen. Später aber (1927 I, S. 164) finden wir bei ihr die gelegentliche Bemerkung, daß im nördlichen Teil der Dolomiten Dachsteindolomit und Dachsteinkalk deutlich zu unterscheiden sind. Nach ARTHA-BER (1905, S. 364) wäre in den Dolomiten die Abtrennung des meist als heller Dachsteinkalk entwickelten Rhät von der norischen Stufe «nur selten möglich». KOBER weist (1908, S. 209) darauf hin, daß der oberste Teil des Dachsteinkalkes im Fanes-Gebiet dem nordalpinen Gestein am meisten gleicht. Er versucht aber auf seiner Karte keine Trennung, wodurch ihm wichtige tektonische Züge entgehen. Auch SCHWINNER beruhigt sich (1915 b, S. 196) mit der von HÖRNES festgestellten Untrennbarkeit der beiden Schichtglieder — die übrigens für viele Gegenden zu recht bestehn mag. Einen wesentlichen Fortschritt bringen erst die Arbeiten KLEBELSBERGS (1927, S. 337 ff.; 1928, S. 226—31, 291). Mit seiner chronologischen Deutung der Verhältnisse werden wir uns erst unten zu beschäftigen haben. Jedenfalls geht aus seiner Darstellung zum ersten Mal seit LORETZ auch für den, der die Gegend nicht kennt, klar hervor, daß Hauptdolomit und Dachsteinkalk dort zwei auffallend verschiedene und schon äußerlich leicht unterscheidbare Gesteine sind. Besonders hat er auch (1927, S. 345) den morphologischen Gegensatz der beiden Schichtglieder in der Nordwand des Seekofls zutreffend hervorgehoben. Die Dolomitwände sind viel mehr gegliedert, aber viel weniger deutlich ge-

schichtet, als die Kalkwände. Der hangendste Teil des Dolomites bildet auf den einzelnen Oratrippen kanzelartige Vorsprünge, deren einer P. 2446 ist. (Diese Kote war nur auf der italienischen Karte 1:25.000 angegeben, u. zw. ein Stück südlich P. 2156 der österreichischen Sektionskopie.)

b) Beschaffenheit.

Bei der Beschreibung des Dachsteinkalkes können wir uns nach dem, was schon gesagt wurde, ziemlich kurz fassen, zumal auch auf die guten Darstellungen bei LORETZ (1873 a, S. 290; 1874, S. 465) und KLEBELSBERG (1927, S. 347; 1928, S. 63—64) hingewiesen werden kann.

Die Farbe des Gesteines ist meist nicht rein weiß, sondern braungrau, gelblich oder noch öfter rötlich, oft elfenbeinähnlich. Stärker rot sind vorwiegend einzelne Schmitzen oder dünnplattige bis schieferige Zwischenlagen, die recht häufig auftreten. Das Korn ist subkristallin bis fast dicht. Gelegentlich, aber nicht allzu häufig, findet man deutlich oolithische Teile. Alle Proben, die untersucht wurden, brausten mit Salzsäure sehr lebhaft. Der Unterschied gegenüber dem Hauptdolomit ist in dieser Beziehung immer sehr deutlich und nur durch ganz untergeordnete Übergänge überbrückt. Die Gliederung in mächtige Bänke ist überall sehr auffallend. Die Neigung, zu Grus zu zerfallen, ist weitaus geringer, als beim Dolomit, weshalb auch die Wände ein mehr glattes Aussehen haben. Wo allerdings starke tektonische Störungen eingewirkt haben, kann auch der Dachsteinkalk in Grus aufgelöst sein, so auf P. 2373 des Fossesriegels zwischen Roßalpe und Fossesalpe (nächst der Forcella di Cocodain der FREYTAG-Karte). Eine merkwürdige Oberflächenbeschaffenheit zeigt der Dachsteinkalk im obersten Teil der Kleinen Gaisl, etwa vom Trigonometer 2604 an. In den Vertiefungen des Geländes ist er mit kleinen Gruben bedeckt, wie angeätzt. Es dürfte dies wohl irgend wie damit zusammenhängen, daß hier der Schnee lange — fast das ganze Jahr — liegt.

Die Mächtigkeit des Dachsteinkalkes schätzt LORETZ (1874, S. 467) auf 1000 m. Nach meinen Profilen muß sie noch etwas größer, mindestens 1300 m, sein. Auffallend gering, nur etwa 500 m, ist sie südlich des Lago di Remeda rossa. Das entspricht übrigens den Angaben MUTSCHLECHNER's (1932, S. 221) für das südlich anschließende Gebiet. DAL PIAZ (1934, S. 167) kommt gar nur auf 300 m. Ob die Mächtigkeitsabnahme auf dem Vorhandensein einer Schichtlücke beruht (vergl. MUTSCHLECHNER, 1932, S. 204 ff.) oder auf höherem Hinaufreichen der Dolomitisierung, konnte ich nicht entscheiden. Beachtenswert ist jedenfalls der Umstand, daß dort, wo der Dachsteinkalk so stark abnimmt, der obere Hauptdolomit (vergl. S. 132) auftritt.

c) Grenze gegen den Hauptdolomit.

Daß diese Grenze schon landschaftlich recht scharf ist, wurde bereits erwähnt. Was jedoch ihre genaue Beschaffenheit betrifft, so liegen darüber Beobachtungen vor, die sich zwar nicht gerade widersprechen, aber doch gewisse Hilfsannahmen notwendig machen, um mit einander in Einklang zu kommen.

Von verschiedenen Verfassern wird darauf hingewiesen, daß in der Nähe der besprochenen Grenze breschige Gesteine auftreten, die eine Un-

terbrechung des Absatzes und eine Aufarbeitung des liegenden Gesteines vermuten lassen. Schon LORETZ erwähnt (1873 b, S. 622 u. 1874, S. 465, Anm.), daß in der Nähe der Basis des Dachsteinkalkes breschenartige Bänke mit eisenoxydreichem Bindemittel auftreten. Im besonderen werden sie von der Roßalpe angegeben. Eingehend hat sich aber vor allem KLEBELSBERG (1927) mit dieser Erscheinung befaßt. Er fand den Breschenhorizont zuerst auf dem Kreuzkofl in Enneberg. Die hier in ihm vorkommenden Gesteine sollen dafür sprechen, daß in der weiteren Umgebung auch tiefere Schichtglieder als der Hauptdolomit bloßgelegt waren. (Der Beschreibung nach könnten allerdings vielleicht auch umgelagerte abweichenden Gesteinsschmitzen im Hauptdolomit vorliegen.) Eine tektonische Erklärung der Erscheinung lehnt KLEBELSBERG wohl mit Recht ab (S. 340).

Unter dem Dachsteinkalk der Nordseite des Seekofls fand KLEBELSBERG eine Aufbereitungszone, die durch folgende Gesteine gekennzeichnet ist:

Weiß, kleinknollige Konglomerate mit höchstens 1 cm im Durchmesser aufweisenden Geröllern aus Hauptdolomit und einem weißen Bindemittel.

Graue, dolomitische, uneben gebänderte Kalksandsteine.

Konglomerate mit etwas größeren Geröllchen aus Hauptdolomit, untergeordnet aber auch aus Quarz oder Hornstein und Bohnerz und mit einer stark ockerigen Grundmasse.

Das erste und zweite Gestein bilden im unmittelbaren Liegenden des Dachsteinkalkes eine 4—6 m dicke, undeutlich gebankte Felslage. Das dritte Gestein wurde nur in losen Blöcken beobachtet, gehört aber wahrscheinlich in denselben Verband.

MUTSCHLECHNER (1932, S. 204 ff.) hat das Auftreten dieser klastischen Absätze in den St. Vigiler Dolomiten dann eingehend beschrieben. (Vergl. meine Bemerkungen dazu, 1935, S. 382—83, auch die Beschreibung OGILVIE GORDON's, 1935, S. 96.)

Ich muß gestehen, daß ich mich mit dem besprochenen Breschenhorizont zu wenig beschäftigt habe, wohl deshalb, weil andere Fragen mich bei den betreffenden Begehungen zu sehr in Anspruch nahmen. Ich kann deshalb über ihn keine mitteilenswerten eigenen Beobachtungen beibringen. Seine Beschaffenheit und Natur ist ja wohl durch die Beobachtungen KLEBELSBERG's genügend geklärt. Dagegen habe ich mich, im Anschluß an frühere Untersuchungen, etwas eingehender mit dem Verhältnis zwischen Dolomit und Kalk an der Untergrenze des Dachsteinkalkes beschäftigt.

Daß der Dolomit vom Kalk nicht überall regelmäßig überlagert wird, war schon früheren Verfassern aufgefallen. LORETZ erwähnt (1873, S. 291, Anm.) untergeordnete Dolomitbänke im Dachsteinkalk. KOBER (1908, S. 209) fand in einem benachbarten Gebiet eine Wechsellagerung zwischen rötlichem Kalk und weißem Dolomit. Auch MUTSCHLECHNER (1932, S. 204) hat sie stellenweise bemerkt.

Nach meinen Beobachtungen handelt es sich aber an den auffallendsten Punkten nicht um eine solche Wechsellagerung, sondern um ein stockförmiges Aufsetzen des Dolomites durch die Bänke des Kalkes. Am besten ist diese Erscheinung auf der Roßalpe zu sehn (vergl. Taf. 3, Fig. 3 u. 4).

Hier erhebt sich zwischen P. 2127 und 2275 westlich des Kleinen Jaufens ein kleiner rundlicher Hügel. Er besteht zur Gänze aus weißem, hochkristallinem, porösem, mit Salzsäure trotz der lückigen Beschaffenheit kaum brausendem Dolomit. Man sieht ganz deutlich, daß die Kalkbänke im SE und NW in den Dolomithügel hinein streichen. Daß das Gestein, obwohl es sehr mürb ist, eine Aufragung bildet, beruht wohl auf seiner geringeren Löslichkeit. Eine ähnliche Erscheinung zeigt sich auf P. 2275 selbst. Die Westseite dieses Hügels besteht aus Dolomit, die Ostseite aus Kalk. Dieser greift bis auf den Gipfel hinauf und bildet dessen höchsten Punkt. Am Westfuß des Hügels steht wieder Kalk an.

Ähnliche Verhältnisse scheinen auf Gumpal südwestlich Stolla zu herrschen, nur daß sie hier wegen der vielen Störungen weniger klar zu erkennen sind. Auf P. 2335 steht Dolomit an, der rings von Kalk umgeben ist und offenbar nur einer dolomitisierten Partie entspricht. Auf der Ostseite des Hügels sind Einschaltungen von Dolomitbänken im Kalk zu sehn. Auch am Steig gleich östlich der oberen Roßhütte ist die Grenze zwischen Dolomit und Kalk recht scharf, scheint dabei aber die Schichten zu schneiden.

In vielen anderen Fällen ist allerdings die Gesteinsgrenze den Schichtflächen parallel, so weit sich dies mit den Mitteln der geologischen Aufnahme feststellen läßt.

Es ist nun nicht ganz leicht, diese Verhältnisse, die ja freilich keine Ausnahme sind, sondern fast überall dort auftreten, wo Kalk den Dolomit überlagert (vergl. PIA, 1920, 1923 a und 1926), mit unseren sonstigen Vorstellungen in Einklang zu bringen. Besonders scheinen sie der Hypothese HUMMEL's (1928 b) zu widersprechen. Ich könnte mir allerdings denken, daß die Dolomitisierung gewisser unregelmäßig begrenzter unterer Teile des Dachsteinkalkes ein besonderer, späterer Vorgang ist, der nicht mit der Dolomitisierung des Hauptdolomites zusammenfällt. Vermutlich stiegen aus diesem Lösungen, die überschüssige Magnesiumsalze enthielten, in den Kalk auf und verwandelten ihn teilweise in Dolomit. Damit würde gut übereinstimmen, daß die lithologische Beschaffenheit der Dolomitstöcke im Dachsteinkalk nicht ganz dieselbe ist, wie die des eigentlichen Hauptdolomites. Das geht aus einem Vergleich der Beschreibungen auf S. 129 u. 137 wohl deutlich hervor. Ich verweise nur auf das mehr kristalline Korn und auf den Mangel einer deutlichen Schichtung, die jenen kleinen Dolomitmassen eigen ist.

d) Fossilien.

Die ersten Angaben über Fossilfunde im Dachsteinkalk unseres Gebietes verdanken wir wieder LORETZ. Er fand südlich vom Roßkofl Trümmer von Crinoidenstielen und anderen Fossilien (1874, S. 466, Anm.). Das Vorkommen erinnerte ihn an Kössener Schichten. Es liegt nicht viel über der Untergrenze des Kalkes. Auch HÖRNES (in MOJSISOVICS, 1879, S. 284) machte einige Angaben über die Fossilführung. Sie beziehn sich aber auf benachbarte Gebiete, nicht auf den Bereich der Karte selbst. Auch ist kaum zu entscheiden, ob es sich in den einzelnen Fällen um echten Dachsteinkalk oder um Hauptdolomit handelt.

Ich selbst beobachtete reichlich Querschnitte von Brachiopodenschalen

am Weg südlich des Seebel, jener kleinen Wasseransammlung zwischen Jaufen und Seekofl. Doch gelang es mir nicht, hier bestimmbare Reste zu gewinnen. Glücklicher war KOBER. Er fand oberhalb der Roßhütte, gegen die Rote Bastei nordwestlich des Trigonometergipfels der Roten Wand (vergl. den tektonischen Teil) sehr zahlreiche schlecht erhaltene, oft stark abgerollte Fossilien (1908, S. 210). Nur zwei davon konnten spezifisch bestimmt werden und diese gehören zu rhätischen Arten: *Trochus triangularis* Dittm., *Placunopsis alpina* Winkl. Die Ähnlichkeit vieler anderer Stücke mit liasischen Formen kann ebenso gut auf der Fazies wie auf dem Alter beruhen. Denn bei gleicher Fazies müssen rhätische und unterliasischen Fossilien ja notwendig nur wenig verschieden sein.

Schließlich seien gleich hier auch die Brachiopoden erwähnt, die KLEBELSBERG (1927, S. 341) und MUTSCHLECHNER (1932, S. 221) außerhalb des Bereiches meiner Karte gefunden haben. Es sind

Terebratula punctata Sow.

Terebratula dubiosa Haas.

cf. *Waldheimia indentata* Sow.

Häufiger als alle anderen Fossilien sind im Dachsteinkalk Megalodonten. Leider handelt es sich immer nur um Querschnitte, oft von ziemlich großen Stücken. Ich fand sie unter anderem auf der Westseite von Gumpal (südwestlich Stolla) in losen Blöcken und anstehend in dolomitischem Kalk. Lose Trümmer mit großen Megalodonten im SE-Kar der Hohen Gaisl rühren jedenfalls von deren Gipfelteil her. Ähnliche Blöcke findet man am Weg von der unteren zur oberen Roßhütte.

Sphaerocodienähnliche Knollen, die allerdings zu einer näheren Untersuchung nicht geeignet waren, beobachtete ich am Weg von der Egerer Hütte auf den Großen Seekofl. KLEBELSBERG (1928, S. 231) fand in derselben Gegend Korallenrasen.

e) Alter.

Vollkommen überzeugende Beweise für das geologische Alter des Dachsteinkalkes der Prager Dolomiten fehlen. Früher wurde er, vorwiegend auf Grund der Lagerung, meist für rhätisch gehalten. LORETZ (1874, S. 466) stellt ihn dem Dachsteinkalk im Sinne GÜMBELS, also einem rhätischen Gestein gleich. Auch MOJSISOVICS (1879, S. 77) und ARTHABER (1905, S. 364) scheinen derselben Meinung zu sein. Nun hat aber KLEBELSBERG (1927) die Ansicht ausgesprochen, daß die gesamten Kalke über dem Hauptdolomit des Heiligenkreuzkofls, der Fanesalpe, des Seekofls, der Hohen Gaisl usw. schon dem Lias angehören. MERLA (1932, S. 32—34) folgt ihm. Die Gründe, die KLEBELSBERG für diese neue Einreihung anführt, sind folgende:

1) Die Bestimmung einiger ziemlich zweifelhafter Brachiopoden vom Heiligenkreuzkofl (vergl. oben).

2) Das Auftreten der Breschen am Fuß des Dachsteinkalkes, die für eine längere Unterbrechung des Absatzes sprechen. Es läge in der Tat nahe, diese Breschen mit jenen zu vergleichen, die nach FURLANI (1909, S. 450—52) und REITHOFER (1928 b, S. 551) auf der Sella den Lias vom Dachsteinkalk trennen.

3) Der Vergleich mit dem Antelao, auf dem ja tatsächlich durch DAL

PIAZ (1912) in einem unserem Dachsteinkalk offenbar äußerst ähnlichen Gestein Fossilien gefunden wurden, deren liasisches Alter nicht zweifelhaft zu sein scheint.

Man wird zugeben müssen, daß diese Beweise eine gewisse Wahrscheinlichkeit begründen können, obwohl sie nicht allzu stark sind. An sich besteht ja natürlich gar kein Grund, warum eine Sedimentationsunterbrechung eher an einer Formationsgrenze als an irgend einer anderen Stelle des Profiles auftreten sollte. Nur wenn man beweisen könnte, daß die Trockenlegung eine sehr lang dauernde war, dürfte man schließen, daß die nächst folgenden Schichten jünger als Rhät sein müssen. Ein solcher Beweis ist aber wohl nicht geführt. (Vergl. auch das oben, S. 136, über die angeblich älteren Komponenten in der Bresche Gesagte.) Die Verhältnisse des Antelao und der Sella wird man wohl nur so weit heranziehen dürfen, als keine unmittelbaren Beweise zu erlangen sind.

Es scheinen mir aber auch Gründe dafür zu sprechen, daß der Dachsteinkalk unseres Gebietes noch triadisch ist. In erster Linie möchte ich hier die so häufigen großen Megalodonten nennen. Allerdings ist es bisher nicht gelungen, sie zu bestimmen, beziehungsweise läßt sich nicht entscheiden, ob irgend welche der bisher aus der Gegend beschriebene Arten dem eigentlichen Dachsteinkalk angehören. Megalodontiden fehlen ja auch dem Lias nicht. Doch möchte ich auf Grund mehrjähriger Arbeiten in den Lessinischen Alpen sicher behaupten, daß die *Megalodon*-Bänke unseres Dachsteinkalkes und die der Grauen Kalke nicht dieselben Formen enthalten. Die Vermutung KLEBELSBERG's (1935, S. 368—69), daß *Meg. mojsvari* und *Meg. ampezzanus* dem Lias angehören, daß also im Gegensatz zur herrschenden Ansicht (KUTASSY, 1934, S. 185) auch die echte Gattung *Megalodon* die Obergrenze des Rhäts überschreitet, scheint mir vorläufig nicht ausreichend gestützt zu sein.

Die von KOBER bestimmten Versteinerungen (vergl. S. 138) sind sicher kein Beweis für die Vertretung des Lias. Etwas besser mag es mit den Funden MUTSCHLECHNER's stehen (1932, S. 221).

Im nächsten Kapitel werden wir sehen, daß es möglich ist, zwischen dem Dachsteinkalk und den Oberjurakalken sicher liasische Gesteine deren Alter auch durch Fossilien belegt ist, auszuscheiden. Allerdings ist es meines Wissens bisher nicht gelungen, den untersten Lias in ihnen nachzuweisen.

Alles in allem möchte ich glauben, daß die größte Wahrscheinlichkeit für ein teils rhätisches, teils liasisches Alter des «Dachsteinkalkes» unseres Gebietes spricht. Damit entferne ich mich wohl nicht weit von KLEBELSBERG's jetziger Deutung (1928, S. 64; 1935, S. 371). MUTSCHLECHNER kann mich nicht überzeugen (vergl. PIA, 1935, S. 383). Um die ganze Frage zu entscheiden, müßte man eine längere Zeit auf das Suchen bestimmbarer Fossilien verwenden, was mir bisher nicht möglich war. Übrigens ist mir sehr wahrscheinlich, daß der Altersumfang des besprochenen Gesteines von Ort zu Ort verschieden ist. Im E, in der Gaisl-Gruppe, reicht es wohl am weitesten hinunter, gegen W, gegen die Sella und die Puezalpe zu, schiebt sich über dem Hauptdolomit eine immer größere Schichtlücke ein.

Die Benennung des besprochenen Schichtgliedes hängt natürlich in erster Linie von seinem Alter ab. Sollte es im wesentlichen liasisch sein, dann wäre es «Verenakalk» zu nennen (vergl. PIA, 1920, S. 124). Im Falle rhätischen Alters paßt der Name »Dachsteinkalk«, den ich jedoch nur auf dieses obere, tatsächlich kalkige Gestein anwende und also dem Hauptdolomit entgegensetze. Am genauesten, aber unnötig schleppend, wäre wohl «Dachstein-Verenakalk». Allerdings ist der Name Dachsteinkalk bekanntlich in zweierlei Sinn verwendet worden, weshalb schon LEPSIUS (1878, S. 100) ihn lieber ganz fallen lassen wollte. Denn der oberrhätische Kalk, den GÜMBEL so bezeichnete, ist faziell vom Kalk des Dachsteins merklich verschieden. Da aber der Name für jenes rhätische Gestein Südbayerns und Nordtirols heute kaum mehr verwendet wird, kann man ihn wohl wieder im ursprünglichen Sinn festlegen und mit ihm alle obertriadischen, hellen, wohlgebankten Kalke bezeichnen, die sich meist auch durch das Auftreten von Megalodonten auszeichnen. So wurde das Wort schon im ganzen gegenwärtigen Kapitel gebraucht.

17. Lias.

Sicher liasische Gesteine spielen im Bereich meiner Kartenaufnahme nur eine äußerst untergeordnete Rolle. Der Umfang, den frühere Forscher dem Lias der nordöstlichen Dolomiten gegeben haben, ist recht wechselnd, was bei dem Mangel an Leitversteinerungen nicht zu verwundern ist. Wir haben eben gesehen, daß manche ihm den ganzen Dachsteinkalk zurechnen möchten. LORETZ hat (1874, S. 469) versucht, im höheren Teil der Hohen Gaisl und der Roten Wand sowie im Westabfall gegen La Stuva im Boite-Tal über dem Dachsteinkalk ein jüngerer Schichtglied abzutrennen, wohlgeschichtete Dolomite ähnlich dem Hauptdolomit, die oft stark rötlich verwittern. Auf S. 471 vermutet er, daß dieses Gestein in den Lias gehört. Es ist mir bei meinen Begehungen nicht klar geworden, welches Schichtglied er da im Auge hat. Eine regelmäßige Überlagerung des Dachsteinkalkes durch geschichtete Dolomite habe ich nicht beobachtet.

HÖRNES sagt in seiner Arbeit über das obere Rienztal (1875 a, S. 226), daß über dem meist rötlichen Dachsteinkalk petrographisch sehr ähnliche, nur stellenweise dunklere, oft rauchgraue Kalke folgen, die undeutliche Bivalvenreste enthalten, aber wahrscheinlich liasisch sind. In den «Dolomitriffen» (S. 285 u. f.) kommt er wieder auf den Lias unseres Gebietes zu sprechen. Er nennt aus den Grauen Kalken der Hochfläche von Fanes *Megalodon pumilus* und *Lithiotis problematica*. Außerdem waren inzwischen die liasischen Brachiopodenschichten dieser Gegend bekannt geworden. Es wird schon die Möglichkeit erwogen, daß die Crinoidenkalke den Grauen Kalken eingelagert seien. Im allgemeinen Teil der «Dolomitriffe» spricht MOJSISOVICS auf Seite 88—91 über die Entwicklung des Lias. Die grauen Kalke seien eine nur wenig abgeänderte Fortsetzung des Dachsteinkalkes. Sie gehen aus ihm allmählich hervor. Das wichtigste Unterscheidungsmerkmal sind Einschaltungen von Muschelbänken, Crinoidenkalken und Oolithen. Die Crinoiden- und Brachiopodenkalke von Fanes dürften wahr-

scheinlich über ihnen liegen. Die Mächtigkeit der Grauen Kalke nimmt gegen E und N stark ab.

Schließlich gibt KOBER (1908, S. 210—12) eine ausführliche Beschreibung der Liasentwicklung auf Fanes, der wir Folgendes entnehmen: Die Mächtigkeit dürfte 150—200 m betragen. Wo sie typisch ausgebildet sind, sind die Grauen Kalke dünn geschichtet und stark tonig, vom Dachsteinkalk leicht zu unterscheiden, wenn die Grenze auch unscharf ist. Die Crinoidenkalke mit *Terebratula aspasia* bilden im Grauen Kalk langgestreckte Linsen. Auch die roten Marmore mit oberliasischen Ammoniten dürften solche Einlagerungen sein (KOBER konnte sie nicht wiederfinden).

Innerhalb des von mir aufgenommenen Gebietes sind die liasischen Gesteine am besten nördlich des Lago grande, am Weg, der vom Fosses-Riegel (der Forcella di Cocodain) herunterkommt, gekennzeichnet. Es sind weiße Kalke mit Fossilgrus und recht schön auswitternden Sphaerocodien, in denen ich allerdings keine Struktur finden konnte. Die Zwischenmasse ist öfter oolithisch. Das Gestein erinnert stark an den Verenakalk der Lessinischen Alpen. Besonders wichtig ist auch das Auftreten einer schönen, großen *Sestrosphaera*. Die Art ist zwar neu, aber die Gattung spricht nach unserer bisherigen Erfahrung entschieden dafür, daß wir es tatsächlich mit Lias zu tun haben. Von einer benachbarten Stelle, der Umgebung des Remeda-Sees, gibt KLEBELSBERG (1928, S. 234) *Terebratula aspasia* an.

Am Osthang des Siore südlich des Seekofls, am Weg, der zur Egerer Hütte führt, fand ich ebenfalls Gesteine, die vollständig an Verenakalk erinnern. Auch die Sphaerocodien treten hier wieder auf. Obwohl einige Brüche die Beobachtung erschweren, schien es mir, daß die Liaskalke auf der Südseite der Siore teilweise dolomitisiert sind. Auch Wechsellagerung zwischen Kalk und Dolomit kommt vor.

Echte Graue Kalke im engeren Sinn, d. h. Noriglioschichten von der Ausbildung, wie bei Rovereto, habe ich auf der Fosses-Alpe nicht gesehen.

Lithologisch recht ähnlich mit dem Lias der Fosses-Alpe scheint das Gestein des M. Antelao zu sein, in dem DAL PIAZ (1912, S. 208—09) die bekannte kleine Unterliasfauna fand. Weiße, rötliche oder graugrüne, manchmal oolithische Kalke setzen es zusammen.

18. Jura (Dogger und Malm).

Indem wir die älteren Darstellungen des Juras im Fanesgebiet (z. B. MOJSISOVICS, 1879, S. 285 u. folg.) übergehen, sei nur auf die wichtigsten Ergebnisse KOBERS (1908, S. 212—15) kurz hingewiesen. Seine Aufnahme brachte die bemerkenswerte Erkenntnis, daß die Fazies der Grauen Kalke stellenweise bis in die Klausschichten hinauf reicht. Das ist jedenfalls auch für das Verständnis der Juraablagerungen außerhalb der Dolomiten bedeutsam. Heteropische Ausbildungen sind weiße Crinoidenkalke und rote Marmore des Doggers. Die Mächtigkeit dieser Abteilung ist stets sehr gering. Der Malm ist durch rote Cephalopodenkalke vertreten, die seitlich auch in weiße Kalke übergehen.

In dem kleinen Juragebiet westlich und südlich der Roten Wand kommen im wesentlichen folgende Gesteine vor:

Hellrote oder weißliche Crinoidenkalke.

Gebankte, schwach knollige, rote oder sehr helle Kalke, oft ganz erfüllt von schlecht erhaltenen großen Ammoniten; hochrote, dünnplattige, stark knollige Kalke treten nur in einzelnen Lagen auf.

Weißer oder rötlicher, sehr dünnplattiger, knolliger Kalk.

Die Crinoidenkalken liegen an den von mir untersuchten Stellen immer zwischen den weißen Liaskalken und den roten Knollenkalken. Sie sind mit beiden durch Übergänge verbunden. Sie entsprechen offenbar hauptsächlich dem Dogger, z. T. vielleicht noch dem Lias.

Die Knollenkalken erinnern sehr an die Oberjuragesteine im östlichen Teil der Sieben Gemeinden. (Im Etschtal sind die Farben der Gesteine lebhafter.) Man wird in ihnen wohl ungefähr die Stufen vom Oxford bis zum Tithon sehen dürfen. Die weißen Knollenkalken fand ich unmittelbar unter den Neokommern südlich P. 2382 am SW-Ende der Roten Wand. Nach KOBER scheint es aber, daß sie keinen bestimmten Horizont einhalten.

19. Unterkreide.

Unmittelbar über weißen, obertithonischen Knollenkalken liegen südlich der Roten Wand graue Mergelkalken mit Hornsteinen. Weiter oben folgen in der Kreide vorwiegend graue Mergel mit einzelnen Bänken härterer, hornsteinführender Kalke. Aber auch schmutzig rötlicher Mergel und Kalke treten im Neokom wieder auf. Das Gestein ist bald mehr kalkig, bald mehr schiefrig und mürbe. Es erinnert gar nicht an Biancone, eher vielleicht etwas an Scaglia. Die Hornsteinknollen sind oft sehr porös. Schlecht erhaltene Ammonitenabdrücke sind stellenweise sehr häufig. Ob die erwähnten Gesteinsunterschiede mit dem geologischen Alter zusammenhängen oder rein fazieller Art sind, konnte ich in dem sehr beschränkten und stark gestörten von mir näher untersuchten Geländeabschnitt, dessen Begehung ja hauptsächlich tektonischen Fragen galt, nicht entscheiden. Die Kreideammoniten, die in der Nachbarschaft gefunden wurden, gehören bekanntlich dem Barrême an. Die roten Mergel vertreten an anderen Stellen das Valanginien (KOBER, 1908, S. 217; KLEBELSBERG, 1928, S. 66).

II. Tektonik.

1. Einleitung.

Es dürfte nicht zweckmäßig sein, an dieser Stelle eine größere geschichtliche Übersicht zu geben. Ich will mich darauf beschränken, die leitenden Hauptgesichtspunkte für das tektonische Verständnis der nord-östlichen Dolomiten, wie sie im Schrifttum bisher hervortreten, kurz anzuführen und dann einen ersten allgemeinen Überblick des Baues, wie er mir erscheint, zu geben. Alle Einzelheiten, auch kritischer Art, bleiben der besonderen Beschreibung der Störungen vorbehalten.

Die tektonischen Ergebnisse von LORETZ sind — im Vergleich zur ausgezeichneten Stratigraphie — weniger klar. Zwar findet man auch in ihnen viele tüchtige Beobachtungen und manche treffende Gedanken, doch zeigt sich ein offenkundiges Unvermögen, sich daraus ein räumliches Bild der Lagerung des Gebietes zu machen. Störend wirkt auch die Neigung der älteren Geologie nach, reine Erosionserscheinungen tektonisch zu erklären. Eine Zusammenfassung seiner tektonischen Ergebnisse hat LORETZ 1874 (S. 494 u. f.) veröffentlicht. Sie enthält eine Reihe gesunder Grundgedanken: Die Störungen werden auf faltende, tangentialer Kräfte zurückgeführt, u. zw. auf zwei ungefähr senkrechte Paare von Druckkräften. Deren Richtung wird mit NE-SW und NW-SE angenommen. Nordsüdliche und ostwestliche Störungen dagegen werden als Resultierende erklärt, was mir für die Prager Dolomiten und ihre nähere Umgebung gekünstelt erscheinen würde. Denn hier wirkten die wichtigsten Kräfte augenscheinlich in der Richtung der Hauptweltgegenden. Dagegen werden wir den weiteren Gedanken, daß die verschieden gerichteten Kräfte zu verschiedenen Zeiten auftraten, bestätigt finden. Eben so treffend ist die Gliederung des Gebirges in zwei Stockwerke, deren unteres meist weichere Schichten umfaßt und leicht kleingefaltet wird, während das obere, von den mächtigen Dolomitmassen zusammengesetzte, auf die gleichen Beanspruchungen vorwiegend mit Brüchen antwortet. Wir werden allerdings sehen, daß auch in ihm, besonders im Hauptdolomit, sehr kräftige Faltungen auftreten; im ganzen ist aber die getroffene Unterscheidung, vor allem bei den jüngeren Störungen, sehr bedeutungsvoll.

Die «Dolomit-Riffe» von MOJSISOVICS (1879) haben — wie schon lange erkannt — die Tektonik wenig gefördert, ja sie müssen gegenüber LORETZ in mehrfacher Hinsicht als Rückschritt bezeichnet werden. Nichts liegt mir ferner, als dieses bewunderungswürdige Werk gering zu schätzen. Seine größte Stärke sind aber die allgemeinen stratigraphischen Gesichtspunkte. Noch heute wird es nur wenige auf diesem Gebiet anregendere Arbeiten geben, als die einleitenden Kapitel des besprochenen Buches.

Minder gut, weil größtenteils zu wenig ins Einzelne gehend, sind schon die stratigraphischen Beobachtungen, entschieden am schwächsten aber die Angaben über den tektonischen Bau. MOJSISOVICS glaubte, daß im N der Val Sugana-Linie reine Verwerfungen die herrschende Störungsform seien (S. 515). Das bei Prags erkennbare starke Südfallen sei auf eine schmale Zone beschränkt. Sonst herrsche überall flache Lagerung oder Nordfallen (S. 109). Auf S. 274 wird betont, daß die Tektonik auch in meinem besonderen Gebiet sehr einfach sei, was — wie wir sehen werden — durchaus nicht zutrifft, wenn man nicht unbegründeter Weise schwache Störungen mit einfachen Störungen gleich setzt.

Eine grundsätzlich ganz treffende Gegenwirkung gegen die von MOJSISOVICS ausgesprochenen Ansichten stellt die Arbeit OGILVIES (1893) dar. Sie hebt die Bedeutung horizontaler Bewegungen, besonders von Überschiebungen, wieder mehr hervor. Die Einzelheiten, die sie mitteilt, scheinen mir allerdings zum großen Teil nicht zuzutreffen. Darauf wird wiederholt einzugehen sein. Später ist sie auf unser Gebiet noch öfter zurückgekommen, so 1894, S. 53 und 1910, S. 61. Neue Beobachtungen scheinen diesen Darstellungen nicht zugrunde zu liegen. Besonders 1910 wird die Theorie, daß die Dolomiten aus einer Anzahl ausgedehnter, dünner, von E gegen W über einander geschobener Decken bestehen, auch auf das Gebiet von Prags angewendet. (Vergl. f. eine allgemeine Übersicht bes. die Fig. 22 und die Taf. 12). Da diese Vorstellung aber in der damaligen Form heute nicht mehr vertreten wird, ist es kaum nötig, hier auf sie einzugehen.

Auch DIENER (1903, S. 547—49) hebt hervor, daß tangentielle Bewegungen den Dolomiten keineswegs in jenem Grade fehlen, wie man früher annahm. Die von OGILVIE (1893) beschriebenen Nordbewegungen am Fuß des Dürrensteines hält er für gut gesichert, ebenso KLEBELSBERG (1911, S. 172; 1928, S. 244 ff.). Noch DAL PIAZ (1934, S. 170) steht im wesentlichen auf demselben Standpunkt. Besonders betont DIENER auch die Wichtigkeit von Gehägebewegungen unter der Last der Dolomitmassen. Wenn es auf S. 513 heißt, daß die Faltung in den Dolomiten geringer ist, als in den venetianischen Voralpen, ist das eine Behauptung, die wohl erst mittels neuerer Untersuchungsweisen entsprechend nachgeprüft werden kann (vergl. S. 232 ff.).

Dieselbe durch MOJSISOVICS begründete Ansicht von der Zunahme der Faltungsstärke gegen S finden wir auch bei KOBER (1908, S. 244) wieder. Im Gegensatz zu MOJSISOVICS wird aber hier auch betont, daß ein Unterschied im Wesen des Baues zwischen nördlichem und südlichem Teil der Südalpen nicht besteht. Überall herrschen die Wirkungen tangentialer Kräfte vor. Als unrichtig hat sich mir für mein Aufnahmegebiet und seine Nachbarschaft KOBERS Meinung erwiesen, daß die Störungen nur aus einer Richtung, etwa von NE erfolgt seien. Es sind vielmehr an vielen Stellen gut zwei verschieden gerichtete und verschieden alte Störungssysteme zu unterscheiden.

Mehrfach ist der Versuch gemacht worden, die Überschiebungslehre auch auf den inneren Bau der Südalpen anzuwenden. Von OGILVIES Formulierung der Theorie war schon kurz die Rede. AMPFERER hat sich ihr zeitweise enge angeschlossen (1924, S. 72). Man vergleiche auch die Arbeiten

von KOBER (1914) und SCHWINNER (1915). Im Jahre 1923 hat KOBER wieder die Vermutung ausgesprochen, daß die Dolomitentwicklung und die Tuff-Mergelentwicklung des Ladin zwischen Höhlenstein- und Abteital verschiedenen Decken angehören könnte — ähnlich wie OGILVIE GORDON, nur daß er sich die Schubbewegung nach S gerichtet denkt. Auf Einzelheiten geht er nicht ein. Daß ich seine Auffassung nicht teilen kann, ergibt sich wohl schon aus dem stratigraphischen Abschnitt der vorliegenden Arbeit. Für die Auseinandersetzungen mit allgemeinen Theorien ist hier nicht der Ort. Nur auf TERMIERS Hypothese sei noch hingewiesen. Er nimmt (1922, S. 1176) an, daß zwischen den Pustertaler Phylliten und dem Perm eine große Überschiebung liege — scheinbar ohne Kenntnis davon, daß OGILVIE GORDON diese Ansicht schon 1910 (S. 61) in einer etwas anderen Form vorgetragen hat. Das Kristallin würde zu den Alpen, Perm und Mesozoikum aber zu den Dinariden gehören. Ein solches Verhalten müßte wohl auch in meinem Aufnahmegebiet zu erkennen sein. Es wurde darauf schon S. 4—5 Bezug genommen und unten komme ich auf die Frage der Störungen zwischen Phyllit und Perm zurück. Gegen TERMIER hat sich u. a. GORTANI (1923) gewendet. Er verweist darauf (S. 237 u. 238), daß die Grenze zwischen Alpen und Dinariden eine künstliche sei, daß die Südalpen sich von dem Hauptstamm der Alpen schwer trennen lassen. Meine Aufnahmen und viele andere Begehungen haben mich davon überzeugt, daß Überschiebungen in den Dolomiten sehr verbreitet sind, daß sie aber überall nur einen geringen Betrag, wohl nur ausnahmsweise bis zu wenigen km, erreichen.

Während der langen Unterbrechung in der Beschäftigung mit der vorliegenden Arbeit sind einige tektonische Veröffentlichungen erschienen, die in mein Aufnahmegebiet mehr oder weniger eingreifen, nämlich die Schriften von KLEBELSBERG (1927 u. 1928), MERLA (1932), MUTSCHLECHNER (1932), DAL PIAZ (1934) und OGILVIE GORDON (1927 und 1935). Bemerkungen über diese neuen Arbeiten habe ich größtenteils schon an anderer Stelle veröffentlicht (PIA, 1935, S. 194, 364, 375, 380 u. 730). So weit nötig werde ich unten noch auf sie zurückkommen.

Am Schluß dieser Einleitung gebe ich noch einen kurzen Überblick der Tektonik meines Gebietes, wie sie sich mir darstellt (vergl. Taf. 12 und Textfig. 8).

Die ältesten nachweisbaren Störungen sind W-E oder WNW-ESE streichende Falten, oft von der Gestalt von Flexuren, die durchwegs gegen S blicken, so ferne wir uns auf das Gebiet der Karte beschränken. Überschiebungen scheinen sich im Zusammenhang mit dieser Faltung innerhalb der Pragser Dolomiten kaum gebildet zu haben. Dieses Faltenland wird von etwa N-S streichenden Scherungsüberschiebungen durchschnitten. Sie bilden im großen und ganzen ein fächerförmiges System von Störungen. Die steilsten finden wir im Höhlenstein-Tal, die bedeutendste verläuft um den Lungkofel herum, dann (nach einer kleinen Unterbrechung) durch das Tal von Altprags auf die Plätzwiesen und durch das Seelandtal nach Schluderbach. Im W sind dieser Überschiebung weitere, noch flachere vorgelagert, die allerdings nur Teile des ganzen Gebietes erfaßt haben, eine Scholle, die sich zwischen ungefähr senkrechten Randspalten vorwärts bewegt hat. Die Kleine Gaisl ist die höchste Erhebung dieser Schubmasse.

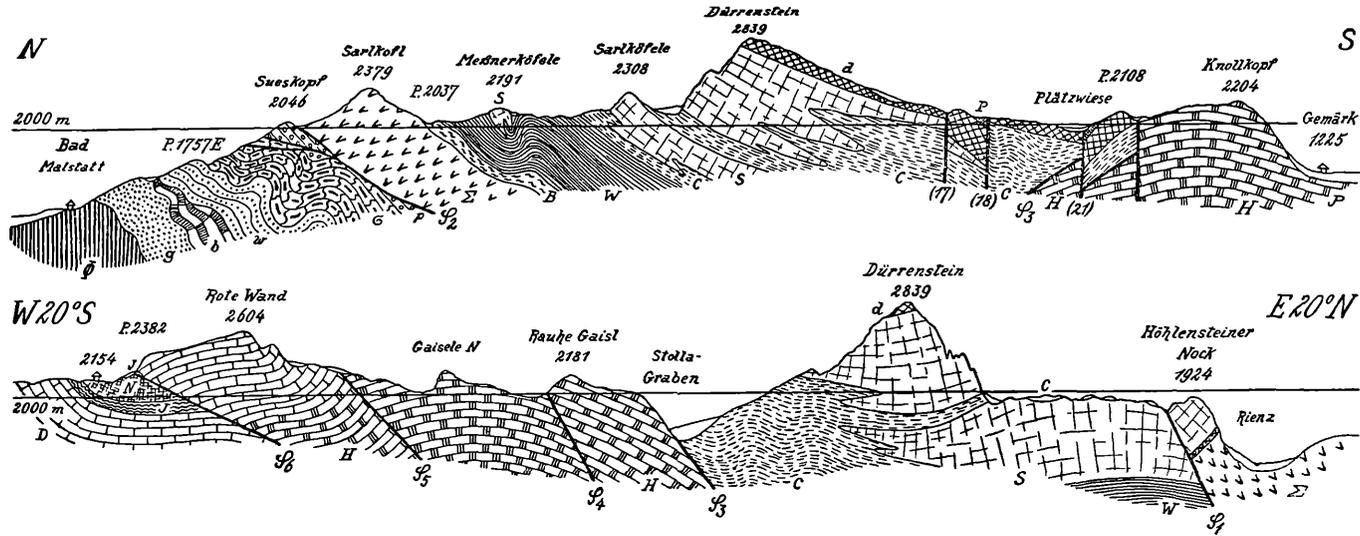


Fig. 8. Zwei typische Profile durch die Prager Dolomiten. 1:70.000.

- | | | |
|-----------------------------|----------------------------|--|
| Φ = Pustertaler Phyllit | C = Cassianer Schichten | S ₁ = Überschiebung des Höhlensteiner Nocks |
| g = Grödner Sandstein | S = Schlerndolomit | S ₂ = " " Lungkoffs |
| b = Bellerophonkalk | d = Dürrensteindolomit | S ₃ = " " der Plätzwiesen |
| w = Werfener Schichten | P = Plätzwiesschichten | S ₄ = " " Gaislköpfe |
| c = unterer Sarldolomit | H = Hauptdolomit | S ₅ = " " Schlechten Gaisl |
| p = Prager Schichten | D = Dachstein-Verenakalk | S ₆ = " " Roten Wand |
| Σ = oberer Sarldolomit | J = Jura (Dogger und Malm) | |
| B = Buchensteiner Schichten | N = Unterkreide | |
| W = Wengener Schichten | weiß = Quartär | |

Numerierung der Brüche siehe Text.

Vergl. auch die Erklärung zu den Tafeln 10 und 11. Die Profile sind etwas geknickt. Die in die Figur eingeschriebenen Weltgegenden geben nur den allgemeinen Verlauf an.

Sie ist auf den jungmesozoischen Muldenkern einer älteren Falte aufgeschoben. Brüche verlaufen in sehr verschiedenen Richtungen, haben aber nur eine geringe Bedeutung. In der Regel ist an ihnen der Ostflügel gesenkt.

Über das Alter der verschiedenen Störungen läßt sich leider wegen des Fehlens von Tertiärschichten nicht sehr viel ermitteln. Nur das Eine kann man sagen, daß die südwärts blickenden Kniefalten älter sind, als die gegen W gerichteten Überschiebungen. Besonders spricht in diesem Sinn die Verschiedenheit im mechanischen Verhalten der Gesteine den beiden Störungsphasen gegenüber. Beim Südschub wurden die Schichten plastisch gefaltet, beim Westschub aber weitgehend zerrissen und zertrümmert, wahrscheinlich deshalb, weil sie eben schon gefaltet waren (AMPFERER, 1923, S. 104) und weil ihnen auch die für eine plastische Umformung notwendige Überdeckung inzwischen abhanden gekommen war (ebend., S. 105). Man könnte gegen diese Deutung vielleicht das starke Südfallen der Schubfläche des Lungkofls (Taf. 10, Profil K u. L) ins Treffen führen, doch scheint mir das nicht entscheidend. Eine Trennungsfläche, die sich so deutlich an einen lithologischen Gegensatz hält, muß einem schon vorhandenen Einfallen der Schichten wohl weitgehend folgen. Übrigens ist natürlich nicht zu bestreiten, daß die Schubflächen nachträglich noch etwas verstellt worden sein können.

Daß das Gebiet schon in der Kreide eine Gebirgsbildung durchgemacht hat, wie DIENER (1903, S. 602) und andere es für wahrscheinlich hielten, scheint jetzt, nach den Beobachtungen MUTSCHLECHNER's (1932, S. 232 u. 251) und den Fossilfunden OGILVIE GORDON's (1935, S. 196) wohl festzustehen. Es ist aber am Col Becchei auch leicht zu erkennen, daß nach Absatz der Oberkreide noch lebhaftere Störungen erfolgt sind. MUTSCHLECHNER scheint mir diese jüngeren Vorgänge zu unterschätzen.

In der Darstellung halte ich folgenden Weg für den zweckmäßigsten: Ich werde zuerst die älteren Falten beschreiben. Die nach W gerichteten Bewegungen werden anschließend — von E nach W fortschreitend — genau besprochen und der Zusammenhang zwischen Scherungsüberschiebungen und Umfaltungen weicherer Gesteine untersucht. Dann werden die Brüche in räumlicher Anordnung beschrieben, so weit sie nicht mit den Überschiebungen in unmittelbarem Zusammenhang stehen und schon bei diesen behandelt wurden. Zuletzt wird der Faltungszustand des ganzen Gebietes nach meinen statistischen Verfahren gekennzeichnet. Das Gebiet wird dabei so unterteilt, daß auf die vorher besprochenen tektonischen Erscheinungen neues Licht fällt.

2. Die Längsfaltung.

Wie nach MOJSISOVICS (1879, S. 109) das ganze südosttirolische Bergland, so bildet im besonderen das Gebiet um Cortina d'Ampezzo zwischen dem Pustertal und Buchenstein eine Mulde. OGILVIE hat das sehr anschaulich dargestellt (1893, S. 70 und gegenüberstehende Tafel; vergl. auch SCHWINNER, 1915 b, S. 203). Das von mir untersuchte Gelände gehört dem Nordrand dieser großen Mulde an. Es herrscht hier demgemäß im ganzen ein südliches Einfallen. Nach MOJSISOVICS (1879, S. 109) ist diese Schichtneigung auf einen verhältnismäßig schmalen Streifen

am Nordrande der Dolomiten beschränkt, während im übrigen flache Lagerung oder Nordfallen die Regel ist. SUESS (1885, S. 339) hat darauf hingewiesen, daß dieser steile südliche Abfall der Trias vom Pustertaler Phyllit streckenweise das Wesen einer Flexur annimmt. Man wird dies in den Pragser Dolomiten ganz gut behaupten können. Die Folge des isoklinalen Aufbaues ist, daß im großen und ganzen die ältesten Schichten im N, die jüngsten im S des Gebietes auftreten. Hier bilden Oberjura und Unterkreide in der Gegend der kleinen Seen am Fuß der Roten Wand den Kern einer Mulde, womit das gleichmäßige Südfallen sein Ende erreicht. Da also das ganze Gebiet der Karte nur einem Faltenschenkel angehört, ist es begreiflich, daß sich hier keine Gelegenheit ergibt, Sättel und Mulden zu untersuchen. Es können höchstens gewisse Ablenkungen des allgemeinen Einfallens, Versteilungen und Überkippungen festgestellt werden. Wenig Sinn hätte es, das Einfallen der Schichten für jede Berggruppe mit Worten zu beschreiben. Es wird viel besser durch die geologische Karte, durch die Profilreihen und besonders durch die Fallzeichendiagramme dargestellt. Hier im Text können nur einzelne auffallende Stellen hervorgehoben werden, an denen die Schichtlagerung entweder von der Regel abweicht oder infolge der Gesteins- und Aufschlußverhältnisse besonders in die Augen fällt.

Ich weise zunächst darauf hin, daß an der Basis des Grödner Sandsteines gelegentlich Spuren schwacher Störungen auftreten, die wohl mit der allgemeinen Faltung zusammenhängen. Vergl. dazu S. 193. Am besten sieht man die Störungen in dem schon einmal (S. 4—5) besprochenen Graben gleich westlich Bad Maistatt. Sie sind hier nicht auf die eigentliche Grenze gegen den Phyllit beschränkt, sondern finden sich vorwiegend im unteren Grödner Sandstein. Der Sandstein ist an den Störungen manchmal sehr von Serizithäuten durchzogen, so daß man Acht geben muß, um ihn nicht für Phyllit zu halten. In fast 1300 m Höhe fällt ein solcher Harnisch auf der linken Talseite 73° SW. 15 m höher oben maß ich das Einfallen des Sandsteines mit 70° SW. Die Störung ist also den Schichten parallel. Es ist gewiß nicht anzunehmen, daß sie einer irgend wie bedeutenden Bewegung entspricht. Bei der Faltung sind ja Gleitungen parallel den Schichten unvermeidlich. Wir werden später ein schönes Beispiel dafür im Jura beim Lago grande auf der Fossesalpe kennen lernen. OGILVIE GORDON hat (1927) mehrere weitere Beispiele von Schubflächen an der Basis des Perms aus dem Gebiet westlich meiner Karte beschrieben. Eine größere Bedeutung kommt auch ihnen wohl sicher nicht zu. Es kann für den, der die Aufschlüsse unbefangen betrachtet, kein Zweifel sein, daß das Perm dem Phyllit stratigraphisch aufliegt und daß die Störungen jenes Ausmaß nicht überschreiten, das man in den Alpen fast überall findet.

Wie schon auf S. 11 gelegentlich der Besprechung der Rauhacken erwähnt wurde, neigt der *Bellerophon*-Kalk stark dazu, sich selbständig kleinzufalten. Man erkennt dies gut in dem Graben östlich der Bodenwiese bei Bad Maistatt, gleich südlich P. 1431. Das Einfallen des Kalkes ist hier zunächst sehr steil S 30° W, mit starken Verbiegungen. Wenig weiter oben ist die Lagerung überkippt, mit 80° NE-Fallen. Dann zeigen sich viele Kleinfalten, durch die die Überkippung stellenweise bis 180° zunimmt. An den lebhaft gestörten Punkten ist das Gestein ziemlich stark gequetscht,

etwas sekundär geschiefert. In 1460 m Höhe folgen über dem *Bellerophon*-Kalk violette und graue Schiefer der Werfener Schichten, wahrscheinlich schon eines höheren Teiles. Auch sie sind ungemein stark kleingefaltet. Im ganzen scheinen sie fast senkrecht zu stehen. Um 1500 m Höhe ist das Einfallen meist sehr steil östlich, was man wohl als eine Wirkung der später zu besprechenden Querfaltung auffassen darf. Wenn diese hier auch besonders verwickelte Verhältnisse erzeugen mag, läßt der beschriebene Aufschluß doch vermuten, daß in den permischen und untertriadischen Schichten oft selbständige Störungen vorhanden sind, die wegen mangelhafter Aufschlüsse nur nicht deutlich zu erkennen sind. In so ferne mag LORETZ (1874, S. 395) ganz recht haben.

Auch nordwestlich des Badmeisterkofls scheinen ähnliche Verhältnisse zu herrschen. In der Mulde zwischen dem Nordkamm und dem Westkamm dieses Berges steht der *Bellerophon*-Kalk in etwa 1600 m Höhe senkrecht. Er streicht N 38° W bis W 18° N. Rauhacken bilden einen auffallenden Felsen (vergl. S. 11). Die Werfener Schichten darüber fallen dagegen sanft bis mittelsteil S. Trotz des allgemeinen Südfallens verläuft die Grenze zwischen Perm und Trias fast horizontal (mit einigen Verbiegungen) und folgt dabei den Höhenlinien längs des halbrunden Talschlusses. Es muß zwischen beiden Formationen also eine Störung, u. zw. eine annähernd horizontale, angenommen werden. Im Graben nordöstlich des Badmeisterkofls sind die Werfener Schichten (in etwa 1500 m Höhe) zwar sehr stark gestört und von Harnischen durchsetzt. Im großen dürften sie dem *Bellerophon*-Kalk aber hier ungefähr parallel liegen.

Man könnte angesichts der angeführten Beobachtungen und des unten (bei den Brüchen) zu erwähnenden Fehlens des *Bellerophon*-Kalkes in der Gegend der Lanzwiesen-Alm S von Olang auf den Gedanken einer Faltung in der Zeit zwischen Perm und Trias kommen. Dazu ist aber die Konkordanz der Werfener Schichten mit dem *Bellerophon*-Kalk doch wohl in den ganzen Dolomiten zu sehr die Regel. Es wird sich sicherlich um Stockwerkfaltung handeln, wobei freilich merkwürdig bleibt, daß das obere Perm scheinbar öfter ein eigenes Stockwerk bildet, obwohl eine wesentliche mechanische Verschiedenheit von der Untertrias nicht gut einzusehen ist.

Großzügiger ist der Faltungszustand schon im unteren Sarldolomit. Der obere Teil des SW-Hanges des Kühwiesenkopfes westlich Innerprags entspricht großenteils einer oder einigen wenigen benachbarten Schichtflächen des mit etwa 60° SW fallenden Dolomites. Auf der rechten Seite des Tales von Innerprags ist die Lagerung etwas unruhig. Verschiedene kleine Brüche werden später zu besprechen sein. Auch auffallende Schichtverbiegungen kommen vor. So sind die Buchensteiner und Wengener Schichten in dem ersten Graben westlich Bad Neuprags, in rund 1500 m Höhe, stark kleingefaltet, teilweise auch überkippt. Das allgemeine Einfallen ist ziemlich steil SW bis S. Solche Störungen wiederholen sich mindestens bis 1670 m Höhe, doch sind die Aufschlüsse weiter oben ziemlich schlecht. In dem nächst östlicheren Graben, südsüdöstlich Bad Neuprags, trifft man in 1520 m Höhe senkrecht gestellte Wengener Schichten, die S 16° W streichen, während darüber und darunter das Einfallen mittelsteil S bis SW ist. Ob solche plötzliche Abweichungen mit der Querfaltung in Beziehung zu bringen sind, bleibt zweifelhaft. In unserem Fall könnte man vielleicht auch

an einen Zusammenhang mit dem den Graben ein Stück weiter unten querenden kleinen Bruch denken.

Etwas näher muß die Tektonik des Alwartsteins östlich Altprags besprochen werden. Auf der Westseite wird dieser felsige Berg, wie wir unten noch sehen werden, von einem kleinen Bruch begrenzt. Auf dem Nordhang fällt der untere Sarldolomit sehr steil, meist etwa 80° , SSW bis SW. An einer Stelle scheint sogar Überkipfung zu bestehen, denn ich maß ein Einfallen 80° ENE. Die Werfener Schichten darunter dürften weniger steil und mehr südöstlich fallen. Auf dem Südhang des Berges erscheint der auf S. 44, 47 u. 51 besprochene obere Sarldolomit. Auch er schießt sehr steil (mit $70-80^\circ$) gegen S wenig W ein. Es fällt auf diesem Hang ein schmaler, hoher Schuttstrom auf, der in die Felsen hineinreicht und möglicher Weise auch einer Störung entspricht. Östlich dieses Schuttkegels grenzen Wengener Schichten unmittelbar an den Sarldolomit. Es sieht aus, als ob sie von ihm etwas überschoben würden. Weiter westlich, gerade unter dem Gipfel des Alwartsteins, ist die Schichtfolge vollständiger. Hier sind am Fuß der Wände Pragser Schichten deutlich aufgeschlossen. Buchensteiner Schichten sind durch lose Stücke hornsteinführender Kalke etwas unsicher angedeutet. Dann erst folgen hangabwärts Wengener Schichten. Die Aufschlüsse genügen, um zu erkennen, daß diese Gesteine in normaler, wenn auch sehr steiler Lagerung über dem Sarldolomit liegen.

Noch regelmäßiger ist der Bau des Südhanges des Badmeisterkofls. Im allgemeinen herrscht hier südliches Einfallen, das aber im W mehr gegen SE, im E mehr gegen SW abgelenkt ist, so daß eine sekundäre, sich steil gegen S senkende Einmuldung entsteht, deren Kern die Wengener Schichten des Sonnleichls, des bekannten Aussichtsplatzes südöstlich Bad Altprags, bilden. Örtliche starke Schichtverbiegungen kommen auch hier vor. So bemerkt man an einer beschränkten Stelle der Pragser Schichten am Wieserand nordwestlich des Sonnleichls, neben dem von Altprags auf die Buxe und zur Putzalpe führenden Weg, ein überkipptes Einfallen, 72° NW.

Es liegt bei Betrachtung der Karte selbstverständlich äußerst nahe, den abnormalen Kontakt zwischen Sarldolomit und Wengener Schichten am Alwartstein und den am gegenüberliegenden Hang des Lungkofls mit einander in Verbindung zu bringen. Es ist mir dies aber nicht recht gelungen. Am Lungkofl liegt ja unzweifelhaft der unterste Teil des oberen Sarldolomites auf den Wengener Schichten. Am Alwartstein kann von einer solchen flachen Auflagerung keine Rede sein. Die Bewegung des Lungkofls ist — wie ich noch ausführlich zeigen werde — gegen W gerichtet. Am Alwartstein könnte die — sicher nur äußerst geringe — Überschiebung, falls sie überhaupt besteht und die Pragser Schichten nicht einfach ausgedünnt sind, nur gegen S gerichtet sein. Das geht aus dem Zusammenhang mit der Umgebung hervor. Ich kann also die sonst verlockende Verbindung zwischen den beiden Störungen nicht herstellen und habe mich deshalb entschlossen, den Alwartstein bei den älteren, gegen S gerichteten Bewegungen zu besprechen.

Im Gebiet des Sueskopfes treten nordsüdliche Streichungsrichtungen am auffallendsten hervor. Diese Störungen stehen mit dem E-W-Schub in so deutlichem Zusammenhang, daß sie erst mit ihm besprochen werden sollen.

OGILVIE erwähnt (1893, S. 71), daß der Sarldolomit des Lungkofls, Sarlkofls und Sarlbrands SE falle, das von ihr ebenfalls für Mendoladolomit gehaltene Gestein des Nockbodens (Höhlensteiner Nocks) aber SW. Nach Karte C läßt sie zwischen beiden eine nord-südliche Hauptverwerfung durchziehen. Ich konnte mich von dem Vorhandensein einer solchen Lagerungsverschiedenheit zwischen den genannten Bergen nicht überzeugen. Im Zug des Sarlkofls ist das Einfallen nach meinen ziemlich zahlreichen Messungen im ganzen sicher ungefähr südlich. Auf dem Gipfel selbst maß ich 45° S. Die Buchensteiner Schichten auf der Nordseite des Nocks fallen $S 16^{\circ} E$ mit 25° Neigung. In denen am Saumweg zu den Sarlhütten erhielt ich verschiedene Einfallen, die um S schwanken. Irgend ein erkennbarer Gegensatz zwischen den verglichenen Gebieten besteht also nicht. Zwischen der Masse des Dürrensteins und der des Sarlkofls besteht allerdings eine Verschiedenheit des Streichens, von der in einem der nächsten Kapitel zu sprechen sein wird, die aber mit einem nord-südlichen Bruch offenbar nichts zu tun haben kann.

In der eigentlichen Dürrensteinmasse herrscht nämlich ein nicht zu steiles südwestliches Einfallen vor, wie das ja auch dem Geländeabfall auf der SW-Seite des Berges entspricht. Nordwestlich des Hotels Dürrenstein, unterhalb der Straße, nimmt die Neigung, mit der der Dürrensteindolomit unter die Plätzwiesschichten einfällt, flexurartig zu, stellenweise bis zu 74° . Auch auf der Ostseite des Berges ist das südwestliche Einfallen zu beobachten. So mißt man in den Cassianer Schichten am Ausgang des Helltales die Neigung mit $S 35^{\circ} W$ bei einem Winkel von nur 15° . Es ist aber hier eine scharfe, flexurartige Verbiegung vorhanden, die gegen NNW blickt und eine Sprunghöhe von etwa 1 m hat. Es müssen also wohl auch in diesem Gebiet verschiedene gerichtete Spannungen gewirkt haben.

Der Hauptdolomit des Knollkopfes fällt nahe an der Schubfläche des Seelandtales gegen dieses, also etwa gegen NE, oft recht steil ein. Im südlichen Teil des Berges und im Knappenfußtal scheinen dagegen flache Lagerung oder geringe Neigungen wechselnder Richtung vorzuherrschen.

Die auffallendsten Zeugen der nord-südlichen Faltung finden wir im Bereich der Karte dort, wo der Dachsteinkalk die hoch aufragenden Gipfel der Sella di Sennes, des Seekofls, der Kleinen und Hohen Gaisl usw. bildet. Man kann sich bei der Begehung des Eindruckes kaum erwehren, daß hier eine besondere, flexurartige Aufrichtung der Schichten vorliegt. DAL PIAZ (1934, S. 171) deutet die Verhältnisse ähnlich. Man wird mit einer solchen Behauptung aber sehr vorsichtig sein müssen. Eine Reihe anderer Ursachen wirken zusammen, um die Faltung in dem besprochenen Gebietsstreifen besonders auffallend zu machen: Die hohe Lage über dem Meer schafft ganz andere Aufschlüsse als weiter im N. Die ausgezeichnete Schichtung des Dachsteinkalkes läßt die Lagerung von weitem erkennen. Endlich mag vielleicht der Grad der Kleinfaltung mit der Annäherung an den Muldenkern zunehmen, wie dies ja aus mechanischen Gründen sehr begreiflich ist und auch in anderen Gebieten beobachtet wird (PIA, 1923 b, S. 15). KOBER (1908, S. 242—43) meint, daß im Dachsteinkalk echte Faltung fast vollständig fehlt, weil er zu starr sei, oder daß die etwa vorhandenen Falten doch sehr große Spannweite und sehr geringe Stärke haben. Die tektonischen Spannungen sollen sich hier an den zahllosen großen und

kleinen Klüften und an glatten Überschiebungen auslösen. Das trifft aber durchaus nicht zu, nicht einmal für den Hauptdolomit, den KOBER mit dem Dachsteinkalk vereinigt, ganz gewiß aber nicht für diesen. Er ist im Gegenteil infolge seiner ausgezeichneten Schichtung vorzüglich faltbar, so daß oft modellartige Gebilde zustande kommen — wenn auch die Abmessungen selbstverständlich nicht so klein sind, wie in mergeligen Gesteinen.

Ob die Gesamtstärke der Faltung im Bereich der Dachsteinkalkgipfel größer ist, als in ihrem nördlichen Vorland, wird sich sicher erst auf statistischem Weg erkennen lassen. Beim Betrachten der Profiltafel 10 scheint es, daß die Neigung im ganzen nicht größer als die in den liegenden Schichten ist, daß aber hier wie dort einzelne steilere Verbiegungen vorhanden sind. Eine Ausnahme macht nur die Masse der Kleinen Gaisl, in der wirklich eine ungewöhnlich kräftige Flexur mit Schichtüberkipnungen zu erkennen ist.

Ich beginne die Beschreibung der Falten im Hauptdolomit und Dachsteinkalk auf der Westseite der Karte. Leider haben die Umstände mich verhindert, hier einige wünschenswerte Gipfelbesteigungen zu machen. Erst von der Senneser Kar-Spitze an ist mein Beobachtungsnetz genügend dicht. Über die S-förmige Flexur des M. Sella di Sennes vergleiche man KLEBELSBERG (1927, S. 351), MERLA (1932, S. 39) und MUTSCHLECHNER (1932, S. 235). Auf dem Gipfel des Berges fallen die Schichten scheinbar etwa NE (ich habe ihn aber nicht besucht). Westlich P. 2415 (im Kar östlich des Gipfels) bilden sie ein flaches Gewölbe, an das sich dann mit einem scharfen Knick die teilweise etwas überkippte, gegen S gerichtete Kniefalte anschließt. In den Wänden südlich P. 2415 steht der Dachsteinkalk vollkommen senkrecht, in der Gegend von P. 2439 fällt er nur mehr ganz sanft S. Nach KLEBELSBERG soll im Sattelnern der Flexur der Hauptdolomit auf dem Südhang der Sella di Sennes zutage treten. Ich konnte das leider nicht mehr prüfen. Daß der Val della Salata-Bruch nicht — wie KLEBELSBERG und MERLA meinten — in diese Flexur ausläuft, sondern sie schneidet, hat MUTSCHLECHNER richtiggestellt. Vergl. auch S. 217. DAL PIAZ (1934, S. 172) hält an der älteren, unrichtigen Deutung fest.

Auf der Südseite des Col di Ricegon schien mir eine rings isolierte Scholle von Dachsteinkalk dem Hauptdolomit aufzusitzen (MUTSCHLECHNER's Karte zeigt sie nicht). Die sehr deutlichen Gesteinsbänke fallen gegen S und sind dabei schwach eingemuldet. Von einer richtigen Flexur konnte ich hier aber nichts erkennen, eben so wenig auf der Senneser Kar-Spitze, die nur aus Hauptdolomit besteht. Die Gipfelschichten des Kleinen Seekofls (P. 2764) fallen mit nur etwa 30° Neigung gegen SSW. Von einer Flexur kann man hier also nicht sprechen. Am Großen Seekofl ist die Neigung steiler, sowohl in den Nordwänden als auch auf dem südlichen Hang, der teilweise sehr eindrucksvolle Plattenschüsse aufweist (Taf. 5 Fig. 2). Ich habe längs des Weges von der Egerer Hütte auf den Gipfel eine ganze Reihe von Messungen ausgeführt, die in der Statistik verwendet werden sollen. Die Fallrichtungen schwanken zwischen SSW und SW, die Neigungswinkel zwischen 40 und 88°. Meine Beobachtungen beschränkten sich auf den Teil des Weges östlich des Seekofl-Ostbruches (siehe unten), weil der eigentliche Gipfelteil stark verschneit war.

In der südöstlichen Fortsetzung des Seekofls, auf der Mauer und dem Fossesriegel, ist die Schichtneigung wieder eher sanft, rund 30° SSW.

Vom Seebel östlich des Seekofls gegen den Großen Jaufen zu beschreiben die Schichten des Dachsteinkalkes eine ziemlich auffallende Verbiegung. Auf der Felsschwelle nördlich des kleinen Wasserbeckens fallen sie S 15° W mit 35° Neigung. Östlich davon, in den Felsen des Großen Jaufen, schießen sie aber steil gegen SW ein. Die Folge davon ist, daß der Dachsteinkalk auf die Südseite des Berges beschränkt ist. Der Gipfel besteht schon aus Hauptdolomit, der von hier gegen N und NE allein herrscht. Südlich des Kleinen Roßkofls und auf den Großen Roßkofl fallen seine Schichten sehr gleichmäßig mit 55° Neigung gegen S 15 – 20° W. Gegen unten wird die Neigung steiler. Am Westende des Kleinen Roßkofls, bei P. 1705 gleich über dem SE-Ende des Pragser Wildsees, bestimmte ich das Einfallen mit 68° S. Gegen die höheren Teile des Berges wird die Neigung merklich geringer. Es ist also auch hier eine Art Flexur vorhanden, die mit der Steilstellung der Schichten auf dem Großen Seekofl aber kaum etwas zu tun haben kann.

Südlich und westlich der kleinen Seen auf der Fossesalpe, an den Creppi di Son Forca und den Siores, ist das Einfallen entgegengesetzt gerichtet, wie in dem bisher betrachteten Gebiet, nämlich gegen Nord, oft ziemlich sanft. Gute Messungen besitze ich von hier allerdings nicht. Es ist aber klar, daß die große Flexur, der mein Aufnahmegebiet angehört, hier zu Ende ist. In dem tiefsten Teil der Mulde, die sie im S begleitet, liegen die Oberjura- und Unterkreidgesteine, die KOBER (1908) recht schematisch kartiert hat. Ich beschränke mich zunächst auf das Gebiet unter der gegen W gerichteten Überschiebung der Roten Wand.

Auf dem Kamm 2186—2222 gleich südlich der kleinen Seen sieht man ausgezeichnet die Auflagerung der roten Oberjurakalke auf den hellen Lias-Doggerkalk. Sie liegt immer ein klein wenig nördlich der Kammhöhe und bildet eine schwache Furche im Gelände. Die roten Jurakalke biegen sich dann gegen NE flexurartig herunter und fallen eher steil unter das Neokom ein. Stellenweise mag die Kniefalte wohl auch gerissen sein. Man sieht sie gut gerade westlich der Almhütte 2154 gleich südwestlich des Lago grande, auch auf der Südseite des Sattels zwischen Lago piccolo und Lago di Remeda rossa. Von diesem Sattel dürften die Neokommergel nach SE bis zum See reichen, wenn sie auch teilweise von Blöcken überrollt sind. Im N werden sie von hellen Liaskalken überlagert. Südwestlich des Lago di Remeda rossa dreht sich das Streichen der Jurakalke. Ihr Einfallen wird östlich. Das hat zur Folge, daß der Oberjura ein Stück weit nach S, bis jenseits P. 2186, vorgreift. Hier senkt sich aber das Gelände, so daß die hellen Krinoidenkalke und Oolithe auch in der Muldenmitte zutage kommen. Bei P. 2078 zeigt sich dann in Liaskalken ein Ausheben der Mulde. Östlich dieser Kote ist das Einfallen ziemlich lebhaft NW, nordöstlich von ihr dreht es sich zunächst stark hin und her, ist aber im ganzen sanft gegen NE gerichtet. Dadurch ist ein natürliches Südende der Oberjuralmulde der Fosseseen gegeben.

Im ganzen ähnlich ist ihr Westende beschaffen. Nordwestlich der Almhütte 2154 am Lago grande zieht sich der Oberjura noch ein wenig gegen NW, in ein Tälchen hinein. Dann verschwindet er infolge Abtragung, die

Muldenform ist aber im Liaskalk ausgezeichnet schön zu sehen. Etwa nördlich P. 2212 folgt in dem Tal eine kleine Doline, die das Durchstreichen eines Bruches andeutet. Nordwestlich davon erscheint in der Mitte der Mulde wieder Oberjura. Das Einfallen dreht sich etwas. Auf der Nordseite der Synklinale ist es W 30° S mit 22° Neigung. Infolge dieser Lagerung hält der Oberjura im Tal jetzt ein größeres Stück weit an. Noch am Südrand der Geländeeintiefung 2143 ist Oberjura vorhanden. Auf ihrer Ost- und SW-Seite erreicht er sein Ende.

Der eben erwähnte Bruch ist allem Anschein nach auch auf der SE-Seite der Siores (südlich des Seekofls) zu erkennen. An der Stelle, wo der Weg um die SE-Kante dieses Hügels herumbiegt, ist das Gestein stark grusig, manchmal ausgesprochen breschig, auch etwas rötlich. Es läuft hier ein Bruch durch, an dem Liaskalk im N gegen Dolomit im S abgesunken ist. Das Streichen der Störung ist hier etwa E 25° N. Am Hang oberhalb des Weges sieht man etwas weiter im N noch andere kleine Störungen, an denen Kalkbänke plötzlich aufhören.

Nördlich des Lago grande taucht der Lias ohne besondere Komplikationen in südlicher oder südsüdwestlicher Richtung unter Oberjura und Neokom unter. Auf Spuren von Brüchen in dieser Gegend komme ich etwas später zurück.

Wenden wir uns von den Fossesseen noch weiter nach E, so müssen wir schon jetzt zwei tektonische Einheiten streng auseinanderhalten: 1. die Schubmasse der Kleinen Gaisl, zu der auch die nördlichen Ausläufer der Hohen Gaisl gehören, eines der am lebhaftesten gefalteten Gebiete des Kartenbereiches; 2. den Hauptgrat der Hohen Gaisl, der durch seine ruhige Lagerung auffällt. Diese fast horizontale Lage der sehr deutlich sichtbaren Schichten ist es zweifellos, die der Hohen Gaisl etwa von Gemärk aus ein so majestätisches Aussehen gibt, durch das sie mehr noch als durch die größere Höhe den Vorrang vor ihrer unruhig gefalteten Umgebung behauptet. Denn ihr südlicher Nachbar, der Col freddo, zeigt ja wieder sehr lebhaft zusammengebogene Schichten.

Wir erledigen zuerst die südlichere Einheit, die Scholle der Hohen Gaisl, die mit dem Gebiet der kleinen Seen in ungebrochener Verbildung zu stehen scheint. Auf dem Westkamm, westlich P. 3083, stellt sich allmählich ein immer lebhafteres NW-Fallen ein. Die Felsplatte nördlich P. 2549 ist eine Schichtfläche. Ein Stück nördlich der Kote 2448 des M. Giralbis ist den hier anstehenden hellen Lias- und Doggerkalken eine kleine Masse roter Oberjurakalke aufgelagert, die etwa NW fällt und von dem südlichen Randbruch der Schubmasse der Kleinen Gaisl abgeschnitten wird. KOBER (1908, S. 236) gibt von hier aus hellen Tithonkalken einige Fossilien an. Wenn ich seine Beschreibung recht verstehe, hat er auch noch eine Auflagerung von neokomen Kieselkalken und Mergeln gefunden. Die Nordseite des Kammes, der von P. 2712 gegen P. 2078 zieht, besteht großenteils aus hellen Krinoidenkalken, die dem Dogger angehören dürften. Sie fallen etwas steiler als der Hang, im ganzen wohl ungefähr gegen NNW ein. Der Zusammenhang mit dem Oberjura beim Lago di Remeda rossa ist durch Schutt verhüllt. Doch steht schon südöstlich dieses Sees wieder Oberjura an. Alles spricht dafür, daß er eine nur oberflächlich verdeckte Verbindung zwischen demjenigen am M. Giralbis und demjenigen beim Lago

piccolo andeutet. Es ist also anzunehmen, daß die Hohe Gaisl dem Südflügel der Mulde der Fossesseen angehört. Wir halten das fest, weil es auch für das Verständnis der Überschiebungen wichtig ist. Für eine Verlängerung der Überschiebung der Roten Wand vom Lago di Remeda rossa nach S scheint mir nirgends Platz zu sein.

Der Bau der überschobenen Masse der Roten Wand und Kleinen Gaisl wird von einer steilen, gegen SSW gerichteten Flexur beherrscht. Es wäre natürlich sehr lehrreich, wenn man diese Flexur irgend wo im Bereich der Roßalpe wiederkennen könnte. Man könnte dadurch Richtung und Betrag der Verschiebung, die die beiden Schollen gegeneinander erfahren haben, viel besser beurteilen. Es ist mir aber eine solche Verknüpfung nicht gelungen. Es scheint, daß die deutlich entwickelte Kniefalte auf die überschobene Masse beschränkt ist. Der wohlgebankte Lias-kalk der Roten Wand östlich des Lago grande bildet eine unregelmäßige liegende Faltenstirn. Südlich P. 2382 an der SW-Ecke der Roten Wand, ist dieser Falte eine Mulde vorgelagert, die im Kern etwas Neokom enthält. Die Kreide fällt ziemlich steil nordnordöstlich unter rote Oberjurakalke ein. Wieder etwas weiter im S liegt dieses Neokom normal auf mittelsteil NW—N fallendem Oberjura und Lias (der selbst wieder westwärts auf Neokom überschoben ist). Vergl. auch die Abbildung 9. Gegen E hebt sich das Neokom rasch aus und man sieht dann sehr schön, wie der inverse

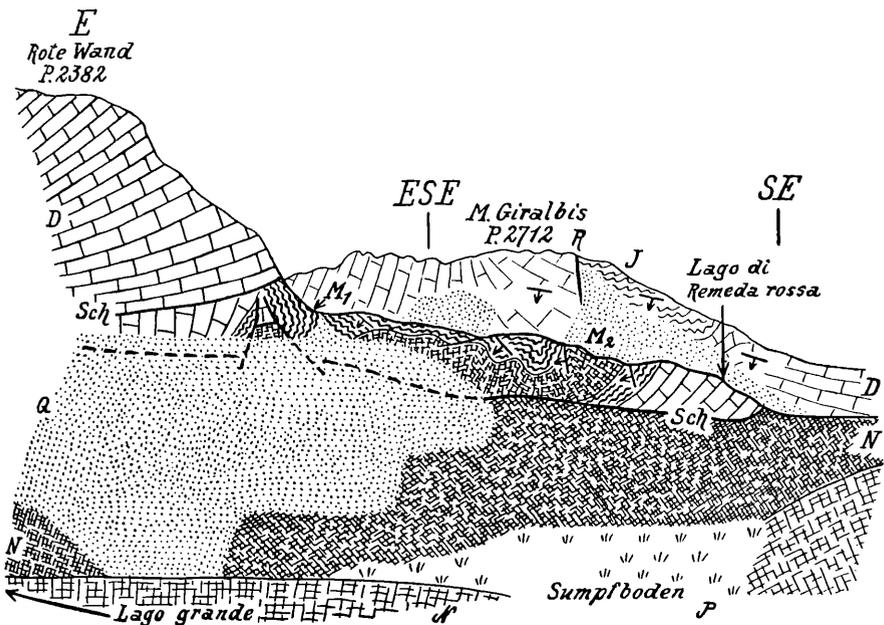


Fig. 9. Rote Wand und Monte Giralbis von der Almhütte 2154 am Lago grande aus.
Maßstab der Roten Wand etwa 1:4000.

- | | |
|--|--------------------------------|
| D = Dachstein-Verenakalk | J = Oberjura |
| N = Unterkreide | N = Unterkreide im Vordergrund |
| Q = Schutt | Sch = Schubflächen |
| R = südlicher Randbruch der Schubmasse | |
| M ₁ , M ₂ = Mulden in der Schubmasse (die linke nicht sichtbar). | |

Oberjura durch eine im wesentlichen bruchlose Umbiegung in normal gelagerten übergeht. Der überkippte Flügel fällt etwa 60° NNE. Untergeordnete Zerreißungen sind nachweisbar. Man sieht beispielsweise nächst der SW-Ecke der Kote 2382, aber noch auf der Südseite, einen schönen, senkrecht gestreiften Harnisch, der WNW-ESE streicht. Er steht im oberen Teil mit vielen Verbiegungen ungefähr lotrecht; im unteren fällt er südwärts ein, u. zw. schließlich so flach, daß man auf ihm stehen kann. Hier handelt es sich wohl zweifellos um die Spur einer Gleitbewegung bei der Bildung der berfalte.

Noch weiter gegen E verschwindet auch der rote Jurakalk, der muldenförmige Bau ist aber im Liaskalk immer noch gut zu sehen. Die Achse steigt gegen E ziemlich entschieden an. Diese Mulde wird nun von dem steilen Südhang der Roten Wand unter einem sehr spitzen Winkel angeschnitten. Der Verlauf der Schichten in dieser Wand täuscht deshalb eine gegen W umgelegte Mulde mit sehr scharfer Stirnumbiegung vor. KOBER (1908, S. 237, Taf. 10, Fig. 3) scheint durch den Anblick irregeleitet worden zu sein.

Die Neokommulde südlich P. 2382 der Roten Wand ist durch einen kleinen Sattel noch untergeteilt (vergl. Fig. 9 u. 11b). Der Oberjura dieses Sattels ist gegen S etwas bergekippt, das Neokom fällt auf seiner Südseite etwa 50° NNE ein. Die südliche Teilmulde, die so gebildet wird, ist ganz klein.

Der steilgestellte Liaskalk, der zu dem nördlicheren überkippten Muldenflügel als ursprüngliches Liegendes gehört und im N daran anschließt, reicht auf der Westseite von P. 2382 nicht hoch hinauf. Weiter oben folgen viel flacher gegen N oder NE fallende Schichten (vergl. die genannten Figuren). Sie sind offenbar auch überkippt. Gegen oben richten sie sich allmählich wieder steiler auf. Von den liegenden steilgestellten Schichten sind sie durch eine scharfe Grenze, wohl eine Schubfläche innerhalb der Stirn, getrennt. Weiter gegen N verschwindet die liegende steilgestellte Masse rasch zwischen dieser oberen Trennungsfläche und der Hauptschubflche, an der die Rote Wand gegen W bewegt ist. Infolge davon fallen östlich des Nordendes des Lago grande die Schichten im untersten Teil der Wand mittelsteil etwa gegen NE ein. Gegen oben werden sie steiler, schließlich senkrecht.

Von der früher (S. 153—54) beschriebenen jungmesozoischen Mulde bei den kleinen Fossesseen ist die jetzt untersuchte überkippte Mulde der Roten Wand durch die Hauptschubflche getrennt. ber kurze Strecken stoßen die beiden kretazischen Muldenkerne allerdings unmittelbar aneinander, meist sind aber die Gesteine oberhalb der Schubfläche älter, als die darunter. Davon wird weiter unten bei den Überschiebungen ausführlich zu berichten sein.

Mit Ausnahme der eben beschriebenen ganz kleinen Mulde fehlt der Schubmasse der Kleinen Gaisl Oberjura und Kreide. Die Faltungen sind aber im Dachsteinkalk gut zu erkennen.

Vom Höhenweg auf der Nordseite der Masse der Hohen Gaisl, der von den Plätzwiesen auf die Roßalpe führt, sieht man in der Nordwand von P. 2558 der Roten Wand eine recht deutliche, gegen S umgelegte Antiklinale. Ober ihr liegen die Schichten fast flach, südlich von ihr stehen sie senkrecht. Die die Umbiegungsstellen der einzelnen Bänke verbindende

Ebene steigt gegen S ziemlich langsam an. Auch in der auffallenden Roten Bastei, die von der Roten Wand gegen P. 2469 vorspringt, erkennt man trotz der außerordentlichen Schichtzertrümmerung Spuren fast senkrecht aufgerichteter, stark verbogener Bänke. Auf dem Trigonometer 2604 der Roten Wand fallen die Schichten W 40° S mit 61° Neigung. Ein Stück weiter im E auf dem breiten Rücken fand ich das Einfallen zu S 12° W mit einer Neigung von 85° . Auf dem Gipfel der Kleinen Gaisl (P. 2857) endlich ist es offenbar überkippt, N 16° E mit 72° Neigung. Der ganze Rücken von der Roten Wand zur Kleinen Gaisl gehört also dem Mittelschenkel einer gegen SSW blickenden, aber im einzelnen ziemlich stark verbogenen Kniefalte an.

Auf der Südseite des Trigonometers 2604 der Roten Wand legen sich die Schichten allmählich etwas flacher. Dabei drehen sie sich aber auch sehr bedeutend. Die Steilwände westlich P. 2712 entsprechen Schichtplatten, die gegen den Lago di Remeda rossa oder in einer noch etwas nördlicheren Richtung einschließen. Eine Störung konnte ich zwischen diesem abweichend gelagertem Gestein und dem Kamm der Kleinen Gaisl nicht entdecken. Ich hatte vielmehr den Eindruck, daß das Streichen sich allmählich dreht. Dadurch hebt sich die von der Südseite der Roten Wand beschriebene Mulde aus. Dieser Zusammenhang scheint mir auch zu beweisen, daß die Schichten bei P. 2712 nicht etwa überkippt sind.

Der Kamm, der von der Kleinen Gaisl zum P. 2929 hinüber führt, besteht aus überkippten, steil N fallenden Dachsteinkalken, die etwa ESE, also im wesentlichen dem Kamm parallel, streichen (Taf. 7, Fig. 1). Gegen unten wird ihre Stellung steiler, aber — so weit man sie von der Kleinen Gaisl aus sieht — nicht ganz senkrecht. In der Westwand zwischen P. 2929 und 3083 sieht man — auch in der erwähnten Figur — sehr schön eine gegen S umgelegte Mulde. Die Neigung der Schichten ist wenig nördlich der Kote 3083 ungefähr 50° NNE. Knapp nördlich der Kote werden sie von dem Bruch abgeschnitten, der die Masse der Kleinen Gaisl von der der Hoher Gaisl trennt.

Mit dem Vorhandensein der beschriebenen Flexur hängt auch die Ausbildung des merkwürdigen, meist schneebedeckten Bandes nördlich P. 2929 (2946) der Hohen Gaisl zusammen. In den Wänden unter ihm fällt der Dachsteinkalk sanft bergwärts. Er setzt sich scheinbar in die Gegend von P. 2279 am Nordfuß der Kleinen Gaisl fort. Über dem Band ist der Kalk ungefähr senkrecht aufgerichtet, wie dies ja auch von der Kleinen Gaisl

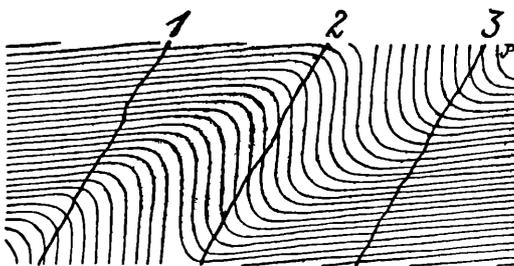


Fig. 10. „Je weiter die Erosion in der Richtung der Überkipfung einer Kniefalte vorschreitet, in desto größerer Höhe trifft sie die Stirnwölbungen“ (S. 158).

aus zu sehen war. Das Band entspricht einer synklinalen Umbiegung, aber nach dem ganzen Zusammenhang nicht — wie man zunächst vermuten würde — einer gegen N überkippten, sondern einer gegen S überkippten. Während also die Wand nördlich P. 2558 aus dem Hangendschenkel und dem Mittelschenkel der Flexur besteht, ist die nördlich P. 2929 aus dem Mittelschenkel und dem Liegendschenkel zusammengesetzt. Dieser Umstand dürfte nicht nur damit zusammenhängen, daß — wie wir ja am Lago di Remeda rossa sahen — die Faltenachse sich gegen W senkt, sondern auch damit, daß diese Achse mit der Wand nicht parallel streicht. Je weiter die Erosion in der Richtung der Überkippfung einer Kniefalte vorschreitet, in desto größerer absoluter Höhe muß sie die Stirnwölbungen treffen (vergl. Fig. 10). Wir können daraus vermuten, daß die Kniefalte mehr ost-westlich streicht, als die Nordwand der Kleinen Gaisl. Die von mir gemessenen Einfallen sind einer solchen Vorstellung nicht entgegen, wenn sie auch einen beträchtlichen Winkel zwischen den beiden Richtungen unwahrscheinlich machen. Außerdem scheint nach den von mir konstruierten Profilen (Taf. 10) in unserem Fall die Verbindungsfläche der stärksten Biegungen in der Falte sehr flach zu liegen, wodurch die angedeutete Wirkung der Erosion vermindert wird. In Wirklichkeit wird der horizontale und vertikale Verlauf der Faltenachse zusammenwirken, um die beobachteten Erscheinungen hervorzubringen.

Die Überkippfung der Schichten auf P. 2929 (2946) und auf den Gumpalspitzen war schon KOBER (1908, S. 236) aufgefallen. Wenn er allerdings dem Kamm zwischen M. Giralbis und Kleiner Gaisl einen flach-synklinalen Bau zuschreibt, muß er die klare Schichtüberkippfung im N ebenso wie die Bedeutung des Bruches im S nicht erkannt haben.

Die tiefen Kare auf der N- und E-Seite der Hohen Gaisl, mit den schmalen und steilen Felsgraten dazwischen, geben einen vorzüglichen, fast profilartigen Einblick in die Fortsetzung der liegenden Falte. Der Erste, der sie hier beobachtet hat, scheint DIENER (1891, S. 2) gewesen zu sein. SCHULZ (1905, S. 19 u. 51) gibt zwei Zeichnungen. Die von ihm konstruierte pilzförmige Falte kann allerdings der Wirklichkeit nicht entsprechen. Vergl. auch KLEBELSBERG, 1928, S. 250. Schon vom Roßkofl aus ist die Faltung in den Gumpalspitzen sehr auffallend. Nordöstlich des Punktes 2762 der Sektionskopie, im unteren Teil der Nordwand, ist eine sehr deutliche schiefe Synklinale vorhanden. Der NE-Flügel der Mulde steht ungefähr senkrecht, der SW-Flügel fällt mit vielleicht 20° Neigung NE. Diesen Flügel gehören die Schichten auf der Höhe von P. 2762 an. Noch günstiger ist der Einblick, wenn man den Costa del Pin genannten östlichen Vorberg der Hohen Gaisl hinauf steigt (vergl. Taf. 8, Fig. 1). Unter P. 2762 fallen die Schichten von hier gesehen sanft nach rechts, also wohl NE. Auf dem ersten Vorgipfel nordnordöstlich der Kote sind nur die obersten Bänke zu einer gegen SW überkippten Synklinale zusammengebogen, während im ganzen unteren Teil der Wand das NE-Fallen noch anhält. Unter dem zweiten Vorgipfel sieht man dann im unteren Wandteil eine ebenfalls leicht überkippte Synklinale und die Schichten ziehen durch die ganze Wand in schwach inverser Stellung empor. Die sehr verschiedene Höhenlage des Muldenschlusses unter den besprochenen Vorgipfeln wird durch eine Schar von Klüften vermittelt, die durch die die beiden Spitzen trennende Scharte ziehen. Auf

dem zweiten Vorgipfel oben nimmt die Überkippfung eher etwas zu. Ich habe versucht, die Lagerung dieser Schichten durch Anvisieren zu bestimmen. Ich erhielt das Einfallen mit 30° fast E. Bei einer solchen Art der Bestimmung kann freilich nur der Fallwinkel, nicht aber die Fallrichtung halbwegs richtig ermittelt werden. Immerhin wird man vermuten dürfen, daß das Streichen der Falte sich jetzt im Vergleich zur Kleinen Gaisl mehr gegen S gedreht hat. Bessere Messungen erhält man in der Tiefe des Ostkares der Hohen Gaisl. Auf der Felsschwelle 2371 ist besonders eine Schichtfuge im Dachsteinkalk sehr auffallend, die sich auch in beide Seitenwände hineinverfolgen läßt. Sie Streicht N 37° W. Im unteren Teil fällt sie steil W, im oberen Teil steil E, ganz oben etwas flacher E. Sie gehört also dem überkippten Mittelschenkel an. Aus den beschriebenen Verhältnissen ersieht man auch, daß die Flexur sich in den Kamm der Costa del Pin hinein fortsetzt. Ich konnte sie hier aber nirgends so klar beobachten, wie in den Gumpalspitzen. Einen guten Anblick aus der Ferne erhielt ich nicht und beim Begehen des Kammes ergaben sich keine entsprechenden Messungsreihen. Sicher ist, daß die Falte auf diesem Rücken bald durch die Störung abgeschnitten wird, die wir unten bei den Überschiebungen zu besprechen haben. Ein Einfallen gegen E, das ich wenig unter der Schubfläche westlich P. 2253 der Gaislköpfe maß, dürfte als überkippt zu deuten sein. Südöstlich P. 2454 der Gumpalspitze ist die Antiklinalstirn schön zu sehen; sie blickt gegen SW. Der Abstand zwischen Synklinal- und Antiklinalwölbung beträgt — in gleicher Höhe gemessen — nur wenige hundert Meter. Selbst wenn man eine beträchtliche Verdünnung der Schichten im Mittelschenkel annimmt (von der jedoch keine auffallenden Anzeichen zu sehen sind), geht doch schon daraus hervor, daß hier nur ein ziemlich gering mächtiges, oberes Stockwerk der ganzen Triasschichtfolge in die einheitliche Faltung einbezogen sein kann.

Die Schichtverbiegungen im Zug des Col freddo, die außerhalb meines Aufnahmbereiches liegen, sind schon oft beschrieben worden, von MOJ-SISOVICS (1879, S. 293, m. Abb.), KOBER (1908, S. 234, Taf. 9), SCHWINNER (1915 b, S. 201, Taf. 4), MERLA (1932, S. 38—41) und OGILVIE GORDON (1935, S. 111—115, Fig. 13 und 14). Die zuletzt Genannte dürfte wohl die Bedeutung der — sicher vorhandenen und schon auf KOBER'S Karte angedeuteten — untergeordneten Störungen in der liegenden Mulde etwas übertreiben, besonders in ihrer (mir übrigens topographisch nicht recht verständlichen) Figur 13. Sämtliche Verfasser scheinen mir zu sehr davon überzeugt zu sein, daß die liegende Falte auf dem Col freddo-Rücken und der Bruch in der Scharte ursächlich zusammengehören. Nach den Untersuchungen MUTSCHLECHNER'S (1932) bildet dieser einen Teil eines Systemes von Blattverschiebungen, an denen sich die Schollen vorwiegend wagrecht bewegt haben. Die liegende Falte dürfte ihrer ersten Anlage nach wohl älter und auf den allgemeinen Südschub zurückzuführen sein. Daß sie gelegentlich der späteren Bewegungen teilweise umgeformt wurde, will ich natürlich nicht bestreiten. Auch ist sicher, daß der Dachsteinkalk der Hohen Gaisl das Neokom von La Stuva überschiebt. Besonders am Südfuß des Westkammes der Hohen Gaisl, an einer Stelle etwa westlich P. 2477 und südlich P. 2549 (genau in der westlichen Fortsetzung des Col freddo-Sattels), ist dies deutlich zu erkennen. Die

hängenden Kalke sind stark verbogen, die Kreide liegt mehr flach. (Auf OGILVIE GORDON's Karte reicht sie zu wenig weit nach E.) KOBER fand (S. 234) in dem zertrümmerten Dachsteinkalk hie und da eingepreßte Fetzen von Neokom. Auf der NE-Seite des Col freddo sind die im ganzen senkrechten, aber deutlich vorgewölbten Schichtplatten schon von weitem prachtvoll zu sehen. Sie streichen dem Kamm ungefähr parallel. In seiner westlichen Fortsetzung, bei Kote 2180 östlich der Stuva Alpe, fallen die Jurakalke steil unter das Neokom ein, das schon die Umgebung der Hütte 2038 bildet. Sie gehören jedenfalls in sein normales Liegendes und anderseits zum Liegendflügel der Falte des Col freddo, deren Hangendflügel hier aber schon vollständig fehlt, weil er durch den Bruch schräg abgeschnitten wird.

3. Die Westüberschiebungen.

a) Geschichtliche Vorbemerkung.

Wenn wir vom Gebiet der Hohen Gaisl absehen, dessen Überschiebungen teilweise von neueren Verfassern, wie KOBER, SCHWINNER und MERLA besprochen worden sind, hat nur eine Forscherin, OGILVIE GORDON, Überschiebungen im Bereich meiner Karte irgend wie eingehender untersucht. Was sich sonst an Angaben darüber im Schrifttum findet, geht wohl durchwegs auf sie zurück. Nun sind tatsächlich auch in der Sarlkoflgruppe durch die eingehende Neuaufnahme Überschiebungen nachgewiesen worden. So weit wurden also die Ergebnisse OGILVIE'S bestätigt. Doch kann man dies nur mit einer gewissen Einschränkung sagen, denn weder der Ausstrich der Schubflächen noch die Bewegungsrichtung an ihnen ist in den älteren Beschreibungen so dargestellt, wie sie sich mir aus meinen Aufnahmen zu ergeben scheinen.

Die beste Übersicht über OGILVIE'S Auffassung gewähren die 4 Profile auf S. 34 u. 35 der Arbeit von 1893. Teilweise handelt es sich nach ihrer Ansicht um sehr steil S fallende Flächen, durch die in erster Linie das von ihr angenommene Wiederauftauchen von Sarldolomit am Meßnerköfele erklärt wird. Auch das keilförmige Ineinandergreifen von Cassianer Schichten und Schlerndolomit auf der Westseite des Dürrensteins deutet sie so (1893, S. 69—71). Außerdem sollen aber viel flachere Schubbahnen vorhanden sein, an denen unter Ausquetschung mittlerer Schichten jüngere Glieder über ältere bewegt wären; so z. B. zwischen dem angeblichen Sarldolomit des Sarlköfele-Kasamutz und den Cassianer Schichten der Flodigen Wiesen, ferner zwischen dem Sarldolomit im unteren Sarlbach und dem Schlerndolomit des Höhlensteiner Nocks (1893, S. 75). Diese Ansichten werden zunächst nur als Hypothese ausgesprochen. Später (1910, S. 61—63) werden sie aber in etwas abgeänderter Form entschiedener wieder aufgenommen. Der Dürrenstein mit etwas Cassianer und Wengener Schichten wäre jetzt nicht nur auf das Sarlköfele, sondern auch auf das Nock überschoben, das früher zu seiner Masse gehören sollte. Buchensteiner und Wengener Schichten der Kameriot-Wiesen und der Sarlalpe (Sarlwiesen) sollen zum Dürrenstein, aber auch zum Meßnerköfele und zum Lungkofl unkonform sein. Die unterschobenen Gesteine wären ihrerseits auf die Zentralalpen überschoben. Im Hangenden würden die Raibler Schichten die Basis einer neuen Schubmasse bilden. An einem Bruch, der vom Badmeisterkofl zum Kühwiesenkopf zu verfolgen sein soll, wären stellenweise Werfener Schichten auf Sarldolomit überschoben.

Ich habe schon oben (S. 79 ff. u. 102 ff.) dargelegt, daß ich die Erscheinungen, die durch diese Überschiebungen erklärt werden sollen, für stratigraphische halte. Dagegen finden wir die Tatsache, daß der Sarldolomit des Lungkofls auf Wengener Schichten aufliegt, nirgends im Text erwähnt oder in den Profilen dargestellt.

b) Die Überschiebung des Höhlensteiner Nocks.

OGILVIE (1893, S. 77) war zu der Annahme gelangt, daß das Nock im Vergleich zum Kasamutz an einem Bruch abgesunken sei. Tatsächlich

dürfte die verhältnismäßig selbständige Abgliederung jenes Vorberges ursprünglich durch eine Störung bedingt sein. Doch handelt es sich dabei nicht um eine Senkung, sondern — wie durch die Auffindung der Buchensteiner Schichten nachgewiesen werden konnte — um eine Hebung der östlichen Scholle. Diese Hebung muß sogar ziemlich beträchtlich sein, da die Buchensteiner Schichten des Nocks trotz des allgemeinen Südfallens und ihrer südlicheren Lage viel höher oben austreichen, als die auf der rechten Seite des Sarlgrabens. Nach den Profilen würde sie einen Betrag von mindestens 500 m (lotrecht gemessen) erreichen.

Näheren Einblick in die Natur der Störung erhielt ich nur in dem Graben auf der Nordseite des Nocks, etwa 1500 m ü. d. M. Hier sieht man auf der linken Seite einige auffallende Spalten, die sicher eine tektonische Grenze andeuten. Die kräftigste von ihnen fällt im unteren Teil 50° E, wird aber gegen oben rasch steiler. An einer zweiten Kluft ist die Neigung etwa 60°. Der anstehende Dolomit ist auf beiden Grabenseiten sehr ähnlich, stark grusig. Schichtung ist nicht zu erkennen. Der Anblick des Nocks von N lehrt, daß die Störung, die es vom Kasamutz trennt, nicht weit auf den Hang dieses Berges hinauf greifen kann, sondern ungefähr über den westlichen Teil des Sattels zwischen den beiden Höhen ziehen dürfte.

Daß zu der überschobenen Scholle des Nocks auch Teile des Dürrensteinhangs gehören, glaube ich nicht. Das müßte an dem großen Casianer Band zu erkennen sein. Wahrscheinlich liegt die heute abgetragene Fortsetzung der Überschiebung aber nur wenig über diesem Hang. Damit dürfte die sehr auffallende Klüftung zusammenhängen, die man hier an vielen Stellen bemerkt. Unterhalb des Wasserfalles im Tal des Flodigen Baches ist sie besonders auf der rechten Seite sehr deutlich; sie fällt 70° E. In der steilen Wandstufe des Helltales oberhalb P. 1617 ist sie nicht minder gut zu sehen. In 1675 m Höhe maß ich ihr Einfallen mit E 12° N bei 69° Neigung. Am Weg von Landro in das Helltal schien sie mir in 1550 m Höhe mehr NE zu fallen und ungefähr 75° geneigt zu sein. LORETZ (1874, S. 502) berichtet von stark verbogenen, gegen das Tal herabgebeugten Schlerndolomitschichten, die er auf der Ostseite des Kasamutz («Flodiger») und auch auf dem rechten Hang des Höhlensteintales, gegenüber dem Ausgang des Flodigen Grabens («Klausbaches») beobachtet habe. Er ist selbst nicht ganz sicher, ob es sich nicht um Klüftung parallel einer von ihm im Rienztale angenommenen Verwerfung handelt. Wahrscheinlich hat er die soeben beschriebenen Klüfte gesehen. Daß etwa doch Schichtung vorliegt, halte ich nach wiederholter Untersuchung an Ort und Stelle für ausgeschlossen.

Wir sehen also im Höhlensteintal eine erste, nordsüdlich streichende Schubfläche vor uns, die allerdings sehr steil gestellt ist. Größtenteils dürfte sie unter dem Schutt des Tales verlaufen. Nur am Nock greift sie auf den Westhang hinauf.

Auf der Karte von MERLA (1930 b) ist die Störung entsprechend meiner Aufnahme angedeutet. Daß sie auf der Nordseite des Nocks plötzlich aufhört, scheint mir allerdings durch nichts bewiesen und mechanisch kaum denkbar. Pragser Schichten sind hier, am Ausgang des Sarlgrabens, in Wirklichkeit nicht vorhanden. Es nimmt also auch die Mächtigkeit des

oberen Sarldolomits nicht plötzlich so stark ab, wie auf der italienischen Karte dargestellt.

c) Die Westüberschiebung der Dürrensteingruppe.

Diese Störung ist jedenfalls unvergleichlich bedeutender, als die auf der Ostseite des Dürrensteins. Durch ihre Länge ist sie die wichtigste des ganzen Gebietes. Ich werde bei ihrer Beschreibung von einzelnen Punkten ausgehen, an denen sie besonders deutlich entwickelt und aufgeschlossen ist. Von ihnen aus wird auch jeweils die Nachbarschaft erörtert werden.

Am eindrucksvollsten stellt sich die Überschiebung wohl dar, wenn man den Lungkofl von Altprags aus betrachtet. Vergl. Taf. 5, Fig. 1. Sobald man erkannt hat, daß die dunklen Felsen unter dem mächtigen Sarldolomit Wengener Schichten sind, ist für den heutigen Geologen kaum mehr ein Zweifel möglich, mit was für einer Art Störung er es zu tun hat. Früher war eine solche Erkenntnis freilich nicht so leicht zu gewinnen. Doch war die Merkwürdigkeit der Stelle einem so vorzüglichen Aufnahmegeologen, wie LORETZ, nicht entgangen. Schon in seinem ersten Bericht (1873a, S. 286) erwähnt er das auffallende plötzliche Abbrechen der großen Dolomitmasse gegen W. Er schließt ganz richtig, daß der Dolomit in dieser Richtung rasch auskeilen muß. Was er freilich von seiner Unterwaschung sagt, stimmt schon wegen der Schichtstellung nicht. Auch könnte dadurch das auskeilende Ende nicht einfach verschwinden, sondern nur dessen Ausstrich an eine andere Stelle verlegt werden. Das Verhältnis wird mit dem auf der Westseite des Meßnerköfeles verglichen, was aber wohl nicht ganz stimmt. Denn dort dürfte es sich wirklich um reines Auskeilen handeln. In der Anmerkung auf S. 287 wird zum ersten Male erwähnt, daß sich zwischen den Dolomit des «Golser Berges» (Alwartsteins) und das «Badkofels» (Lungkofls) Wengener Schichten einzuschieben scheinen, doch war die Stelle damals noch nicht näher untersucht. In späteren Beiträgen (1873b, S. 619 u. c, 860) kommt LORETZ auf die Sache zurück. «Oberer Muschelkalk» (Buchensteiner Schichten) und Wengener Schichten treten sowohl im Hangenden als im Liegenden (im N) des Badkofls (Lungkofls) auf. Sie ziehen sich am Westhang ganz um ihn herum. Eine Erklärung durch die damals bekannten Dislokationsformen ist LORETZ nicht gelungen. Um so mehr verdient es unsere Bewunderung, daß er die tatsächlichen Verhältnisse mit unvoreingenommenem Blick erfaßt hat. Ein Sprung längs dem Ostrand des Pragser Tales soll aus der Höhenlage der Schichten unverkennbar sein.

Auch in der Hauptarbeit ist wieder von der Schichtverdopplung im Zug des Sarlkofls-Lungkofls die Rede (1874, S. 413—14). Die Erkenntnis, daß die Wengener Schichten nach N am Fuß des Lungkofels hinziehen, scheint allerdings nach dieser Stelle und nach der Karte jetzt verlorengegangen zu sein. Sie wurden wohl mit Pragser und Buchensteiner Schichten verwechselt, die nach S. 492 um den Lungkofl herumziehen sollen. Es scheinen tektonische Überlegungen den ersten, richtigen, lithologisch-stratigraphischen Eindruck beeinträchtigt zu haben — wie das ja nicht selten geschieht. In der Schlucht zwischen Alwartstein und Lungkofl wird eine Verwerfung angenommen, die den steilen Nordabbruch des Lungkofls und Sarlkofls bedingen soll. Auf S. 491 ist allerdings auch von aphanitischen

Halobianschiefern die Rede, die den Dolomit des Badkofls (Lungkofls) zu unterteufen scheinen.

Die kartographische Darstellung des Gebietes zwischen Alwartstein und Lungkofl bei MOJSISOVICS (1879) ist entschieden schlechter als bei LORETZ. Es wird zwischen diesen beiden Bergen außer Quartär nur Sarldolomit eingetragen. Sogar der Sonnbichl wird zu den rezenten Schuttbildungen gezogen, was außer jeder Erörterung steht. Nach dem Text (S. 274) wird zwischen dem Sarldolomit des Alwartsteins und dem des Sarlkofl-Lungkoflzuges ein Bruch vermutet. Auf S. 275 wird darauf hingewiesen, daß die Ergebnisse der Aufnahmen von LORETZ und HÖRNES bezüglich der Gegend zwischen Alwartstein und Sarlkofl in einem ungeklärten Widerspruch stehen. Es wird zugegeben, daß möglicher Weise hier und da auch hier ein tieferer Dolomit vorhanden ist. Daß es sich um eine tektonische Erscheinung handeln könnte, wird nicht in Betracht gezogen.

Die Darstellung bei OGILVIE (1893) ist zwar in manchen Einzelheiten besser, als die bei MOJSISOVICS, bleibt aber immer noch gegen die erste Beschreibung bei LORETZ zurück. Auf der Nordseite des Sarlkofls kennt sie keine Störung. Den Lungkofl schneidet sie im NW durch einen Bruch ab. Sie läßt den Sarldolomit hier gegen «Buchensteiner Schichten» (einschließlich der Pragser Schichten) grenzen, während sie den Wengener Schichten erst den unteren Teil der Kameriot-Wiesen zuteilt. Der Dolomit des Alwartsteins versetzt sie in das Hangende der Muschelkalkschichten des Badmeisterkofls und betrachtet ihn (S. 71) als Fortsetzung desjenigen des Lungkofls. In den Profilen S. 34 u. 35 läßt sie den Dolomit des Sarlkofls und Lungkofls normal auf unterem Muschelkalk aufliegen.

MERLA (1930 b) zeichnet den tektonischen Kontakt zwischen Wengener Schichten und Sarldolomit auf der Westseite des Lungkofls ziemlich schematisch ein, ohne seine Überschiebungsnatur durch den Verlauf im Gelände auszudrücken.

Wir müssen nun zunächst den N- und NW-Fuß der Wände des Lungkofls näher betrachten. Der Dolomit reicht auf der Westseite bis 1800 m Höhe herunter. Er ist hier rein weiß, kristallin, vielfach mit Diploporen erfüllt und deutlich genug gebankt, daß man die Lagerung messen kann. Er fällt mit 60° Neigung SSW. Die Verhältnisse auf dem bewaldeten Kamm, der von hier nach W führt, sind leider sehr unklar. Man glaubt im unteren Teil Pragser Schichten und Spuren von Buchensteiner Schichten zu erkennen, doch vermochte ich keine Sicherheit zu gewinnen. In der Mulde auf der Südseite dieses Rückens, ost-südöstlich P. 1628, findet man die losen Stücke gelb verwitternder Kalke, auch grauer Sandsteine und Schiefer, mit kleinen trachyostraken Ammoniten, von denen schon auf S. 33 die Rede war und die wohl ebenso gut Pragser Schichten als Cassianer Schichten sein könnten. Anstehendes Gestein fehlt hier vollständig. Das Einfallen der Schichten auf dem Kamm ist, wo immer es bestimmt werden konnte, mittelsteil gegen den Lungkofl zu geneigt.

Klar werden die Aufschlüsse erst, wenn man am Fuß der Dolomitwand etwas nach N geht. Hier schaltet sich sehr bald unter ihnen eine tiefere Wardstufe ein, die ungefähr bis 1700 m ü. d. M. hinunter reicht. Auf der Sektionskopie sieht man diese Wandeln westlich P. 1818 eingetragen. Sie

erstrecken sich aber in Wirklichkeit weiter nach S. Sie bestehen aus sicheren Wengener Schichten. Vorherrschend ist die feste, splittrige Ausbildung von mittelgrauer bis schwärzlicher oder schmutzig grüner Farbe und oft von deutlich tuffiger Beschaffenheit, nicht selten mit größeren, eckigen fremden Gesteinseinschlüssen. Es kommen aber auch schwärzliche Schiefer mit sandigen Bänken vor. Die S. 78 erwähnte, von LORETZ gefundene *Daonella lommeli* muß aus dieser Gegend stammen. Das Einfallen ist mittelsteil SE bis ENE. Der unmittelbare Kontakt zwischen Wengener Schichten und Sarldolomit ist zwar überall durch einen schmalen Schuttstreifen verhüllt, doch nähern sich die beiden Gesteine einander stellenweise bis auf 10 m. Daß der Dolomit die Tuffite überlagert, kann nach dem Verlauf der Grenze im Gelände nicht zweifelhaft sein. In größeren, aber meist durch Schutt und bedecktes Gelände von einander getrennten Wandeln lassen sich die Wengener Schichten als ein ansehnlich breiter und hoher Streifen auf die Nordseite des Lungkofls hinüber verfolgen. Im Hintergrund des Grabens, der aus dem Sattel 2186 zwischen Lungkofl und Sarlkofl herunter kommt, ist am Fuß des oberen Sarldolomites eine der schon auf S. 47 erwähnten Schollen von gebanktem Dolomit vorhanden. Das Einfallen ist etwas links des Hauptgrabens S 70 W mit 40° Neigung. Die Schichten beschreiben eine untergeordnete, S-förmige, gegen W etwas überkippte Falte. Ein wenig weiter unten auf der rechten Seite des Grabens fallen die Wengener Schichten S 10° E mit 24° Neigung. Das Gehänge südlich und westlich des Sattels 1801, der zur Putzalpe hinüberführt und in der Gegend «Buxe» oder «Buchse» genannt wird, besteht noch ganz aus anstehenden Wengener Schichten. Gleich östlich des Sattels wird aber Alles durch die ausgedehnte Lokalmoräne der Putzalpe bedeckt.

Auf der Nordseite des Grabens, der von P. 1818 nach W verläuft, reichen die Wengener Schichten bis zu den tiefsten Aufschlüssen hinunter. Auf der Südseite dagegen trifft man im unteren Teil wieder zweifelhafte Gesteine, die Muschelkalk oder Cassianer Schichten sein könnten. Sie zeigen ziemlich starke Spuren von Quetschung, gestreifte Kalkspatplatten u. dergl.

Es ist ganz gut möglich, daß in der Umgebung von P. 1628 Pragser Schichten emportauchen. Da ich dies aber nicht sicher beweisen kann, habe ich mich für die Karte zu jener Darstellung entschlossen, die den Bau am einfachsten verständlich macht. Sind die zweifelhaften Gesteine etwas abweichende, kalkige Cassianer Schichten, so handelt es sich um eine überkippte Mulde, was gut zu der Tektonik der Umgebung, sowohl des Lungkofls als des Badmeisterkofls, paßt. Es würde dadurch das Fehlen einer scharfen Grenze gegen die Wengener Schichten verständlich, ebenso das Fehlen der sonst doch leicht auffindbaren typischen Gesteine der Pragser und Buchensteiner Schichten, endlich das Vorkommen breschiger Kalke, die auch schon S. 113 erwähnt wurden und die ja in den Cassianer Schichten weitaus am häufigsten sind.

Während die unterschobenen Schichten auf der NW-Seite des Sarlkofls vollständig durch Quartär verdeckt sind, kommt etwa in der Verbindungslinie zwischen dem Gipfel dieses Berges und dem Sattel der Buxe (P. 1801) der überschobene untere Sarldolomit noch einmal heraus. Man erhält hier folgendes Profil durch ungefähr parallele Schichten, das einen recht guten,

lehrreichen Einblick in die Beschaffenheit des untersten Teiles der Schubmasse erschließt:

7) Von 1950 m aufwärts fester Sarldolomit. Die untersten 10 m sind noch wohl gebankt bis dünnschichtig. Gegen oben verschwindet die Bankung ohne scharfe Grenze. Unten wird diese Masse von einer auffallenden Absonderungsfläche begrenzt, die wahrscheinlich zugleich Schichtfläche und Schubfläche ist. Sie fällt etwa SSE mit 55° Neigung, ist aber stark verbogen und zu den Schichten darunter nicht ganz parallel.

6) Grauer, dünnplattiger bis schiefriger, dichter, sehr grusiger und gequetschter Dolomit, hie und da mit schwarzen Schieferzwischenlagen. Er reicht bis 1940 m Höhe herunter.

5) Etwa 5 m vollständig zu Grus zerriebener oder in Rauhwanne verwandelter Dolomit. Das Gestein ist stellenweise so weich, daß man mit dem Pickel große Stücke losstechen kann, die sofort vollständig zerfallen.

4) Etwa 6 m festerer, mittelgrauer, plattiger Dolomit.

3) Daraus entwickelt sich nach unten ein ganz zerquetschtes, sandiges, mürbes, grünlich- oder gelblichgraues, selten oberflächlich rötliches Gestein, das mit Salzsäure nicht braust. Es ist in 15 m Dicke aufgeschlossen.

2) Etwa 5 m Mächtigkeit sind durch Schutt verhüllt.

1) Einige Bänke grauen oder rötlichen, harten, gelb und etwas konglomeratisch anwitternden Dolomites.

Die Fortsetzung des Profiles gegen unten ist durch Moräne und Schutt verhüllt.

Großartige Erscheinungen bietet wieder die NE-Seite des Sarlkofls, besonders die Schlucht südlich der Trogeralm, die wir mit LORETZ den Trogergraben nennen können. Sie gehören in der Tat zu den schönsten tektonischen Bildern, die ich bisher innerhalb eines einheitlichen Aufschlusses gesehen habe, und es ist verwunderlich, daß sie so wenig bekannt sind. Nur LORETZ (1874, S. 491) scheint sie näher untersucht zu haben und erwähnt die starken Faltungen. Er ist allerdings der irrigen Meinung, daß an ihnen nur die Werfener Schichten beteiligt sind. Sie sollen von einem E-W-Bruch betroffen sein, durch den die Wiederholung des Dolomites des Sueskopfes auf dem Sarlkofl erklärt wird. Die flache Auflagerung des oberen Sarldolomites auf die stark verbogenen unteren Schichten wird zu treffend durch seine größere Starrheit erklärt. In der Textfigur auf S. 277 der «Dolomitriffe» von MOJSISOVICS ist die starke Faltung des Muschelkalkes nördlich unter dem Sarlkofl richtig angedeutet, ohne daß aber auf die Erscheinung näher eingegangen würde.

Einen vorzüglichen Einblick in die Trogerschlucht erhält man vom Südhang des Sueskopfes aus. Der Graben ist aber von der Trogeralm aufwärts ein gutes Stück weit unschwer zu begehen. Wir sehen uns die Verhältnisse zunächst von oben an (Taf. 8, Fig. 4). Die Schichten im unteren Teil der Wand sind — wie schon erwähnt — ungeheuer gestört. Dagegen liegen sie im oberen Teil fast flach. Ungefähr von der Höhe des Sattels zwischen Sueskopf und Sarlkofl aufwärts besteht die Wand aus oberem Sarldolomit, der nur im liegendsten Teil Spuren von Schichtung zeigt. Unterhalb der angegebenen Höhenlinie gelangt man mittels eines raschen Überganges in eine Wechsellagerung von gelblichen, dünnen, weicheren und härteren Bänken. Wie die Begehung der Schlucht zeigt, handelt es sich um unteren Sarldolomit, vielleicht teilweise mit Übergängen in Pragser Schichten. Die Schichten verlaufen zunächst fast horizontal durch die Wand. Gegen den Kamm Sueskopf-Sarlkofl zu schalten sich dickere Dolomitlinsen ein. Die Mächtigkeit der horizontal liegenden, dünnschichtigen Bildungen

mag 60 m betragen. Darunter folgt eine mehrere hundert Meter mächtige Masse von wild gefalteten und verkneteten Schichten, unterem Sarldolomit und weiter talauswärts auch oberen Werfener Schichten. Ein Stück westlich der Kote 1917 erreicht die Liegendgrenze des oberen Sarldolomites den Nordostkamm des Sarlkofls. Bei der Kote selbst bildet aber wieder derselbe Dolomit den Kamm. Er wird durch zwei Brüche noch einmal unter die Erosionsfläche gesenkt, von denen später näher zu sprechen ist (Bruch 5 und 6). Erst etwas östlich der Kote 1917 verschwindet er endgültig aus der besprochenen Wand. Am Ostende der Wand, wo der Wald gegen N vorspringt, ist der Steilhang ein Stück weit fast von oben bis unten aus weinroten Werfener Schichten gebildet. Sie kommen — offenbar infolge Ausquetschung des unteren Sarldolomites — dem oberen, ungeschichteten Dolomit, der gerade hier sein Ende erreicht, sehr nahe. Unter ihm sind nur ganz geringe Spuren von horizontal gebanktem Dolomit vorhanden.

Etwa 150 m unter P. 1917 sieht man in der Wand eine im ganzen schwach gegen SW ansteigende, aber sehr unebene Überschiebungsfäche. Die steil aufgerichteten Bänke des unteren Dolomites und der Werfener Schichten werden abgeschnitten. Auf sie legen sich im Ostteil rote Schiefer, mehr im W gelbliche Dolomite und Schiefer. Auch diese Bänke sind aber steil aufgerichtet und werden von der Störungsfläche durchschnitten. Ganz im W liegt schließlich gebankter Dolomit auf gebanktem Dolomit. Offenbar handelt es sich im wesentlichen um eine Trennungsfäche, die zwei untergeordnete Faltungsstockwerke scheidet und an der nur stellenweise ältere Schichten über jüngere gelangt sind. OGILVIE GORDON hat solche Störungsbilder öfter gezeichnet, z. B. 1927 I, S. 316, Fig. 51:

Nun untersuchen wir die Sohle des Trogergrabens noch aus der Nähe. Das Gestein an seinem Ausgang, nächst P. 1323, wurde schon bei den Werfener Schichten (S. 17) erwähnt. Es sind mehr oder weniger sandige und mergelige, dunkelgraue Kalke. Sie fallen 75° SW. In diesem Gestein liegt der ganze unterste Teil der Schlucht des Trogerbaches. Dieser fließt zunächst in der Richtung des Streichens. Die Schlucht ist hier ungangbar, man kann aber auf ihrer linken Seite, teilweise auf einem Steig, so hingehen, daß man ständig in sie hineinsieht. Vielleicht 125 m über P. 1323 erscheinen auf beiden Seiten und in der Sohle der Schlucht rote Campiler Schiefer und feine Sandsteine mit Myaciten. Das Streichen hat sich gedreht. Es ist jetzt nord-südlich, die Schichtstellung ist ungefähr senkrecht, vielleicht mit vorwiegender sehr steiler Neigung gegen E. Von hier aufwärts liegt die Schlucht eine größere Strecke weit in den roten Schiefen, die stark kleingefaltet sind. Das Einfallen ist später mehr gegen W gerichtet. Bei der Trogeralm kann man auf Steigspuren ohne Schwierigkeit in den Graben hinunter gelangen. Seine linke Seite besteht hier noch ausschließlich aus roten Schiefen. Rechts schalten sich in diese mehrere graue Kalkbänke ein. Nun kann man auf dem Boden der Schlucht aufwärts gehen. Zunächst herrschen wieder rote Schiefer. Ihre Schichten stehen immer sehr steil, das Streichen wechselt aber sehr stark. In 1570 m Höhe erscheinen rechts graue, gelbbraun verwitternde, teilweise sandige Kalke, die offenbar auch den Werfener Schichten angehören. Zwischen sie und die roten Schiefer sind einige Meter grauer Schiefer eingeschaltet. Ob der Kontakt normal ist, ist nicht zu erkennen. Das Einfallen der Kalke ist E 20° S mit 79° Neigung. Sie enthalten einzelne schlechte Lumachellen und erinnern sehr an die unten bei P. 1323. Später greifen die mattgrauen Kalke auch auf die linke Talseite hinüber. Sie fallen im ganzen talauswärts. In 1600 m Höhe ziehen rote Schiefer auf der rechten Talseite wieder hoch hinauf. Rote Schiefer und gelb verwitternde Kalke wechseln nun mehrfach unregelmäßig mit einander. In 1650 m Höhe erscheint auf der rechten Talseite zum ersten Male grauer, geplatteter Dolomit. Er bildet einen deutlich von Störungsflächen begrenzten Keil und reicht fast bis zur Talsohle herunter. Seine Schichten stehen senkrecht und streichen SSW—NNE. Der unterste Teil des Hanges wird

von dünnplattigen, teilweise violetten Dolomiten mit Sandstein- und Schieferzwischenschichten und mit den für das unterste Anis bezeichnenden Dolomitoolithen voll Fossilsteinkernen gebildet. Sie fallen talauswärts. Auf der linken Talseite schieben sie einander wechsellagernde rote Schiefer und braune Mergel ziemlich gleichmäßig unter 50—60° Neigung gegen W ein. Offenbar befindet man sich hier an der Grenze zwischen Werfener Schichten und unterem Sarldolomit, die freilich infolge der kräftigen Störungen sehr unregelmäßig ist. Sie liegt auf der rechten Talseite um ein Stück weiter östlich als links. In 1730 m Höhe befindet sich das Tal ganz in einem zu eckigem Grus zerquetschten Dolomit mit Einschaltungen jedenfalls tektonisch entstandener gelblicher Rauhwacken.

Die Aufschlüsse im Trogergraben beweisen zweifellos, daß hier in ziemlich großem Maßstab starre oberanisische Schichten über sehr gefaltete unteranisische bis skythische bewegt wurden. Das Streichen der Falten in der Unterlage ist — wie aus den mitgeteilten, keineswegs besonders ausgewählten Fallzeichen hervorgeht — der Hauptsache nach nord-südlich. Das spricht dafür, daß die Bewegung ungefähr senkrecht auf den Meridian erfolgt ist. Bedenken wir, daß am Lungkofl derselbe obere Sarldolomit auf den jüngeren Wengener Schichten liegt, der am Sarlkofl von älteren Gesteinen, von denen er allerdings schon losgerissen ist, unterlagert wird, so ergibt sich eine westliche Schubrichtung als ziemlich sicher. Wir hätten in der Trogerschlucht das vor uns, was man sehr uneigentlich die Wurzel einer Scherungsüberschiebung nennen könnte, d. h. die Stelle, an der die Decke sich von ihrem normalen Liegenden löst. Dieses wird durch die innere Faltung sehr verkürzt. Die Decke, die die Verkürzung nicht mitmachen kann, spießt in der Richtung der Bewegung durch die hangenden Schichten durch und überschiebt sie. Der Grund, warum sich der Riß in den Schichten der Decke gerade in der Gegend zwischen Lungkofl und Alwartstein bildete, ist ziemlich leicht einzusehen. Es ist dies das Gebiet, in dem der mächtige, fast unfaltbare obere Sarldolomit, der im Liegenden und Hangenden von plastischen Schichten begleitet wird, sich plötzlich verjüngt und auskeilt. An der Stelle, wo er zu schwach geworden war, um den Druck weiter nach W zu übertragen, erfolgte der Riß.

Selbstverständlich werden wir die hier entwickelten Vorstellungen, vor allem die über die Bewegungsrichtung, die sicher besonders wichtig ist, im Folgenden noch näher zu prüfen haben.

So vortrefflich die Aufschlüsse im Trogergraben sind; so unzulänglich sind sie zwischen diesem und dem Sarlbrand. Es ist deshalb nicht möglich, genau festzustellen, was weiter mit der Schubfläche geschieht. Es ist ja anzunehmen, daß sie gegen E irgend wo in eine normale Auflagerungsfläche übergeht. Vielleicht liegt diese Stelle aber erst östlich des Höhlensteiner Tales. Zwischen P. 1917 und 1443 finden wir im allgemeinen recht gleichmäßiges, mittelsteiles gegen S bis SSE gerichtetes Einfallen des unteren Sarldolomites, der hier teilweise ziemlich mergelig, an vielen Stellen auch stark gequetscht und rot verfärbt ist. Nur einige Fallzeichen im untersten Teil des Hanges gerade westlich des Hotels Toblacher See, in nächster Nähe der Werfener Schichten von P. 1469, sind ganz abweichend, gegen E gerichtet und teilweise sehr steil. Man wird vielleicht annehmen dürfen, daß die Schubfläche hier zwischen Werfener Schichten und unterem Sarldolomit verläuft und daß nur gelegentlich etwas Sarldolomit auch der unterschobenen Masse angehört, der sich dann durch seine abweichende La-

gerung zu erkennen gibt. Diese Annahme wurde auch der Fallzeichenstatistik zugrunde gelegt (siehe unten).

Gegen N setzen sich die heftigen, im ganzen etwa N-S streichenden Schichtaufrichtungen des Trogergrabens offenbar fort. Sie sind aber in dem stark verwachsenen Gelände nirgends mehr annähernd so gut aufgeschlossen, wie auf der NE-Seite des Sarlkofls. Auf P. 1812 westnordwestlich der Troge stehen die Werfener Schichten senkrecht und streichen N-S. Nördlich von hier ist eine Bleike (etwa südlich P. 1371), in der etwas ältere Teile desselben Schichtgliedes sehr lebhaft hin und her gebogen sind. Am Oberrand ist das Einfallen 76° E. Weiter unten kommen allerdings auch ganz andere Fallrichtungen, z. B. 55° SW, vor.

Die Bellerophonkalke am NW-Fuß des Sueskopfes, in den Wänden östlich P. 1774 (gerade nördlich der Putzalm) sind großenteils sehr steil aufgerichtet. Das Einfallen ist $60-90^{\circ}$. Das Streichen dreht sich innerhalb der Wand. Im östlichen Teil ist die Fallrichtung E ganz wenig S, am Westende dagegen rein südlich. Man wird da wohl an Umfaltung einer ursprünglich S fallenden Schichtmaße durch einen von E wirkenden Druck denken dürfen.

LORETZ macht (1874, S. 490) auf die große Mächtigkeit des Grödner Sandsteines und der Werfener Schichten bei Toblach aufmerksam. Er möchte sie durch Störungen erklären. Man könnte vermuten, daß es sich um die Fortsetzung der gegen W gerichteten Falten am Hang des Sueskopfes handelt.

Viel besser als an solchen vereinzelt, herausgegriffenen Beispielen läßt sich die Wirkung einer Querverfaltung natürlich am Faltungsdiagramm des Gebietes nördlich des Sarlkofls aufzeigen. Das ist der Grund, warum die Fallzeichen des Geländes nördlich der Lungkoflüberschiebung und östlich einer Linie, die durch den Grabach über die Buxe zu den Kameriotwiesen verläuft, gesondert behandelt wurden. Vergl. das statistische Kapitel.

So klar die Überschiebung auf der Westseite des Lungkofls zu erkennen ist, ist es doch nicht möglich, sie weiter gegen S zu verfolgen. Es scheint, daß sie in dieser Richtung erlischt und durch eine etwas tiefere, westlichere Störung ersetzt wird. Würde es sich um eine große Fernüberschiebung handeln, so müßte sie wohl in den weichen Gesteinen westlich des Meßnerköfeles durchzuverfolgen sein. In den Dolomiten haben wir es ja aber — was immer wieder betont werden muß — nur mit verhältnismäßig geringen Störungen zu tun. Diese Bewegungen können sich innerhalb der weichen Schichten ganz oder doch zum größten Teil in kleinen Umformungen erschöpfen. Nur dort, wo starre Gesteine beteiligt sind, kommt es zur Bildung großer Abscherungsflächen.

Wir hatten Grund, schon im Westsockel des Lungkofls eine liegende Falte zu vermuten. Noch weitergehende Schichtzusammenstauungen scheinen im Heimwaldkofl und in dem von ihm gegen den Kirchler Schropfen ziehenden Kamm (Schafriedel bei OGILVIE, 1893) vorhanden zu sein. Dieser Berg hat von jeher besondere Schwierigkeiten gemacht, was jeder, der ihn untersucht, begreiflich finden wird. LORETZ läßt ihn (1874, Karte) aus einem Wechsel von «Cassianer-artigen Schichten» und «dolomitischen Vertretern der Sedimentärtuffe» bestehen. MOJSISOVICS (1879, Karte) trägt im nördlichen Teil Wengener Schichten, im südlichen Cassianer

Schichten ein. Bei der weiten Fassung der Wengener Schichten in den «Dolomit-Riffen» ist diese Darstellung von der bei LORETZ und von der Wirklichkeit wohl nicht sehr verschieden. OGILVIE dagegen zeichnet und beschreibt vom «Schafriedel» eine ganze Schichtfolge: Mendoladolomit, stark gestörte Buchensteiner Schichten, Wengener und Cassianer Schichten, die in unregelmäßiger Weise etwa SSE einfallen würden und durch einen Bruch von den Kameriotwiesen und dem Kirchler Schroppen getrennt wären (1893, S. 69, Karte C, Profil 10). Sehr ähnlich ist MERLA's Karte (1930 b). Meine Aufnahme schließt sich dagegen am ehesten der Darstellung von LORETZ an, in so ferne, als der ganze Kamm meiner Meinung nach vorwiegend aus Cassianer Schichten und Schlerndolomit besteht. Die Verhältnisse sind jedoch sehr schwierig, in mancher Hinsicht immer noch ungeklärt und müssen eingehend beschrieben werden.

Der Kirchler Schroppen wurde schon oben (S. 103 ff) ausführlich besprochen. Jetzt haben wir es nur mit dem Kamm gegen den Heimwaldkoff zu und diesem selbst zu tun. Der Name Schafriedel wäre für diesen Kamm recht nützlich, nur muß man sich vor einer Verwechslung mit jenem Schafriedel hüten, der das Westende des Heersteinzuges bildet.

Zu einem Verständnis werden wir vielleicht am besten gelangen, wenn wir vom Westfuß des Berges, nordöstlich des Gasthauses Brückeke, ausgehen. Dort, wo die Wiesen dieser Gegend am weitesten gegen E vorspringen, bildet Dolomit eine Reihe von Felswandeln, die zusammen etwa 30 m hoch und etwas mehr als 100 m lang sein mögen. Am höchsten ist der Aufschluß im N. Er wird hier von einem Schuttkegel abgeschnitten, der aus den Gräben auf der WNW-Seite des Kirchler Schroppens herauskommt. Im S taucht er unter Schutt von Cassianer Schichten unter, die aber hier nicht anstehend zu sehen sind. Im nördlichen Teil des Aufschlusses sind dagegen im Hangenden des Dolomites sehr stark verbogene und gequetschte Cassianer Schichten schlecht aufgeschlossen. Der Dolomit selbst ist weißlich, subkristallin, überall sehr grusig, besonders aber im obersten Teil unter den gequetschten Cassianer Schichten ganz zertrümmert. Er erinnert mehr an Hauptdolomit als an Schlerndolomit.

Jenseits (nördlich) des erwähnten Schuttkegels nordöstlich Brückeke sind am Fuß des Hanges wieder Dolomitwände vorhanden. Sie bilden drei getrennte Felsmassen, die ungefähr bis 1575 m Höhe hinaufreichen. In den Gräben zwischen ihnen ist nur Cassianer Schutt zu sehen. Die nördliche Dolomitmasse ist etwa so lang, wie die beiden anderen zusammen. Unmittelbar ober ihr sieht man Cassianer Mergelschiefer in horizontaler Lagerung anstehen. Ihr Kontakt gegen den Dolomit scheint steil zu sein, ist aber nirgends zu beobachten. Es sieht auch aus, als ob die Schichten des Dolomites steil stünden, doch ist die Schichtung zu undeutlich, um das sicher zu behaupten. Die Auflösung des Dolomites in einzelne Felsen weist wohl darauf hin, daß er von stärkeren tektonischen Klüften durchschnitten ist. Die Beschaffenheit des Gesteines ist dieselbe, wie im südlichen Aufschluß.

Im N folgt wieder ein Schuttkegel und jenseits von ihm ist kein Dolomit mehr zu sehen. Man trifft überhaupt kein anstehendes Gestein, sondern nur Schutt von Cassianer Schichten. Lose Stücke von Wengener Schichten fehlen der ganzen Gegend.

Es wäre gewiß denkbar, daß die beschriebenen kleinen Felsmassen Schlerndolomitlinsen in den Cassianer Schichten, ähnlich denen auf dem Kirchler Schroppen, sind. Ihre Gesteinsbeschaffenheit aber, die immerhin erkennbare Störungsfläche zwischen ihnen und den Cassianer Schichten sowie das Fehlen von Übergangsgesteinen zu diesen spricht eher dafür, daß der Dolomit unter der Talsohle mit dem des Schwalbenkofls in Verbindung steht und von den Cassianer Schichten überschoben wird. Die Überschiebung kann nach dem Kartenbild wohl nur gegen W gerichtet sein.

Wenn der Dolomit nordwestlich von Brückeke und der des Heimwaldkofls früher in Verbindung standen, muß diese Verbindung westlich der heutigen Geländeoberfläche gelegen haben. Es ist aber wohl nicht unbedingt notwendig, eine solche Verbindung anzunehmen, da ja auf der gegenüberliegenden Talseite auch zwei verschiedene, durch Plätzwiesschichten und einen Bruch getrennte Dolomite vorhanden sind.

Auf dem Heimwaldkofl müssen wir zunächst rein erfahrungsgemäß dreierlei Gesteine auseinanderhalten: den Dolomit der Kote 1641, die Cassianer Schichten der Kote 1740 und gewisse festere, auch in Dolomit übergehende Kalke, die mit Cassianer Schichten wechsellagern und hauptsächlich auf der S-Seite des Berges auftreten. Betrachtet man den Heimwaldkofl von NW, von der linken Seite des Wildbaches, oder von N, so sieht man deutlich, daß die Cassianer Schichten östlich P. 1641 den Dolomit wenigstens ein Stück weit überlagern. Einzelheiten werden am besten im unmittelbaren Anschluß an das Tagebuch gegeben.

Ich bin zunächst von N in südöstlicher Richtung den Steilhang auf der rechten Seite der auffallenden Schlucht, die von P. 1740 kommt, emporgestiegen. In etwa 1500 m Höhe trifft man das erste anstehende Gestein. Es sind wohlgebankte, dunkelgraue, deutlich oolithische Kalke mit Echinodermenbruchstücken, augenscheinlich Cassianer Schichten. Sie fallen mit 21° Neigung SSE. In derselben Höhe stehen auch auf der linken Seite der Schlucht, in einem kleinen Nebengraben, am Fuß der Dolomitwände ziemlich flach gelagerte Cassianer Mergel an. Etwa 20 m höher oben sind rechts graue Mergel vorhanden, die sich durch Übergänge aus den Kalken entwickeln. Einfallen 58° SSW. In 1550 m Höhe ist der Kalk wieder reiner und mächtiger gebankt. Wenig tiefer traf ich im Graben selbst eine einige Meter mächtige Bank von braungrauem, grob grusigem, mit Salzsäure nicht brausendem Dolomit, der ziemlich ruhig gelagert ist und ganz wie eine ursprüngliche Einschaltung in die Cassianer Schichten aussieht. 1570 m ü. d. M. steht auf dem Hauptkamm rechts der erwähnten Schlucht ein grauer Dolomit an, der kleine Felsmassen bildet. 20 m weiter oben ist aber wieder brechiger Cassianer Kalk aufgeschlossen.

In 1580 m Höhe bin ich nochmals in die große Schlucht hineingequert. Ober sich hat man hier nur stark gestörte Cassianer Schichten. Im oberen Teil der linken Grabenseite sind sie senkrecht aufgerichtet, dabei auch noch kleingefaltet. Sie streichen ungefähr gegen SSE den Graben hinauf und reichen bis 1560 m ü. d. M. hinunter. Etwas weiter westlich sieht man in der linken Grabenwand minder deutlich geschichtete, kalkige oder dolomitische Gesteine. Schließlich folgt nordöstlich und nördlich P. 1641 eine größere Dolomitwand. Der Dolomit ist deutlich gequetscht, in Blätter zerlegt, die mit Schichtung kaum etwas zu tun haben. Sie fallen 45° NE. 1600 m hoch sieht man in der Nordwand nordöstlich P. 1641 stark gestörte Cassianer Schichten aufgeschlossen. Sie sind vom Dolomit durch eine recht deutliche tektonische Fläche getrennt. Eine Kluft fällt steil E, es sind aber auch andere, flachere vorhanden, die die schon erwähnte Überlagerung des Dolomites durch die Mergel bewirken.

Das Auftreten mächtigerer Kalke in den Cassianer Schichten legt die Annahme nahe, daß auch die Dolomite in denselben normalen Schichtverband gehören. Angesichts der sehr kräftigen Störungen wäre es aber auch möglich, daß die auf der rechten Seite der Schlucht beobachteten kleineren Dolomitfelsen den Cassianer Schichten tektonisch eingepreßt sind, zumal sie eine blockartige Gestalt haben.

Ersteigt man die Höhe der Kote 1641, so trifft man auf ihr einen grauen, feinkristallinen, oberflächlich gegitterten, mit Salzsäure nicht brausenden Dolomit. Etwas östlich der Kote liegt am Oberrand der Wände in seinem Hangenden zunächst ein wohl zu den Cassianer Schichten gehöriges, sandiges Gestein, das aber vorwiegend aus Spatadern besteht. Am Beginn des Aufstieges gegen Kote 1740 folgen dann fast horizontal liegende dünnbankige Kalke und Mergel der Cassianer Schichten. Erst weiter oben, etwa von 1700 m aufwärts, trifft man größere Neigungswinkel bei wechselnder Fallrichtung. Die senkrechte Schichtstellung in der Schlucht scheint sich nicht bis hier herauf fortzusetzen. Die von mir gemessenen Neigungen sind meist nur mittelsteil. Auf P. 1740 steht eine Lumachelle an, die fast nur aus Seeigelstacheln gebildet ist und sicherlich zu den Cassianer Schichten gehört.

Etwas östlich der Kote 1641 bin ich nach S hinuntergestiegen. Man kommt bald in Dolomitwände, die hier ziemlich deutlich gebankt sind. Von dieser Stelle stammen die schon auf S. 60 erwähnten Kalkschwämme. Das Gestein, das sie umschließt, ist ein mittelbraungrauer, dolomitischer Kalk, der mit Salzsäure ziemlich langsam braust und sehr deutlich aus eckigen Bruchstücken von etwas wechselnder Beschaffenheit aufgebaut ist. Das Einfallen des anstehenden Dolomites ist S 10° E mit 36° Neigung. Der Dolomit bildet nur einzelne Wandeln, zwischen denen man durch Wald hinunter geht. In 1565 m Höhe ist das Gestein eines der Wandeln ein ziemlich stark graubrauner, mit Salzsäure lebhaft brausender Kalk. In einem losen Kalkblock sah ich hier große *Cidaris*-Keulen. In 1450 m Höhe untersuchte ich eine andere, etwas weiter östlich gelegene Wand, die gegen N blickt. Ihr Fuß besteht aus wohlgebanktem Kalk, der gegen oben allmählich in ein massiges Gestein mit einzelnen gebankten Einschaltungen übergeht. Einfallen S 6° W mit 52° Neigung. Zwischen den beiden Wänden stehen in einem seichten Graben graue Mergelschiefer an. Eine dritte, mit den vorigen obertags nicht zusammenhängende Wand besteht in 1500 m Höhe aus merklich gebanktem, stark grauem, fein kristallinem, mit Salzsäure gar nicht brausendem Dolomit, der von richtigem Schlerndolomit ziemlich auffallend verschieden ist. Ich habe am Fuß dieser Felsen, östlich der Hauptwand des Heimwaldkofls, noch verschiedene Stellen untersucht. Man trifft meist deutlich graue, sehr gut gebankte, feinkörnige Dolomite, die am ehesten an karnische Gesteine erinnern. Auch braune, mit Salzsäure schwach brausende, dolomitische Kalke kommen vor. Das Einfallen ist ziemlich einheitlich südlich, mit geringen Abweichungen gegen W und E und mit Neigungen zwischen 60 und 70°. Manche Schichtflächen sehen so aus, als ob sie auch als Gleitflächen gedient hätten. Die Bewegung scheint die Richtung des Einfallens gehabt zu haben.

Es ergibt sich also, daß auf der SE-Seite der Kote 1641 mehrere gegen S einfallende festere Felsmassen vorhanden sind, die teils aus Kalk, teils aus Dolomit bestehen. Sie sind durch Züge weicherer, schlecht aufgeschlossener Mergel getrennt. Diese Verhältnisse können wohl nur im Sinne einer ursprünglichen Wechsellagerung gedeutet werden. Dieselbe Erklärung wird man dann auch auf die kleinen Dolomitschollen der Nordseite des Berges übertragen. Fraglich bleibt allerdings, ob die gleiche Auffassung auch für die größere Dolomitmasse, die die Kote 1641 trägt, gilt. In der Schlucht auf der Nordseite sah es ja wohl so aus, als ob zwischen ihr und den Kalcken der Cassianer Schichten nahe Beziehungen beständen. Es wäre aber auch möglich, daß sie von den Cassianer Schichten durch eine — teilweise allerdings sehr steile — Schubfläche getrennt ist und daß das Auftreten der Kalk- und Dolomiteinschaltungen in ihrer Nähe nur zufällig ist. Jedenfalls dürfte der besprochene Dolomit Schlerndolomit, nicht etwa Hauptdolomit sein, schon wegen des Mangels an Schichtung. Von dem Daumkofl ist er wohl nur durch Erosion getrennt. Es ist also wahrscheinlicher, daß auch der Dolomit von P. 1641 mit den Cassianer Schichten des Schafriedels ursprünglich in Verbindung stand und daß die Störungen, die wir heute sehen, nur von untergeordneter Bedeutung sind. Es ist dann zu vermuten, daß die Mischzone der beiden Gesteine ihren ursprünglichen Platz unge-

fähr in der Verbindungslinie des Kirchlener Schropfens mit dem Nordfuß des Daumkofls hat. Ihre tiefe Lage und der steile Kontakt zwischen Dolomit und Cassianer Schichten wäre durch nachträgliche Verbiegungen zu erklären. Das Fehlen einer größeren einheitlichen Schubfläche beruht vermutlich darauf, daß die tangential Bewegung sich in den Cassianer Schichten mit der Bildung von Kleinfalten erschöpft hat, ferner darauf, daß etwa östlich des Heimwaldkofls die stratigraphisch tiefere, tektonisch aber höhere Schubfläche des Lungkofls ausgebildet wurde. Südlich des Heimwaldkofls, nordöstlich Brückeke, scheint die westlichere tektonisch tiefere Störung schon eine richtige Überschiebung zu sein (vergl. oben, S. 169).

Diese Vorstellungen sind auch geeignet, uns die scheinbar ungeheure Mächtigkeit der Cassianer Schichten auf dem Schafriedelkamm zwischen Kirchlener Schropfen und Heimwaldkofl verständlich zu machen. Größer als südlich des Raner Berges wird sie allerdings schon ursprünglich gewesen sein. Auf der Nordseite des Daums ist unter den Schutt- und Bergsturmassen Platz genug für eine allmähliche Mächtigkeitszunahme, die zu den Verhältnissen auf der Westseite des Dürrensteins hinüber leitet. Auf dem jetzt besprochenen Kamm kommen dazu aber wahrscheinlich noch tektonische Einflüsse. Ein Gestein, in dem sehr bedeutende Faltungen und Verschuppungen stattgefunden haben, muß gleichsam in die Höhe quellen, während es an horizontaler Ausdehnung abnimmt. Die von mir gemessenen Einfallen scheinen außerdem darauf hinzudeuten, daß der Rücken den Bau einer unregelmäßigen, dem Kamm parallelen Antiklinale haben könnte. Zu einer genaueren Untersuchung dieser Frage reichen die Aufschlüsse leider nicht aus. Übrigens will ich nicht unbedingt bestreiten, daß in der Masse des Schafriedels hie und da auch Wengener Schichten zutage treten. Besonders beim Begehen des Kammes selbst glaubt man an mehreren Stellen die weiter oben (S. 100) beschriebenen Übergangsgesteine zwischen ihnen und den Cassianer Schichten zu erkennen. Es wären hier z. B. sandige, dünnplattige, dunkle gebänderte Kalke und dunkle Schiefer zu nennen, die in 1880 m Höhe den Kamm bilden und stark an Wengener Schichten erinnern. Alle meine Versuche aber, zu einer Ausscheidung auf der Karte zu gelangen, haben fehlgeschlagen. Wenn ältere Bildungen überhaupt vorkommen, müßten sie stellenweise an Schuppungsflächen oder in Sätteln auftauchen. Jedenfalls kann keine Rede davon sein, daß sie sich regelmäßig dem Dolomit des Heimwaldkofls auflagern, denn gerade die Cassianer Schichten, die an ihn anschließen, sind sowohl lithologisch, als durch den Reichtum an Seeigelstacheln nicht zu verkennen.

Auch den Ostfuß des Heimwaldkofls, etwa südöstlich P. 1740, habe ich untersucht. Hier fand ich in ungefähr 1650 m Höhe am Westrand des vom Kirchlener Schropfen herunterkommenden großen Schuttstromes, in einer kleinen Bleike graue, dichte, gelb verwitternde Kalke und ebensolche Schiefer, die nur Cassianer Schichten sein können.

Falls auf dem Schafriedelkamm die von mir vorausgesetzten starken Störungen der Cassianer Schichten vorhanden sind, ist jedenfalls anzunehmen, daß sie sich gegen S fortsetzen, wenn auch — wie wir sahen — die Überschiebung selbst hier besser entwickelt ist. Tatsächlich sind beispielsweise die Cassianer Schichten in der großen Schlucht ost-südöstlich Brückeke deutlich kleingefaltet. Auch die Wandeln südlich der Schlucht, nördlich Kote 1841, sind stark verbogen und steil aufgerichtet. Jenseits

des großen Schuttstromes, östlich P. 1679, fand ich neben dem gewöhnlichen südöstlichen Einfallen auch eines mit 65° NW, das wohl auf Kleinfaltung hindeutet. Schließlich ist hier an die Faltungsstockwerke zu erinnern, die wir in der Schlucht westlich des Dürrensteingipfels trafen (S. 106). Auch sie mögen mit westlichen Bewegungen zusammenhängen, wenn sich dies auch schwerlich sicher behaupten läßt.

Ein eigentümliches Vorkommen von Cassianer Schutt bei der Postmeisteralm westlich Brückeke deutete ich als Moräne. Allerdings ist diese Deutung nicht ganz einfach, weil der Weg, den der Schutt genommen haben müßte, schwer zu verstehen ist. Es liegt deshalb die Frage nahe, ob es sich hier nicht um eine stark verwitterte und zerfallene Deckscholle handelt, die ganz gut in die Fortsetzung der Überschiebungen nordöstlich Brückeke passen würde. Beweise in diesem Sinne konnte ich aber nicht finden. Am Saumweg südlich der Postmeisteralm, auf der linken Seite des Kaserbaches, trifft man im Hauptdolomit zwar einzelne auffallende Quetschzonen. Doch scheinen diese nach ihrer Anordnung eher auf einen Bruch hinzuweisen. Besonders ist ferner zu bedenken, daß bei der Postmeisteralm nicht nur Cassianer Kalke, sondern — wenn auch seltener — Blöcke von Dachsteinkalk auftreten. Für diese dürfte aber wohl nur Gletscherverfrachtung in betracht kommen.

Südlich von Brückeke, im unteren Teil des Stollgrabens, ist die Schuttbedeckung so stark, daß man keine tektonischen Beobachtungen gewinnen kann. Allerdings macht es die Verteilung der Gesteine ziemlich sicher, daß auch hier ungefähr in der Grabensohle eine Störung vorhanden ist, an der wahrscheinlich immer noch Cassianer Schichten gegen Hauptdolomit stoßen.

Die Störung, die aus dem Prager Tal über die Plätzwiesen und das Seelandtal nach Schluderbach und zum Misurina-See verläuft, war begreiflicherweise schon den älteren Forschern aufgefallen. LORETZ gibt diesen Verlauf schon 1873 (b, S. 617) an. Freilich läßt er den Schlerndolomit gegen den Hauptdolomit stoßen, was kaum vorkommt. (Unter dem Kaserbach ist in dieser Beschreibung wie sonst bei LORETZ der Stollgraben zu verstehen. Es ist dies aus der Karte von 1874 sicher zu ersehen, wogegen die Sektionskopie und die FREYTAG'sche Dolomitenkarte den Graben südlich der Postmeisteralm so nennt.) MOJSISOVICS (1879, S. 274) gibt zwischen Dürrenstein und Hoher Gaisl einen größeren Bruch an. Auf Einzelheiten komme ich gleich zurück. Die Kartenskizze OGILVIES (1893, Karte C) ist in vieler Hinsicht besser, als die Darstellung bei MOJSISOVICS, besonders dadurch, daß der Knollkopf nun ganz als Hauptdolomit erscheint und daß die Wengener Schichten im Seelandtal verschwunden sind. Diejenigen im Stollgraben können kaum beobachtet sein, da an der betreffenden Stelle Alles mit Schutt bedeckt ist. Sie mögen aber wohl im Untergrund vorhanden sein. Die Störung, die den Schlerndolomit und die Raibler Schichten des Dürrensteins vom Hauptdolomit der westlichen Gebiete trennt, wird auf S. 75 und 76 als Bruch bezeichnet. BLAAS (1902, S. 235 und 665) schließt sich hauptsächlich an OGILVIE an, übernimmt von ihr freilich auch die Darstellung des Heimwaldkofls. DIENER und ART-HABER (1903, S. 29) erwähnen die Störung zwischen Dürrenstein und Knollkopf als Bruch. Wenn ihnen die Beziehung der Cassianer Schichten

der Seelandalpe zum Schlerndolomit der Strudelköpfe nicht ganz klar erscheint, ist das in anbetracht der schlechten Aufschlüsse begreiflich. Trotzdem glaube ich, daß ein begründeter Zweifel an dem normalen stratigraphischen Verband der beiden Gesteine nicht gut möglich ist. Wir sahen das schon im stratigraphischen Teil (S. 114-115). KOBER gibt (1908, S. 238) eine ungefähr zutreffende Darstellung der Störungslinie, die er als reinen Bruch auffaßt. Er hält sich im ganzen an MOJSISOVICS, stellt aber das Seelandtal richtiger dar. MERLA (1932, S. 36—38) ist zu der merkwürdigen Vorstellung gelangt, daß die Störung der Plätzwiesen die abgelenkte Fortsetzung der Flexur sei, die im Bereich des Hochalpenzuges dem Nordrand der Dolomiten folgt (vergl. S. 147 ff). Für eine solche Deutung scheint mir nichts zu sprechen. Im Gebiet des Badmeisterkofls und des Alwartsteins herrscht dasselbe Südfallen, wie westlich des Tales von Altprags. Auch auf MERLA's eigener Karte (1930 b) ist das so dargestellt. Die Flexur übersetzt also den Wildbach, sie biegt nicht gegen SE ab. Die Störungen der Plätzwiesen schließen sich ihrer Richtung und ihrer Form nach den sonstigen Westschüben des Gebietes, nicht den Südfalten an.

Ich setze die Beschreibung wieder nicht in unmittelbaren Anschluß an das vorher Gesagte fort, weil auf dem Sattel der Plätzwiesen die Verhältnisse am schwierigsten sind, sondern im S, im Seelandtal und bei Schluderbach. Nach HÖRNES (in MOJSISOVICS, 1879, S. 281) müßte man glauben, daß die Störung ein gutes Stück westlich der Sohle des Seelandtales, ja teilweise auf dem Westhang des Knollkopfes gegen das Knappenfußtal liegt. Zwischen die Mergel des Seelandtales und den Hauptdolomit des Knappenfußtales würde sich auf der Nordseite des Knollkopfes ein Streifen von Schlerndolomit einschalten (vergl. die Karte). Daß dies alles nicht so ist, hat schon OGILVIE (1893, Karte C) erkannt. Auch ich bin nach sorgfältigen Begehungen zu dem Ergebnis gelangt, daß der ganze SE-Kamm des Knollkopfes und das Knappenfußtal im Hauptdolomit liegt und daß dieser ungefähr bis zum Seelandbach reicht. Er ist überall verhältnismäßig fein kristallin, deutlich grau und von oben bis unten merklich gebankt. Die Kenngesteine der älteren Dolomite, wie die zuckerkörnigen Massen, fehlen ganz. Das Einfallen ist — im Gegensatz zu den steilen Schichtstellungen weiter oben — im tieferen Teil ziemlich flach östlich, nach mehreren Messungen weniger als 20° . Im unteren Knappenfußtal ist die Schichtstellung fast horizontal. Die anstehenden Cassianer Schichten nordwestlich Schluderbach fallen in nordöstlicher Richtung vom Hauptdolomit ab, unter den Schlerndolomit der Geierwand ein.

Leider ist die Schuttbedeckung im ganzen unteren Seelandtal — wie wir dies ja schon früher zu beklagen hatten — so groß, daß man fast keine Aufschlüsse der Cassianer Schichten findet. Überall grenzt gegen den Hauptdolomit der oft mehrere Dekameter mächtige Talschutt. Der Dolomit taucht mit einer steilen Fläche unter den Schutt ein, offenbar einem Teil eines älteren rechten Talhanges aus einer Zeit, als der Graben weiter östlich lag und tiefer war. Beachtenswert ist, daß der Dolomit an mehreren Stellen ostwärts etwas über den Bach hinaus reicht, so daß dieser ganz über Felsen fließt. Das gilt im alleruntersten Teil des Tales, beim Elektrizitätswerk von Schluderbach, dann aber auch wieder von 1750 m Höhe ein Stück aufwärts und in 1840 m Höhe. Man wird geneigt sein, diese Tal-

strecken für epigenetisch zu halten, denn von vorneherein wäre zu erwarten, daß der Bach sich ganz in die weichen Seelandschichten einschneidet, die ja sehr wenig weiter im E den Untergrund bilden müssen. Daraus läßt sich aber wieder vermuten, daß die Grenze beider Gesteine zur Zeit eines höheren Talbodens weiter westlich lag, daß sie also nicht lotrecht ist, sondern daß die Cassianer Schichten den Hauptdolomit überlagern. Allerdings dürfte diese Überlagerung recht steil sein, viel steiler als die Neigung der Schichten.

Etwas günstiger sind die Aufschlußverhältnisse weiter oben, an der Stelle ungefähr südlich des Werkes Plätzwiesen, von der schon im stratigraphischen Teil (S. 92) die Rede war. Leider ist die Lagerung der Cassianer Schichten hier so gestört, daß ich sie nicht messen konnte. Teilweise sind sie in ein Blockwerk aufgelöst. Im ganzen scheinen die Schichten flach zu liegen. Der Bach fließt ein Stück weit durch anstehende Cassianer Schichten. In 1900 m Höhe tritt der Dolomit von rechts an den Bach heran und bildet von hier abwärts das rechte Ufer. Es sieht aus, als ob er steil unter die Cassianer Schichten eintauchte. Deren starke Zertümmerng ist wohl auch tektonisch zu erklären.

Im ganzen wird man sagen dürfen, daß im Seelandtal zwischen 1900 m Höhe und seiner Ausmündung bei Schluderbach der Hauptdolomit des Knollkopfes von den Cassianer Schichten unter der Strudelalpe wahrscheinlich steil überschoben wird — wenn auch die Aufschlüsse nirgends wirklich befriedigend sind. Viel verwickeltere Verhältnisse stellen sich von hier gegen N ein.

Die Angaben bei LORETZ (1874, S. 452) über den Sattel der Plätzwiesen sind nicht so gut, wie der größte Teil seiner Arbeit. Er spricht von den eben noch vorhandenen Resten versunkener Partien von Schlernplateauschichten, ohne daß man sich daraus eine klare tektonische Vorstellung bilden könnte. OGILVIE nimmt (1893, S. 76 u. Fig. 14) an, daß auf den Raibler Schichten der Plätzwiesen noch etwas Dachsteinkalk normal aufliegt. In der Karte C ist das Vorkommen nicht eingetragen, es ist deshalb etwas schwierig, die Angabe mit meiner Aufnahme zu vergleichen. Wahrscheinlich ist der Dolomit auf der Nordseite des Nordgipfels (P. 2181 bez. 2179) des Knollkopfes gemeint, den ich aber für Dürrensteindolomit halte. Doch scheint OGILVIE auch noch eine nördlichere Stelle im Auge zu haben, den Wällischen Boden westlich des obersten Knappenfußtales, der auf den neueren Karten nicht eingetragen ist. Ich konnte mich nicht davon überzeugen, daß östlich der Hauptstörung der Plätzwiesen jüngere Schichten als die Plätzwiesmergel vorhanden sind. Ich glaube vielmehr, daß aller Hauptdolomit der westlichen Scholle angehört.

Bei der Darstellung meiner eigenen Beobachtungen schreite ich weiter von S gegen N fort. Blickt man vom Gipfel des Knollkopfes (P. 2204 oder 2208) gegen den Punkt 2179 (2181), so sieht man, daß der Hauptdolomit in den Westwänden dieser Kote sehr zerklüftet und verbogen ist. Im ganzen hat man aber doch den Eindruck, daß er gegen ENE fällt. Das Verhältnis zwischen ihm und den Cassianer Schichten ist hier durch eine eingeklemmte Scholle kompliziert, die näher beschrieben werden muß.

Knapp nördlich P. 2179 ist vom Krieg her eine größere Aufgrabung. Hier sind fossilführende, mittelblaugraue, gelb verwitternde, dünnplattige, wulstige Kalke mit Lu-

machellen, besonders Bivalven und Sphaerocodien, und mit dünnen, sandigen Schieferzwischenlagen aufgeschlossen, zweifellos Cassianer Schichten. Sie bilden ein Gewölbe. Im Nordteil der Aufgrabung fallen sie N 5° E mit 29° Neigung. Etwas westlich davon, bei einem Kavernenfenster, maß ich N 20° W mit 70° Neigung. Das Gestein war hier stark gequetscht. Im südlichsten Teil des Aufschlusses dreht sich das Einfallen durch rasche Umbiegung, so daß es nun W 10° S mit 64° Neigung ist. Auf der Kote selbst steht schon wieder weißlicher Hauptdolomit an. Er fällt ungefähr E 15° N mit 85° Neigung. Die Kote 2108 nordöstlich 2179 besteht aus Dürrensteindolomit und liegt schon nördlich der eingesunkenen Cassianer Schichten. Diese reichen zwar bis auf den Kamm nördlich P. 2179, aber nicht merklich auf dessen Westabfall hinüber. Dagegen ziehen sie auf der Ostseite ein Stück weit, bis etwa 2060 m ü. d. M., hinter. Hier sind unter ihnen mehr schieferige Gesteine aufgeschlossen, in die nur einzelne Kalkbänke eingeschaltet sind. Die aufgeschlossene Mächtigkeit der Schiefer ist etwa 20 m, die der Kalke 70—80 m. Doch muß man bedenken, daß die Gesteine stark gefaltet sind.

Die kleine Cassianer Scholle wird im S, N und NE durch Brüche begrenzt. Im E ist ihr Fuß durch den eigenen Schutt verhüllt. Etwa in der Mitte zwischen P. 2108 und 2179 zieht ein Bruch durch, dessen Richtung ich mit etwa NNW-SSE bestimmt habe. Die Nordgrenze der Cassianer Schichten ist ebenfalls ein Bruch, der W wenig S streicht. Er ist zwar selbst nicht aufgeschlossen, doch sieht man, daß der Dolomit auf seiner Nordseite von zahllosen großen Spatadern durchsetzt und sehr grusig ist. Das Einfallen ist nordöstlich der Kote 2179 N 28° W mit 44° Neigung. Oben auf dem Kamm dagegen fällt ein stark gestörter Dolomit steil NE. Ich nehme an, daß hier irgend wo der Hauptdolomit mittels einer steilen Überschiebung vom Dürrensteindolomit überlagert wird. (Siehe Karte.) Allerdings ist es schwer, die Störung zwischen den beiden stark gequetschten und daher wenig gut gekennzeichneten Dolomiten zu verfolgen.

Die Südgrenze der Cassianer Schichten verläuft ziemlich genau west-östlich. Sie stoßen hier an Hauptdolomit. Der Kontakt selbst ist nicht zu sehen, doch fand ich eine sehr starke Gesteinszertrümmerung und mehrere schöne Harnische. Besonders die Cassianer Kalke sind stellenweise ganz zerquetscht. Ein Hohlkehlenharnisch in den Kalken fällt N 6° E mit 53° Neigung. Die Hohlkehlen streichen etwa N 15° E. Ein sehr schöner glatter Harnisch im Dolomit fällt N 36° E mit 43° Neigung. Danach ist es wahrscheinlich, daß dieser südliche Kontakt eine ziemlich steile sekundäre Überschiebung ist.

Es dürfte kaum möglich sein, die mechanischen Vorgänge, die zur Bildung dieser kleinen Cassianer Scholle geführt haben, auf Grund der heute sichtbaren Gesteine genau zu erschließen. Wenn meine Kartierung, besonders die Deutung der Dolomite, richtig ist, wird man wohl sagen dürfen, daß es sich dem Grundzug nach um eine zwischen unterschobenem Hauptdolomit und überschobenem Dürrensteindolomit emporgequetschte Scholle handelt, die aus dem tieferen Teil der überschobenen Maße stammt. Da in dieser die Cassianer Schichten wenig weiter unten an die Hauptstörung herantreten, braucht die Bewegung nur eine untergeordnete gewesen zu sein. Mit einer solchen Deutung stimmt auch die ungefähr gewölbeähnliche Anordnung der Cassianer Schichten gut zusammen. Was freilich diese kleine Scholle veranlaßt hat, an der Schubfläche emporzudringen, ist schwer zu sagen. Ganz allgemein wird man wohl vermuten können, daß sie unter einer stärkeren seitlichen Druckbelastung gestanden haben muß, als der sie überlagernde Dürrensteindolomit. Man könnte auch an ein Zurücksinken der überschobenen Masse denken, wobei ihr tiefster Teil hängen geblieben wäre. Doch ist diese Vorstellung wohl noch schwieriger. Einige weitere Anhaltspunkte zur Behandlung der Frage werden sich später ergeben.

Nördlich der eben beschriebenen Störung, auf dem oberen Teil des Nordkammes des Knollkopfes, in der Gegend der Kote 2108 und westlich

davon, stehen meist dünn gebankte bis plattige Dolomite an. Sie sind ziemlich sicher als oberer Teil des Dürrensteindolomites am Übergang in die Plätzwiesschichten zu bezeichnen. Das Einfallen ist vorwiegend gegen NNW gerichtet, untergeordnet auch gegen NNE, die Neigungen sind mittelsteil bis steil. Wo das Gelände flacher wird, südlich der Kote 2028, trifft man schlechte Aufschlüsse von grauen Dolomitschiefern und stark verwitterten roten Schiefern. Zur Zeit meines Besuches ersetzten zahlreiche Granataufschläge teilweise die natürlichen Aufschlüsse. Man wird hier also Plätzwiesschichten eintragen und naturgemäß annehmen, daß der Dürrensteindolomit südlich davon normal unter sie einfällt. Eine Schwierigkeit bietet aber das Auftreten von Rauhvaccken. Man findet sie anstehend südwestlich und in vielen losen Stücken auch westlich P. 2028 am Fuß der Dolomitwandeln, die der NW-Ausläufer des Knollkopfes gegen E kehrt. Diese Dolomit fällt ziemlich steil W. Ich glaube, daß er Hauptdolomit ist und schon westlich der Hauptstörung der Plätzwiesen liegt. Auf S. 121 sahen wir, daß die Rauhvaccke im Schadebachgraben über den roten Schiefern als oberster Teil der Plätzwiesschichten auftritt. Wenn wir — was allerdings nicht ganz sicher ist — annehmen dürfen, daß sie auf den Plätzwiesen dieselbe Lage einnimmt, dann müssen in der eben besprochenen Gegend auf der Nordseite des Knollkopfes noch weitere, nicht genügend erkennbare Störungen vorhanden sein. Denn zwischen der Rauhvaccke und dem Dürrensteindolomit scheint keinesfalls genügend Platz für die hier ja ziemlich mächtig entwickelten Plätzwiesschichten zu sein. Ob es sich um kleine Brüche oder nur um Ausquetschungen der plastischen Schichten handelt, vermag ich nicht zu sagen.

Nördlich P. 2028 besteht das Gelände bis zur Straße aus Dürrensteindolomit. Er fällt im südlichen Teil ziemlich steil N, an der Straße schon überall SW. Er scheint also hier eine Mulde zu bilden. Da er bei dieser Lagerung nicht unter die Plätzwiesschichten südlich P. 2028 eintauchen kann, muß ich hier noch einen kleinen, etwa ost-westlichen Bruch annehmen.

Angesichts des Umstandes, daß am Nordende des Knollkopfes Plätzwiesschichten und Hauptdolomit mit einander in Berührung kommen, könnte man sich fragen, ob hier die Störung des Seelandtales nicht zu Ende geht und einer fast normalen Überlagerung Platz macht. Abgesehen davon, daß sich gleich nördlich von hier weitere Gründe gegen eine solche Annahme einstellen, wird sie mir auch dadurch unwahrscheinlich gemacht, daß in dem fast 300 m hohen Abfall gegen das Knappenfußtal die karnischen Schichten nicht zum Vorschein kommen. Das deutet darauf hin, daß der Kamm des Knollkopfes nicht aus den tiefsten, sondern aus höheren Teilen des Hauptdolomites besteht. Zwar zeichnet OGILVIE (1893, S. 32) in einem Profil Raibler Schichten im unteren Knappenfußtal. (In Karte C sind sie nicht eingetragen.) Doch ist gerade hier in der Talsohle Hauptdolomit aufgeschlossen.

Im obersten, nördlichsten, schluchtartigen Teil des Knappenfußtales ist der Hauptdolomit sehr gestört und zerklüftet. Von einer durchlaufenden Bruchspalte sieht man aber nichts. Diese dürfte wohl noch etwas nördlicher, unter dem Schutt im südlichen Teil der Plätzwiesen, zu suchen sein.

Der Dürrensteindolomit der Dürrensteinalpe fällt im ganzen recht regelmäßig mit dem Hang gegen SW ein. Unterhalb der Straße, westlich

des Hotels, wird die Neigung flexurartig steiler. Ich maß 74° bei einer Fallrichtung W 33° S. Die Wandeln entsprechen hier den Schichtflächen. Auf diesen Dolomit, der gegen oben immer mehr schiefrig wird, legen sich die gipsführenden Plätzwiesschichten, die schon im stratigraphischen Teil (S. 120) beschrieben wurden. OGILVIE ist (1893, S. 76) zu der Annahme gelangt, daß diese tonigen Schichten von den Dolomiten des höheren Dürrensteinhanges abgeglitten seien. Ich vermag den Grund dafür nicht recht einzusehen. Höchstens könnte man die auffallend große Mächtigkeit in diesem Sinn deuten. Sie kann aber gewiß auch stratigraphische Ursachen haben. Was ich sah, schien mir eine ganz regelmäßige, allerdings recht steil gestellte Schichtfolge zu sein. Die roten Schiefer bilden bei P. 1971 die Wasserscheide zwischen dem Knappenfußtal und dem Stollagraben.

Westlich an ihr Verbreitungsgebiet schließt sich wieder ein sehr merkwürdiges geologisches Gebilde an. Es handelt sich um einen schmalen Geländestreifen, in dem graue, gelb verwitternde Kalke allein herrschen, so daß man ihr Anstehen annehmen muß, obwohl man es nicht unmittelbar sehen kann. Der Streifen beginnt am Waldrand südsüdöstlich der Alm Stolla und verläuft zunächst in südöstlicher Richtung über den Rücken zwischen den beiden größeren, hier ausmündenden Gräben. Dann wendet er sich mehr gegen S, zieht knapp westlich Kote 1986 vorbei und dürfte weiterhin zwischen den Plätzwiesschichten und dem Hauptdolomit ausspitzen. Doch sind hier keine Aufschlüsse mehr. Das bezeichnende Gestein sind blaugraue, äußerst feste Kalke. Sie enthalten viele Versteinerungen, besonders Seeigelstacheln, Schnecken und Zweischaler. Diese haben nicht selten eine kreideweise Farbe. Auch Sphaerocodien und lithothamnienähnliche, nicht näher bestimmbare Formen sah ich. Sehr selten kommen Kieselkonkretionen in dem Kalk vor. Recht auffallend sind Mikrolumachellen. Die Verwitterungsfarbe ist in den feuchten Gräben gegen Stolla zu hochgelb, auf den Wiesen weiter im S mehr grau. Der Boden ist im Verbreitungsgebiet des Gesteines oft sumpfig. Stets trifft man nur ziemlich kleine lose Stücke des Kalkes, nirgends ist ein deutlicher Aufschluß zusammenhängender Bänke. Am ehesten glaubt man noch in den südlichsten Entblößungen oben auf den Wiesen eine horizontale Schichtung zu erkennen, doch ist sie auch hier recht undeutlich.

Daß dieses Gestein zwischen den Gipsmergeln und dem Hauptdolomit liegt, ist stellenweise sehr deutlich zu sehen, am schönsten in etwa 1930 m Höhe nordnordwestlich P. 1986. Hier ist die Breite des sumpfigen Streifens mit den losen Kalkstücken nur etwa 40 m.

Der Dolomit westlich der fossilreichen Kalke ist mäßig grusig, manchmal etwas rötlich. Es fiel mir auf, daß er stellenweise ziemlich dünnplattig ist. Das Einfallen ist im ganzen etwa westlich, also vom Kalk weg. Sehr grusig ist der Dolomit am Beginn des Steiges südlich von Stolla, auf der linken Seite des größeren Baches. Hier zerfällt er streckenweise ganz zu Sand.

Die besprochenen fossilreichen Gesteine sind schon LORETZ aufgefallen. Er hielt sie für ein jüngerer Schichtglied über den Gipstonen (1873a, S. 289; 1874, S. 452). Da er aber andererseits die Übereinstimmung mit den Schichten der Seelandalpe erkannte, gelangte er dazu, diese auch für «Schlernplateau-Schichten» anzusehen. Ein solcher Weg ist für uns nicht

mehr gangbar. Denn so viel wird man aus der reichen Fauna der Seelandalpe bei allem Mißtrauen gegen Zonen in der alpinen Trias doch schließen können, daß sie älter als die Gipsmergel sind. OGILVIE hat die fraglichen Schichten scheinbar zu den Raibler Schichten gestellt oder für nicht anstehend gehalten (1893, Karte C).

Wenn die Lumachellen mit den Gipsmergeln in ursprünglichem Verband stünden, könnten sie nur den hangendsten Teil der karnischen Stufe bilden. Das widerspricht aber aller sonstigen Erfahrung. Denn überall, wo Gipsmergel und fossilreiche Kalke in den Profilen der Raibler Schichten zusammen auftreten, bilden diese das Liegende, jene das Hangende. Wenn wir dieser Regelwidrigkeit entgehen wollen, müssen wir annehmen, daß die Lumachellen südöstlich Stolla durch Störungen in ihre heutige Lage gebrachte Seelandschichten sind, die ursprünglich in das Liegende der Plätzwiesschichten gehören. Diese Vorstellung hat folgende Vorteile: Sie wird der großen faziellen Ähnlichkeit mit den Schichten der Seelandalpe am einfachsten gerecht. Sie erklärt es, warum man stets nur Brocken der fossilreichen Kalke findet; diese wurden eben bei der Aufquetschung ganz zertrümmert. Schließlich besteht dann eine auffallende Übereinstimmung der Lagerung mit den Cassianer Schichten auf dem Nordgipfel des Knollkopfes, wo eine stratigraphische Erklärung nicht in Betracht kommt. Mechanische Schwierigkeiten erwachsen allerdings in beiden Fällen, aber diese werden durch das Beispiel des Knollkopfes in ihrer Beweiskraft sehr abgeschwächt. Nicht unwahrscheinlich ist, daß die Störungen in Wirklichkeit noch komplizierter sind, daß nämlich die oben erwähnten dünnbankigen Dolomite auf der Westseite der Lumachellen noch Dürrensteindolomit sind und daß erst westlich von ihnen die Hauptüberschiebung folgt. Es wäre also eine doppelte Verschuppung zwischen Dürrensteindolomit und Cassianer Schichten anzunehmen. Doch ist dieses Ergebnis zu unsicher, um es für die Karte zu benützen.

Bei der Stollaalm schneidet der Bach — ebenso wie stellenweise nordwestlich und auch südöstlich von ihr — in Dolomit ein, während weichere Schichten in geringer Entfernung auf seiner rechten Seite anstehen oder doch unter dem Schutt anzunehmen sind. Das könnte man, ähnlich wie im Seelandtal, als Hinweis auf eine E fallende Überschiebung deuten. Damit haben wir die große Schuttmaße erreicht, unter der die Verbindung der Störung bei Stolla mit der bei Brückeke verborgenen liegt.

Sehen wir von den untergeordneten Verwicklungen ab, so stellt sich uns die über den Sattel der Plätzwiesen ziehende Störung, die man Stolla-Seeland-Linie nennen könnte, als eine wahrscheinlich steil E fallende Überschiebung (oder — wenn man lieber will — als ein schräger Bruch) dar, an der meistens Cassianer Schichten im E gegen Hauptdolomit im W stoßen. Nur auf den Plätzwiesen oben sind die Cassianer Schichten von karnischen Bildungen — Dürrensteindolomit und Plätzwiesschichten — zugedeckt. Über das Ausmaß der lotrechten Bewegung wird sich kaum etwas ermitteln lassen, weil das Liegende des unterschobenen Hauptdolomites nirgends in der Gegend aufgeschlossen ist.

Aus den bisherigen Untersuchungen ergibt sich, daß die Überschiebung, an der die Dürrensteingruppe nach W bewegt ist, in zwei verschiedenen gebaute und wahrscheinlich nicht unmittelbar zusammenhängende Ab-

schnitte zerfällt. Am Lungkofl ist sie sehr flach, teilweise fast wagrecht, am Dürrenstein selbst aber sehr steil. Dazwischen liegt der Heimwaldkofl, an dem sie zu verschwinden schien. Ich glaube, daß diese Verschiedenheit nicht auf einen Wechsel in der wirkenden Kraft, sondern nur auf die verschiedene Gesteinsbeschaffenheit zurückzuführen ist. Im N hatten wir es mit einer starren Platte zu tun, die den Druck, den sie aufnimmt, in der gleichen seitlichen Richtung weiterleitet. Im S finden wir an der Überschiebung überall die plastischen Cassianer Schichten. Wie bei Besprechung des Heimwaldkofls (S. 168 u. 172) dargelegt wurde, können diese Schichten den Druck nur zum geringen Teil seitlich weitergeben, zum überwiegenden Teil wird er für plastische Umformungen verwendet, bei denen die Mächtigkeit des Gesteines zunimmt. Der seitliche Druck muß sich dadurch in einen schräg gegen oben gerichteten, hebenden verwandeln. Daraus erklärt sich wohl die steile Stellung der Störungsfläche in der Umgebung der Plätzwiesen. Vielleicht können wir auf diesem Wege auch das merkwürdige Emporquellen der Cassianer Schichten längs der Störungsfläche einigermaßen verstehen.

Die Bedeutung der Gesteinsbeschaffenheit für den tektonischen Baustil ist in neuen Arbeiten über die Dolomiten ja unter dem Namen der selektiven Tektonik sehr oft hervorgehoben worden (CORNELIUS, 1926, S. 70; KLEBELSBERG, 1928, S. 67; VAN HOUTEN, 1930, S. 205; MUTSCHLECHNER, 1932, S. 251; 1933 a, S. 98; 1934, S. 222; 1935, S. 38). Ich verweise besonders auf die Darstellung des Ausklingens der Cenera-Überschiebung bei ihrem Eintritt in die ladinischen Tuffe (VAN HOUTEN, S. 208), die entschieden an die Verhältnisse am Heimwaldkofl erinnert.

Wenn die obige Betrachtungsweise richtig ist, muß der Unterschied in der Lage der Schubfläche an den in der Gesteinsbeschaffenheit gebunden sein. Er kann also nur in bestimmten Stockwerken erscheinen. Wir wissen nicht, ob auch unter dem Dürrenstein selbst mächtiger, ungeschichteter Sarldolomit vorhanden ist. Fast könnte man nach den tektonischen Verhältnissen vermuten, daß dies nicht der Fall ist, daß vielmehr die ganze Mitteltrias durch faltbare Schichten — wie Pragser Schichten, Wengener Schichten, Cassianer Schichten — vertreten ist. Dagegen wissen wir sicher, daß über den Cassianer Schichten wieder mächtige und recht starre, wenn auch grob gebankte Gesteine, der Hauptdolomit und der Dachsteinkalk, folgen. Wir werden vermuten, daß in ihnen neuerdings flache Überschiebungen entwickelt sind. Das läßt sich nun in der Gruppe der Hohen Gaisl tatsächlich ausgezeichnet zeigen. Allerdings ergeben sich dabei weitere Verwicklungen, die man nie a priori hätte ableiten können und deren Gründe weniger in der ursprünglichen Beschaffenheit der Gesteine, als in dem Vorhandensein einer älteren Tektonik (und Morphologie?) zu liegen scheinen.

d) Die Westüberschiebung auf der Ostseite der Hohen Gaisl.

Zunächst tritt in dem in Bezug auf die Störung von Plätzwiesen unterschobenen Hauptdolomit eine noch ziemlich steile Schuppenfläche auf, an der er über Dachsteinkalk der Hohen Gaisl zu liegen kommt. Diese Störung

ist wohl nur von untergeordneter Bedeutung. Sie bietet aber einige ausgezeichnete schöne Aufschlüsse.

Von den früheren Aufnahmsgeologen scheint die jetzt besprochene Störung wenig beachtet worden zu sein. LORETZ bemerkt (1874, S. 515), daß auf der Ostseite der Hohen Gaisl mehrere Dislokationen auftreten, die seinem NW-System angehören sollen. Da er sie aber nicht näher beschreibt, kann ich nicht beurteilen, wie weit seine Beobachtungen mit meinen übereinstimmen. KLEBELSBERG (1928, S. 250) erwähnt die Überschiebung auf der Costa del Pin, bringt sie aber wohl in zu enge Beziehung zu der Flexur.

Schon bei einer Betrachtung der Gaislköpfe und der Costa del Pin vom Hotel Dürrenstein aus (Taf. 6, Fig. 1) fällt auf, daß der Hauptdolomit hier stark und unregelmäßig gegen den Dachsteinkalk hinauf reicht. Dieser zeigt mehrfach eigentümliche glatte Flächen. Noch deutlicher ist der Einblick vom Knollkopf aus (Taf. 6, Fig. 2). Besonders fällt hier eine helle Stelle auf, die fast wie ein kleines Schneefeld aussieht, in Wirklichkeit aber ein bloßgelegter Harnisch der Überschiebung ist. Er ist von den Plätzwiesen aus über P. 2254 unschwer zu erreichen und bietet in der Nähe einen höchst interessanten Anblick (Taf. 7, Fig. 4). Die Stelle liegt etwa 2550 ü. d. M. Der Harnisch bildet die Südseite der Mittelrippe des Grabens, der von P. 2650 gegen E verläuft. Sein Einfallen ist an der photographierten Stelle S 32° W mit 40° Neigung. Über ihm folgt noch etwas ganz in Bresche verwandelter Dachsteinkalk, der auch wieder Harnische trägt, dann erst der ebenfalls ganz zertrümmerte Hauptdolomit. Auf der Nordseite derselben Mittelrippe ist ein anderer, mehr NE fallender Harnisch vorhanden, der aber weniger schön entblößt ist. Die beiden Rutschflächen bilden mit einander also eine Art schräge Dachform. Infolge davon springt der unterschobene Dachsteinkalk ein gutes Stück weit gegen E und unten vor. Südlich und nördlich des Grabens liegt die Schubfläche beträchtlich höher oben am Hang. Es zeigen diese Aufschlüsse auch in sehr klarer Weise, daß eine solche Schubbewegung nicht an einer einzigen Fläche erfolgt, sondern daß Scharen von Gleitflächen vorhanden sind, die einander schneiden. Man wird sich wohl vorzustellen haben, daß bald die eine, bald die andere von ihnen in Tätigkeit war, je nachdem, wo sich der geringste Widerstand bot. Damit hängt es auch zusammen, daß der sichtbare Ausstrich der Schubfläche im Gelände staffelförmige Verschiebungen aufweist. Die höchsten Teile der Costa del Pin bestehen nur aus dem unterschobenen Dachsteinkalk. Es sind ihm hochgelbe Rauhacken und rötliche Breschen — wohl tektonischer Entstehung — eingeschaltet. P. 2650 der Sektionskopie (= ? P. 2680 der FREYTAG'schen Übersichtskarte) ist nur ein Vorgipfel.

Auch südlich des mehrfach erwähnten Grabens, ost-südöstlich P. 2650, ist die Schubfläche gut zu verfolgen. Sie greift hier am höchsten den Hang hinauf. Gleich östlich von ihrem Ausstrich öffnet sich in den stark zerütteten überschobenen Hauptdolomiffelsen das Loch, das schon von unten auffällt.

Es wäre sehr naheliegend, anzunehmen, daß die Störung sich nun durch die schutterfüllte Schlucht auf der Südseite der Costa del Pin zur Kote 1921 im SE-Kar der Hohen Gaisl hinunterzieht. Ich konnte diese Vermutung aber nicht bestätigen. Ich hatte eher den Eindruck, daß die Störung sich

hier, wo sie mit der noch zu besprechenden südlichen Randspalte der Schubmasse der Kleinen Gaisl zusammentreffen muß, zerschlägt. Um größere Klarheit zu gewinnen, wäre es notwendig gewesen, die Südseite der Costa del Pin abzuklettern — ein mühsames und dabei, besonders wegen des starken Krummholzwuchses, nicht sehr aussichtsreiches Unternehmen, das ich nicht mehr durchführen konnte. Ich habe nur Folgendes festgestellt: In der Schlucht nördlich P. 1921 war keine größere Störung zu erkennen. Dagegen läuft eine deutliche tektonische Kluft durch den nächst östlichen Graben (über das «t» von «Costa del Pin» der Sektionskopie) herunter. Sie ist sehr steil gestellt, aber wohl doch etwas gegen E geneigt. Sollte sie die an der südlichen Randkluft verworfene Fortsetzung unserer Überschiebung sein? Am Unterende scheint sie sich in mehrere kleine Spalten aufzulösen. Auf der Ostseite des Grabenausganges genau am Südfuß von P. 2219, biegen sich die Hauptdolomitschichten steil, mit bis 70° Neigung, gegen SW herunter. Gegen oben wird die Neigung geringer, die Schichtung infolge vieler Klüfte undeutlicher. Auch nördlich des «C» von «Costa del Pin» ist scheinbar eine steile, gegen NW gerichtete Überschiebung vorhanden. Von anderen Brüchen wird später die Rede sein.

In diesem Zusammenhang möchte ich schon hier darauf hinweisen, daß eine deutliche senkrechte Störungsfläche auf der Ostseite der Costa del Pin in ost-südöstlicher Richtung verläuft. Vielleicht ist sie eine Fortsetzung der südlichen Randspalte, die also dann die Überschiebung der Costa del Pin abschneiden müßte. Daraus würde sich erklären, warum diese am Südfuß desselben Berges nicht deutlich zu erkennen ist. Volle Klarheit über diese Verhältnisse zu gewinnen, dürfte — wie gesagt — sehr schwierig sein.

Gegen N ist die Überschiebung zunächst gut weiter zu verfolgen. Sie zieht aus dem Graben östlich P. 2650 zum Sattel östlich dieser Kote empor. Hier ist sie wieder gut aufgeschlossen (Taf. 7, Fig. 2) und schon aus größerer Entfernung von N her zu sehen. Der unterschobene Dachsteinkalk fällt E 20° S mit 31° Neigung. Die Schubbahn ist mit einer ziegelroten tektonischen Bresche überkleidet. Der aufgeschobene Dolomit ist ganz zertrümmert und von vielen anderen Harnischen mit verschiedenen Richtungen durchsetzt. Das Einfallen der Überschiebung läßt sich auf dem Sattel selbst unmittelbar messen: E 25° N mit 41° Neigung. Die Richtung der Striemen ist E 32° N — W 32° S.

Nach einer kurzen Unterbrechung durch Schutt ist die Überschiebung wieder auf der Südseite des Moränenhügels 2254 am Ausgang des NE-Kares der Hohen Gaisl aufgeschlossen. Ihr Einfallen dürfte hier ziemlich genau 45° E sein. Die Schichten des Dolomites fallen im ganzen von denen des Kalkes ab, sind aber ziemlich stark verbogen. Der Gipfel des kleinen Hügels südlich der Kote 2254 besteht schon aus Kalk.

Nun verschwindet die Schubfläche wieder unter Quartär, um erst auf der Südseite der kleinen Alpe Gumpal wieder zu erscheinen. Hier verläuft eine kleine Störung genau über die moränengekrönte Kote 2265 in nordwestlicher Richtung zum Talboden hinunter. Sie hat die Beschaffenheit einer sehr steilen Überschiebung (Taf. 7, Fig. 3). Das Bild wird dadurch undeutlicher, daß stark gestörte Kalkmassen an Nebenbrüchen eingeklemmt sind. Im Wesentlichen steht aber auch hier östlich der Störung

Hauptdolomit, westlich von ihr Dachsteinkalk an. Ich halte es übrigens nicht für ausgeschlossen, daß ein Ast der Überschiebung der Gaislköpfe von P. 2254 — teilweise durch Moräne und Schutt verdeckt — in nördlicher Richtung gegen Stolla zieht. Die Geländeform scheint dafür zu sprechen, es fehlt mir aber der sichere Nachweis. Dagegen ist die Störung bei P. 2265 sehr gut zu sehen.

Ihre weitere Fortsetzung wäre nun in den Felsen westlich der Wiese von Gumpal zu suchen. Hier erwachsen aber neue Schwierigkeiten, wahrscheinlich zum Teil deshalb, weil die später zu besprechende Überschiebung der Schlechten Gaisl hier mit der der Costa del Pin zusammentrifft. Man kann auf der Westseite von Gumpal mindestens zwei Störungen unterscheiden. Die nördlichere zieht gerade über die Kote 2335. Auf dem Ostabhang verläuft sie ganz im Dolomit. Weiter oben erscheint auf ihrer Südseite Kalk mit Megalodonten. Man bemerkt hier das schon auf S. 137 erwähnte mehrfache Ineinandergreifen von Kalk und Dolomit, das das Verständnis der Tektonik natürlich weiter erschwert. Die Kote 2335 liegt auf einer kleinen dolomitisierten Masse mitten im Dachsteinkalk. Das Einfallen ist hier 21° NE. Etwa 50 m nördlich der Kote läuft der Bruch sehr deutlich in der Richtung W 35° N durch. Nördlich von ihm besteht der ganze Hang nur aus Hauptdolomit, der auch den Rücken des NW-Kammes zusammensetzt. Südwestlich des Bruches bildet der Dachsteinkalk den oberen Teil des Hanges, von P. 2335 bis zu dem nächsten kleinen Talboden westlich davon, wo er von Hauptdolomit normal unterlagert wird.

Die Verlängerung des Bruches führt uns zu der Quelle südwestlich P. 2224, etwa südlich P. 2181 (2184) der Rauhen Gaisl. Hier kann man ihn noch ganz gut erkennen. Es ist äußerst wahrscheinlich, daß er durch den großen Graben auf der Westseite der Rauhen Gaisl bis zu dem Schuttkegel im Tal des Kaserbaches hinunterzieht. Doch habe ich über diese letzte kleine Strecke keine näheren Beobachtungen.

Wie schon erwähnt, ist auf der Westseite von Gumpal noch ein zweiter Bruch vorhanden, der etwa in der Mitte des quartären Talbodens beginnt und wahrscheinlich parallel mit dem eben beschriebenen nach WNW verläuft. Südlich von ihm steht nur Dachsteinkalk an, während auf der Nordseite im unteren Teil des Hanges noch etwas Dolomit hervorkommt, derselbe, von dem schon bei der nördlichen Störung die Rede war. Weiter gegen W konnte ich den Bruch nicht verfolgen. Wenn unter dem Quartär von Gumpal nicht eine nord-südliche Störung verläuft — was immerhin möglich wäre — scheint es nach der Karte, als ob eher dieser zweite Bruch die Fortsetzung der von der Costa del Pin her verfolgten Überschiebung sein könnte, nicht der nördliche, über P. 2335 verlaufende. Da aber diese südliche Störung scheinbar nicht weiter streicht, hätten wir anzunehmen, daß die nördliche hier die bisherige Hauptstörung ablöst, wie das ja nicht selten beobachtet wird.

Ich komme etwas später auf die Gegend von Gumpal noch einmal zurück, wenn wir zu untersuchen haben, wo die Überschiebung der Schlechten Gaisl mit der der Costa del Pin zusammentrifft.

e) Die Schubmasse der Kleinen Gaisl.

Die ganze Gesteinsmasse, von der schon früher (S. 155 ff.) die auffal-

lende Flexur der Kleinen Gaisl beschrieben wurde, ist um einen gewissen — jedenfalls auch wieder nicht sehr bedeutenden — Betrag nach W verschoben. Sie liegt auf der höchsten und flachsten Überschiebung des Schuppenfächers, der aus dem Höhlensteintal herüber verfolgt wurde. Die Bewegung hat aber nur einen verhältnismäßig schmalen Gesteinsstreifen ergriffen, der zwischen zwei steilen Klüften gegen W verfrachtet wurde. Wir betrachten zuerst den Stirnrand der Schubmasse, dann die Randspalten und zuletzt eine Teilstörung in ihrem Inneren.

α) Die Überschiebung der Roten Wand.

Es war ursprünglich nicht meine Absicht, die Gegend der kleinen Fosses-Seen, die ja außerhalb des Einzugsgebietes der Pragser Täler liegt, zu untersuchen. Beim Fortschreiten der Arbeit hat sich dies aber als unerläßlich herausgestellt, um ein Verständnis der tektonischen Zusammenhänge zu gewinnen. Immerhin muß ich betonen, daß die schon früher gemachten und hier noch zu gebenden Bemerkungen über diese Gegend nur auf einzelnen Übersichtswanderungen beruhen, die dadurch erschwert wurden, daß der natürliche Stützpunkt für das Gebiet, die Egerer Hütte unter dem Seekofl, damals unbewohnbar war. Für manche Einzelheiten, besonders auch Fossilfunde, verweise ich auf KOBER (1908). MERLA's Beschreibung (1932, S. 40—42) bietet wenig Brauchbares. Vergl. dazu PIA, 1935, S. 377—78.

Schon die allgemeinen Verbreitungs- und Lagerungsverhältnisse der Schichtglieder in der Umgebung des Lago grande machen es äußerst wahrscheinlich, daß die Rote Wand auf Oberjura und Neokom überschoben ist, wie dies ja auch KOBER (1908) schon erkannt hat. Es ist aber wichtig, die einzelnen Stellen aufzusuchen, an denen diese Überschiebung unmittelbar zu beobachten ist. Sie sind nicht sehr zahlreich, denn der Westfuß der Roten Wand ist großenteils von einem Schuttsum umzogen. Der erste Aufschluß liegt gerade östlich der Quelle nördöstlich des Lago grande. Hier wird der Oberjura von kalkigen, dichten Neokommern überlagert, die im unteren Teil der Aufschlüsse vorwiegend grau, im oberen vorwiegend rot sind. Unmittelbar unter der Überschiebung sind sie vollständig zerquetscht, weiter im Liegenden nur kleingefaltet. Oft sind sie mit den aufgeschobenen Kalken so verknüpfet, daß keine scharfe Schubfläche zu erkennen ist. Die Bewegung ist wohl vorwiegend in den Mergeln erfolgt, wobei deren oberste Teile mitgenommen wurden. An einer Stelle, wo der Kontakt zwischen Mergel und Kalk ziemlich scharf ist, fand ich sein Einfallen zu 60° SE. Doch ist die Fläche äußerst uneben.

Südlich dieser Stelle erscheint das unterschobene Neokom erst wieder gerade westlich der Kote 2382 an der SW-Ecke der Roten Wand. Vergl. die Figuren 9 und 11. Es ist hier an zwei untergeordneten, ziemlich steilen Störungen etwas emporgehoben, so daß in der Wand eine trapezförmige Maße entsteht, die im N und S von Brüchen, oben von einer wohl flacheren Überschiebung begrenzt wird und überall gegen helle Lias- oder Jurakalke stößt. Die südliche steile Störung fällt S 35° E mit 45° Neigung, die nördliche 75° NE. Das Neokom ist zu einer seichten Höhle ausgewittert. Als bezeichnend für die starke Gesteinszerrüttung an den Störungsflächen sei erwähnt, daß ein Marmeltier diese Stelle ausgesucht hatte, um in dem

sonst viel zu festen, felsigen Boden einen Bau anzulegen. Nördlich des Neokoms sieht man am Fuß der Wand noch einen Block von rotem Kalk, wohl eine mitgerissene Scholle von Oberjura unter dem Lias. Südlich der beschriebenen Stelle ist die Schubfläche noch einmal über

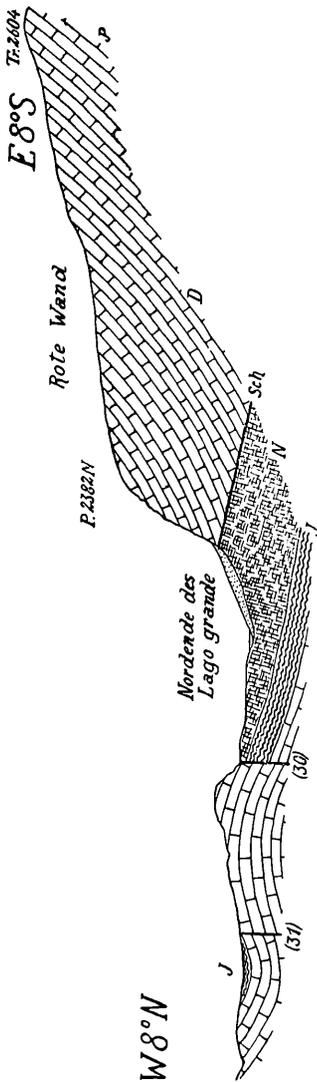


Fig. 11a.

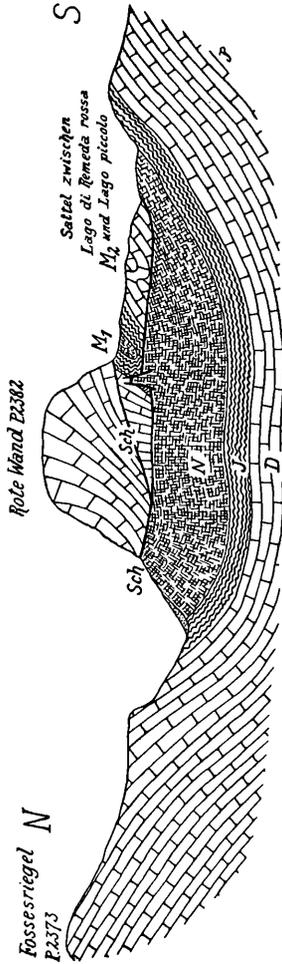


Fig. 11b.

Fig. 11. Zwei Profile durch das Westende der Schubmasse der Kleinen Gaisl. 1:15.000.

D = Dachstein-Verenakalk
 J = Oberjura
 N = Unterkreide
 Sch = Schubflächen
 M₁, M₂ = Mulden in der Schubmasse.

eine kurze Strecke von Schutt verdeckt. In der überschobenen Masse folgen jetzt die oben (S. 155—56) beschriebenen Mulden von Oberjura und Kreide. Es wurde schon erwähnt, daß hier ein Stück weit Neokom gegen Neokom stoßen muß. Dann erscheint aber unter dem überschobenen Neokom wieder der Oberjura und schließlich der helle Liaskalk. Hier ist die Schubfläche

nun knapp nördlich des Sattels vom Lago piccolo zum Lago di Remeda rossa wieder vorzüglich aufgeschlossen (Taf. 8, Fig. 3). Die Kreidemergel sind hochgradig gequetscht, stellenweise fast ganz durch Spatadern ersetzt. Es sind zahlreiche Kluffflächen vorhanden. Am wichtigsten scheinen die zu sein, die eine Neigung von etwa 45° E haben, wie sie an einer besonders auffallenden gemessen wurde. Die Schichten der überschobenen Liaskalke, die hier mittelsteil N fallen, stoßen an der Überschiebungsfläche glatt ab. Die große Verschiedenheit dieser Störung von den liegenden Falten, die man unmittelbar daneben in der Schubmasse beobachten kann, fällt sehr in die Augen.

Der Ausstrich der Überschiebung senkt sich südlich der Kote 2382 ziemlich stark von N gegen S. Westlich dieser Kote und östlich der Quelle liegt die Schubfläche etwa gleich hoch, 2220 m ü. d. M., im Sattel zum Lago di Remeda rossa aber nur 2180. Der Abfall ist in der Natur recht deutlich. Es dürfte nicht notwendig sein, hier nachträgliche Verbiegungen oder dergl. anzunehmen. Die Schubfläche kann sehr gut schon ursprünglich so uneben gewesen sein, wie wir dies ja ähnlich auch auf der Costa del Pin trafen. Nun zieht die Grenze zwischen Neokom und Lias gerade auf den Lago di Remeda rossa zu. Sie muß hier nach ihrem Verlauf im Gelände schon sehr steil stehen, ist aber nicht aufgeschlossen.

Die älteren Forscher scheinen die tektonischen Verhältnisse beim Lago grande nicht beachtet oder nicht verstanden zu haben. LORETZ spricht (1874, S. 515) nur ganz allgemein davon, daß bei der Fossesalpe jüngere Schichten an einem Bruch gegen ältere abstoßen. Bei MOJSISOVICS (1879) findet man überhaupt keine Angaben über die Tektonik des Gebietes. Eingehend hat sich dagegen KOBER (1908, S. 235—37) damit beschäftigt. Er führt eine große Zahl richtiger Beobachtungen an, begeht aber meiner Überzeugung nach den grundsätzlichen Fehler, daß er die Überschiebung auf der Ostseite des Lago grande und die liegende Falte der Roten Wand zu einer einzigen tektonischen Erscheinung zusammenfaßt, während es sich um zwei getrennte und verschieden alte Störungen handelt. Schon die Betrachtung von KOBER'S eigener Karte (die in der besprochenen Gegend allerdings noch ziemlich unrichtig ist) erweckt entschieden den Eindruck, daß Rote Wand und M. Giralbis gegen W bewegt sein müssen, nicht gegen SW, wie KOBER aus der Richtung der Schichtüberkipnungen schließt. Auch KLEBELSBERG'S Deutung der besprochenen Störungen (1928, S. 232) als einer gerissenen überschlagenen Falte vermag ich nicht anzunehmen. Die Überschiebungen im Bereich der Gaislgruppe sind nach meinen Beobachtungen Scherungen, nicht liegende Falten.

β) Die südliche Randspalte.

Die eben erwähnte steile Grenze zwischen Neckom und Lias auf der Westseite des Lago di Remeda rossa setzt sich augenscheinlich in die Störung südlich P. 2712 des M. Giralbis fort. Es wurde schon oben (S. 154) erwähnt, daß hier Oberjura und wahrscheinlich auch Neokom gegen Liaskalk stoßen. KOBER faßt (1908, S. 236) diese Störung als eine liegende Falte auf. Mir schien es sich um einen glatten Bruch zu handeln, der mit etwa 75° Neigung gegen SSW fällt. Das ist wenigstens der Eindruck bei Betrachtung des Kammes sowohl von NW als von SE. Eine Unter-

suchung der Wände selbst, die wohl nicht sehr schwierig wäre, würde nähere Aufklärung bringen, war mir aber nicht mehr möglich. In den Südwänden südlich P. 2712 sieht man eine steile Rinne, die wohl der besprochenen Störung entspricht. Sie zieht in der Richtung etwas westlich an P. 2323 des Westkares der Hohen Gaisl vorbei.

Nun verschwindet die Störung unter dem Schutt dieses Kares. Ihre Fortsetzung ist aber auf dem Kamm zwischen P. 3083 und 2929 nordwestlich des Gipfels der Hohen Gaisl, nahe bei der höheren Kote, sehr gut zu sehen, wie das von KLEBELSBERG (1928, S. 234) beschrieben und schon oben (S. 157) erwähnt wurde. Sie trennt hier die stark gefalteten Schichten der Kleinen Gaisl von denen der Hohen Gaisl, die flach liegen (Taf. 7, Fig. 1). Ihr Einfallen ist etwa $50-60^\circ$ gegen SSW. Wahrscheinlich ist die Hohe Gaisl etwas gegen N geschoben. Doch ist dies bei der ganz verschiedenen Lagerung beiderseits der Störung schwer sicher zu sagen. Dann muß die Randspalte über den Hintergrund des Nordkares der Hohen Gaisl ziehen, wo ich sie aber nicht näher untersucht habe. Sehr gut ist sie wieder im NE-Kar zu sehen. Sie bedingt hier einen stark rot verfarbten Einriß in der Wand am westlichsten Ende des Kares, westnordwestlich P. 2585, längs dessen der Schutt bis auf den Kamm hinauf reicht. Südlich von ihr liegen die Schichten flach, nördlich sind sie zunächst ziemlich verbogen, dann fallen sie sanft gegen NE und bilden den Liegendschenkel der Kniefalte, die schon auf S. 158 beschrieben wurde. Geht man in das Kar hinein, so kann man auch die östliche Fortsetzung der Störung leicht erkennen. Sie zieht ein Stück südlich von P. 2650 der Costa del Pin durch. Ihr Einfallen ist hier ungefähr 80° SSW. Das Gestein ist an ihr stark zertrümmert, u. zw. viel mehr auf der zur Scholle der Hohen Gaisl gehörigen Südseite als auf der Nordseite. Striemen konnte ich nicht finden.

Die weitere Fortsetzung der Störung ist wohl in einer Schlucht auf der Südseite des Gipfelteiles der Costa del Pin zu suchen. Man sieht diese ziemlich gut vom Knollkopf aus. Auch vom Wegeinrümerhaus im Gemärk hat man einen schönen Einblick. Schon oben wurde erwähnt, daß die Randspalte dann vielleicht durch eine eigentümliche Schlucht auf der Ostseite der Costa del Pin bezeichnet wird. In diesem Fall würde sie bis in das Knappenfußtal reichen. Doch kann ich das noch nicht für ganz sicher halten.

Das heutige Westende der Schubmasse der Kleinen Gaisl ist jedenfalls bis zu einem gewissen Grad durch Denudation bedingt. Wenn es also richtig ist, daß die zuletzt besprochene Störung eine «Randklüft» ist, an der die bewegte Scholle in ihre Umgebung eingesenkt ist, wäre es sehr merkwürdig, wenn sie zugleich mit der Decke ihr Westende erreichte. Denn sie muß ja offenbar auch in die unterschobene Masse hineingreifen. Nun fand ich auf der Westseite des Lago grande einen Bruch, der etwa von der Mitte des Sees in nordwestlicher Richtung knapp südlich an P. 2250 vorüber streicht. Er ist im Gelände sehr auffallend (vergl. Taf. 5, Fig. 4), weil auf seiner Nordseite nächst dem See wiesenbedecktes Neokom vorhanden ist, während auf der Südseite helle Jurakalke mit einer kleinen Kappe von Ammonitico rosso einen felsigen Boden bilden. Die Verlängerung dieses Bruches über den See und durch die Unterkreide südlich von ihm trifft fast genau die Grenze zwischen Liaskalk und Neokom auf dem Sattel zwi-

schen Lago piccolo und Lago di Remeda rossa. Es ist ziemlich wahrscheinlich, daß der besprochene Bruch ein Ausläufer der südlichen Randspalte ist, der etwas abgelenkt und wohl auch an Bedeutung stark herabgesetzt ist. Im Neokom südlich des Lago grande konnte ich ihn nicht verfolgen. Es spricht aber nichts dagegen, daß er hier durchzieht. Weitere Brüche in der Umgebung des Lago grande wurden teils schon erwähnt (S. 154), teils werden wir sie gleich kennen lernen. Sie zeigen uns, wie die unterschobene Scholle unter der Last der Deckmasse zersprang — wie eine Eisdecke unter einem zu schweren Schlitten.

γ) Die nördliche Randspalte.

Es sollen zunächst noch ein paar bruchähnliche Störungen erwähnt werden, die nordöstlich des Lago grande beobachtet wurden und wahrscheinlich ebenfalls mit der Überschiebung, aber schon mit der nördlichen Randspalte, zusammenhängen. Das Gestein der Kote 2373 (2377) der Forcella di Cocodain (Fossesriegel) ist ganz in Grus aufgelöst, braust aber mit Salzsäure sehr lebhaft. Es ist also ein stark gequetschter Dachsteinkalk. Da es nach dem Kartenbild nicht wahrscheinlich ist, daß die Schubmasse selbst einstmals bis dort hin reichte, ist zu vermuten, daß hier ein Bruch durchläuft, für den ich aber sonst keine Anhaltspunkte fand. Deutlicher ist ein solcher wenig weiter im S, am Fuß der kleinen Wand 2230 nordöstlich des Lago grande. Diese besteht aus hellem Liaskalk, überragt aber beträchtlich den roten Oberjurakalk bei der Quelle. Der Bruch scheint in der Richtung E wenig S gerade auf P. 2290 der Sektionskopie zu verlaufen. Von hier zieht er wohl auf die Südseite des auffallenden roten Nordausläufers der Roten Wand weiter, wo man auch noch Spuren einer Störung erkennt. Sie trennt die stark roten Kalkbreschen im N von den mehr grauen Kalken im S.

Der erwähnte vorspringende Teil der Nordseite der Roten Wand, südlich der Kote 2437, bedarf wegen seines geologischen Interesses und auch als sehr auffallender Punkt in der Landschaft eines Namens. Er ist nicht eigentlich ein Turm, wie es wohl von unten aussieht und wie auch KÖBER (1908, S. 237) ihn nennt, weil er von der Hauptmasse der Roten Wand nur durch eine sanfte Einsattlung getrennt ist. Ich nenne ihn lieber die Rote Bastei.

Diese Rote Bastei besteht fast ihrer ganzen Masse nach, sowohl im W als im E, aus einer höchst auffallenden Bresche. Schon der Dolomit auf dem Ostkamm, der südlich der Oberen Roßhütte beginnt, ist sehr breschig. Je mehr man sich der Bastei selbst nähert, desto auffallender wird diese Beschaffenheit. Alle Klüfte bekommen einen roten Überzug, schließlich entwickelt sich eine Bresche mit rotem Bindemittel, die Verwitterungserde wird hochrot. Auch der Schlick in dem kleinen, bei heißem Wetter austrocknenden See östlich P. 2469, nördlich des Trigonometers 2604 (2605) der Roten Wand, ist hochrot. So bald man die Ostflanke der eigentlichen Bastion erreicht hat, besteht die Bresche dann aus Kalk. Eine scharfe Grenze zwischen dieser kalkigen und der dolomitischen Bresche konnte ich nicht erkennen. Beide Gesteine sind wohl miteinander verknüpft. Die einzelnen Bruchstücke gehen von Kubikmetergröße bis zu ganz kleinen Bröckchen herunter. Auffallend ist, daß trotz der außerordentlichen Zer-

trümmerung des Gesteins deutliche Reste der fast senkrechten Schichtung an vielen Stellen aus der Ferne zu erkennen sind. In den einspringenden Winkeln zwischen der Bastei und der Roten Wand selbst kann man von beiden Seiten leicht hinaufklettern, obwohl das Gestein natürlich sehr brüchig ist. Die Bresche hält bis in die seichte Scharte südlich der Bastion an. Wenn man von hier gegen SW geht, kommt man rasch in gewöhnlichen Dachsteinkalk, der nur die überall verbreiteten roten Schmitzen enthält.

Im N wird die Rote Bastei von einem sehr auffallenden, ungefähr senkrechten Bruch begrenzt, der knapp südlich des Sattels 2437 in der Richtung WSW-ENE durchzieht (vergl. Taf. 6, Fig. 4). Er ist schon vom Dürrenstein aus sehr deutlich zu sehen. Nördlich der Störung steht gewöhnlicher, sanft südlich fallender Dachsteinkalk an. Der Bruch ist von hier in östlicher Richtung recht gut zu verfolgen. Er verläuft gegen die Serpentina zwischen der oberen und der unteren Roßhütte. Nördlich steht noch in der Umgebung der oberen Almhütte Dachsteinkalk an, südlich aber schon vom Ostfuß der eigentlichen Roten Bastei an Hauptdolomit. Wo dann der Hang südöstlich der Oberen Roßhütte steiler wird, tritt der Bruch ganz in Dolomit ein. Hier wird er undeutlich und muß jedenfalls bald unter den Schutt des Kaserbach-Tales tauchen. Da ich ihn weiter im E nirgends mehr nachweisen konnte, vermute ich, daß er ungefähr in der Talsohle verläuft, um sich südlich Brückekele mit den schon beschriebenen Überschiebungen östlich der Höhen Gaisl zu vereinigen.

Westlich der Roten Bastei müssen die Brüche auf ihrer N- und S-Seite dem Streichen gemäß bald zusammentreffen.

LORETZ hat (1874, S. 476) schon sehr klar erkannt, daß solche Breschen, wie sie an der Roten Bastei so außerordentlich entwickelt sind, nicht sedimentärer Entstehung sein können, sondern durch tektonische Bewegungen (oder durch Gehäugerutsche) gebildet wurden. Wir müssen uns aber doch fragen, warum dieses eigentümliche Gestein gerade an der Roten Bastei so ungeheuer entwickelt ist. Wäre der Bruch auf ihrer Nordseite ein gewöhnlicher Senkungsbruch, so wäre die Sache noch rätselhafter. Nun erreicht aber die Überschiebungsmasse der Kleinen Gaisl an ihm ihr Nordende. Wir haben ihn also als Randspalte aufzufassen. Bei Betrachtung der Karten sieht man ferner, daß die Schubmasse sich gegen W — in der Richtung ihrer Bewegung — verschmälert. Sie mußte daher in ihren späteren Entwicklungszuständen zwischen den Randspalten seitlich stark gepreßt werden, was die Reibung sehr vermehrte. Alles das kann aber nicht erklären, warum die Gesteinszertrümmerung an der Roten Bastei so viel stärker ist, als im S. Vielleicht spielt dabei der Umstand mit, daß dort die ältere Kniefalte im Dachsteinkalk an die Randspalte herantritt. Ferner haben wir in dieser Gegend das Westende der Überschiebung der Schlechten Gaisl zu suchen (vergl. unten, S. 190). Möglich wäre auch, daß der Liaskalk, der weiter im S den tiefsten Teil der Schubmasse bildet, weniger zur Zertrümmerung neigt, als der Dachsteinkalk und auch der Hauptdolomit.

Die rote Färbung der Breschen sucht LORETZ (a. ang. O.) dadurch zu erklären, daß der Sauerstoff der Tagwässer den von oben mitgebrachten oder durch Reibung gebildeten Schlamm oxydierte. Eine solche Deutung scheint mir aber im vorliegenden Fall entschieden unzulänglich. Eher

möchte ich daran denken, daß rote Mergel und Kalke aus dem Oberjura und der Kreide der unterschobenen Masse in diese Bresche eingepreßt und eingeknetet wurden. Anders kann ich mir die große Menge des roten Zementes kaum erklären.

δ) Die Überschiebung der Schlechten Gaisl und des Gaiseles.

Es war gerade davon die Rede, daß die Schubmasse der Kleinen Gaisl sich gegen W verschmälert und deshalb beim Vorschub einer starken seitlichen Pressung ausgesetzt war. Es ist klar, daß dadurch auch Überschiebungen quer zur Hauptbewegung entstehen konnten. In der Tat möchte ich glauben, daß die gegen S bis SW gerichtete, ziemlich steile Überschiebung der Schlechten Gaisl und des Gaisele so zu erklären ist. Man könnte freilich auch daran denken, daß sie einfach mit der Hauptfaltung, die ja auch gegen S gerichtet war, zusammenhängt. Der Habitus der Störung als einer glatten Scherungsüberschiebung gleicht jedoch ganz dem der Westüberschiebungen und macht es wahrscheinlich, daß beide unter den gleichen Bedingungen, also wohl auch zu gleicher Zeit entstanden sind.

Schon von der Straße etwas südöstlich des Hotels Dürrenstein oder von der Postmeisteralm aus sieht man ausgezeichnet den Harnisch, der die Schlechte Gaisl von den Wandeln im S trennt (vergl. Taf. 6, Fig. 3). Die überschobenen Gesteine jenes Vorgipfels fallen durch ihre dünne Schichtung mit starken Schieferzwischenlagen und durch lebhaftere Verbiegungen auf. Die Nordabdachung des Rückens besteht ein Stück weit aus Dachsteinkalk. Er ist hier wohlgebankt bis plattig, gelblichweiß und sieht nicht ganz so aus, wie man es gewohnt ist. Ich vermag das Gestein aber doch nirgends anders einzureihen. Das Einfallen ist wenig steil ENE. Im N, am Steig, aber auch im S, auf dem Gipfel der Schlechten Gaisl, kommt unter dem Kalk weißlicher, kristalliner Dolomit hervor. An diesem Gesteinswechsel dürfte nicht nur die Faltung der Schichten, sondern auch unregelmäßige Dolomitisierung beteiligt sein. Der Dolomit stößt an der Schubfläche gegen den Dachsteinkalk der Kleinen Gaisl. Das Einfallen der Störung ist auf dem Kamm südlich der Schlechten Gaisl mittelsteil etwa ENE.

Gleich südöstlich des Gipfels taucht aus dem Schutt noch einmal eine kleine überschobene Gesteinsscholle auf. Sie besteht ganz aus N fallendem grauem Kalk und ist der Masse der Kleinen Gaisl recht steil gegen SW aufgeschoben. Ich vermute, daß diese Überschiebung trotz der nahen Nachbarschaft nicht die unmittelbare Fortsetzung derjenigen auf dem Südkamm der Schlechten Gaisl ist, sondern eine untergeordnete, etwas tiefere Nebenfläche, so daß auch der überschobene Kalk eigentlich schon zur Scholle der Kleinen Gaisl gehört. Es wäre sonst schwer zu verstehen, warum das überschobene Gestein hier Kalk und nicht Dolomit ist. Die eigentliche Fortsetzung der Überschiebung der Schlechten Gaisl dürfte etwas weiter im N Kalk von Dolomit trennen, ist aber nicht zu sehen.

Von der Schlechten Gaisl aus sieht man ziemlich deutlich, daß die Überschiebung sich auf das Gaisele hinüber fortsetzt. In dem Raum zwischen den beiden Rücken ist sie teilweise von Schutt verdeckt, teilweise ist sie als eine bogenförmige Trennungslinie zwischen Dolomit im N und Kalk

im S zu erkennen. Auf dem Kamm des Gaisele greift der Dolomit mit einer sehr schräg geneigten Grenze über den flach gelagerten Kalk nach S über, wobei die Schichten des Kalkes abgeschnitten werden. Eine nähere Untersuchung der Grenze ergibt noch einige recht bezeichnende Einzelheiten. Auf der Ostseite des Kammes folgt der Störung ein breites Grasband, auf dem man viele lose Stücke von gelben Rauhacken und von Breschen mit rotem Bindemittel sieht. Auf der Westseite ist der Kalk der unterschobenen Masse an der Störung deutlich aufgeschleppt, so daß seine Bänke ziemlich steil S fallen und von der Schubfläche fast senkrecht abgeschnitten werden. Auf der Höse des Kammes ist der Überschiebungsharnisch selbst zwar nicht aufgeschlossen, man sieht aber, daß das Gestein an der Grenze zwischen Kalk und Dolomit zerquetscht, laminiert und in Rauhacken aufgelöst ist. Auch den Eingang zu einer Höhle habe ich bemerkt, deren Entstehung jedenfalls mit der Gesteinszertrümmerung zusammenhängt.

Am Gaisele ist die Überschiebung also noch sehr deutlich zu erkennen und offenbar gegen S gerichtet. Von hier gegen W kann man sie aber nicht weiter verfolgen. Über große Strecken ist die Grenze zwischen Kalk und Dolomit durch Moränen und jungen Schutt verhüllt. Wo sie in der Gegend östlich der Roten Bastei wieder zutage kommt, ist die allgemeine Gesteinszertrümmerung schon so groß, daß man eine bestimmte Störungsfläche kaum mehr nachweisen könnte. Es ist aber keineswegs unwahrscheinlich, daß die Überschiebung der Schlechten Gaisl hier gegen die nördliche Randkluff austreicht und mit zur Breschenbildung beiträgt.

Nun kehren wir nach E zurück und versuchen festzustellen, wie sich die Überschiebung der Schlechten Gaisl in der Umgebung von Gumpal zu erkennen gibt. Die sehr komplizierte und scheinbar fast regellose Verteilung von Kalk und Dolomit in der Gegend westlich und südwestlich von Gumpal zeigt die Karte. Es wurde schon oben (S. 137 u. 183) erwähnt, daß hier jedenfalls teilweise Dolomitisierung eine wesentliche Rolle spielt. Doch macht der Dolomit nördlich P. 2179 den Eindruck, als ob er einer unregelmäßigen Antiklinale angehören könnte. Allerdings müßte diese sehr gestört sein, denn der Dolomit verschmälert sich gegen E und verschwindet, obwohl der Weg sich senkt. Der Kalk bei der genannten Kote ist ziemlich stark verbogen. Ich vermutete deshalb eine Zeitlang, daß die Störung südlich des Weges durch den Kalk verläuft. Doch ist es mir nicht gelungen, sie hier nachzuweisen, obwohl das Gestein zusammenhängend entblößt ist. Dagegen ist der Dachsteinkalk nördlich des Weges auf der SW-Seite von Gumpal auffallend gestört und gelb verfärbt, während er unmittelbar zu beiden Seiten der Stelle, wo der Weg die Wiese betritt, grau und ungestört aussieht. Beiderseits der kleinen Dolomitmasse auf der SW-Seite der Wiese fällt er ganz gleichförmig nach NE. Der Dolomit auf der Sattelhöhe nördlich P. 2179 zeigt sich von Breschen mit rotem Bindemittel durchsetzt. Es besteht in dieser Gegend zweifellos eine Zerrüttungszone, eine scharfe Störungsfläche konnte ich aber nicht erkennen. Ich habe unter diesen Umständen auch daran gedacht, ob die Fortsetzung der Überschiebung der Schlechten Gaisl nicht ganz in dem Schutt bei Kote 2339 verläuft. Wenn man diese Möglichkeit aber an Ort und Stelle prüft, ist sie wenig wahrscheinlich, besonders für die Gegend zwischen P. 2454 und P. 2265, wo der Schuttstreifen nur schmal und ziemlich schräg ist. Auf jeden Fall dürfte an-

zunehmen sein, daß die Überschiebung der Schlechten Gaisl und die der Costa del Pin in der Gegend von P. 2265 zusammentreffen.

Wenn man die Vermutung annimmt, daß die Überschiebung der Schlechten Gaisl in der oben (S. 190) angedeuteten Weise eine Folge des Westschubes der ganzen Masse der Kleinen Gaisl ist, könnte man noch an einen weiteren Zusammenhang denken. Es wurde in einem früheren Kapitel (S. 152) auseinandergesetzt, daß die Faltung des Dachsteinkalkes in der Kleinen Gaisl und ihrer Fortsetzung kräftiger ist, als im übrigen Gebiet meiner Karte — vielleicht mit Ausnahme der Sella di Sennes. Es wäre denkbar, daß eine schon vorhandene Kniefalte durch den bei der Westüberschiebung zwischen den konvergierenden Randspalten auftretenden nordsüdlichen Druck stärker zusammengefaltet wurde. Allerdings ist das ein bloßer Gedanke, für den ich keine weiteren Beweise anführen kann. In der Gegend der Costa del Pin scheint die Flexur aus ihrer allgemeinen Streichrichtung mehr gegen S abgelenkt zu sein. Das mag wohl mit dem Andrängen der Schubmasse auf der Ostseite der Gaislgruppe zusammenhängen.

Viel sicherer als die eben angedeutete scheint mir eine andere Beziehung zwischen den älteren ost-westlichen Falten und der Überschiebung der Kleinen Gaisl zu sein. Es fällt nämlich auf, daß diese Schubmasse gerade an der Stelle liegt, wo das Dachsteinplateau der Fossesalpe am tiefsten eingemuldet ist. Wäre die Schubmasse im N und S durch Denudationsränder begrenzt, so würde man gewiß annehmen, daß sie älter als die Mulde ist und in ihr als verhältnismäßig tief gelegener Synklinalkern von der Abtragung verschont wurde. Da sie aber beiderseits noch ihre ursprüngliche Begrenzung durch Randspalten zeigt, ist der Zusammenhang offenbar ein anderer. Wie schon KOBER (1908, S. 235) richtig erkannte, hat die Synklinale der Fossesseen die Gestalt einer Wanne. Der Umstand nun, daß die weichen Kreideschichten an dieser Stelle verhältnismäßig tief in die starren Obertriasgesteine hinunterreichen, bedingte scheinbar eine geringere Festigkeit jenes Geländestreifens, der von dem Westschub gegen diese Mulde gepreßt wurde. Daraus erklärt sich, daß er sich von seiner besser gestützten Umgebung an scharfen Trennungsf lächen, der Schubbahn und den Randspalten, losriß und die Mulde überfuhr. Wahrscheinlich war für den Vorgang auch die durch die ältere Tektonik bedingte Oberflächenform zur Zeit der Querstörungen wichtig.

Den Betrag der Überschiebung wird man sich jedenfalls nur gering zu denken haben, vielleicht wenig mehr als 1 km. Daß die Abtrennungsf lächen viel länger sein müssen, ist klar. Sie müssen ja so weit zurückreichen, bis die Verschiebung gegenüber den Nachbarschollen durch andersartige Umformungen in diesen wettgemacht ist. Das war am Sarlkofl deutlich zu sehen.

Übrigens kann es ganz gut sein, daß ähnliche Überschiebungen, wie an der Roten Wand, auch an anderen Stellen eingetreten sind. Die Lungkoflüberschiebung z. B. muß sich ja wohl auch in den jüngeren Schichten — so weit diese nicht etwa schon abgetragen waren — geäußert haben. Infolge der größeren Höhenlage über dem Meer ist aber von diesen Erscheinungen nichts mehr erhalten.

f) **Sonstige Spuren von Überschiebungen**, besonders im westlichen Teil der Karte und in ihrer Umgebung.

Hier seien anhangweise noch einige eigene Beobachtungen und Angaben anderer Verfasser zusammengetragen, die auf das Vorhandensein von Überschiebungen hinzuweisen scheinen, meist ohne daß man aber etwas Sicheres über die Schubrichtung ermitteln könnte.

Zunächst sei an die Gesteinszertrümmerung erinnert, die vom Sattel nördlich des Neuen Kasers, auf der Ostseite des Rotkopfes, schon früher (S. 80) beschrieben wurde. Hier hat wahrscheinlich eine Bewegung etwa in der Ebene der Schichten, zwischen härteren und weicheren Gesteinen, stattgefunden. Daß diese Bewegung nur unbedeutend war, geht meiner Meinung nach daraus hervor, daß Spuren der Verzahnung zwischen Buchensteiner und Wengener Schichten einerseits, Schlerndolomit andererseits sowohl im Liegenden als im Hangenden der gequetschten Schichten vorkommen. Eine Fortsetzung der Quetschzone konnte ich nicht finden. Über die Richtung der Bewegung kann ich nichts aussagen. OGILVIE GORDON erwähnt einmal (1910, S. 63), daß am Kühwiesenkopf Werfener Schichten auf Mendeldolomit etwas überschoben sind. Ich habe davon nichts bemerkt.

Es ist hier wohl auch der Ort, kurz auf die Überschiebungen einzugehen, die OGILVIE GORDON in einer ihrer jüngsten Arbeiten aus dem nordwestlichen Teil meines Kartenbereiches und aus den daran anschließenden Bergen beschrieben hat. Es seien zunächst die wesentlichsten ihrer Aufstellungen über die Gruppe des Piz da Peres, der Dreifingerspitze und des Flatschkofls hervorgehoben (1927, I, S. 355—360):

Die Grenze zwischen Grödner Sandstein und Pustertaler Phyllit wird im ganzen Gebiet des Furkel-Passes als Überschiebung aufgefaßt. Auch der kleine Aufschluß auf der Nordseite des Talbaches südöstlich Mischi soll nach dem Text (S. 356 oben) eine Überschiebung zeigen (die allerdings auf der Karte nicht gezeichnet ist). Doch wird hervorgehoben, daß der unterste Teil des Grödner Sandsteines verrucanoartig ist. Ich kenne die Gesteinsgrenze nördlich des Furkelpasses nicht. Dagegen habe ich zufällig den Aufschluß südöstlich Mischi bei einer Wanderung näher untersucht. Er liegt bei der Kote 1505, wo der Steig den Hofbach übersetzt. Man sieht hier auf der linken Seite des Baches eine größere Entblößung eines stark verwitterten, roten, etwas grünlich gefleckten Sandsteines mit einzelnen konglomeratischen Lagen, die aber nur dünn, feinkörnig und überhaupt wenig bedeutend sind. Einfallen etwa S 10° W mit geringer Neigung. Den Kontakt gegen den Phyllit habe ich hier nicht aufgeschlossen gesehen, obwohl in meinem Tagebuch vermerkt ist, daß dieses Gestein in nächster Nähe ansteht. Die *Bellerophon*-Schichten scheinen auf der Südseite der Furkel infolge einer Störung zu fehlen.

Der Hang des Piz da Peres hätte nach OGILVIE GORDON folgenden Aufbau.

- 1) Werfener Schichten, im nördlichen Teil stark gestört und nach NNW heruntergebogen, wohl an der Störung, die den *Bellerophon*-Kalk ausfallen läßt.
- 2) Wohlgeschichtete, graue, sandig verwitternde Dolomite, die oben in lichte Kalke übergehen. 60—70 m.
- 3) Pflanzenmergel und Sandsteine, im oberen Teil bunte Konglomerate und Mergel. Etwa 100 m.
- 4) Feste Krinoidenkalke und Breschen.
- 5) Dünnschichtige Lettenschiefer mit grünen und roten Lagen.
- 6) Dolomit. Gegen oben wird er feinschichtig und stark bituminös.
- 7) Dolomitmasse des Piz da Peres. An ihrem Fuß ein Mylonit aus Dolomit und gelblichen Mergeln.

Man erkennt in dieser Schichtfolge leicht die durch mich unabhängig davon festgestellte und oben (S. 40) kurz beschriebene wieder. Nr. 2 ist der untere Sarldolomit, dessen Übergang in Kalk ich hier allerdings nicht beobachtet habe. Nr. 3 sind die unteranischen Konglomerate und die Pragser Sandsteine. Daß jene über diesen liegen sollen, ist vielleicht nur ein Übersetzungsfehler. Nr. 4 sind die Pragser Kalke, Nr. 5 die oberen Pereschichten. Nr. 6 umfaßt den obersten Sarldolomit mit *Diplopora annulatissima* und das Gestein, das ich als Buchensteiner Schichten auffasse. Nr. 7 ist der Schlerndolomit. Zu Unrecht vermutet die Verfasserin darin auch Sarldolomit.

OGILVIE GORDON nimmt nun in dieser Schichtfolge zwei Schubflächen an, zwi-

schen Nr. 3 und 4 und zwischen Nr. 6 und 7. Ich habe diese Störungen bei wiederholten Besuchen des Piz da Peres nicht gesehen. Das würde nun nicht viel beweisen, da ich ja zur Zeit meiner Begehungen die Auffassung OGILVIE GORDON'S nicht kannte. Jedenfalls ist aber an den Überschiebungen kein wesentlicher Teil der Schichtfolge ausgefallen. Das geht aus meinen stratigraphischen Untersuchungen und Fossilfunden deutlich hervor (vergl. S. 40). Von den ziemlich bedeutenden Brüchen am Piz da Peres ist nur einer unseren Karten gemeinsam, der östlich P. 1629. Ich möchte allerdings glauben, daß er sich östlich P. 1929 fortsetzt, nicht nördlich dieser Kote, wie OGILVIE GORDON es zeichnet. Bei P. 1804 sind zwei Brüche vorhanden, die aber mit dem östlich P. 1629 kaum etwas zu tun haben. Sie sind noch am Weg vom Kreuzjoch nach Thal ganz gut zu erkennen. Um einen solchen Zick-Zack-Bruch, wie OGILVIE GORDON ihn auf dem Westkamm des Piz da Peres zeichnet, sicher festzustellen, wären Beobachtungen von einer Dichte notwendig, die in dem gegebenen Gelände ganz ausgeschlossen ist. Der wichtigste Bruch des Piz da Peres verläuft aus der Gegend der Kote 1879 in südwestlicher Richtung und tangiert nördlich P. 2247 die Schlerndolomiffelsen. Dagegen bin ich nicht überzeugt, daß an diesem Berg Schübe nachweisbar sind, die über das Ausmaß der unvermeidlichen Differentialbewegungen zwischen härteren und weicheren Schichten hinausgehen. Von «Störungszonen ersten Ranges» zu sprechen (OGILVIE GORDON, 1927, I, S. 360) scheint mir mehr als gewagt.

Einen besonders deutlichen Aufschluß einer Schubfläche mit Gesteinszertrümmerung beschreibt OGILVIE GORDON vom Nordfuß der Dreifingerspitze, in dem Kar zwischen ihr und dem Piz da Peres. Leider kenne ich diese wichtige Stelle, die noch außerhalb meiner Karte liegt, nicht. Irgend eine Störung muß nach der Figur 59 des besprochenen Werkes wohl vorhanden sein, doch kann ich nicht entscheiden, welcher Art sie ist. Das Konglomerat unter dem Dolomit ist jedenfalls nicht «Unterer Muschelkalk», sondern oberanische Peresschichten.

Die Schubfläche soll sich dann in den Flatschkofl fortsetzen. Hier wären an einer vorspringenden NW-Ecke die Werfener Schichten dem Dolomit der Gipfelmasse infolge Ausquetschung der Zwischenschichten sehr genähert. Der Flatschkofl liegt schon im Bereich meiner Karte. Leider sind die Einzelheiten der beiden Aufnahmen von einander so verschieden, daß ich die Angaben OGILVIE GORDON's schwer zu deuten vermag. Auch hier konnte ich einen Bruch verfolgen, den OGILVIE GORDON nicht kennt (vergl. weiter unten). Von der Überschiebung sah ich nichts. Allerdings scheinen die Werfener Schichten auf dem Kamm Flatschkofl—Bergfall teilweise stark gestört zu sein. Sie streichen diesem Kamm über eine größere Strecke parallel und fallen steil gegen ENE statt gegen S. Auch am Ausgang des Grabens, der auf der NW-Seite des Flatschkofls gegen P. 1564 verläuft, sind die roten Sandsteine der Campiler Schichten sehr stark verbogen und kleingefaltet. Der untere Sarldolomit macht die beschriebene Ablenkung des Streichens nicht mit. Man wird in dieser Verdrehung immerhin vielleicht die Wirkung eines ost-westlichen Druckes sehen können. Im übrigen muß ich die Wahl zwischen OGILVIE GORDON's und meiner Darstellung dem Leser nach Vergleich der Beschreibungen und Karten überlassen. Ich glaube, daß für mich die genauere stratigraphische Gliederung und überhaupt die größere Menge von Einzelheiten spricht.

Die Richtung der Überschiebung wäre nach OGILVIE GORDON am Piz da Peres nordwestlich, am Flatschkofl mehr westnordwestlich.

Zwischen Piz da Peres und Dreifingerspitze wird eine Zertrümmerungszone angegeben, die wahrscheinlich einem Bruch entspricht. Weiter südlich und östlich — zwischen Flatschkofl und Paratscha — wurden noch mehrere solche Zertrümmerungsgebiete im Dolomit kartiert. Sie werden wohl mit Recht auf Quetschungen zurückgeführt. Längs der Furche des Kreuzjoches soll der Piz da Peres gegenüber dem Paratscha um etwa 200 m gesunken sein.

Den Westabbruch des Paratscha-Zuges gegen den Hintergrund des Roa Blanca-Tales (des nächsten Grabens südlich des Foschedura- oder Hochalpenbaches) konnte ich bisher leider nur flüchtig besuchen. Nach den Aufnahmen von OGILVIE GORDON (1927 I S. 361—64) und MUTSCHLECHNER (1932, S. 239—41) muß diese Berggruppe um einen gewissen Betrag gegen WNW gepreßt worden sein, wenn auch die Bewegung selbst nur gering war und nicht zu einem glatten Fernschub führte. Jedenfalls muß der Paratscha sich zu seiner Unterlage anders verhalten, als der Piz da

Peres, sonst wäre die Verschiedenheit im Bau der unteren Hangteile nicht zu verstehen. Wir werden also wohl auch eine gewisse Westbewegung des Paratscha im Vergleich zum Piz da Peres annehmen müssen. Eine schöne, glatte Blattverschiebung, wie sie im Rautal vorhanden zu sein scheint, ist mir aber zwischen jenen beiden Bergen nicht bekannt geworden. Wahrscheinlich vermitteln die verschiedenen von OGIUVIE GORDON auf der Hochfläche verfolgten Zertrümmerungszonen die Verschiebung.

4. Brüche.

Brüche sind in den Pragser Dolomiten eine weit verbreitete, aber für den ganzen Aufbau wenig bedeutende Erscheinung — wenn man von jenen absieht, die mit den Überschiebungen in offenbarem Zusammenhang stehen. Diese wurden größtenteils schon in den vorhergehenden Kapiteln besprochen. Sie sollen aber hier an der passenden Stelle noch einmal erwähnt werden, um die Übersicht vollständiger zu machen. Ich zähle die Brüche in geographischer Anordnung auf, wobei ich von E gegen W fortschreite, weil so die Beschreibung mit der der Überschiebungen am besten übereinstimmt.

a) Brüche in der Gruppe des Alwartsteins und Sueskopfes.

Wo der Fahrweg von der Putzalm nach N den ersten Graben überschreitet, stehen beiderseits des Bächleins schmutzig rote obere Werfener Schiefer an. Nicht viel oberhalb des Weges ziehen quer über den Graben Wandeln von hellgrauem Dolomit. Die Schieferaufschlüsse reichen bis auf wenige Meter an sie heran. Der Dolomit fällt E 15° S mit 45° Neigung, der Schiefer S 30° E mit 30° Neigung, also gegen den Dolomit zu. Zwischen beiden ist aber recht sicher ein Bruch (1) vorhanden, der ungefähr NNE zu streichen scheint und deutlich schräg gegen W fällt. Der Betrag der Verschiebung ist jedenfalls nicht groß. Doch fehlen die sonst meist erkennbaren Zwischenbildungen zwischen Werfener Schichten und unterem Sarldolomit (vergl. S. 19 u. 24). Man könnte daran denken, daß dieser Bruch mit dem Westschub zusammenhängt, zumal er ungefähr auf die oben beschriebene auffallende Schichtstörung im *Bellerophon*-Kalk der NW-Seite des Sueskopfes (S. 168) zustreicht. Das Westfallen der Bruchfläche macht eine solche Beziehung aber unwahrscheinlich.

(2) Der Sarldolomit des Alwartsteins grenzt im W mit einem auffallend geraden Wandel gegen die Pragser Schichten, das besonders im Südhang sehr deutlich ist und fast genau N—S verläuft. In der Lagerung der Gesteine, die alle sehr annähernd S fallen, ist diese Form der Grenze nicht begründet. Es dürfte hier jedenfalls ein Bruch vorhanden sein. Er äußert sich auch in den Buchensteiner Schichten des Südhanges, die an ihm merklich verschoben sind. Auf der Ostseite setzen sie weiter unten am Hang wieder ein, als sie im W enden. Bei dieser Störung ist der Zusammenhang mit der Südüberschiebung des Alwartsteins recht deutlich. Sie begrenzt den Schub im W, wie schon oben (S. 150) erwähnt wurde. MERLA (1930 b) hat diesen Bruch etwas schematisch aus meiner handschriftlichen Karte übernommen.

Die kleine Dolomitkuppe gleich östlich des Gipfels des Badmeisterkofls wurde schon als eine der wichtigsten Fossilfundstellen in

den Prager Schichten genannt (S. 33). Es wurde dort auseinandergesetzt, daß diese Schichten auf ihrer NW-Seite den unteren Sarldolomit offenbar normal überlagern. Daß aber zwischen hier und dem Alwartstein der Kamm noch einmal aus Prager Schichten besteht, dürfte durch eine kleine Störung (3) bewirkt sein, die etwa SW—NE verläuft. Sie ist auf der Nordseite des Kammes ziemlich gut im Gelände zu erkennen. Östlich von ihr reicht der sandige Muschelkalk einige Dekameter gegen N hinunter. Auch diese Störung ist wohl als Blattverschiebung gelegentlich der ersten Hauptfaltung aufzufassen.

Recht unsicher ist ein Bruch (4), den ich am Westfuß des Badmeisterkofls gezeichnet habe. Seine Annahme beruht darauf, daß man nirgends ein Hineinziehen der *Bellerophon*-Kalke unter die Werfener Schichten beobachten kann, wie es der Lagerung nach (mittelsteiles Südfallen) zu erwarten wäre. Da die Aufschlüsse aber recht schlecht sind, ist der genauere Verlauf dieses Bruches nicht festzustellen.

Bei OGILVIE GORDON (1910, S. 62) ist angegeben, daß am Badmeisterkofl ein steil S fallender, ost-westlicher Bruch vorhanden ist, an dem der Südflügel abgesunken wäre. Er soll sich in die schon erwähnte Überschiebung am Kühwiesenkopf (S. 193) fortsetzen. Ich kann diese Angaben nicht bestätigen, falls sie sich nicht auf die Störung zwischen Wengener Schichten und Sarldolomit des Alwartsteins beziehen.

b) Brüche im Zug des Sarlkofls und Lungkofls.

OGILVIE hatte (1893, S. 71) im Bereich des Lung- und Sarlkofls sowie des Gebietes südlich davon eine ganze Anzahl einander kreuzender Brüche angenommen. Vergl. bes. ihre Karte C. Die genaue Untersuchung hat davon nur recht wenig übrig gelassen. Wir hatten darüber bereits bei mehreren Gelegenheiten zu sprechen (z. B. S. 160). Allerdings muß man schon beim Lesen von OGILVIE's Arbeit den Eindruck haben, daß die Störungen nicht unmittelbar beobachtet, sondern nur aus der Verbreitung der Gesteine abgeleitet seien, denn nirgends wird angeführt, wo sie aufgeschlossen zu sehen seien.

Unter anderen wird ein Bruch zwischen dem Sarlkofl und Sarlbrand angenommen, an dem dieser Berg etwas abgesunken sein soll. Die Störung sei auch in den Werfener Schichten des Trogerbaches nachweisbar. Was das betrifft, so scheint es mir ziemlich hoffnungslos, in diesen aufs äußerste verfalteten Gesteinen einen Bruch feststellen zu wollen. Dagegen zeigen sich in der NE-Wand des Sarlkofls oberhalb der Schlucht tatsächlich zwei kleine Brüche (5 u. 6). Wie schon auf S. 166 beschrieben, erreicht die Liegendgrenze des oberen Sarldolomites ein Stück westlich des Punktes 1917 den Oberrand der Schlucht. Knapp westlich dieser Kote sieht man nahe bei einander die zwei Brüche, an denen jedesmal der Ostflügel etwas gesunken ist. Sie bewirken, daß die Kote selbst wieder aus ungeschichtetem oberen Sarldolomit besteht, der gegen den wohlgebankten unteren sehr deutlich abstößt. Erst etwas östlich von ihr hebt er sich endgültig aus. Der westlichere der beiden Brüche scheint der bedeutendere zu sein. Übrigens sind beide ziemlich geringfügig. In dem kleinen Graben südlich P. 1917, oberhalb P. 1689, steht durchwegs unterer Sarldolomit an, der sich mit dem westlich P. 1917 verbindet. Man muß daraus schlie-

ßen, daß die Brüche einen ungefähr südöstlichen Verlauf haben, da sie sonst auch in diesem Graben den oberen Sarldolomit unter die Geländeoberfläche bringen müßten (vergl. das N-S-Profil L, das auch deutlich zeigt, daß die Ausstrichhöhen des oberen Sarldolomites auf der Nordseite des Sarlbrandes einen solchen Bruch fordern. Ich habe angenommen, daß beide Störungen hier schon vereinigt sind). Nachweisen konnte ich sie in dieser Gegend sonst nicht mehr. Ich habe zwar den Kamm der Kote 1917 ganz begangen, man sieht hier aber weniger, als von der gegenüberliegenden Seite der Schlucht, weil das anstehende Gestein von Blockwerk und dichtem Krummholz großenteils verdeckt ist. Nur das schien mir ziemlich sicher, daß der obere Sarldolomit der Kote wirklich eine inselförmige, rings von unterem Sarldolomit umgebene Masse bildet.

(7) Durch einen Graben auf der Südseite des Sarlkofls, der etwa SSE verläuft und in 1900 m Höhe von links in den Hauptgraben nordwestlich der Sarlhütten einmündet, zieht ein kleiner Bruch, an dem die Buchensteiner Schichten der Westseite ein ganz klein wenig gegen N vorrücken.

Schon LORETZ hatte (1874, S. 491 u. 92) angedeutet, daß zwischen Sarlkofl und Lungkofl wahrscheinlich ein Querbruch vorhanden sei. Er schloß dies daraus, daß der Dolomit des Lungkofls steiler als der des Sarlkofls einfalle (was sich aber kaum allgemein behaupten läßt). Auch auf die verschiedene Lagerung des unteren Sarldolomites im Badmeisterkofl und im Sueskopf wird in diesem Zusammenhang hingewiesen, aber mit Unrecht, denn wir sahen schon, daß hier viel verwickeltere Störungen mitspielen. Die von LORETZ herangezogene höhere Erhebung des Dolomites des Sarlkofls gegenüber dem des Sueskopfes ist wohl eine reine Frage der Abtragung. Mit einer solchen Querstörung bringt LORETZ auch die tiefe Lage der Tuffe im Pragser Tal gegenüber denen des Sarlkammes in Zusammenhang. Ich kann nicht bestreiten, daß sich hier wirklich bruchartige N-S-Störungen beteiligen, doch ist mir kein sicherer Nachweis für sie gelungen. Dagegen läßt sich deutlich zeigen, daß ein Stück östlich des Lungkofl-Gipfels ein steiler, etwa nord-südlicher Bruch durchläuft (8). Die Buchensteiner Schichten auf dem Ostkamm des Lungkofls, zwischen P. 2118 und P. 2186, streichen gerade auf den Gipfel zu. Man müßte dort infolge der höheren Lage schon Wengener Schichten erwarten. In Wirklichkeit steht aber Sarldolomit an. Die Buchensteiner Schichten halten auf dem Kamm bis über die nächste Einsattlung südwestlich P. 2186 an. Dann werden sie von dem Bruch abgeschnitten, dessen Richtung sich hier mit N 28° W messen läßt. Seine nördliche Fortsetzung dürfte die schon auf S. 150 erwähnte, auffallende, schutterfüllte Spalte knapp östlich des Gipfels des Alwartsteins sein. Allerdings konnte ich ihn in der Nordwand des Lungkofls nicht deutlich erkennen. Der Bruch dürfte fast genau senkrecht stehen. Südlich des Kammes Lungkofl-Sarlkofl wendet er sich mehr gegen S. Er quert den Graben südlich des Lungkofls in etwas weniger als 2000 m Höhe. Wengener Schichten stoßen auf der rechten Grabenseite gegen die Übergangsgesteine zwischen Sarldolomit und Buchensteiner Schichten. Auf der linken Seite sind aber nur Wengener Schichten vorhanden und ich vermochte hier die Störung nicht weiter zu verfolgen.

MERLA (1930 b) gibt dem besprochenen Bruch einen mehr südwest-

lichen Verlauf. Da er keine Beschreibung dieses Gebietes veröffentlicht hat, kann ich die Gründe für seine abweichende Darstellung nicht beurteilen. Daß der Sarldolomit des Lungkofls so weit nach S reicht, wie MERLA zeichnet, ist ausgeschlossen. Auch die Darstellung des Gipfels des Berges ist in den Einzelheiten unrichtig (vergl. die beiden Karten).

Daß OGILVIE die Dolomitmassen des Messnerköfeles und Sarlköfeles als Sarldolomit auffaßt und ihr Auftauchen durch etwa ost-westliche Brüche erklärt, wurde schon wiederholt erwähnt (S. 103 u. 160). Es wurde dargelegt, daß ich diese Erscheinungen anders deuten muß.

c) Brüche im Kasamutz.

OGILVIE hatte, wie schon erwähnt, angenommen, daß durch die Ostflanke des Kasamutz ein großer, etwa nord-südlicher Bruch verlaufe, an dem eine östliche, überschobene Schlerndolomitmasse abgesunken sei und gegen stratigraphisch ältere Schichten der Sarlwiesen und Flodigen Wiesen stoße. Sie stützte diese Vorstellung durch das plötzliche Endigen der Wengener und Cassianer Schichten gegen E und durch eine angebliche Verschiedenheit in der Lagerung des Dolomites auf dem Sarlkofl und auf dem Höhlensteiner Nock (1893, S. 71 u. 73). Dieser Auffassung konnte ich mich nicht anschließen (S. 79 u. 151). Eben so wenig vermochte ich Beweise für einen Bruch zu finden, der nach OGILVIE (1893, Karte C) und nach der ihr hier folgenden Zeichnung MERLA's (1930 b) ungefähr dem Verlauf des Sarlbaches in westsüdwestlicher Richtung folgen soll. Es ist vor allem wegen der gut aufgeschlossenen Buchensteiner Schichten am Weg zu den Sarlhütten unmöglich, einen wesentlichen Teil des Nordhanges des Kasamutz als Sarldolomit zu deuten.

Dagegen habe ich bei der Beschreibung der Buchensteiner Schichten wiederholt (S. 70 u. 71) erwähnt, daß auf der Nordseite des Kasamutz mehrere Störungen vorhanden sind. Eine haben wir als Überschiebung des Höhlensteiner Nocks schon kennen gelernt (S. 160). Eine zweite, nicht näher bekannte (9) mußte angenommen werden, um zu erklären, daß die Buchensteiner Schichten auf der rechten Seite des untersten Sarlbaches über eine kleine Strecke fehlen (S. 48). Zwei andere (10 u. 11) sind besser zu erkennen, u. zw. auch am NE-Fuß des Kasamutz, etwas oberhalb des Saumweges zu den Sarlhütten, gleich westlich der Buchensteiner Aufschlüsse an diesem Weg. Sie verlaufen beide gegen N etwas E, doch so, daß sie in dieser Richtung unter einem spitzen Winkel konvergieren. Sie würden den Sarlbach etwas westlich P. 1474 treffen. Zwischen ihnen ist eine kleine, dreieckige Masse von Sarldolomit ein Stück gehoben, so daß sie über den Weg gelangt, während sonst dieses Gestein nur zwischen Weg und Bach aufgeschlossen ist. Die Schlerndolomitwände im Wald nördlich P. 1942 nordöstlich des Kasamutz werden im W durch die östlichere dieser Störungen abgeschnitten. Sie bedingt wohl auch das Westende der Buchensteiner Aufschlüsse nächst dem Weg. Besser ist der westliche Bruch zu beobachten. In einem Graben südwestlich P. 1474 sieht man ihn in etwa 1680 m Höhe recht gut. Der Graben schwenkt an ihm aus der Nordrichtung in die NE-Richtung ab. Seine rechte Seite besteht aus Dolomit, seine linke aus Buchensteiner Schichten, die 30° SW fallen. Das Profil der Buchensteiner Schichten, das auf S. 71 gegeben wurde, liegt

zwischen den beiden Brüchen. Es wurde schon dort erwähnt, daß vielleicht noch weitere Störungen vorhanden sind, die die scheinbar große Mächtigkeit der Buchensteiner Schichten bedingen, aber nicht nachgewiesen werden konnten.

d) Brüche im Dürrenstein-Stock.

LORETZ möchte (1874, S. 492) die Steilwände des Dürrensteins, Daumkofls und Heersteins auf einen oder mehrere gegen NW streichende Brüche zurückführen. Das hängt wohl mit den damaligen Anschauungen über die morphologische Entwicklung der Gebirge zusammen. In Wirklichkeit sind solche Brüche nicht nachweisbar. Es handelt sich nur um einen Verwitterungsrand. Auch die Verwerfung, die MERLA (1930 b) am Nordfuß der Gipfelwand des Dürrensteins zeichnet, konnte ich bei genauer Begehung nie sehen.

Nach dem Kartenbild ist zu vermuten, daß nordwestlich Stokerboden (Maut 1357) ein unbedeutender Bruch (12) das große Cassianer Band quert. Der südliche Teil ist etwas nach E verschoben oder — was bei der Lagerung auf dasselbe hinauskommt — gesenkt. Es ist wohl möglich, daß die auf S. 111 erwähnte starke Quetschung an der Liegendgrenze des Cassianer Bandes nicht mit einer Bewegung in der Richtung der Schichtflächen, sondern mit diesem Bruch zusammenhängt.

Westlich des Dürrensteingipfels schneidet von N eine außerordentlich tiefe und wilde Schlucht ein. Man hat zunächst den Eindruck, daß sie tektonisch begründet sein müßte. Bei näherer Untersuchung ist aber von einem Bruch nichts zu sehen. Der wohlgeplattete Dürrensteindolomit bildet den Kamm, der vom Gipfel des Dürrensteins gegen P. 2393 nach SSW zieht. Darunter wird die Schichtung undeutlich und dieses Übergangsgestein, das ich schon zum Schlerndolomit gezogen habe, ist auch auf der Westseite der Schlucht in entsprechender Höhe zu sehen.

Schon auf S. 107—108 wurde die Verwerfung erwähnt, die in etwa nordöstlicher Richtung zwischen dem oberen Cassianer Band und der ersten Kalkmasse über den Kamm des Kirchler Schroppen verläuft (13). Man erkennt diese Störung schon gut bei der Ansicht von N (vergl. Fig. 6). Den Betrag der Absenkung des Ostflügels habe ich vom Meßnerköfele aus auf etwa 100 m geschätzt, was aber wahrscheinlich zu viel ist. Dem Kalk westlich der Störung liegen, wie ebenfalls schon beschrieben, noch Reste von Cassianer Schichten auf. Die Fortsetzung dieses Bruches dürfte knapp östlich an P. 2094 vorbei und dann längs der Westflanke des Sarlköfeles verlaufen. Sie erklärt die starke Mächtigkeitsverringering der Dolomitmasse in dieser Gegend. Man sieht gleich nördlich des Kammes auch verschiedene Harnische und Schichtverbiegungen, freilich ohne schöne einheitliche Bruchfläche. Wahrscheinlich steht die Störung nicht senkrecht, sondern fällt gegen SE. Eine Fortsetzung über das Sarlköfele hinaus habe ich nicht gefunden. Allerdings sind die Verhältnisse für ihren Nachweis recht ungünstig. Auf Grund des Kartenbildes läge es nahe, eine Verbindung zu dem Bruch (8) auf dem Lungkofl (siehe S. 197) anzunehmen, doch habe ich nicht gewagt, diese zu zeichnen.

LORETZ erwähnt (1874, S. 492), daß man vom Pragser Tal aus mehrere Verwerfungen im NW-Ausläufer des Dürrensteins sieht, an denen die

Cassianer Schichten gegen den liegenden Dolomit verschoben sind. Ähnliche Störungen sollen sich auch in das Hinterpragser Tal fortsetzen. Nähere Beschreibungen fehlen. Es ist aber zu vermuten, daß LORETZ auch den eben besprochenen Bruch auf dem Kamm des Kirchler Schroppens im Auge hatte. MERLA zeichnet — wohl im Anschluß an OGILVIE — auf seiner Karte (1930 b) als Fortsetzung des oben (S. 198) erwähnten Bruches im Sarlgraben eine sehr bedeutende Verwerfung, die den NW-Kamm des Kirchler Schroppens zwischen den Höhenlinien 1950 und 2000 queren würde, also viel weiter im N, als der eben besprochene Bruch. Der Sinn der Bewegung wäre umgekehrt, wie bei diesem, denn Pragser Schichten im S sollen gegen Cassianer Schichten im N stoßen. Auch in diesem Fall bleibt mir nichts übrig, als zu versichern, daß ich trotz eingehender Untersuchung der Gegend von einer so bedeutenden Störung nichts bemerkt habe. Ich sah auf dem besprochenen Kammstück nur Cassianer Schichten.

Die Brüche am Oberende der Schlucht auf der SE-Seite des Kirchler Schroppens wurden ebenfalls schon genannt (S. 108). Ein auffallenderer unter ihnen (14) fällt ziemlich steil NE. Der SW-Flügel ist um etwa 10 m gesenkt. Er befindet sich am linken Rand der Schlucht, nahe ihrem Beginn. Seiner Richtung nach könnte er als Fortsetzung der Grabenbrüche der Dürrensteinalpe (siehe unten) angesehen werden. Ich vermochte aber die Verbindung nicht nachzuweisen.

Die kleinen Brüche, die OGILVIE (1893, S. 76 und Karte C) auf der Westseite des Dürrensteins annimmt, werden von ihr nicht näher beschrieben. Einer der nördlichsten von ihnen mag mit dem oben besprochenen zwischen Kirchler Schroppen und Dürrenstein zusammenfallen. Die anderen dienen wohl dazu, um die Cassianer Keile im Schlerndolomit zu erklären. Es wurde oben (S. 106) auseinandergesetzt, daß diese Erklärung höchstens in einem Fall möglich, aber auch da nicht erweisbar ist. Endlich soll ein Bruch in NE-SW-Richtung über die Dürrensteinalpe ziehen — nach der Karte etwa am NW-Rand der Bergsturzmasse südlich des Dürrenstein-Gipfels. Er soll sich durch ungleiches Streichen zu beiden Seiten bemerkbar machen. Meine zahlreichen Messungen zeigen gerade in dieser Gegend, u. zw. beiderseits des Bergsturzes, eine solche Gleichmäßigkeit der Lagerung, wie man sie im ganzen Gebiet nur selten findet. Ich kann diesen Bruch also nicht annehmen.

Von den Brüchen, die OGILVIE (1893, S. 76—77 und Karte C) im Gebiet der Strudelköpfe einträgt, dürfte der südöstlichste wenigstens teilweise mit einem von mir festgestellten (15) zusammenfallen. Er bedingt wohl weiterhin den steilen Ostabfall des westlichen Strudelkopfes (P. 2307 bez. 2308), durch den die Hochfläche südlich des Helltales in zwei Stufen zerlegt wird. Auch wird durch ihn verständlich, wieso trotz des allgemeinen westlichen bis südwestlichen. — allerdings recht flachen — Einfallens auf der SW-Seite der Strudelköpfe vom Knollkopf aus fast kein Dürrensteindolomit zu sehen ist. Gut aufgeschlossen ist dieser Bruch allerdings meines Wissens nirgends. Im N dürfte er durch die große rechte Seitenschlucht des Helltales hinunter laufen. Es wäre möglich, daß er sich in die Ostflanke des Kasamutz fortsetzt und dort mit einem der schon beschriebenen Brüche (10) zusammenhängt. Sicher feststellen ließ sich dies aber nicht.

Südlich Stolla nahm OGILVIE (am ang. O.) einen O-W-Bruch an, der Cassianer Schichten und Schlerndolomit im N von Raibler Schichten im S trennt. Die Plätzwiesschichten und der Dürrensteindolomit liegen dem Schlerndolomit des Dürrensteins jedoch sicherlich normal auf. Die eigentümliche Aufquetschung der Cassianer Schichten habe ich schon beschrieben (S. 178—79). Von einem E-W-Bruch konnte ich gar nichts bemerken.

Auf keiner der bisher veröffentlichten Karten erscheint eine Andeutung eines schönen, geradezu modellartigen Bruchgrabens, der wenig östlich des Hotels Dürrenstein etwa in der Richtung NNW-SSE über die ganze Dürrensteinalpe zu verfolgen ist. Er muß jetzt näher beschrieben werden. Im SE beginnt er an einem etwa nord-südlichen Bruch (16), der seine weitere südöstliche Fortsetzung abschneidet. Zwar ist nicht anzunehmen, daß er plötzlich aufhört, aber das Fehlen der Plätzwiesschichten jenseits des N-S-Bruches entzieht ihn der Beobachtung. Es soll zuerst dieser N-S-Bruch, den man als den Werkbruch der Plätzwiesen bezeichnen könnte, etwas beschrieben werden.

Die im Handel erhältlichen Karten waren in dieser Gegend aus militärischen Gründen absichtlich unrichtig gezeichnet, so daß ich mich bei der Beschreibung an die Sektionskopie halten muß. Das Werk Plätzwiesen liegt gleich oberhalb der Straße in etwa 1980 m Höhe, ungefähr zwischen dem Nordgipfel des Knollkopfes und dem Trigonometeter der Strudelköpfe. Von der Straße führt ein Weg in mehreren Windungen über das Werk zur Strudelalpe. An ihm liegen die zu besprechenden Aufschlüsse. Gerade nördlich des Werkes übersetzt er einen Graben auf einer Brücke, die mit 2107 kotiert ist. Knapp südwestlich von ihr ist das Einfallen der Schichten ganz ausnahmsweise N 30° E mit 18° Neigung, was bei der äußerst gleichmäßigen Lagerung auf der Dürrensteinalpe sehr auffällt. Die Dürrensteindolomitschichten in den Wandeln nördlich der Brücke sind stark verbogen, fallen aber im ganzen doch schon wieder vom Berg ab. Bei den kleinen Serpentin westlich der Brücke, wegbwärts gegen das Werk zu, kommt man aus dem Dolomit plötzlich in rote Schiefer. Nordöstlich über dem Weg sieht man auch hier Dolomitwandeln. Die roten und grauen Schiefer sind am Weg noch mehrfach aufgeschlossen, bilden aber offenbar nur einzelne Auflagerungen auf dünn gebanktem Dolomit. Dieser fällt S 37° W mit 25° Neigung. Folgt man dem Weg nach den Serpentin weiter gegen das Werk zu, so gelangt man zu einem großen Harnisch, der deutlich Plätzwiesschichten im W von Dürrensteindolomit im E trennt. Er ist sehr uneben. Im ganzen fällt er hier etwa W 13° S mit 58° Neigung. Doch dürfte dieses Streichen nach den Eintragungen auf der Karte nicht für den ganzen Bruch gelten, der vielmehr N ganz wenig E zu ziehen scheint. Auf jeden Fall sehen wir, daß hier, knapp westlich des Werkes, ein etwa nord-südlicher Bruch vorhanden ist, dessen Westseite etwas gesenkt ist. Auf ihr sind Plätzwiesschichten stellenweise erhalten, während sie auf der Ostseite ganz fehlen.

Wahrscheinlich trennt derselbe Bruch weiter im S den fast horizontal gelagerten Dolomit in der Schlucht des Seelandbaches von den auf S. 114 beschriebenen Übergangsbildungen zwischen Cassianer und Raibler Schichten an der Straße südlich des Werkes Plätzwiesen.

Die Plätzwiesschichten westlich des Bruches liegen dem Dürrensteindolomit der Dürrensteinalpe nun aber keineswegs als unregelmäßige Erosionsreste auf, sondern sind oberhalb der Straße nur in dem schon erwähnten Bruchgraben (17 u. 18) erhalten. Nicht der ganze Graben ist von den roten Schiefen eingenommen, sondern vielfach kommen unter ihnen die dünn gebankten bis plattigen Dolomite der unteren Plätzwiesschichten zum Vorschein. Das Einfallen der Gesteine ist vorwiegend südwestlich bis westlich. Da es in dem Graben beträchtlich steiler als die Neigung des Hanges ist, kommen die roten Schiefer vorwiegend gegen den südwestlichen Rand-

bruch zu vor, besonders dort, wo die Schichten sich stärker aufrichten, wie bei dem Wasserreservoir für das Hotel (P. 2058). In dem vom Reservoir gegen NW führenden Tälchen sind die roten Schiefer sehr gut als Auflagerung der steil gestellten Plattendolomite zu verfolgen. Die Aufschlüsse halten mit wenigen Unterbrechungen bis zu dem markierten Weg auf den Dürrenstein an. Gleich nördlich dieses Steiges, auf der linken Seite des hier herunterkommenden Grabens, ist auch der Kontakt der Plätzwieschichten gegen den westlichen Dürrensteindolomit aufgeschlossen. Der Bruch streicht N 30° W und steht senkrecht. Dieser westliche Grenzbruch ist überdies begreiflicher Weise morphologisch gut zu erkennen, weil er einen Rückfall im allgemeinen Gehänge bedingt. Er erzeugt den Rücken nordwestlich des Reservoirs und weiter im N die Kuppe 2134 nördlich des Hotels. Auf den östlichen Grenzbruch ist das geradlinige Wandel bei P. 2214 östlich des Hotels zurückzuführen. Das Austreten der starken Quelle, die zur Wasserversorgung des Hotels dient, ist offenbar auch durch den Grabenbruch verursacht.

Nördlich des Hotels sind in dem Bruchgraben keine roten Schiefer mehr vorhanden. Das Gelände besteht nur aus gebanktem Dolomit. Dagegen zeigen sich hier morphologisch recht deutlich mehrere parallele Brüche zwischen den Randbrüchen. Der östliche Randbruch läuft knapp östlich P. 2244 durch. Auf seiner Nordseite ist eine Strecke weit ungeschichteter Schlerndolomit unter dem gebankten Dürrensteindolomit zu sehen. Der westliche Randbruch scheint die glatte, schräge Ostseite des Rückens 2134 zu bedingen. Es sieht aus, als ob der Bruch hier mit wechselnder Neigung gegen NE fiele. Allerdings schien es mir nicht unmöglich, daß Gletschertätigkeit bei der Glättung dieses Hanges mitgewirkt hat. Zwischen diesen beiden Hauptbrüchen erhebt sich ein kleiner Mittelrücken. Auch er hat eine glatte, schräge Ostseite. Wahrscheinlich ist er an zwei Parallelbrüchen (19 u. 20) etwas aus dem Grabengrund herausgehoben. Die weitere Fortsetzung dieser Bruchzone gegen NNW ist — wie schon erwähnt — nicht sicher zu erkennen. Zwar sieht man in den Wandeln nördlich der nächsten Schutthalde (P. 2112) noch Spuren von Brüchen mit gesenkter NE-Seite, doch reichen diese für eine Eintragung auf der Karte nicht aus.

e) Brüche des Knollkopfes.

Die wichtigsten Störungen auf dem Knollkopf wurden schon gelegentlich der Westüberschiebungen eingehend besprochen, so besonders die eingeklemmten Cassianer Schichten auf dem Nordgipfel (S. 175). Auch der E-W-Bruch wurde schon erwähnt, der über P. 2028, den nördlichsten Ausläufer des Knollkopfes, zu ziehen scheint und der trotz des nördlichen Einfallens im N der Plätzwieschichten wieder Dürrensteindolomit zur Geländeoberfläche emporbringt (21).

Einige kleinere Brüche bleiben zu besprechen. In etwa 1850 m Höhe weicht der Dolomit, der die rechte Seite des Seelandgrabens bildet, plötzlich auffallend vom Bach zurück. Es erhebt sich hier eine Wand, die S 35° W verläuft und gegen SE blickt. Die Aufschlüsse anstehender Cassianer Schichten hören hier auf. Es ist wahrscheinlich, daß die Wand einem Bruch (22) entspricht. Nach der Zeichnung auf Karte C ist zu vermu-

ten, daß schon OGILVIE (1893) den besprochenen Bruch kannte, denn man sieht, daß die Grenze zwischen Hauptdolomit und Cassianer Schichten im Seelandtal östlich des Hauptgipfels des Knollkopfes ziemlich scharf geknickt ist. Allerdings liegt die Stelle weiter talauswärts, als auf meiner Karte, man muß aber bedenken, daß ihre genaue Feststellung beim Begehen des Grabens keineswegs leicht ist. Ich verlasse mich auf meine barometrische Höhenmessung. Wenn OGILVIE (1893, S. 33) angibt, daß dieser und ein zweiter, von mir nicht beobachteter Bruch fossilreiche und weniger fossilreiche Bänke der Cassianer Schichten mit einander in Berührung bringen, kann ich dem wegen des wiederholt hervorgehobenen Mangels von Aufschlüssen im anstehenden Gestein keine große Bedeutung beimessen.

Auf der linken Seite des Knappenfußtales sind etwa nordwestlich des Gipfels 2204 (2208) im Hauptdolomit zwei auffallende Spalten zu sehen. Sie fallen ungefähr 70° S und entsprechen jedenfalls untergeordneten Bewegungsflächen (23 u. 24).

Begeht man den S-E-Kamm des Knollkopfes, so hat man in rund 1850 m Höhe eine ziemlich ausgeprägte Wand zu übersteigen, die sich nach S in eine Schlucht fortsetzt. Sie ist auf der Sektionskopie schon aus der Geländezeichnung deutlich zu erkennen und dürfte wohl einem Bruch entsprechen (25).

OGILVIE (1893, S. 77) und — offenbar ihr folgend — BLAAS (1902, S. 665) geben an, daß in der Talfurche des Knappenfußtales ein Bruch verläuft. Eine Begründung für diese Annahme habe ich weder im Schrifttum noch in der Natur gefunden.

f) Brüche des Stockes der Hohen Gaisl und seiner nächsten Umgebung.

Bei dieser Gruppe kann ich mich sehr kurz fassen, da fast alle Schichtzerreißungen des Gebietes bei den Überschiebungen — zum kleinen Teil auch bei den Faltungen — bereits ausführlich beschrieben worden sind. Nur der vollständigen Übersicht halber zähle ich sie hier noch einmal kurz auf:

Die Überschiebung der Costa del Pin, S. 181, mit ihrer schwer genau verfolgbaren Fortsetzung über Gumpal in das Tal des Kaserbaches.

(26) die Schar von Klüften, die auf den Gumpalspitzen den Mulden-schluß der liegenden Falte gesenkt hat, S. 158.

(27) der südliche Randbruch der Masse der Kleinen Gaisl, S. 186.

(28) der nördliche Randbruch der Masse der Kleinen Gaisl, S. 188.

Die Überschiebung an den kleinen Fossesseen, S. 184.

(29—31) Brüche in der Umgebung des Lago grande, die teils bei den Überschiebungen (S. 187—88), teils bei der ersten Hauptfaltung (S. 154) besprochen wurden.

Die Überschiebung der Schlechten Gaisl, S. 190.

Dazu kommt noch eine etwas zweifelhafte Störung auf der Ostseite des Kleinen Jaufens, zwischen oberer Roßhütte und Postmeisteralpe (32). Man sieht hier eine auffallend gerade Schlucht, die von P. 2143 in der Richtung $E 20^{\circ} N$ herunterzieht. Am Weg zur Postmeisteralm, auf der rechten Seite des Kaserbaches, ist es mir allerdings nicht gelungen, in dieser Schlucht einen Harnisch zu sehen. Der Bruch könnte hier aber viel-

leicht schon etwas mehr nördlich verlaufen und wäre dann nicht abgeschlossen. Auf S. 173 wurde erwähnt, daß der erste Dolomit, den der Saumweg auf der linken Seite des Kaserbaches beim Aufstieg von P. 1897 gegen die Postmeisteralm trifft, von einzelnen auffallenden Quetschzonen durchsetzt wird. Möglicher Weise ist dadurch eine Fortsetzung des Bruches vom Kleinen Jaufen angedeutet, was auch für eine Ablenkung gegen N im untersten Teil der erwähnten Schlucht sprechen könnte.

g) Brüche in der Gruppe des Daumkofls und Heersteins.

Nach MOJSISOVICS (1879, S. 274) sind im Nordfuß des Heersteins und Daums einige untergeordnete Querbrüche vorhanden. Sie werden nicht näher beschrieben. Nach der Karte gewinnt man die Vorstellung, daß die Schichten sich auf der Westseite des Raner Berges gegen den Schadebach stark herunterbeugen müßten, so daß die Buchensteiner Schichten bis an den Talboden von Innerprags gelangen. Südlich Bad Neuprags würden sie dann durch einen NNW-SSE streichenden Bruch abgeschnitten. Darauf geht wohl die Beschreibung bei BLAAS (1902, S. 235 u. 663) zurück, der von einem Abstoßen der Wengener Schichten gegen Muschelkalk spricht. Etwas anders hatte LORETZ die Störung dargestellt. Nach ihm (1873 b, S. 614; 1874, S. 492) soll durch den Schadebach (= Aschbach, = Denna-bach, = Dannebach) ein nord-südlicher Bruch verlaufen, mittels dessen Diploporendolomit im E gegen Muschelkalk im W verworfen wäre. Weitere Brüche seien in den Schlerndolomitwänden des Daumkofls (Zwölfer Kofls) und Heersteins zu erkennen. Von diesen soll etwas weiter unten die Rede sein. Was aber den Schadebachgraben betrifft, so konnte ich hier keinen Bruch finden. Die Schichten sind recht steil aufgerichtet und streichen etwas schräg über das Tal. Es sei besonders betont, daß auch auf der linken Seite des Baches und bis gegen Neuprags hin Werfener Schichten am Fuß des Hanges nachzuweisen sind. Darüber folgen ganz regelmäßig die Gesteine der Mitteltrias. Von einem Herabreichen der Buchensteiner Schichten bis an den Talschutt kann in Wirklichkeit keine Rede sein.

Dagegen sind an dem Gehänge des Daums und Heersteins mehrere andere, in verschiedener Richtung verlaufende Brüche vorhanden. Sie sind wegen der starken Waldbedeckung allerdings nicht leicht zu verfolgen. Die Karte MERLA's unterscheidet sich hier nur untergeordnet von der meinen. Ich beginne die Darstellung im NE des Gebietsabschnittes, am Raner Berg.

Gegen den Bauernhof Trenker bei Altprags zu ist auf dem Osthang des Raner Berges eine ziemlich auffallende Bleike. In etwa 1500 m Höhe stehen hier Pragser Schichten an. In dem nächst östlicheren Graben treten in der scheinbaren Streichungsfortsetzung Buchensteiner Schichten auf. Das dürfte auf einen kleinen Bruch hinweisen (33). Auf dem Kamm südwestlich der Bleike sind auch noch Unregelmäßigkeiten in der Lagerung der Buchensteiner Schichten zu erkennen. So ist das Einfallen in etwa 1550 m Höhe N 30° W mit 45° Neigung. Das hängt vielleicht mit demselben Bruch zusammen. Er müßte dann einen etwa südwest-nordöstlichen Verlauf haben und würde ziemlich genau in die Verlängerung des von mir angenommenen Bruches am Westfuß des Badmeisterkofls fallen (Nr. 4, S. 196). Doch sind alle diese Feststellungen wohl zu unsicher, um einen Zusammenhang für erwiesen zu halten. MERLA scheint den besprochenen

Bruch nicht für gesichert zu halten, worüber man gewiß verschiedener Meinung sein kann.

Auf dem Nordkamm des Raner Berges, der gegen Schmieden zu verläuft, sind die Aufschlüsse nicht sehr gut. Immerhin kann man erkennen, daß in etwas mehr als 1500 m Höhe der untere Sarldolomit ansteht. Er fällt mit nur 17° Neigung gegen S. Dagegen verläuft weiter westlich auf dem Nordhang des Raner Berges, nördlich der Kote 1742 und der kleinen Wiese, die einen günstigen Orientierungspunkt bei der Begehung bildet, eine Wand von unterem Sarldolomit zwischen 1600 und 1700 m Höhe. Sie ist auch auf der Sektionskopie deutlich gezeichnet. Zwar wird sie stellenweise von aufschlußlosen Gräben durchbrochen. Diese sind aber wohl nur durch Klüfte ohne wesentliche Verschiebung der Schichten hervorgerufen. Noch auf der rechten Seite der Mulde, die den Nordkamm des Raner Berges im W begleitet, ist in 1655 m Höhe ein Aufschluß dieses Dolomites. Damit hört er auf und in seiner Fortsetzung trifft man nur unaufgeschlossenes Gelände, das nach dem Profil über den Kamm jedenfalls den Pragser Schichten angehört. Nach der Geländebeschaffenheit und den Eintragungen in die Aufnahmekarte schien es mir, daß der hier durchziehende Bruch (34) einen ziemlich gewundenen Verlauf haben muß. Auf der Ostseite des Raner Berges war keine Fortsetzung dieser Störung nachweisbar.

Auf der Westseite des Raner Berges dürfte die eben beschriebene Dolomitwand der Nordseite wieder durch eine kleine Störung (35) verworfen sein. In etwa 1500 m Höhe stehen in dem Graben zwischen P. 1606 und 1742, westnordwestlich des höchsten Gipfels (P. 1801 der FREYTAG-Karte) graue, sandige Pragser Kalke mit Ammoniten an. Quert man von hier horizontal nach N, so kommt man bald zu wohlgeschichtetem unterem Sarldolomit, der 57° SSW, also regelmäßig unter die Pragser Schichten, einfällt. Nördlich davon folgt ein felsfreier Graben. Auf seiner rechten Seite bildet aber wieder grauer, mit Salzsäure kaum etwas brausender, ebenflächig gebankter Dolomit Wände. Er fällt unter den vorigen ein. Diese Verdoppelung der Dolomitwände ist hier wahrscheinlich tektonisch zu erklären — nicht etwa stratigraphisch, wie am Flatschkofl, weil sie sonst allgemeiner zu bemerken sein müßte. Vermutlich sind in dem Graben zwischen den beiden Dolomitmassen schon etwas Werfener Schichten anzunehmen. Der Bruch muß annähernd WNW-ESE verlaufen. MERLA gibt ihm meiner Meinung nach eine zu stark nördliche Richtung.

Merkwürdig ist, daß man in dem eben erwähnten Graben nordnordwestlich des Gipfels des Raner Berges oberhalb der Pragser Schichten, die man anstehend bis 1570 m Höhe verfolgen kann, gar keine Buchensteiner Schichten findet — nicht einmal lose Stücke davon. Man kommt sofort in Wengener Schutt. 1650 m hoch entspringt im Graben eine Quelle. Vielleicht deutet sie das Durchstreichen einer Störung an. Wenn es die Fortsetzung der oben beschriebenen ist, ergibt sich auch für sie eine starke Krümmung.

Wenn auch der Verlauf der einzelnen Störungen auf dem Raner Berg schwer sicher nachzuweisen ist, scheint sich aus den mitgeteilten Beobachtungen doch ziemlich klar zu ergeben, daß in dieser Gegend mehrere Brüche mit Absenkung des östlichen Flügels vorhanden sind und daß sie wahrscheinlich gebogen sind.

Auch in dem kleinen Graben unmittelbar südöstlich Bad Neuprags sind die Buchensteiner Schichten nicht nachweisbar. Hier ist das Vorhandensein einer Störung (36) viel sicherer, weil die Aufschlüsse recht gut sind. In 1440 m Höhe stehen auf der linken Grabenseite noch Prager Kalke an, die mit 47° Neigung S 26° W fallen. Unmittelbar darüber sieht man auf der rechten Seite Wengener Schichten, deren Einfallen mit S 17° W, Neigung 61° bestimmt wurde. Schon früher habe ich erwähnt (S. 149 bis 150), daß die Ablenkung des Streichens und Fallens der Wengener Schichten etwas weiter oben im selben Graben vielleicht mit diesem Bruch zusammenhängt. Bedeutend kann er übrigens nicht sein, denn von der Nordseite des Innerprager Tales, etwa vom Gehöft Emma aus, sieht man sehr gut, daß die Aufschlüsse auf beiden Grabenseiten einander ziemlich genau entsprechen. So weit man es von hier aus beurteilen kann, dürfte der Bruch etwa SSW-NNE verlaufen. Die Ostseite ist — wie ja auch aus der Nahbeobachtung hervorgeht — etwas gegen N verschoben, d. h. gesenkt.

Wie zu erwarten, sind auch im Bereich des Schlerndolomites südlich Innerprags Brüche zu erkennen. Der auffallendste ist wohl der auf der Südseite des Daumkofls (37). Er verläuft etwa NW-SE, ist aber freilich zum größten Teil durch Schutt verhüllt. Der Daum überragt den schutterfüllten Graben, der ihn vom Schwalbenkoffl trennt, im oberen Teil mit einer senkrechten Wand, die wahrscheinlich durch diesen Bruch bedingt ist. Unter dem Schutt erscheint nur an einer Stelle, östlich P. 1864, eine kleine Masse geschichteten Dürrensteindolomites, der gegen den ungeschichteten Schlerndolomit des Daums abstößt. Dieser reicht bis zum Gipfel hinauf. Erst auf dem Südhang erscheinen nordöstlich des Bruches geschichtete Dolomite. MERLA (1930 b) zeichnet den besprochenen Bruch ganz ähnlich wie ich.

Wenig westlich dieser Verwerfung liegen die Aufschlüsse in den Plätzwiesschichten und im Dürrensteindolomit, die schon auf S. 121 ausführlich behandelt wurden. Dann kommt wieder ein schmaler Schuttstrom. Auch unter ihm dürfte ein Bruch (38) anzunehmen sein. Denn auf seiner Westseite ist der Dolomit, der den östlichen Ausläufer des Heersteinkammes bildet, schon ungeschichtet. In ihm entspringt die starke Quelle bei Kote 1853, was wohl damit zusammenhängen dürfte, daß hier der durchlässige Schlerndolomit gegen die wasserdichten Gipsmergel stößt.

h) Brüche des Prager Berges und Burgstalles.

LORETZ hat wohl mit Recht wiederholt (1873 b, S. 613; 1874, S. 492 bis 493) darauf hingewiesen, daß bei Schmieden unter der Sohle des Prager Tales eine größere Störung verborgen sein muß. Seine Karte ist hier — wie schon früher (S. 9) erwähnt — viel richtiger, als die den «Dolomiterriffen» beigegebene. Auch die Neuaufnahme zeigt, daß westlich Schmieden ein Stück weit Phyllit auf der Nordseite des Tales den Werfener Schichten auf der Südseite gegenübersteht. Es ist gewiß nicht anzunehmen, daß das ganze Perm hier nur vom Talschutt verdeckt ist. Die nähere Ausdrucksweise von LORETZ ist allerdings wenig klar und wohl auch anfechtbar. Er spricht davon, daß Grödner Sandstein, *Bellerophon*-Kalk, Werfener Schichten usw. bei Schmieden «unter die Talsohle geschoben» seien. Es sei dies die einzige Stelle zwischen Enneberg und Cadore, wo diese Schichten am Nordrand

der Dolomiten vollständig verschwinden. Ich sehe keinen Grund, in dieser Gegend Überschiebungen anzunehmen. Es scheint sich vielmehr um ein recht kompliziertes Bruchfeld zu handeln, das wahrscheinlich für die Anlage der Täler von Bedeutung war, jetzt aber durch deren Schutz großenteils verdeckt ist. Es dürfte kaum möglich sein, ein vollständiges Bild der hier vorhandenen tektonischen Erscheinungen zu gewinnen. Es müssen aber doch die einzelnen Störungen näher beschrieben werden. MERLA's Karte weicht von der meinigen stark ab, was bei der Schwierigkeit gerade dieses Gebietes nicht zu verwundern ist.

Die Masse von Grödner Sandstein westlich des Bauernhofes Gruber am Hang des Pragser Berges scheint dem Phyllit ringsum normal aufzuliegen. Denn man beobachtet überall gegen ihren Rand zu eine auffallende Zunahme der Konglomerateinschlaltungen. Den von MERLA angenommenen Bruch an der Ostgrenze des Perms halte ich nicht für erwiesen.

Dagegen entspricht das nördlich von der Kirche St. Veit ausmündende Riepentäl fast seiner ganzen Länge nach einer Störung. Bei seinem Ausgang besteht der östliche Hang aus Phyllit, der westliche aus *Bellerophon*-Kalk. Der Bruch ist hier nicht aufgeschlossen. Besser ist er etwas weiter drinnen im Tal, bei der Häusergruppe Bacher, zu sehen. Hier ist eine ganze Schar von Störungen vorhanden. Etwa nördlich des westlichsten der genannten Häuser ist in der Wiese ein Aufschluß von mittelgrauem, plattigem Dolomit. Er fällt S 18° W mit 70° Neigung. Anschließend daran sieht man zwischen der Wiese und dem Karrenweg, der nach WNW führt, kleine Wandeln von dünnplattigem bis schiefriem, sehr grusigem, grauem Dolomit. Das Einfallen wechselt ziemlich stark. Ich maß S 22° W mit 51° Neigung, S 15° E mit 35° Neigung und 45° SE. Drei Salzsäureproben zeigten kein Brausen. Nach wiederholter Untersuchung glaube ich recht sicher, daß es sich um dolomitische Werfener Schichten, nicht etwa um *Bellerophon*-Schichten, handelt. Der Bruch (39), mit dem dieses Gestein gegen den Grödner Sandstein stößt, verläuft ein Stück weit genau unter dem Weg, der hier örtlich etwa gegen N 30° W gerichtet ist. Auf der nordöstlichen Seite des Weges stehen graue und rötliche, mergelige, bröcklige Schiefer an, die ich zum oberen Grödner Sandstein rechne.

Ein weiterer kleiner Bruch (40) ist etwas weiter nördlich, höher oben am Hang, zu sehen. Vom Bacher führt ein Karrenweg in Kehren zur Kote 1720 hinauf. Südlich dieser Kote, zwischen dem Karrenweg und dem hier von E in ihn einmündenden Fußsteig, ist eine kleine Rückfallkuppe. Sie besteht aus in große Blöcke aufgelöstem roten Sandstein und feinem Konglomerat. Am Steig gleich nördlich davon sieht man nur mehr Phyllit. Ganz wenig weiter im W, bei der SW-Ecke der Wiese nächst P. 1720, ist eine etwas größere Kuppe vorhanden. Ihre Westseite bietet ausgedehntere Aufschlüsse. Der nördlichste von ihnen zeigt anstehenden eisengrauen Quarzphyllit und losen Phyllitschutt. Etwas weiter südlich und unten erscheint der Grödner Sandstein. Er fällt jedoch nicht vom Phyllit ab, sondern N 22° E mit 30° Neigung. Der hangendste Teil, am Kontakt gegen den Phyllit, besteht aus roten, bröcklichen Schiefen. Die Aufschlüsse der beiden Gesteine kommen einander bis auf 10 m nahe, aber die Berührungsfläche selbst ist nicht zu sehen. Sie muß wohl ein steiler Bruch sein und dürfte etwa ESE-WNW verlaufen.

Es scheint aber an der beschriebenen Stelle noch ein anderer Bruch (41) durch zu ziehen. Denn die Grenze zwischen Phyllit und Grödner Sandstein läuft von hier geradlinig in südsüdwestlicher Richtung den Hang hinunter. Dieser Bruch dürfte die beiden anderen abschneiden und bis zum Talboden reichen. Allerdings lassen die Aufschlüsse hier unten viel zu wünschen übrig.

MERLA (1930 b) stellt die Störungen und die Verbreitung der Gesteine beim Bacher stark vereinfacht dar.

Wir sehen also, daß die sehr unregelmäßige Verbreitung des Grödner Sandsteines im Bereich des Prager Berges zum guten Teil durch nachträgliche Störungen bedingt ist, wie das schon auf S. 9 erwähnt wurde. Auch MOJSISOVICS (1879, S. 126) ist zu dem Ergebnis gelangt, daß der Grödner Sandstein weiter im W einer ziemlich ebenen Oberfläche aufgelagert ist, die erst nachträglich zerschnitten wurde.

Der unmittelbar beim Bacher beobachtete Bruch kann wohl als Fortsetzung desjenigen aufgefaßt werden, der weiter unten bei St. Veit den *Bellerophon*-Kalk vom Phyllit trennt. Es scheint aber, daß ein Ast dieses Bruches auch in der Sohle des Grabens südlich des Bacher weiter hinauf zieht (42). Westlich oberhalb P. 1617 steht auf der linken Grabenseite Grödner Sandstein an. Auf der rechten Seite sieht man nur lose Stücke von *Bellerophon*-Kalk und hellerem Werfener Kalk. Die Grenze zwischen den beiden Gesteinen dürfte aber nach dem Anblick im Gelände auch hier ein Bruch sein. Weiter oben erscheint auf der NE-Seite des Burgstalls auch anstehender *Bellerophon*-Kalk. Er bleibt aber so schmal, daß er offenbar von einer Störung begrenzt ist. Da er im S ziemlich gute Übergänge in die Werfener Schichten zeigt, muß der Bruch zwischen *Bellerophon*-Kalk und Grödner Sandstein angenommen werden. Er ist über den Nordhang des Burgstalls in den obersten Brunstbach-Graben hinüber zu verfolgen. Auch hier kommen Phyllit und *Bellerophon*-Kalk einander viel zu nahe, als daß es sich um normale Lagerung handeln könnte. Der Zusammenhang zwischen Grödner Sandstein und Phyllit einerseits, *Bellerophon*-Kalk und Werfener Schichten andererseits ist sicher ursprünglich, so daß der Bruch auch hier zwischen den beiden Schichtgliedern des Perms weiterzieht. Im Gegensatz zur Ostseite des Kammes ist auf der Westseite bei der gegenwärtigen Lage der Geländeoberfläche hauptsächlich der Grödner Sandstein verschmälert. Am Nordfuß des Kühwiesenkopfes scheint er sogar ganz zu fehlen, da zwischen Phyllit und *Bellerophon*-Kalk nur ein sehr unbedeutender Schuttstreifen vorhanden ist. Erst westlich der Brunstalm ist auf der rechten Seite des Brunstbaches wieder ganz wenig Grödner Sandstein mit Konglomeraten entwickelt. Hier ist aber die Moränenbedeckung so stark, daß von einem weiteren Verfolgen der Störung keine Rede sein kann. Es ist möglich, daß ein Zusammenhang mit den später zu besprechenden Brüchen zwischen Hochalpenkopf und Lanzwiesenkopf besteht. Nachweisen läßt er sich nicht.

Der geradlinige Verlauf der Störung über den Rücken nördlich des Burgstalls läßt darauf schließen, daß sie fast senkrecht ist. Man kann also aus der Gegend von St. Veit bis in den Oberlauf des Brunstbaches einen Bruch verfolgen, an dem immer ein größerer oder geringerer Teil des Perms unterdrückt ist. Dieser Bruch könnte der Burgstallbruch (42) heißen.

(MERLA lehnt ihn ab.) Auch östlich von Schmieden, in dem Tal südlich des Golser, fanden wir unregelmäßige Kontakte in diesem Teil der Schichtfolge. Doch schienen sie hier von der Art horizontaler Abschiebungen bei der Faltung zu sein, so daß es nicht sicher ist, ob sie mit den westlicheren etwas zu tun haben (vergl. S. 149).

Die Störungen im Tal von Innerprags ziehen aber bei St. Veit nicht zur Gänze in den Graben zum Burgstall hinauf. Auch westlich St. Veit, am Ostfuß des Kühwiesenkopfes, sind noch Spuren von solchen zu erkennen. Ihnen müssen wir uns nun zuwenden. Bei MERLA (1930 b) sind sie wieder sehr stark schematisiert. Es handelt sich um einen ziemlich unregelmäßig begrenzten Einbruch (43) von Pragser Schichten, die im N gegen Werfener Schichten, im W ein Stückchen weit gegen unteren Sarldolomit stoßen, während sie im SE von Moräne und Talschottern zugedeckt werden. Der Plattenkalk von Stament, der den liegendsten Teil der Pragser Schichten bildet, und die fossilreichen Schichten bei Gstattl gehören dieser versenkten Scholle an. Beide wurden schon im stratigraphischen Teil erwähnt (S. 29—30 u. 32). (Die genannten Örtlichkeiten sind Gehöfte im westlichen Teil von Innerprags, das erste etwa südöstlich, das zweite etwa südlich von Wöggen.)

Den verhältnismäßig besten Einblick in die besprochene Störung bietet der Graben, der südlich von Wöggen nach Stament hinausführt. Im S jenes Hofes sieht man auf der rechten Grabenseite große Aufschlüsse roter Schiefer der Campiler Schichten. Wenige Schritte weiter östlich erscheinen auf der linken Grabenseite plötzlich stark gestörte, hellgraue, schwach gegitterte, plattige, mit Salzsäure gut brausende, unter dem Hammer Funken gebende Kalke. Sie treten zuerst in einiger Höhe über dem Weg auf, kommen aber bald bis an den Bach herunter. Sie fallen S 15° W mit 76° Neigung. Gleich darauf erscheint rechts des Baches ein ausgesprochener Zellenkalk von heller Farbe. Die gebankten Kalke setzen sich unmittelbar in die Aufschlüsse am Grabenausgang bei Stament fort, von denen im stratigraphischen Teil die Rede war. Ihr Einfallen ist S 35° W mit 80° Neigung. Sie bilden links des Grabenausganges eine kleine Rückfallkuppe. Die bisher geschilderten Verhältnisse scheinen mir durch die Annahme mehrerer zackig ineinander greifender Brüche erklärbar zu sein. Vergl. die Karte. Die Plattenkalke erstrecken sich nach N bis knapp unter den Fahrweg, der von Wöggen gegen ESE führt, erreichen ihn aber nicht. Sie stehen hier unter ihm senkrecht und streichen etwa NW-SE. Der Weg selbst geht über Campiler Boden. Östlich der erwähnten Rückfallkuppe (südsüdöstlich P. 1674) sind Aufschlüsse eines geplatteten dolomitischen Kalkes, der auf den ersten Blick mit dem von Stament verwechselt werden könnte, den ich aber schon zu den Werfener Schichten rechnen möchte. Er ist braungrau, dicht, braust mit Salzsäure langsam und ruhig, aber doch deutlich. Er fällt S 35° W mit 85° Neigung. Es scheint also, daß die Grenze zwischen den Pragser Schichten und den Werfener Schichten im nördlichsten Teil den Schichtflächen ungefähr parallel liegt.

Auf dem Kamm westlich Stament trifft man die ersten Aufschlüsse von Werfener Schichten in 1530 m Höhe. Der Kontakt zwischen ihnen und dem Muschelkalk ist hier und auf dem südlich anschließenden Hang nicht aufgeschlossen. Im Graben zwischen Stament und Gstattl sind die Pragser Schichten mit Diploporen und Crinoiden bis etwas über 1500 m Höhe zu verfolgen. Dann fehlen die Aufschlüsse eine große Strecke weit. Die kleine Kuppe nordwestlich Gstattl besteht aus sehr sandigen Pragser Schichten mit vielen Cephalopoden. Sie fallen $55\text{--}64^{\circ}$ SSW. Auf der Westseite des kleinen Hügels stoßen sie gegen unteren Sarldolomit. Die Störung verläuft den Hang steil hinauf in etwa nordnordwestlicher Richtung. Hier muß die Gesteinsgrenze die Schichten offenbar quer durchschneiden.

Von großer Wichtigkeit für das Verständnis wäre es, zu entscheiden, ob der Einbruch von Stament unter dem Talboden kesselförmig geschlossen ist oder ob die abgesunkenen Pragser Schichten sich ohne weitere

Störung in der rechten Seite des Tales, bei Bad Neuprags, fortsetzen. Volle Sicherheit kann man darüber bei der Breite der schuttverhüllten Lücke kaum erlangen. Ich halte es aber für wahrscheinlicher, daß der Muschelkalk westlich Bad Neuprags zur gesunkenen Scholle von Stament gehört, die ihm ja jenseits des Tales unmittelbar gegenübersteht. Es scheint mir auch nach meinen Messungen, daß das Streichen in dieser Gegend nicht rein west-östlich, sondern etwas gegen ESE abgelenkt ist. (Zur statistischen Untersuchung eignen sich solche rein örtliche Verhältnisse leider nicht. Es entspricht das erwähnte Streichen aber auch dem in der weiteren Umgebung herrschenden — wie wir noch sehen werden.) Unter diesen Verhältnissen würde aber die Fortsetzung der Prager Schichten des Kühwiesenkopfes entschieden südlicher fallen, als sie westlich Neuprags wieder auftauchen. Ich vermute also, daß wir in der Störung von Stament und Gstattl einen Teil eines Bruchsystemes vor uns haben, das dem Tal von Innerprags folgt und wohl seine Anlage bedingt hat. Wir werden weiter unten sehen, daß sich diese Brüche vielleicht in diejenigen der Seekoflgruppe fortsetzen. Andererseits schien es bei der Konstruktion der Profile, als ob sie bis in die Gegend der Vereinigung der Täler von Alt- und Neuprags anhielten.

Die große Breite des Sarldolomites und der Werfener Schichten auf der Ostseite des Kühwiesenkopfes legen die Frage nahe, ob hier nicht noch weitere Längsverwerfungen vorhanden sind. Sichere Beweise dafür zu finden, ist mir nicht gelungen. Vielleicht ist die Wiederholung von Kalken und Oolithen in den Werfener Schichten des Sattels zwischen Burgstall und Kühwiesenkopf so zu deuten. Daß OGILVIE GORDON (1910, S. 63) am Kühwiesenkopf eine steile Überschiebung annimmt, wurde schon erwähnt (S. 193). Es ist aber nicht zu entnehmen, auf welche Stelle sich diese Angabe bezieht.

i) Brüche des Seekofls und Schwarzberges.

In der Masse des Seekofls, dessen gegen S abfallende Plattenschüsse schon auf S. 152 beschrieben wurden, sind zunächst zwei wichtigere Querstörungen zu besprechen, die ich als Seekofl-Ostbruch (44) und Seekofl-Westbruch (45) bezeichne. Dieser ist der bedeutendere, ich beginne aber der geographischen Anordnung entsprechend mit jenem. Auf MERLA's Karte kommen beide merkwürdiger Weise gar nicht zum Ausdruck. Die Eintragung von Dachsteinkalk (Lias) auf der Senneser Kar-Spitze ist sicher irrig. Auf die untergeordneten Längsbrüche soll erst zuletzt eingegangen werden.

LORETZ macht einmal (1873 b, S. 617) die Bemerkung, daß im Prager Wildsee die Obergrenze des Schlerndolomites etwas gegen N verworfen sei. Sie liege einerseits am Südhang des Schwarzberges, andererseits zwischen Heerstein und Roßkofl. Es ist nicht recht einzusehen, wie diese Lage auf eine Störung schließen lassen soll. In der Tat ist der Dolomit des Schwarzberges dort, wo er knapp an das Westufer des Prager Sees herantritt, teilweise schon deutlich gebankt. Er fällt S 50° W mit 49° Neigung. Augenscheinlich bildet er die geradlinige streichende Fortsetzung des gebankten obersten Schlerndolomites auf der Ostseite des Sees, im Kamm der Zwölf Apostel. Dennoch erweist sich bei näherer Betrachtung, daß ungefähr im Meridian des Prager Sees tatsächlich eine Störung vorhanden ist, eben der Seekofl-Ostbruch (44). Man sieht ihn im Hintergrund des

Kares gerade südlich des Sees. Er begrenzt die Gipfelmasse des Seekofls gegen den niedrigeren Vorbau, der durch P. 2593 bezeichnet wird. Er scheint mit etwa 55° Neigung ungefähr gegen E einzufallen. Auf der Ostseite liegt die Grenze zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk um einen geringen Betrag, vielleicht 100 m, tiefer, als auf der Westseite. Der Bruch dürfte weiter durch die enge, schutterfüllte Schlucht östlich P. 1862 zu der SE-Spitze des Sees verlaufen. Weiter im N ist er — wie schon ausgeführt — nicht nachweisbar. Leider hinderte mich Nebel und hoher Neuschnee, ihn bei der einzigen Besteigung des Seekofls, die ich unternehmen konnte, in der Nähe zu untersuchen. Es wäre dies bei späterer Gelegenheit gewiß wünschenswert.

Den viel bedeutenderen und auffallenderen Seekofl-Westbruch (45; Taf. 5, Fig. 3) hat nach Abschluß meiner ihm nicht näher bekannten Begehungen auch KLEBELSBERG aufgefunden und beschrieben (1927, S. 348—50; 1928, S. 231 u. 235). Er schildert vor allem sehr eingehend und zutreffend die Zerrüttungserscheinungen in der Scharte 2614 westlich des Kleinen Seekofls (P. 2764). Die Kluffflächen zeigen horizontale oder leicht gegen N ansteigende Striemen. Auf der Ostseite der Scharte steht Dachsteinkalk an, der in den Nordwänden des Seekofls noch mehrere hundert Meter unter den Sattel reicht. Dagegen besteht die Senneser Kar-Spitze bis zum Gipfel aus Hauptdolomit, der nach KLEBELSBERG etwa 40° S fällt. MUTSCHLECHNER's Schätzung der Sprunghöhe mit 100 m (1932, S. 238) scheint mir doch wohl zu gering zu sein und die bedeutende Neigung der Schichten nicht genug zu berücksichtigen. Der Verlauf des Bruches südlich der Scharte 2614 ist noch nicht geklärt. MUTSCHLECHNER läßt ihn sehr bald ganz ausklingen (1932, S. 238 u. Karte). Nach KLEBELSBERG (1927, Fig. 1) würde er sich gegen SE, nach Campo Croce, fortsetzen. Mir schien dagegen seine Richtung durch ein aus der Scharte gegen SW verlaufendes Wandel recht deutlich bezeichnet zu sein. Vielleicht hat KLEBELSBERG die südliche Verlängerung des Seekofel-Ostbruches beobachtet. Es lag nicht in meinem Plan, meine Untersuchungen auf die Sennesalpe auszuweiten.

KLEBELSBERG hat schon darauf hingewiesen, daß die verschiedene Höhenlage der Plätzwiesenschichten am Nordfuß des Seekofls und der Seitenbachspitzen mit dem Seekofl-Westbruch zusammenhängt. Da er bei seinen Beobachtungen von W kam, ist es für ihn naheliegend, zu sagen, daß der Seekofl gegen N vorgeschoben ist. Er schätzt diesen Vorschub auf 1—2 km. Dieser Betrag scheint mir viel zu hoch zu sein. Es ist freilich fast unmöglich, Zahlen zu gewinnen, denn dazu müßte man das Streichen der Gesteine sowie die Richtung der Bewegung am Bruch ganz genau kennen, die bei seinem etwas geknickten Verlauf auch nicht so einfach festzustellen ist. Man müßte ferner sicher sein, daß das Einfallen auf beiden Seiten des Bruches ganz gleich ist. Gewiß ist, daß P. 2184 auf dem Weißlahn-Sattel, der sich noch innerhalb der Plätzwiesenschichten befindet, nur um 275 m weiter nördlich liegt, also P. 2250 der Seitenbachspitzen, der allerdings etwas höher, dafür aber schon an der Grenze zwischen Plätzwiesenschichten und Dürrensteindolomit gelegen ist. Die horizontale Verschiebung dürfte also nur wenige hundert Meter betragen haben. Man darf eben nicht übersehen, daß das Fehlen der Plätzwiesenschichten am Nordfuß des Seekofls hauptsächlich durch die südliche Ausbiegung des Grünwalddales vor seiner Einmündung in den Pragser See bedingt ist. Übrigens wäre es für uns, die wir von E gegen W vorgehen, wohl näher liegend, von einem Vorschub der Senneser Kar-Spitze und der Seitenbachspitzen gegen S zu sprechen, besonders wenn man vermuten darf, daß der Bruch mit der ersten Hauptfaltung zusammenhängt. Bei der großen Kompliziertheit der Bewegungen, mit der wir auch in diesem Teil der Dolomiten rechnen müssen,

ist die gestellte Frage freilich nicht so leicht zu lösen. Daß die Bewegung vorwiegend eine wagrechte war, daß der Seekofl-Westbruch also eine Blattverschiebung ist, wird durch KLEBELSBERG's Beobachtungen über die Striemung der Harnischflächen hinreichend bewiesen — entspricht übrigens einer allgemeinen Erfahrung in den ganzen Ostalpen.

Nördlich von der Scharte 2614 verläuft der Seekofl-Westbruch zunächst durch eine schutterfüllte Schlucht. In der Grabentiefe sind hier nur an einer Stelle, westlich P. 2160, Felsen vorhanden. Sie bestehen aus sehr dünnplattigem Dolomit, der wahrscheinlich dem Übergang der Plätzwiesschichten in den Hauptdolomit angehört. Zwischen diesen Felsen und der genannten Kote muß der Bruch durchlaufen. Seine Fortsetzung ist wohl in einer Störung auf der Westseite des Schwarzberges (46) zu suchen, die schon einmal (S. 81) erwähnt wurde. Wie wir bereits sahen, entspricht der Südhang des Schwarzberges ungefähr der Grenze zwischen Schlerndolomit und Dürrensteindolomit. Auf der Westseite des höchsten Gipfels des Schwarzberges, westlich P. 2100 der Sektionskopie, zeigt der weiße, feinkristalline Schlerndolomit eine sehr auffallende Plattung, die mit der Schichtung jedenfalls nichts zu tun hat. Sie fällt W 20° S mit 81° Neigung. Auf dem Grat vom Hauptgipfel zum P. 2100 ist der Dolomit teilweise recht grusig, in Felswandeln aufgelöst, so als ob auch hier Störungen vorhanden wären. Aus dem Sattel 2033 gleich nordwestlich des Gipfels führt ein Steig zum Grünwaldkaser hinunter. Er geht auf der Westseite des Gipfels wieder durch einen kleinen Sattel. Schon kurz vorher ist am Weg ein äußerst grusiger, rot verfärbter Dolomit zu sehen. Aus demselben Dolomit besteht der Felsen westlich des kleinen Sattels. Der östliche Dolomit dagegen ist rein weiß. Er trägt eine glatte, teilweise noch undeutlich gestreifte Fläche, wohl einen verwitterten Harnisch. Er fällt W 35° N mit 73° Neigung. Die Streifen senken sich schwach gegen NE. Weiter oben in der Wand sieht man mehrere andere Harnische, teilweise auch mit steileren, bis zu etwa 30° gegen NE geneigten Streifen. Der Bruch muß etwas westlich des Grünwaldkasers vorüberziehen.

Die Posidonien führenden Cassianer (oder Wengener?) Schichten bei P. 2033 (vergl. S. 81) befinden sich zweifellos auf der Westseite des Bruches. Der Dolomit des Kammes von P. 2033 gegen den Spitzkofl bildet wahrscheinlich ihr normales Liegendes. Leider ist es mir nicht gelungen, einen Aufschluß des Bruches zwischen den fossilführenden Schichten und dem Dolomit des Schwarzberggipfels zu finden. Für das Wahrscheinlichste halte ich es, daß der Bruch auf dem Kamm nächst P. 2033 gegen NE umbiegt und die Cassianer Schichten von dem Gipfeldolomit trennt. Er würde dann weiter über den schuttbedeckten Teil des Nordhanges des Schwarzberges in das Tal unterhalb des Neuen Kasers und oberhalb Riedl verlaufen. Hier könnte er sich ganz gut unter dem Schutt mit einer Fortsetzung der Brüche bei Stament und Gstattl verbinden. Nachweisen läßt sich dies selbstverständlich nicht. Es ist auch recht gut möglich, daß außer der rein südlichen Störung aus dem Sattel 2033 noch eine zweite in südwestlicher Richtung durch die auffallende schuttbedeckte Furche hinunterzieht, von der ich allerdings auf S. 81 vermutet habe, daß sie durch stratigraphische Verhältnisse bedingt ist.

Nun ist — wie schon angekündigt — noch von einigen Störungen zu sprechen, die die Seekoflbrüche fast rechtwinklig schneiden. Untersucht

man das Gebiet des Nabigen Loches südlich des Prager Wildsees, so fällt auf, daß die Grenze zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk auf seiner SE-Seite, in der Umgebung des Seebel, um etwa 200 m tiefer liegt, als auf der SW-Seite. Von P. 2457 (2452) verläuft gegen ESE eine recht auffallende, geradlinige Wand. Es ist wahrscheinlich, daß sie einem Bruch entspricht, der den angegebenen Höhenunterschied bedingt (47).

Im Nordgrat des Kleinen Seekofls sind — besonders gut von P. 1851 am Fuß der Senneser Kar-Spitze — mehrere schräge Störungsflächen zu sehen, die etwa in derselben Richtung wie die Schichten, aber wesentlich steiler als diese einfallen. Sie bedingen hauptsächlich die Gliederung in einzelne Grattürme. Einen Beweis für die Richtung der Bewegung an diesen Störungen habe ich nicht gefunden. Am nächsten liegt es, an kleine, gegen N gerichtete Überschiebungen zu denken. Es läßt sich aber auch die Möglichkeit nicht ausschließen, daß die südlichen Schollen abgeglitten sind. Wahrscheinlich ist auf jeden Fall, daß wir es mit Differentialbewegungen während der Faltung zu tun haben, ähnlich dem Harnisch, der auf S. 156 von der liegenden Mulde auf der Südseite der Roten Wand beschrieben wurde.

k) Brüche des Hochalpenzuges.

Wie schon auf S. 149 angedeutet, scheint der Kontakt zwischen unterem Sarldolomit und Prager Schichten auf der Westseite des Kühwiesenkopfes ziemlich normal zu sein. Die Südwand von P. 2144 sieht allerdings etwas wie ein Harnisch aus und dürfte steiler als die Schichten geneigt sein. Es kann sich aber höchstens um eine ganz untergeordnete Bewegung handeln. Das beweist wohl die vorgelagerte Dolomitlinse und das Auftreten von Diploporen in dem anschließenden Muschelkalk.

Dagegen ist auf der Nordseite des Rotkopfes (P. 2404 oder 2402) ein sehr deutlicher Bruch (48) vorhanden. Man sieht ihn sehr gut vom Burgstall, vom Lanzwiesenkopf oder selbst von Olang aus. Er durchschneidet die mitteltriadischen Gesteine in etwa westsüdwest-ostnordöstlicher Richtung. Am auffallendsten wird er dadurch, daß die Prager Schichten auf dem Nordkamm des Rotkopfes, der gegen P. 1853 hinunter zieht, nur ganz schmal sind. Der SE-Flügel ist nämlich fast um die Mächtigkeit der Prager Schichten gesenkt, so daß ihr hangendster Teil mit dem liegendsten Teil des gleichen Schichtgliedes im Nordflügel sich berührt. Entsprechend ist auch der untere Sarldolomit des Kühwiesenkopfes im Vergleich zu dem des Rotkopfes ein Stück weit heruntergerückt. Ich konnte den Bruch nur bis zu einer Schuttmasse auf der NW-Seite des Kühwiesenkopfes verfolgen. Es ist aber leicht möglich, daß er sich weiterhin durch die Werfener Schichten fortsetzt und sich mit dem Burgstallbruch irgend wo unter der Moräne im obersten Brunstbach-Tal vereinigt.

Die südwestliche Verlängerung des Bruches weist in einer kaum mißzuverstehenden Art gegen eine sehr merkwürdige Störung, die gleich südlich P. 2542 (2541) des Hochalpenkopfes zu sehen ist (Taf. 8, Fig. 2). Hier wird die gleichmäßige Südabdachung, die offenbar einer recht alten Verebnungsfläche entspricht, durch ein kleines, gegen N blickendes Wandel unterbrochen, das sich gegen ENE und WNW in eine schmale, aber auffallende Geländefurche fortsetzt. Im W reicht diese gerade bis in den

Sattel 2424 zwischen den beiden Gipfeln des Hochalpenkopfes. Auf der Ostseite zieht sie bald in die Nordwand hinein. Augenscheinlich ist die Umgebung von P. 2542 nach Bildung der Fläche der Hochalpe im Vergleich zu dem südlichen Gehänge etwas abgesunken. Es ist ferner anzunehmen, daß diese Bewegung wenigstens zum Teil längs der ihrer Anlage nach wohl viel älteren Bruchfläche, die gerade von der Nordseite des Rotkopfes beschrieben wurde, erfolgt ist. Daß der Sinn der Bewegung, der aus der Verschiebung der Landoberfläche abzulesen ist, demjenigen entgegengesetzt ist, den man aus der Lage der Schichten weiter unten am Hang entnimmt, ist kein Beweis gegen eine solche Verbindung. Es wäre gewiß unrichtig, anzunehmen, daß der ganze Bruch nördlich des Rotkopfes jünger als die Oberfläche der Hochalpe ist. Die beschriebenen Erscheinungen sind ein gutes Beispiel für die pseudotektonischen Bewegungen, die KOBER (1908, S. 243—44) im Anschluß an ältere Ausführungen DIENERS kennzeichnet. Er verweist auch schon darauf, daß diese Bewegungen ältere Brüche benützen können. Höchst wahrscheinlich wird die Umgebung von P. 2542 einmal nach N in die Tiefe gleiten, doch spricht nichts dafür, daß dieses Ereignis schon nahe bevorsteht. Auf MERLA's Karte finden wir von allen diesen schönen Erscheinungen nichts.

In den Werfener Schichten nördlich des Rotkopfes und des Kühwiesenkopfes wechselt das Einfallen nach Richtung und Neigung sehr stark. Stellenweise sind sie lebhaft verbogen. Es ist möglich, daß dies auf das Durchstreichen weiterer Störungen hindeutet. Sichere Spuren von solchen fand ich aber erst wieder östlich der Lanzwiesenalm. Der Grödner Sandstein scheint auch hier normal auf dem Phyllit zu liegen. Rein östlich P. 1883 ist darüber auch der *Bellerophon*-Kalk nachzuweisen. Dagegen grenzt ostnordöstlich bis nördlich der Kote der Grödner Sandstein unmittelbar gegen Werfener Schichten. Es scheinen mir zwei Brüche (49 u. 50) vorhanden zu sein. Der eine, den auch MERLA übernommen hat, verläuft durch die Sohle des Grabens ostnordöstlich P. 1883. Die Werfener Schichten der rechten Grabenseite sind in etwa 1700 m Höhe stark gestört. Sie scheinen herabgebogen zu sein, so daß weiter östlich in gleicher Höhe *Bellerophon*-Schichten hervorkämen. Doch sind die Aufschlüsse recht mangelhaft. Etwas besser sind sie nördlich P. 1883. Hier verläuft in etwa 1800 m Höhe ein horizontaler Weg. Wenn man ihm von E nach W folgt, geht man zuerst durch sehr stark gestörte Werfener Schichten, deren Fallen rasch wechselt. Vorwiegend scheint es mittelsteil SSW zu sein. An einer Stelle fand ich es aber zu 68° ENE. Hier waren die Schichtflächen stark gestriemt. Die Streifen liefen fast in der Richtung des Fallens herunter. Knapp bevor der Steig auf die Wiese der Lanzwiesenalm heraustritt, kommt man in den Grödner Sandstein, ohne daß eine Spur von *Bellerophon*-Kalk — sei es auch nur in losen Stücken — zu finden gewesen wäre. Der Steig führt gerade zum Trigonometer 1802. Da diese Lage der Grenze mit ihrem früher erwähnten Verlauf im Graben nicht übereinstimmt, nehme ich an, daß zwei einander schneidende Brüche oder eine stark gebogene Verwerfung vorhanden ist. Auch wenn man von der Wiese der Lanzwiesenalm über den Kamm selbst zum P. 1883 emporsteigt, kommt man, so bald man den Wald betritt, zu losen Massen und kleinen Aufschlüssen von Werfener Schichten. Es scheint sich gleich um deren oberen Teil

zu handeln, weil bunt gesprenkelte Oolithe sofort vorhanden sind. Von *Bellerophon*-Kalk ist wieder keine Spur zu sehen.

Aber auch gerade südlich der Lanzwiesenalm, westlich P. 1883, muß ein Bruch (51) angenommen werden. (MERLA zeichnet ihn wohl ein wenig zu weit im W.) Die Werfener Schichten reichen bis zu dem Weg hinunter, der von Trigonometrier 1802 auf der Almwiese gerade nach S führt. Weiter unten fand ich teils Moräne, teils Grödner Sandstein. Sehr selten sieht man einzelne lose Stücke von schwarzem, bituminösen *Bellerophon*-Kalk. Bei der starken Verbreitung erraticen Materiales ist damit aber nicht viel anzufangen. Das Wahrscheinlichste ist, daß hier ein nord-südlicher Bruch vorhanden ist, die Fortsetzung einer Störung, die weiter im S viel besser aufgeschlossen ist und der wir uns nun zuwenden.

Von den Aufschlüssen auf der NW-Seite des Hochalpenkopfes war schon früher einmal, bei der Beschreibung der Konglomerate im unteren Sarldolomit (S. 23), die Rede. Es zeigen sich hier aber auch ganz interessante tektonische Erscheinungen. Der Schlerndolomit geht in dem Graben, der vom Gipfel des Hochalpenkopfes gegen die Alpe 1657 zieht, tiefer herunter, als sonst überall in der Umgebung, noch etwas unter 2100 m. Unmittelbar westlich davon reicht der untere Sarldolomit bis 2070 m Höhe hinauf. Er fällt S 26° W mit 48° Neigung. Zwischen beiden Dolomiten ist durchwegs eine — allerdings schmale — Schuttzone vorhanden. Da überall in der Umgebung mächtige Pragser Schichten entwickelt sind, können die Dolomite einander nur durch eine Störung so nahe kommen. In der Tat beobachtet man gleich südwestlich dieser Stelle im normalen Liegenden des Gipfeldolomites des Hochalpenkopfes wieder die Pragser Schichten. Sie befinden sich hier offenbar im Hangenden des eben erwähnten unteren Sarldolomites. Ihr Streichen weist gegen E gerade in den Schlerndolomit hinein. Die Richtung des Bruches kann nach den Eintragungen in der Aufnahmskarte nur sehr wenig von der nordsüdlichen abweichen, obwohl er ja nirgends unmittelbar zu messen ist. Dieser Bruch erklärt es auch, daß der untere Sarldolomit auf dem Nordkamm des Hochalpenkopfes merklich weiter nach N vorspringt, als auf dem des Flatschkofls, obwohl das allgemeine Einfallen eher etwas nach W von der Südrichtung abweicht.

Auf der NW-Seite des Flatschkofls ist wieder ein Bruch (52) vorhanden, der schon deshalb nicht unwichtig ist, weil er das Gebiet, wo die oberen Pereschichten austreichen, durchschneidet und deshalb für das Verständnis der Stratigraphie Bedeutung hat. Man erkennt ihn schon hoch oben in den Gipfelwänden des Flatschkofls, wo er eine Schlucht erzeugt, die knapp nördlich des Gipfels 2413 beginnt und zunächst gegen WNW verläuft. Sie setzt sich in einen Graben fort, den nördlichsten von denen, die schließlich vereint in etwa 1700 m Höhe in das Langental ausmünden. In etwas mehr als 1900 m Höhe wird dieser Graben von einem Steig gekreuzt, der von Lapadures zu der Hütte 1921 auf dem Kamm Flatschkofl-Bergfall führt. An diesem Steig sind auf der linken Grabenseite rote und graue Pereschichten aufgeschlossen. Auf der rechten Seite steht ihnen Dolomit gegenüber, der erst 20 m höher oben von den Schiefen überlagert wird. Die Richtung des Bruches läßt sich hier mit W 35° N gut bestimmen. Die Nordseite muß um vielleicht 30 m gehoben sein. Wahr-

scheinlich biegt der Bruch etwas weiter unten gegen WSW um. Denn in den westlicheren Gräben derselben Gruppe, wo die Hauptaufschlüsse der oberen Pereschichten sind, traf ich eine Störung mit dieser Richtung an. Sie bildet im westlichen Teil der besprochenen Gräben und von etwa 1850 Meter Höhe aufwärts die Nordgrenze der auf S. 51—52 beschriebenen Aufschlüsse, aus denen die Fährte von *Rhynchosauroides tirolicus* stammt. Auf der Südseite steht zuerst kristalliner, weißer, löcheriger Sarldolomit an, der nur stellenweise etwas Schichtung zeigt. Er wird — wie wir schon sahen — von den Fährtschiefern überlagert, über denen wieder Sarldolomit folgt. Die Nordseite wird von sandigen Pragser Schichten gebildet. Die Richtung des Bruches, der die beiden Talseiten trennt, läßt sich ziemlich genau mit W 30° S bestimmen. Wie aus dieser Messung und aus der Ansicht von weiter oben hervorgeht, verläuft er hier in der Sohle eines Nebengrabens, der in der Sektionskopie nicht eingezeichnet ist. Gegen 1900 m Höhe zu tritt die Störung auf die linke Grabenseite und streicht gegen den Schutt unterhalb Lapadures hinüber, so daß der Graben nun ganz in Dolomit liegt. In den von SSE kommenden Gräben, die länger aber weniger tief sind, als der dem Bruch folgende, bedingt die Störung ein Wandel, über das die Wässer bei Regen mit einem Wasserfall herabkommen.

Auf der ENE-Seite der Dreifingerspitze treffen wir jenseits des Schuttes im Langental wieder einen Bruch, der höchst wahrscheinlich die Fortsetzung des eben beschriebenen bildet, aber wieder eine andere Richtung einschlägt. Er zieht hier durch den Graben östlich P. 1919 hinauf. In etwas mehr als 1800 m Höhe besteht die rechte Seite dieses Grabens aus Sarldolomit mit einer etwa 10 m mächtigen Einschaltung von Pereschichten. Der liegende Dolomit unter diesen bildet zwischen dem Schutt von Lapadures und dem Bruch nur eine Masse von der Ausdehnung eines großen Blockes, die aber jedenfalls als anstehend zu betrachten ist. Auf der linken Grabenseite stehen Pragser Schichten an, die erst weiter oben von dem Dolomit mit den Fährtschiefern überlagert werden. Die Richtung des Bruches ist im oberen Teil der Aufschlüsse genau NNE, die Sprunghöhe war mit 40—50 m recht gut zu schätzen. Am untersten Ende der Aufschlüsse biegt sich die Störung mehr gegen NE um, was die Annahme eines Zusammenhanges der Brüche beiderseits des Langentales bekräftigt. Die Pragser Schichten kommen hier auf die rechte Grabenseite herüber.

Die Störungen, die OGILVIE GORDON auf der Nordseite der Dreifingerspitze beobachtet hat, wurden schon auf S. 194 erwähnt. Nachzutragen ist, daß auch LORETZ (1874, S. 513) von einem Bruch spricht, der vom Furkelpaß gegen SE verläuft und den Schlerndolomit der Dreifingerspitze auf ihrer Nordseite abschneidet. Da auf der Karte von diesem Bruch nichts zu sehen ist und der Name «Dreifinger Spitze» bei den älteren Verfassern auch für die ganze Gruppe bis zum Piz da Peres hinüber gebraucht wird, dürfte es kaum möglich sein, zu erkennen, was für eine Erscheinung der Angabe bei LORETZ zugrunde liegt. Einen Bruch, auf den seine Beschreibung sich ohne weiteres beziehen ließe, kenne ich nicht.

1) Brüche am Nordabfall der Sennes-Hochfläche.

Das Band der Plätzwiesschichten im Nordabfall der Seitenbach-Spitzen wird von mehreren kleinen, ungefähr nord-südlichen

Brüchen (53) durchsetzt, deren Sprunghöhe aber durchwegs viel geringer ist, als die Mächtigkeit des betroffenen Schichtgliedes, so daß dessen Zusammenhang nicht zerrissen wird. Das wurde schon im stratigraphischen Teil (S. 122) erwähnt.

Die Besprechung der Val della Salata-Linie und ihrer Fortsetzung bis zum Krippeskofl (54 u. 55) schließt zunächst an die der schon kurz beschriebenen Störung zwischen Col freddo und Hoher Gaisl an. Wir haben auf S. 159 gesehen, daß der Dachsteinkalk des Westkammes der Hohen Gaisl deutlich auf Neokom überschoben ist. Östlich des Col freddo dürfte sich die Störung unter dem Schutt des SE-Kares der Hohen Gaisl und dann im Tal bis Schluderbach fortsetzen (KLEBELSBERG, 1928, S. 238), wo sie mit der Überschiebung der Plätzwiesen zusammentrifft. Gegen W konnte sie KOBER als Nordgrenze der jungmesozoischen Mulde von La Stuva bis zur Sennes-Alpe verfolgen. Von hier hat KLEBELSBERG (1927, S. 351; 1928, S. 231 u. 35) sie weiter bis in das Ostkar des M. Sella di Sennes nachgewiesen. Auf dieser Strecke stößt Hauptdolomit im NE gegen Dachsteinkalk im SW, unter dem nur stellenweise Dolomit (vielleicht infolge unregelmäßiger Dolomitisierung?) hervorkommt. Auf der SW-Seite der Siores habe ich an der besprochenen Störung eine starke Schleppung beobachtet. Der Kalk des Südflügels fällt mit 67° Neigung gegen S 35° W. Es ist aber außerdem eine scharfe Bruchlinie vorhanden; es kann sich nicht etwa nur um eine Flexur handeln. Daß sich die Val della Salata-Linie nicht — wie KLEBELSBERG vermutet hatte — in die Flexur der Sella di Sennes fortsetzt, wurde schon oben (S. 152) bemerkt. Man kann sie vielmehr auf der Nordseite dieses Berges weiter verfolgen. Auf dem Ostkamm trennt der Bruch immer noch Dachsteinkalk im W von Hauptdolomit im E. Weiter bedingt er offenbar die merkwürdigen, langgestreckten, in einer Reihe angeordneten Dolomittfelsen (P. 2537), die aus dem Schutt des großen Nordkares aufragen. In der Verlängerung dieser Felsen liegt der Hauptdolomittkamm des Krippeskofls. Seine SW-Wand dürfte durch den Bruch bedingt sein. In den Nordwänden des Krippeskofls, unmittelbar östlich des Krippes-Sattels (Cacagnares, P. 2313) sieht man zwei auffallende, mit Schutt erfüllte Schluchten. Die eine verläuft nordnordwestlich, in der Verlängerung der Val della Salata-Linie, die andere nordöstlich. Sie treffen sich knapp westlich des Gipfels des Krippeskofls (P. 2484 bez. 2485). Eine dreieckige, mit der Spitze gegen S gekehrte Felsmasse wird durch sie und den Schutt östlich des Krippes-Sattels abgegrenzt. Es mag wohl auch auf ihrer Nordseite eine kleine Störung vorhanden sein. Denn ganz wenig weiter östlich, nordöstlich P. 2484, sieht man am Fuß der Wand eine deutliche Vorstufe. Sie besteht aus auffallend dünnbankigem Dolomit, der steiler als die Hauptwand gegen S fällt. Auch Spuren von Schleppung sind an der Grenze beider zu sehen. (Vergl. dazu MUTSCHLECHNER 1932, S. 238). Das sind die letzten Andeutungen des Val della Salata-Bruches, die bisher gefunden worden sind. Es wäre naheliegend, ihn auf das Kreuzjoch zu, bis in die starken Quetschzonen dieser Gegend, zu verlängern. Doch fehlen dazu die Anhaltspunkte. Im Gegenteil, die Schichtfolge auf dem Krippesattel schien mir vollständig normal zu sein (vergl. das Profil der Plätzwiesenschichten, S. 125). Im nördlichen Teil ihres Verlaufes, mindestens von der Sennesalpe an, dürfte die besprochene

Störung ziemlich senkrecht sein. Es sei noch angemerkt, daß sie offenbar schon LORETZ bekannt war (1874, S. 514), der ihr Ostende aber irrigerweise südlich des Col freddo suchte. Auf MERLA's Karte (1930 b) erscheint sie dagegen nicht.

LORETZ hat an mehreren Stellen (1873 b, S. 617 u. 621; 1874, S. 513 u. Taf. 8, Profil I u. II) die Meinung geäußert, daß durch das Grünwaldtal und über den Krippessattel ein Bruch zieht, an dem der Hauptdolomit gegen den Schlerndolomit abgesenkt ist. Ich vermochte nirgends aus örtlichen Beobachtungen Anhaltspunkte für diese Vorstellung zu gewinnen. Theoretisch wäre es allerdings befriedigender, wenn man wenigstens durch einen Teil des Grünwaldtales eine Störung (56) legen könnte. Wir sahen oben (S. 194), daß der Paratscha allem Anschein nach stärker nach W geschoben ist, als der Piz da Peres, daß ferner über das Kreuzjoch eine besonders starke Zerrüttungszone geht. Man könnte sich nun denken, daß diese Trennungsfläche durch das Tal des Finsterbaches und durch das Grünwaldtal, weiter durch die Schuttrinne auf den Sattel 2033 des Schwarzbirges zieht und sich dann mit der Längsstörung von Innerprags verbindet. Das ganze südlich dieser Linie gelegene Gebirge wäre im Vergleich zu dem Hochalpenzug etwas nach W bewegt. Wie gesagt, ist diese Vorstellung hypothetisch, sie hat aber gewiß manches für sich.

5. Statistische Untersuchung der Tektonik der Prager Dolomiten.

Wiederholte Erfahrungen in anderen Aufnahmegebieten hatten mir gezeigt, daß der Einblick in die tektonischen Verhältnisse wesentlich vertieft werden kann, wenn man die Lagerung der Schichten auch nach statistischen Methoden untersucht. Vor allem eignen sich dazu die Messungen des Einfallens. Während der Aufnahmen für die vorliegende Arbeit wurden rund 500 solche Messungen ausgeführt, u. zw. zum ersten Male schon mit der Absicht einer späteren statistischen Auswertung. Zum ersten Male wurde das Verfahren auch auf ein Gebiet angewendet, in dessen Tektonik Überschiebungen eine wesentliche Rolle spielen. Obwohl eine Statistik der Fallzeichen die Überschiebungen selbstverständlich nicht unmittelbar erfassen kann, vermag sie auf Umwegen doch auch über sie wichtige Aufschlüsse zu geben.

Auf die angewendeten statistischen Methoden kann ich hier nicht noch einmal eingehen. Wer sie selbst gebrauchen will, muß zu meiner ausführlichen Darstellung (1923 b) greifen. Wer das Wesen des Verfahrens nur so weit kennen lernen will, um die folgenden Ausführungen zu verstehen, findet in einer späteren Arbeit (1924) eine passende Uebersicht. Um den Leser aber doch nicht ganz ohne Anleitung zu lassen, seien die folgenden knappen Bemerkungen vorausgeschickt. Die Aufgaben der Fallzeichenstatistik lassen sich in drei Gruppen zusammenfassen:

1. Der Vergleich der Intensität der Faltung als solcher, ohne Rücksicht auf die Richtung. Dazu genügt die Bestimmung des Mittleren Fallwinkels, d. h. des Mittels aus allen gemessenen Einfallen.

2. Die Bestimmung der allgemeinen Schichtneigung eines einheitlich gebauten Gebietes, z. B. eines einzelnen Faltenschenkels, nach Richtung

und Fallwinkel. Zur raschen, angenäherten Lösung dieser Aufgabe habe ich ein Verfahren entwickelt, das auf dem «Faltungs-Halbdigramm» aufgebaut ist. Aus ihm kann man außer den beiden genannten Werten auch einen «Einheitlichkeitsfaktor» entnehmen, der angibt, ob die einzelnen gemessenen Einfallen von dem allgemeinen Schichtenfall oft stark oder meist wenig abweichen.

3. Die Ermittlung der Richtung, in der die Faltung erfolgt ist. Es ist klar, daß diese durchaus nicht mit dem allgemeinen Schichtabfall übereinstimmen muß, so bald wir es mit mehreren Faltenschenkeln zu tun haben. Für diese Aufgabe verwende ich das «Faltungsdiagramm», dessen rechnerische Behandlung einen Wert für die Richtung des größten Zusammenschubes, für die Stärke der Faltung in dieser Richtung und einen solchen für das Auftreten anderer, abweichender Faltungsrichtungen (den «Interferenzfaktor») liefert.

Um den Faltungszustand eines Gebietes auf statistischem Weg zu kennzeichnen, gebrauche ich also folgende Begriffe und Zeichen:

φ = jedes einzelne gemessene Einfallen

α = Winkel zwischen einer einzelnen Fallrichtung und der Achse eines Diagrammes oder Halbdigrammes

Σ = Summenzeichen

n = Anzahl der Messungen

n' = Anzahl der Messungen ohne die horizontalen Lagerungen

$M = \frac{\Sigma \varphi}{n}$ = Mittlerer Fallwinkel, das Maß der Stärke der Faltung ohne Rücksicht auf ihre Richtung

ζ = Richtung des allgemeinen Schichtabfalles (von Ost aus entgegen dem Sinne des Uhrzeigers gemessen) = Richtung der Achse des Halbdigrammes

$E = \frac{L}{n}$ = Neigung des Schichtabfalles. (L , die Länge der Achse des Halbdigrammes, ist eine Zahl ohne geologische Bedeutung, da sie wesentlich von der Anzahl der Messungen abhängt)

$e = \frac{100 L}{\Sigma \varphi}$ = Einheitlichkeitsfaktor. Er kann zwischen 0 und 100 liegen.

$e = 100$ würde bedeuten, daß alle beobachteten Einfallen der Richtung nach übereinstimmen. (Sie können aber noch verschiedene Fallwinkel aufweisen). $e = 0$ würde bedeuten, daß alle möglichen Richtungen gleich stark vertreten sind (so daß man überhaupt keinen allgemeinen Schichtabfall festlegen könnte, da L und deshalb auch $E = 0$ wäre, die Schichten also im Mittel horizontal lägen)

ψ = Richtung der stärksten Faltung (gezählt wie bei ζ) = Richtung der Achse des Diagrammes.

$F = \frac{R}{n}$ = Faltungsstärke, ein Maß für die Stärke der Faltung in der durch die Diagrammachse gegebenen Richtung. (R , die Länge der Diagrammachse, ist wieder ein Wert ohne geologische Bedeutung)

i = Interferenzfaktor. Aus praktischen Gründen berechne ich ihn nach der Formel $i = 178 \cdot 33 \frac{\Sigma \varphi - R}{R}$. Er kann dann zwischen 0 und 100

liegen. Jenen Wert nimmt er an, wenn alle gemessenen Einfallen dieselbe Richtung haben, 100 wird er, wenn alle möglichen Richtungen gleich stark vertreten sind.

Die weiter unten verwendeten mittleren Fehler von E und ζ wurden diesmal aus den Einzelwerten, ohne Fallwinkelklassen, berechnet nach den Formeln

$$m_E = \frac{1}{n'} \sqrt{\Sigma \varphi^2 \cos^2 \alpha - \frac{L^2}{n'}}, \quad m_\zeta = \arcsin \frac{\sqrt{\Sigma \varphi^2 \sin^2 \alpha}}{\Sigma \varphi}$$

Wie immer bei solchen Untersuchungen ist die Betrachtung passend ausgeführter Diagrammzeichnungen mindestens ebenso wichtig, wie die rechnerische Behandlung des Stoffes. Diese dient hauptsächlich dazu, auftauchende Vermutungen zu prüfen, jene dagegen kann auf die Spur bisher unbeachteter Zusammenhänge führen. Deshalb seien noch folgende Bemerkungen über die Zeichnungen gemacht, die auf den Tafeln 13 und 14 zu sehen sind und die ja auch den Berechnungen zugrunde liegen.

Jedes Diagramm oder Halbdigramm besteht aus zwei Hauptteilen:

a) Das Gerüst, das in allen Zeichnungen gleich bleibt. Es ist dünn ausgezogen und setzt sich aus einem Achsenkreuz zur Bezeichnung der Nordrichtung und aus dem Grundkreis zusammen, der den Radius von 45 Einheiten hat, so daß er zur Schätzung der Größe des Diagrammes dienen kann.

b) Das eigentliche Diagramm, das dicker gezeichnet wird. Um es zu gewinnen, wird die Windrose zunächst in 16 Richtungen zerlegt, E, ENE, NE usw. Jedes gemessene Einfallen wird derjenigen dieser Richtungen zugewiesen, der es am nächsten kommt. Alle Fallrichtungen von $E 11^\circ N$ bis $E 11^\circ S$ gelten also als E. Auf die 16 Strahlen wird die Summe der betreffenden Fallwinkel als Strecke aufgetragen, u. zw. im Halbdigramm einfach, im Diagramm aber auch in der um 180° abweichenden Richtung. Damit die Größe der Zeichnung nicht von der Anzahl der Messungen abhängt, werden die gefundenen Summen durch n (oder durch einen passenden Bruchteil von n) dividiert. Die 16 Strahlen selbst werden nicht gezeichnet, sondern nur ihre Enden verbunden, so daß ein Sechzehneck entsteht, im Falle des Halbdigrammes ein unregelmäßiges, im Falle des Diagrammes ein zentrisch symmetrisches. Ein dicker Strich bezeichnet die Achse des Diagrammes oder Halbdigrammes. Schließlich werden noch dicke Kreise eingetragen. Der größte von ihnen hat den Halbmesser $\frac{\Sigma \varphi}{n}$. Er veranschaulicht also den mittleren Fallwinkel in dem Gebiet. Der kleinere hat im Halbdigramm den Radius $\frac{L}{n}$, der zwischen $\frac{\Sigma \varphi}{n}$ und 0 liegen kann. Er veranschaulicht zusammen mit der Gesamtform des Halbdigrammes den Grad der Einheitlichkeit des Schichtfallens und heißt deshalb Einheitlichkeitskreis. Im Diagramm vertritt seine Stelle der Interferenzkreis mit dem Halbmesser $\frac{R}{n}$, der zwischen $\frac{\Sigma \varphi}{n}$ und $0,64074 \frac{\Sigma \varphi}{n}$ betragen kann. Um die Größe des Interferenzkreises besser zu zeigen, füge ich in den Diagrammen einen dritten, kleinsten Kreis, den Grenzkreis

Tabelle IV.
Übersicht über die Ergebnisse der Fallzeichenstatistik in den Prager Dolomiten.

Gruppe	n	n'	M	ζ	E	e	ψ	F	i
I	19	18	43°13' =43°21°	287°28' ± 8°0'	31°45' = 31°75°	73°49'	84°9'	34°17' =34°29°	46°36'
II	94	92	53°53' =53°89°	248°52'	44°17' = 44°28°	82°16'	63°2'	49°18' =49°30°	16°60'
III	57	57	57°5' =57°09°	249°19'	47°49' = 47°82°	83°77'	62°57'	50°30' =50°50°	23°25'
IV	49	49	57°0' =57°00°	252°39'	49°31' = 49°52°	86°89'	70°39'	50°7' =50°11°	24°54'
II-IV	200	198	55°34' =55°56°	249°59' ± 1°45'	46°33' ± 1°48' =46°58° ± 1°80°	83°79'	64°53'	49°46' =49°76°	20°79'
V	48	48	65°49' =65°81°	286°07'	12°8' = 12°14°	18°45'	17°22'	54°56' =54°93°	35°33'
Va	24	24	67°45' =67°75°	209°46'	56°31' = 56°51°	83°41'			
Vb	24	24	63°53' =63°88°	4°51'	55°59' = 55°98°	87°66'			
VI	48	45	40°10' =40°17°	254°44'	34°58' = 34°96°	87°04'	71°11'	36°31' =36°51°	17°87'
VII	78	74	42°49' =42°82°	265°37' ± 3°10'	29°43' = 29°71°	69°37'	87°3'	37°40' =37°67°	24°38'
VIII	36	35	59°58' =59°97°	215°50'	15°33' = 15°55°	25°92'	32°29'	45°27' =45°45°	56°99'
VIII E	10	9	36°6' =36°10°	19°28'	29°55' = 29°91°	82°85'			
VIII N	8	8	30°37' =30°62°	38°4'	23°42' = 23°70°	77°40'			
VIII S	15	15	90°36' =90°60°	220°16'	61°15' ± 13°3' =61°25° ± 13°05°	67°60'			
IX	73	68	31°27' =31°45°	198°15' ± 4°44'	16°37' = 16°61°	52°80'	50°31'	25°27' =25°45°	42°04'
II-IX	483	468	49°41' =49°68°	249°22'	30°51' = 30°85°	62°10'	60°38'	40°42' =40°70°	39°36'

hinzu, mit dem eben genannten Halbmesser von $0'64074 \frac{\sum \varphi}{n}$. Je nachdem, ob der Interferenzkreis dem äußersten oder innersten Kreis genähert ist, ist die Interferenz also klein oder groß.

Diese Vorbemerkungen dürften, wie ich hoffe, genügen, um die folgenden Ausführungen verständlich zu machen. Ich führe nun zunächst die Ergebnisse der statistischen Berechnungen in einer Tabelle vor. Die Gebiete, auf die sich die Zahlen beziehen, und die Art ihrer Abgrenzung, sind aus den Tafeln 13 und 14 ersichtlich.

Bei Benützung der in dieser Tabelle enthaltenen Richtungswerte (ξ und ψ) war selbstverständlich auf die magnetische Deklination zu achten. Als mittleren Zeitpunkt meiner von 1918 bis 1925 ausgeführten Messungen kann man 1921'7 annehmen. Auf meinem Bergkompaß war die Deklination mit 7° eingestellt. Nach den neuen Untersuchungen von SCHEDLER und TOPERCZER (1931 u. 1933) kann dieser Wert nur ganz wenig falsch gewesen sein. Er war wahrscheinlich etwas zu klein, aber jedenfalls um weniger als $1\frac{1}{2}^{\circ}$. Diesen Fehler kann man für geologische Zwecke vernachlässigen. Bei Anfertigung der Tafeln 13 und 14, die ich im Jahre 1930 der Deutschen geologischen Gesellschaft vorgewiesen habe (PIA, 1930 d), nahm ich irrtümlich an, daß die richtige Deklination etwa 9° gewesen sei. Deshalb weicht die Nordrichtung der Diagramme auf den genannten Tafeln von der astronomischen etwas ab, allerdings für das Auge kaum merklich. Da die eine Tafel schon auf Zink übertragen war, konnte ich den Irrtum nicht mehr richtigstellen. Übrigens wird er durch einen anderen wohl so ziemlich ausgeglichen. Wenn man nämlich nicht genau messen kann, sondern das Einfallen nur schätzt (was ich allerdings möglichst vermieden habe), schaut man erfahrungsgemäß nicht auf die Gradeinteilung des Kompasses, sondern auf die Windrose, die ja nicht nach der Deklination gestellt ist. Das muß zur Folge haben, daß die Lage der Diagramme der Deklination etwas folgt, weil so zu sagen ein kleiner Teil der Messungen auf magnetisch N bezogen ist. Infolge der Vielfalt der Umstände, auf die man bei einer geologischen Aufnahme achten muß, kommen einem solche Ungenauigkeiten erst im Laufe der Jahre zum Bewußtsein.

a) Beziehungen zwischen den gemessenen Eigenschaften.

Offenbar sind die in der Tabelle IV angegebenen Werte von einander nicht ganz unabhängig. Zwischen M, E und F wird sehr oft eine positive Korrelation bestehen, zwischen e und i eine negative. Die Richtungen der Achse des Halbdigrammes und des Diagrammes werden in kleinen Gebieten oft annähernd übereinstimmen. Es gibt da sehr zahlreiche Kombinationen und auch Ausnahmen von der allgemeinen Regel, über die die Tafeln 13 u. 14 sowie die Textfigur 12 wohl hinlänglich Auskunft geben. Am interessantesten sind vielleicht die Beziehungen zwischen der absoluten Stärke der Faltung und ihrer Einheitlichkeit. Man wird wohl zunächst vermuten, daß das Hinzutreten einer zweiten, anders gerichteten Faltung nicht nur die Interferenz, sondern auch den durchschnittlichen Grad der Aufrichtung der Schichten vergrößert, daß also zwischen i und M eine positive Korrelation besteht. Meine Untersuchungen in den Lessinischen Alpen (1923 b, S. 210 u. 225; 1924, S. 142) haben ergeben, daß diese Ver-

mutung nicht zutreffen muß. In der Fig. 12 zeigen die Kurven für 100-i und M im ganzen einen entgegengesetzten Verlauf, jedoch mit Ausnahme des Diagrammes IX (Dürrenstein). Berechnet man die Korrelation zwischen i als gegebener Eigenschaft und M als abhängiger Eigenschaft, so findet man:

Für die Diagramme I—VIII

$$r = +0.5392 \quad m_r = 0.2681 \quad r \quad m_r = 2.01.$$

Für die Diagramme I—IX

$$r = +0.1338 \quad m_r = 0.3472 \quad r \quad m_r = 0.39.$$

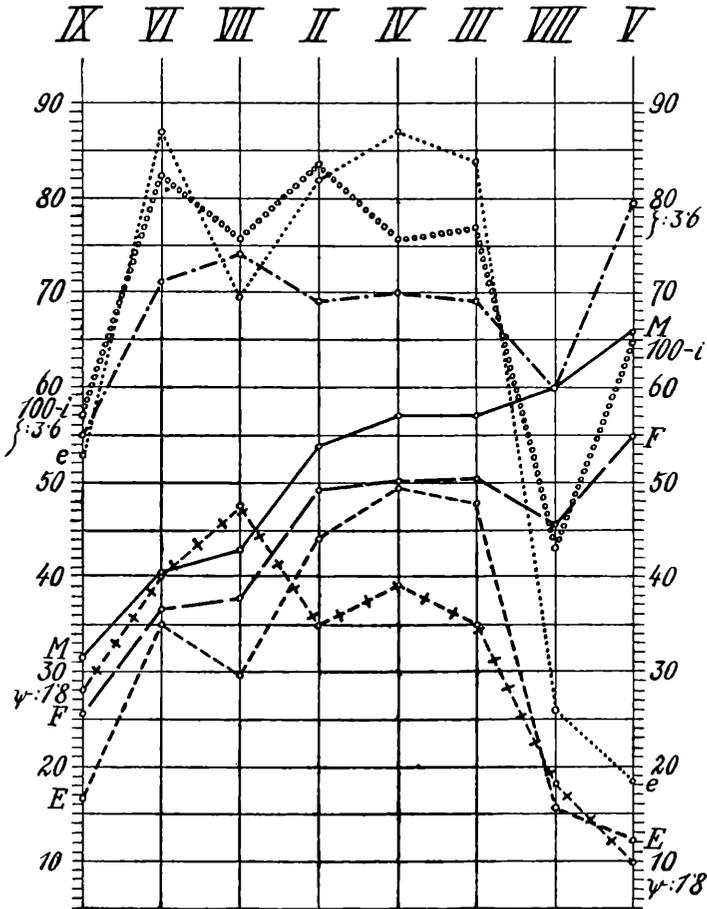


Fig. 12. Vergleich der statistischen Merkmale des Faltungszustandes in den einzelnen Teilen der Prager Dolomiten. Die Berggruppen sind nach steigendem Mittleren Einfallen (M) geordnet.

Die Korrelation ist also im ersten Fall mäßig deutlich und mit etwa 98% Wahrscheinlichkeit dem Vorzeichen nach gesichert. Im zweiten Fall ist sie nicht nur sehr unvollkommen, sondern auch ihrem Vorzeichen nach sehr unsicher. Die Wahrscheinlichkeit, daß sie überhaupt positiv ist, beträgt nur 65%.

Zur Erklärung des abweichenden Verhaltens der Dürrensteingruppe in der untersuchten Eigenschaft könnte man folgende Überlegung anstellen: Wenn mehrere ungefähr gleich stark gefaltete Gebiete einem zweiten, anders gerichteten Gebirgsdruck unterworfen werden, so wird dadurch in der Regel das mittlere Einfallen zunehmen, die Einheitlichkeit der Faltung aber abnehmen. Es wird also eine positive Korrelation zwischen dem Grad der Entwicklung der zweiten Faltungsrichtung und dem mittleren Einfallen, d. h. zwischen i und M bestehen. Die Gebiete V und VIII sind Beispiele für das Zusammentreffen von hohem i und M . Wenn aber ein Gebiet in der ersten Phase wesentlich schwächer als die anderen gefaltet war, wird sein Zustand schon bei einer geringen Querausfaltung sehr uneinheitlich werden. Mit anderen Worten, i steigt bei gleichbleibender erster Faltung mit der zweiten, es sinkt aber bei gleichbleibender zweiter Faltung mit steigender erster. Nun ergibt ein Blick auf die Tabelle IV, daß das Gebiet IX die geringste absolute Faltungsstärke hat. Es war also wohl vor Beginn der Querausfaltung nur wenig gestört, wurde auch nicht sehr stark querausgefaltet, aber trotzdem recht uneinheitlich. Diese Überlegung scheint ziemlich einleuchtend. Dennoch möchte ich auf sie keinen größeren Wert legen, weil die Unterschiede, von denen sie ausgeht, statistisch nicht genügend gesichert sind. Wie aus den mittleren Fehlern ersichtlich, ist es ja ohne weiteres möglich, daß der Unterschied der beiden gefundenen Korrelationen nur ein zufälliger ist, daß also das Gebiet IX nur ein zufälliger Minusabweicher in bezug auf eine überhaupt wenig vollkommene Korrelation ist.

b) Statistisches und kartenmäßiges Streichen.

Bei Betrachtung der Tafel 13 fällt sofort auf, daß in der überwiegenden Mehrzahl der Halbdigramme (mit Ausnahme von I und V, die ja offenbar besondere Verhältnisse darstellen) das allgemeine Einfallen von der Südrichtung mehr oder weniger gegen W abweicht. Man würde also vermuten, daß die Schichten etwa ESE streichen. Ihr Verlauf im Gelände entspricht dem aber nicht, wie es etwa die in der gleichen Zeichnung eingetragene Basis des Perms zeigt. Sie streicht fast genau west-östlich. Am Nock bei Niederdorf schneidet sie die Höhenlinie 1460 m um 425 m weiter im S, als südlich Bad Bergfall. Da diese beiden Punkte in west-östlicher Richtung 12800 m von einander entfernt sind, ergibt sich das Streichen zu $E 20^\circ S$. Bei der großen Unregelmäßigkeit des Verlaufes im einzelnen hat diese Abweichung von der Ostrichtung kaum eine wirkliche Bedeutung.

Dagegen ergibt eine Zusammenfassung der Halbdigramme II, III und IV die in der Tabelle IV ersichtlichen Werte. ξ entspricht hier einer Streichen $E 20^\circ S$ mit einer möglichen Abweichung von rund 5° nach beiden Seiten. Mit anderen Worten, die Untergrenze des Perms müßte statt über die Gegend von Bad Maistatt etwa über das Sarlköfele verlaufen.

Deutet dieser Unterschied darauf hin, daß die Halbdigrammchse das allgemeine Einfallen nicht richtig darstellt? Das ist in einem solchen Ausmaße wenig wahrscheinlich. Denn daß sich die Einfallen nicht gleichmäßig um die Südrichtung anordnen, geht ja schon aus der Form der Halbdigramme, ohne Rücksicht auf die Richtung ihrer Achse, hervor. Diese

Form muß aber bei der großen Anzahl von Messungen doch wohl ein halbwegs richtiger Ausdruck in der Natur vorhandener Verhältnisse sein.

Die Lösung der Schwierigkeit ergibt sich aus der Berücksichtigung der Brüche. Ich habe schon bei früherer Gelegenheit (1923 b, S. 145; 1924, S. 130) dargelegt, daß beim Auftreten vieler kleiner Brüche der statistische und der kartenmäßige allgemeine Fallwinkel sehr verschieden sein können. Dasselbe gilt von der Streichrichtung. Brüche, ob sie nun Senkungsbrüche oder Blattverschiebungen sind, müssen in einem Gebiet mit schrägen Schichten die Gesteinsausstriche ja fast immer auch in der Horizontalen verschieben. Wenn diese Verschiebung vorwiegend nach einer Richtung

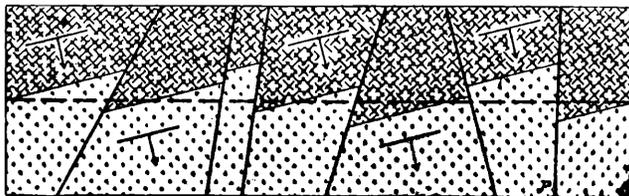


Fig. 13. Unterschied zwischen statistischem und kartenmäßigem Streichen.

erfolgt, wird der allgemeine Verlauf der Gesteinsgrenzen nicht dem Streichen der Schichten folgen (vergl. Textfigur 13). An der Hand der tektonischen Skizze Taf. 12 kann diese Bedingung geprüft werden. Die folgende Tabelle V gibt an, welche Seite bei jedem Bruch gesunken = gegen N verschoben ist. Bei Brüchen mit fast ost-westlichem Verlauf und bei solchen, deren Bewegungssinn nicht aufgeklärt werden konnte, wurde keine Angabe eingetragen. Die Zeichen für sehr unbedeutende Brüche sind eingeklammert.

Es zeigt sich, daß unter 45 verwendbaren Brüchen 30 oder $\frac{2}{3}$ eine Verschiebung des Ostflügels gegen N aufweisen. Läßt man die ganz unbedeutenden weg, so ergibt sich ein Verhältnis $28:39 = 72\%$ oder fast $\frac{3}{4}$. Statistisch ausgedrückt: Die relative Häufigkeit von Brüchen mit Verschiebung des Ostflügels gegen N beträgt in den Prager Dolomiten

nach der ersten Aufstellung $66.7\% \pm 7.03\%$,
 nach der zweiten Aufstellung $71.9\% \pm 7.20\%$.

Bekanntlich hat man damit zu rechnen, daß ein gefundener Mittelwert um rund das Dreifache des mittleren Fehlers ungenau ist.

$66.7 - 50 = 16.7$ $16.7 \cdot 7.03 = 2.4$,
 $71.9 - 50 = 21.9$ $21.9 \cdot 7.2 = 3.0$.

Wir können also zwar nicht ganz sicher, aber doch mit einer Wahrscheinlichkeit von mehr als 99% behaupten, daß tatsächlich an mehr als 50% aller überhaupt vorhandenen Brüche der Ostflügel gegen N verschoben ist. Es könnte allerdings sein, daß die allerkleinsten, nur ausnahmsweise aufgefundenen Brüche sich anders verhalten, als die wichtigeren. Ihre Bedeutung für den Verlauf der Schichten auf der Karte wird dann aber wohl nur gering sein.

Man kann sich noch fragen, wie groß in Metern die an den Brüchen erfolgte meridionale Verschiebung des Westendes des aufgenommenen

Tabelle V.

Übersicht der Brüche der Prager Dolomiten.

Nummer	Gegen N verschobene Seite	Nummer	Gegen N verschobene Seite	Nummer	Gegen N verschobene Seite
1	E	(20)	(W)	39	W
2	W	21	(40)	(40)	(W)
(3)	(E)	22	E	41	E
4	E	23		42	W
5	E	24		43	E
6	E	25	E	44	E
(7)	(W)	26	E	45	E
8	E	27		46	E
9		28		47	E
10	E	29	W	48	E
11	W	30	E	49	E
12	E	31	W	50	W
13	E	32		51	E
(14)	(W)	33	E	52	
15	E	34	E	53	
16	W	35	E	54	W
17	W	36	E	55	
18	E	37	W	56	
(19)	(E)	38	E		

Gebietes im Vergleich zum Ostteile ist. (Von dem östlichsten Abschnitt, der Gegend des Sueskopfes, müssen wir wegen des dortigen sehr unregelmäßigen Streichens absehen.) Aus den oben schon angeführten Zahlen ergibt sich

$$12'8.tg 20^{\circ} - 12'8.tg 2^{\circ} = 4'2 \text{ km.}$$

Das kommt ungefähr auf dasselbe hinaus, wie die Angabe auf S. 224. Um so viel hätte sich also, falls wir alle Brüche als reine Blattverschiebungen anzusehen haben, bei den Faltungen die Gegend des Kreuzjoches gegenüber der von Altprags dadurch nach S verschoben, daß die Gesteinsschollen, aus denen das Gebiet mosaikartig zusammengesetzt ist, entlang von Brüchen aneinander glitten. In Wirklichkeit war die Bewegung geringer, weil die Verschiebung der Schichtausstriche teilweise durch senkrechte Hebungen und Senkungen verursacht ist. Dazu kommt selbstverständlich eine ost-westliche Bewegungskomponente von bisher nicht bestimmbarem Ausmaß.

Nehmen wir an, daß die Wirkungen von Bruchpaaren mit entgegengesetzter Bewegung einander aufheben, so entsprechen der angegebenen Verschiebung $30 - 15 = 15$ Brüche. Jeder von diesen würde uns eine südliche Bewegung der Westseite im Ausmaße von 280 m vorstellen. Ich habe diese

Aussage absichtlich recht abstrakt gehalten. Es ist klar, daß sich die Bewegung nicht in einer so einfachen Weise auf die beobachteten Brüche aufteilen läßt, weil diese nicht das ganze Gebiet durchsetzen, weil sie ganz verschiedene Richtungen haben und weil man bei sorgfältigster Aufnahme immer nur einen sehr kleinen Teil der vorhandenen Verwerfungen, die zufällig zwischen unterscheidbaren Gesteinen verlaufen und gut aufgeschlossen sind, auffinden kann. Schon aus mechanischen Gründen ist es mir wahrscheinlich, daß die Brüche (und Überschiebungen) in Wirklichkeit ein zusammenhängendes Netzwerk bilden, das jedenfalls sehr viel dichter ist, als es auf meinen Karten dargestellt ist.

c) Das Verhältnis der Faltungsstärke in den Obertriasgesteinen zu der in den tieferen Schichten.

Auf S. 151 wurde schon die Frage gestreift, ob die Schichten im Bereich des Dachsteinkalkes stärker aufgerichtet sind, als weiter im Norden, oder ob ein solches Verhältnis nur durch die deutlichere Schichtung und die günstigeren Aufschlüsse vorgetäuscht wird. Auch hier ist eine statistische Untersuchung am Platze. Am besten vergleichen wir die Gebiete II-IV, in denen mitteltriadische und tiefere Schichten anstehen, mit den südlicher gelegenen VI und VIII, deren Oberfläche vorwiegend aus Obertrias aufgebaut ist. Die wichtigsten Maße für unseren Vergleich sind der mittlere Fallwinkel M und die Neigung des allgemeinen Schichtabfalles E (vergl. die Tabelle IV).

Was zunächst das Gebiet VI betrifft, dem unter anderem die auffallenden Plattenschüsse des Seekofls angehören, so lehrt ein Blick auf die Tabelle IV, daß hier sowohl M als E bedeutend kleiner ist, als in jedem der nördlichen Abschnitte. Dieses Ergebnis mag zu einem geringen Teil dadurch bedingt sein, daß zum Gebiet VI auch verhältnismäßig flach gelagerte Geländeabschnitte bei den Fossesseen und an der Hohen Gaisl gezogen wurden. Von einer flexurartigen Herabbiegung der Schichten des Seekoflgebietes kann man aber unter keinen Umständen sprechen.

Etwas anders verhält sich das Gebiet VIII, die überschobene Masse der Kleinen Gaisl. Hier erreicht M einen etwas höheren Wert, als in den Geländeteilen II, III und IV. Das entspricht ja nur der im Kapitel über die Faltung (S. 155 ff.) aufgezeigten Tatsache, daß ein großer Teil des Zuges der Kleinen Gaisl von senkrechten bis überkippten Dachsteinkalkschichten gebildet wird. Die Faltung ist aber in dem Gebiet VIII außerordentlich uneinheitlich ($e = 25.92$). Infolgedessen erreicht E nur den sehr niedrigen Wert von $15^{\circ} 33'$. Man kann also auch hier nicht von einer allgemeinen stärkeren Herabbeugung der Schichten gegen S sprechen, sondern nur von örtlichen starken Faltungen nach Art der Gipfel-falten. Das Gebiet VIII nähert sich in den eben besprochenen Merkmalen eher dem Gebiet V als den Gebieten II—IV.

Trotz der allzu geringen Zahl von Messungen ($n = 36$) habe ich versucht, zu einheitlicheren Werten zu gelangen, indem ich den Geländeabschnitt VIII noch weiter zerlegte, am naturgemähesten längs der Überschiebungen der Gaislköpfe und der Schlechten Gaisl. Es schien mir zweckmäßig, außerdem drei Fallzeichen ganz wegzulassen, die sehr nahe an der Seelandtalüberschiebung gemessen wurden und wohl auf Schleppung zu-

rückzuführen sind. Durch diese Umformungen, die freilich der Willkür nicht entbehren, erhält man in der Tat ziemlich regelmäßig gebaute Halbdigramme (vergl. Fig. 14 und Tabelle IV). Die in ihnen auftretenden allgemeinen Schichtneigungen sind recht verschieden, im Ostteil und Nordteil flach, im Südteil, der die überkippten Schichten des Dachsteinkalkes enthält, steiler als in irgend einer anderen Gruppe. Man darf allerdings nicht vergessen, daß diese Aussage sich nur auf 15 Messungen stützt. Der mittlere Fehler beträgt in der Gruppe VIII S deshalb nicht weniger als $13^{\circ}3'$. Er ist nur wenig kleiner als der Unterschied zwischen dem berechneten allgemeinen Schichtfall in dem Gebiet II-IV und in dem Teilgebiet VIII S. Dieser Unterschied ist also keineswegs gesichert.

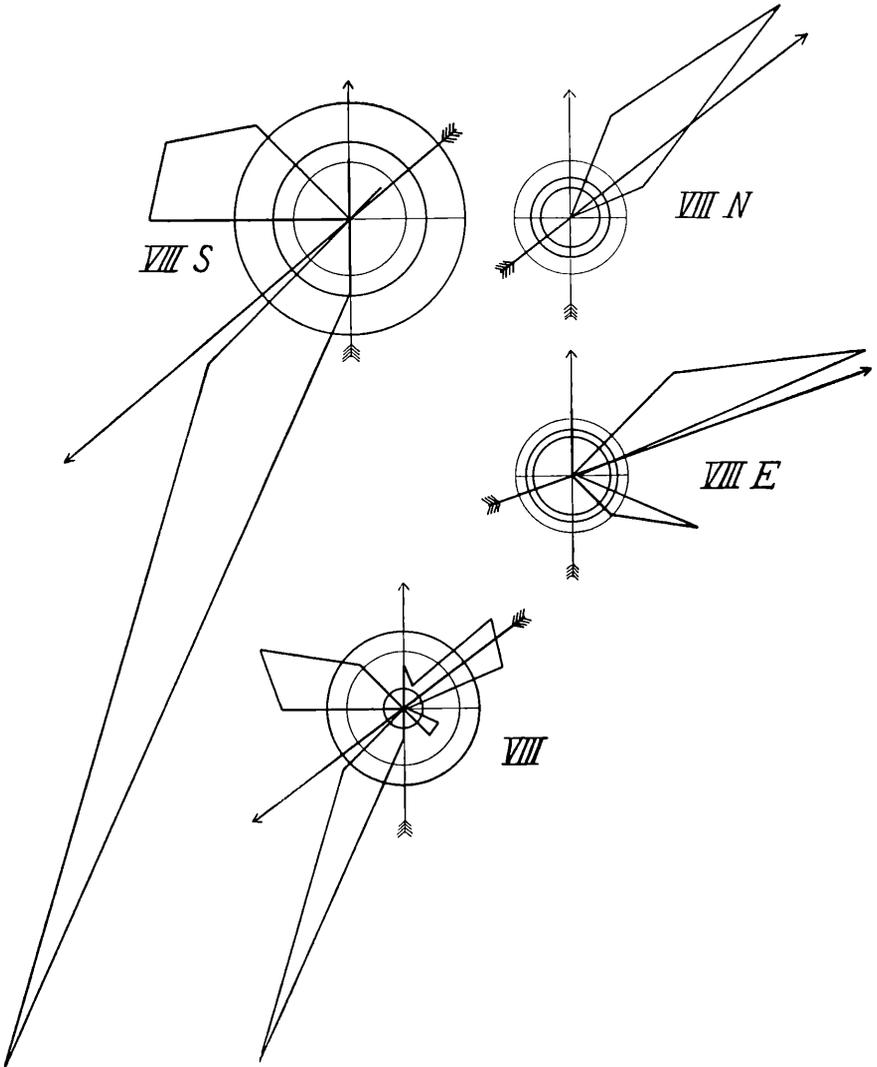


Fig. 14. Teilung des Halbdigrammes VIII (Masse der Kleinen Gaisl) entlang der Überschiebungen der Gaislköpfe und der Schlechten Gaisl. 1 mm = 6° .

d) Die Ausprägung des Westschubes in der Fallzeichenstatistik.

Dies ist wohl die sachlich und auch methodologisch interessanteste Frage in der ganzen statistischen Untersuchung. Ich möchte drei unter sie fallende Erscheinungen herausgreifen.

a) Das unregelmäßige Einfallen in der Gruppe VIII.

Davon war ja soeben die Rede. Das Auftreten eines ganz abweichenden, ostnordöstlichen bis nordöstlichen allgemeinen Schichtfallens in den Schollen der Gaislköpfe und der Schlechten Gaisl ebenso wie das stark gegen SW abgelenkte Einfallen in der eigentlichen Scholle der Kleinen Gaisl werden wohl am einfachsten mit dem Westschub in Zusammenhang gebracht. Daß möglicherweise auch die Schichtüberkipnungen auf Umwegen mit ihm zu tun haben, wurde schon auf S. 192 erwähnt.

β) Die Querfaltung in der Gruppe V.

Noch viel auffallender, als im Fallzeichenhalbdigramm VIII gibt sich der Westschub im Halbdigramm und Diagramm V zu erkennen. Es ist das die Gegend, in der die Lungkoflüberschiebung ausklingt und der westlich gerichtete Druck die weichen Schichten unter dem oberen Sarldolomit in kräftige Falten gelegt hat (vergl. S. 167—68). Das Fallzeichendiagramm dieses Gebietes hat eine ganz ungewöhnliche Richtung der Hauptachse. In der Mehrzahl der Diagramme der Prager Dolomiten liegt der Winkel ψ zwischen 90° und 60° . Das abweichende Verhalten der Gruppe VIII, das sich natürlich auch im Diagramm ausdrückt, wurde schon erwähnt. Auf Gruppe IX komme ich gleich zu sprechen. In Gruppe V wird der Winkel ψ aber am kleinsten, nur $17^{\circ} 22'$. Noch auffallender ist das Halbdigramm. Während alle anderen Halbdigramme, entsprechend der flexurähnlichen Lagerung des ganzen Aufnahmegebietes, sehr ungleichseitig gebaut sind, setzt sich das Halbdigramm V aus zwei einander gegenüberstehenden, etwa gleichwertigen Flügeln zusammen, die nur mittels einer ganz schmalen Brücke zusammenhängen. Man kann diese zwei Flügel auch getrennt behandeln. Vergl. Tabelle IV, Zeile Va und Vb, sowie Textfig. 15. Beachte besonders, daß die Zahl der Fallzeichen in den beiden Hälften ganz gleich ist. Der mittlere Schichtabfall E ist nur um $\frac{1}{2}^{\circ}$ verschieden, was zweifellos innerhalb der Fehlergrenze der verglichenen Werte liegt. Merkwürdig ist endlich der Umstand, daß sich das allgemeine Südfallen in diesem Halbdigramm sehr wenig ausspricht. Wohl ist die Südhälfte etwas stärker mit Fallzeichen besetzt, als die Nordhälfte. Auch die starke Entwicklung der SW-Richtung mag mit einem ursprünglichen SSW-Fallen, entsprechend den westlicheren Gebieten, zusammenhängen. Im ganzen scheint aber das Südfallen durch die Querfaltung vollständig überwältigt worden zu sein. Diese Eigentümlichkeiten des Gebietes fallen mehr oder weniger schon bei der Begehung auf. Durch die Fallzeichstatistik werden sie aber unvergleichlich deutlicher herausgestellt. Die Deutung der Erscheinungen als Folge eines Westschubes wird weiter bekräftigt.

γ) Die Torsionen in den Gruppen VII und IX.

Wie schon auf S. 151 erwähnt, fallen die Schichten im südlichen Teil des Dürrensteins sehr regelmäßig SW. $\zeta = 198^{\circ} 15'$. In der nördlich

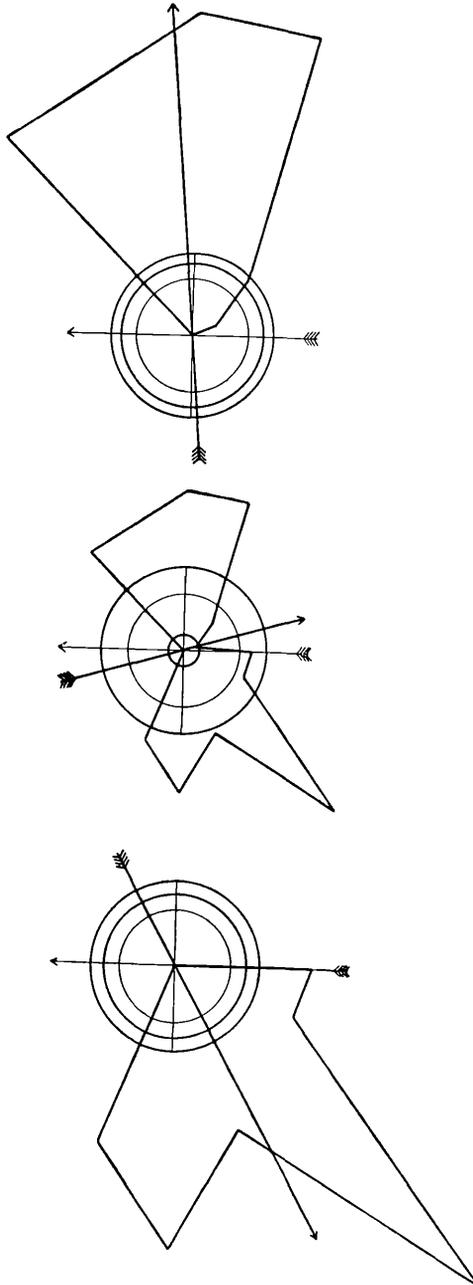


Fig. 15. Teilung des Halbdigrammes V (nordöstlichste Prager Dolomiten) nach den beiden vorherrschenden Fallrichtungen. Beachte besonders: Die Einheitlichkeit der Teildigramme ist unvergleichlich größer als die des Gesamtdigrammes. Die Achsen haben nur in den beiden Teildigrammen einen klaren tektonischen Sinn. 1 mm $\equiv 6^{\circ}$.

vom Dürrenstein gelegenen Gruppe VII ist der allgemeine Schichtabfall dagegen fast südlich. $\zeta = 265^{\circ} 37'$. Die beiden Halbdigramme weichen

also von den weiter westlich vorherrschenden Verhältnissen in entgegengesetzter Richtung ab.

Zunächst müssen wir uns fragen, ob diese Verschiedenheiten gut gesichert sind. Wir vergleichen die allgemeinen Fallrichtungen in den Halbdigrammen IX, VII und (II-IV).

$$\zeta_{\text{VII}} - \zeta_{\text{IX}} = (265^{\circ} 37' \pm 3^{\circ} 10') - (198^{\circ} 15' \pm 4^{\circ} 44') = 67^{\circ} 22' \pm 5^{\circ} 42'.$$

$$67 \cdot 37 \quad 5 \cdot 69 = 12.$$

$$\zeta_{\text{VII}} - \zeta_{\text{II-IV}} = (265^{\circ} 37' \pm 3^{\circ} 10') - (249^{\circ} 59' \pm 1^{\circ} 45') = 15^{\circ} 38' \pm 3^{\circ} 37'.$$

$$15 \cdot 63 \quad 3 \cdot 62 = 4 \cdot 3.$$

$$\zeta_{\text{II-IV}} - \zeta_{\text{IX}} = (249^{\circ} 59' \pm 1^{\circ} 45') - (198^{\circ} 15' \pm 4^{\circ} 44') = 51^{\circ} 44' \pm 5^{\circ} 3'.$$

$$51 \cdot 73 \quad 5 \cdot 04 = 10.$$

Alle drei untersuchten Differenzen sind also vom statistischen Standpunkt aus wirklich. Weder der Unterschied zwischen dem Streichen in der Sarlkoflgruppe und dem in der Dürrensteingruppe, noch der zwischen dem Streichen in diesen beiden Gruppen und dem im nordwestlichen Teil des ganzen Gebietes kann als zufällige Folge einer zu geringen Zahl von Messungen angesehen werden.

Nachdem der Tatbestand so weit gesichert ist, sind wir berechtigt, zu fragen, wie er sich in das Bild der gesamten Tektonik einfügt. Eine Drehung des Streichens kann in zweierlei grundsätzlich verschiedener Art zustandekommen, durch Schwenken der Scholle um eine horizontale oder um eine vertikale Achse. Nur diese zweite Bewegung sollte man meines Erachtens als Torsion bezeichnen; die erste ist im wesentlichen eine Querfaltung. Stellen wir uns vor, der Dolomit des Dürrensteins wäre ursprünglich nach SSW gefallen, es wäre aber dann der Ostteil der Gruppe stark gehoben worden, so könnte sich daraus ein Einfallen gegen WSW ergeben (vergl. dazu S. 239). Dieselbe Lagerung könnte aber auch entstehen, wenn sich die schräg gestellte Scholle im Sinn des Urzeigers um eine senkrechte Achse drehte.

Welche dieser Erklärungen ist in unserem Falle die wahrscheinlichere? Nach der ersten hätten wir anzunehmen, daß die beiden Massen des Sarlkofls und des Dürrensteins ungefähr gleichzeitig in entgegengesetzter Richtung gekippt worden sind, die südliche gegen W, die nördliche gegen E. Das scheint ziemlich sonderbar. Für eine Hebung des Westrandes der Sarlkoflmasse könnte man allenfalls die Schubbewegung auf einer gegen W ansteigenden Fläche verantwortlich machen. Dann wird aber das entgegengesetzte Verhalten des Dürrensteins, dessen SW-Rand ja ebenfalls einer (steilen) Überschiebung entspricht, um so unverständlicher.

Gehen wir deshalb zur zweiten Erklärungsweise über. Wie aus der tektonischen Beschreibung (S. 162 ff.) und der Karte Taf. 9 u. 12 ersichtlich, sind auf der NW-Seite der Scholle VII und auf der Westseite der Scholle IX Westüberschiebungen vorhanden, die sich ziemlich frei entwickeln können. In der Gegend des Heimwaldkofls dagegen konnten wir (S. 168) keine deutliche große Schubfläche erkennen, sondern nur eine kräftige Zusammenpressung der Schichten. Es scheint also, daß die Westbewegung hier gehemmt wurde, vielleicht deshalb, weil sie gegen den mächtigen Schlern- und Hauptdolomit der Westseite des Tales von Altprags stieß. (Es wurde schon erwähnt, daß die Ausbildung einer einheitlichen Schubfläche im N

durch Faziesunterschiede innerhalb des Anis, im S durch die Mulde der Fossesseen erleichtert wurde.) Daß eine gegen W bewegte Scholle, die an ihrer NW-Ecke hängen bleibt, sich im Sinn des Uhrzeigers drehen muß, leuchtet unmittelbar ein. Wir können aus dem Kartenbild auch verstehen, warum die Drehung im Dürrenstein viel stärker ist, als die entgegengesetzte im Sarlkofl. Denn das Hindernis liegt stark seitlich der Scholle IX, aber fast vor der Scholle VII.

Ich habe versucht, ob die Verschiedenheiten des Streichens vielleicht noch deutlicher werden, wenn man die Grenze zwischen Gebiet VII und IX weiter nach N, in die geographische Breite des Heimwaldkofls, verlegt. Das Ergebnis wird dadurch aber nicht verbessert, sondern verschlechtert, weshalb ich auf diese Untersuchung nicht weiter eingehe. Wir haben uns wohl vorzustellen, daß die starre, den weicheren Cassianer Schichten aufliegende Dolomitmasse des Dürrensteins eine natürliche tektonische Einheit ist und daß deshalb die auf den Tafeln 13 u. 14 gewählte Trennung der Schollen längs einer stratigraphischen Grenze den tektonischen Verhältnissen am besten gerecht wird.

Betrachten wir die Schollen VII und IX als eine einzige Einheit, so können wir die angenommene Torsion auch als eine Knickung dieser ganzen Gesteinsmasse beschreiben. Der Ostrand der Masse muß bei dieser Bewegung gezerrt worden sein. Zugleich hat sich seine Mitte am wenigsten gegen W bewegt. Wenn an ihn von E her eine weitere Scholle andrängte, konnte sie ihn also wohl in der Mitte am ehesten überwältigen. Es dürfte kaum ein Zufall sein, daß gerade an dieser theoretisch vorher zu bestimmenden Stelle die östlichste Schubmasse, die des Höhlensteiner Nocks, in das untersuchte Gebiet eindringt.

e) Das Verhältnis der Faltung im Kristallin zu der im Deckgebirge.

Wie auf S. 5 schon erwähnt wurde, fällt die Schieferung des Pustertaler Phyllites im großen und ganzen südwärts unter die Sedimente des Perms und der Trias ein. Während das allgemeine Einfallen in diesen aber gegen SSW gerichtet ist, ergab sich für den Quarzphyllit eine Neigung gegen SSE (genauer S $17\frac{1}{2}^{\circ}$ E). Da ich im Kristallin aber nur 19 Messungen ausgeführt habe, ist dieser Wert recht ungenau. Sein mittlerer Fehler beträgt nach meiner Berechnung gerade 8° . Die Differenz gegenüber dem Halbdigramm (II-IV) ist demnach

$$(287^{\circ} 28' \pm 8^{\circ} 0') - (249^{\circ} 59' \pm 1^{\circ} 45') = 37^{\circ} 29' \pm 8^{\circ} 11' \\ 37.48 : 8.19 = 4.6.$$

Wir können also nicht gut bezweifeln, daß der Phyllit tatsächlich etwas anders streicht, als die jüngeren Sedimente. Was dieser Unterschied zu bedeuten hat, ob er auf die Bildung eines besonderen kristallinen Faltungsstockwerkes zurückgeht, oder etwa auf Reste einer vormesozoischen Faltung des Phyllites, ließ sich im Rahmen meiner Untersuchungen nicht entscheiden. Dazu wären viel ausgedehntere Arbeiten im kristallinen Gebiet notwendig (vergl. etwa DAL PIAZ, 1934, S. 160—61).

f) Vergleich der Pragser Dolomiten mit anderen Gebieten.

Auf einen solchen Vergleich näher einzugehen, ist noch nicht am Platze. Ich gebe nur die Tabelle VI und einige Figuren (16 bis 17). Die ver-

Tabelle VI.
Statistischer Vergleich der Faltung einiger Gebiete der Ostalpen.

	1	2	3	4	7	5	6
	Sieben Gemeinden- Flexur (Pia, 1923 b, S. 182—189, teilweise neu berechnet)	Westliche Prager Dolomiten, Gebiet II—IV	Südwestteil des Steinernen Meeres (Pia, 1923 c, S. 65—67)	Prager Dolomiten, Gebiet II—IX	Nördliche Lessinische Alpen (Pia, 1923 b, S. 221—226, neu berechnet)	Finocchio- Gruppe bei Rovereto (Pia, 1923 b, S. 208, teil- weise neu berechnet)	Nordöstliche Prager Dolomiten, Gebiet V
n	121	200	51	483	1147	155	48
M	50°38'	55°34'	35°58'	49°41'	22°13'	29°37'	65°49'
ζ	282°54'	249°59'	71°33'	249°22'	259°15'	179°41'	286°7'
E	43°40'	46°33'	28°3'	30°51'	3°55'	12°28'	12°8'
e	85°40	83°79	77°98	62°10	17°62	42°06	18°45
ψ	101°34'	64°53'	78°28'	60°38'	115°59'	159°9'	17°22'
F	45°33'	49°46'	32°17'	40°42'	16°11'	22°13'	54°56'
i	19·89	20·79	20·37	39·36	66·53	59·42	35·33

glichenen Gebiete sind in ihnen nach fallendem Wert von e nummeriert. Angeordnet sind sie in der Tabelle aber so gut als möglich nach natürlichen Gruppen. Die beiden ersten Gebiete, die Sieben Gemeinden-Flexur und die westlichen Prager Dolomiten, sind reine Beispiele für Kniefalten. Man ersieht aus der Figur 17, wie außerordentlich sie in bezug auf alle bezeichnenden Werte (mit Ausnahme des hier bedeutungslosen Winkels ψ) übereinstimmen. Ziemlich nahe schließt sich hier auch der SW-Teil des Steinernen Meeres an, bei dem nur die Gesamtstärke der Faltung etwas geringer ist. Die nächsten drei Gebiete, die Prager Dolomiten und die nördlichen Lessinischen Alpen als ganzes betrachtet sowie die Finocchio-Gruppe, zeichnen sich durch das Ineinandergreifen zweier verschieden ge-

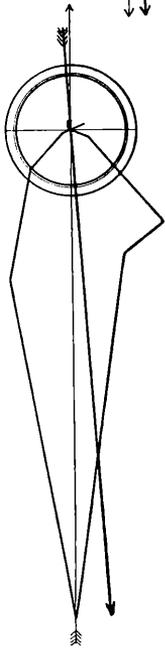
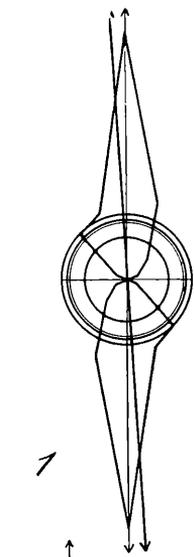


Fig. 16a

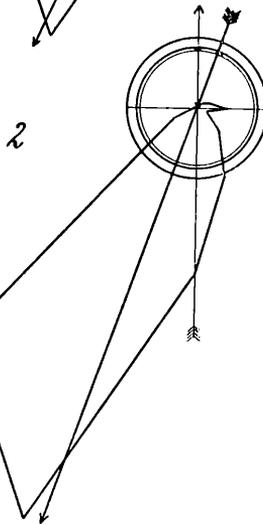
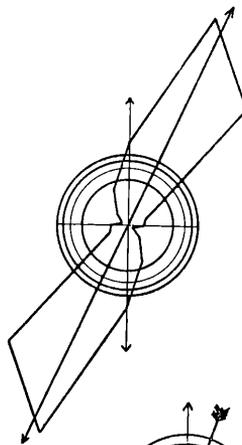


Fig. 16b

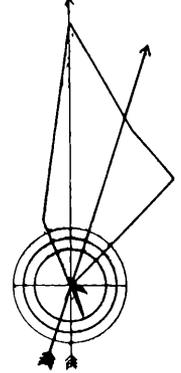


Fig. 16c

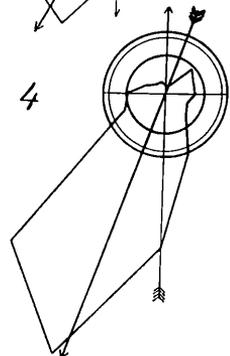
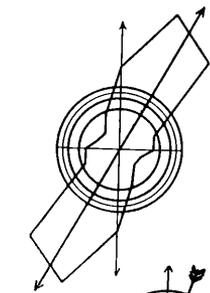


Fig. 16d

Fig. 16 a—d. Diagramme und Halbdigramme einiger Gebiete der Ostalpen, zum Vergleich mit den Pragser Dolomiten. Vergl. Tabelle VI. 1 mm = 6°.

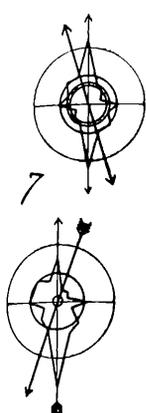


Fig. 16e

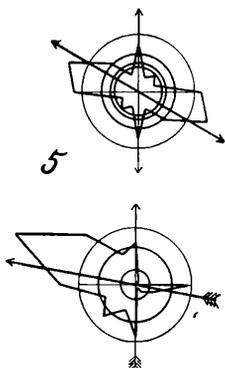


Fig. 16f

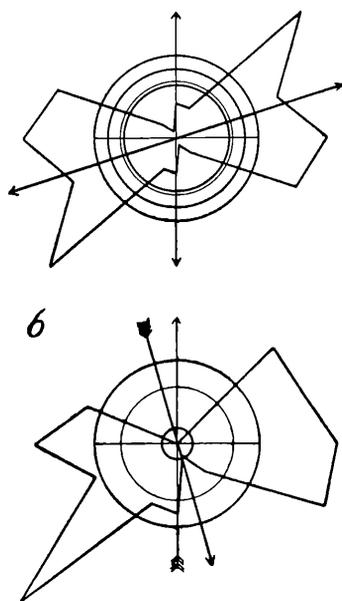


Fig. 16g

Fig. 16 e—g. Diagramme und Halbdigramme einiger Gebiete der Ostalpen, zum Vergleich mit den Prager Dolomiten. Vergl. Tabelle VI.
1 mm = 6°.

richteter Faltungen aus. Dem entsprechend ist e und 100-i wesentlich kleiner, als bei den reinen Flexuren. Das mittlere Einfallen M ist geringer, was in den Fällen nicht zu verwundern ist, in denen ausgedehntere Gebiete zusammengefaßt wurden. Man beachte, daß das «Faltenland» der Lessinischen Alpen unter allen untersuchten Gebieten die niedrigsten Werte für die Stärke der Faltung (M , E und F) ergibt. Ganz lehrreich ist auch der parallele Verlauf der Kurven für die Prager Dolomiten (4) und für die Finocchio-Gruppe (5). Nur in den Werten für ψ zeigt sich, daß in dem einen Fall die lessinische, in dem anderen Fall die judikarische Faltung die vorherrschende ist.

Alle bisher betrachteten Kurven in der Figur 17 waren einander — immer mit Ausnahme der Werte für ψ — nicht unähnlich. Dagegen fällt die Kurve 6 mit ihrer Zickzackform ganz aus dem Rahmen. Das beruht natürlich darauf, daß sie ein Gebiet darstellt, das aus mehreren engen Falten zusammengesetzt ist. Da außerdem das mittlere Einfallen sehr steil ist (M erreicht den höchsten in der Tabelle vorkommenden Wert), sind alle aus dem Diagramm entnommenen Zahlen hoch, die aus dem Halbdigramm entnommen aber wegen der fehlenden Einheitlichkeit des Schichtabfalles sehr niedrig.

6. Spuren jüngster tektonischer Bewegungen.

Ich habe auf S. 147 schon angedeutet, daß uns in den Prager Dolomiten das wichtigste Hilfsmittel zur Altersbestimmung der Störungen fehlt, weil hier zwischen der Unterkreide und dem Quartär keine Gesteine erhalten sind. Die einzige Möglichkeit, diese Schwierigkeit zu überwinden, könnte in der Berücksichtigung der Morphologie liegen. AMPFERER sagt (1925,

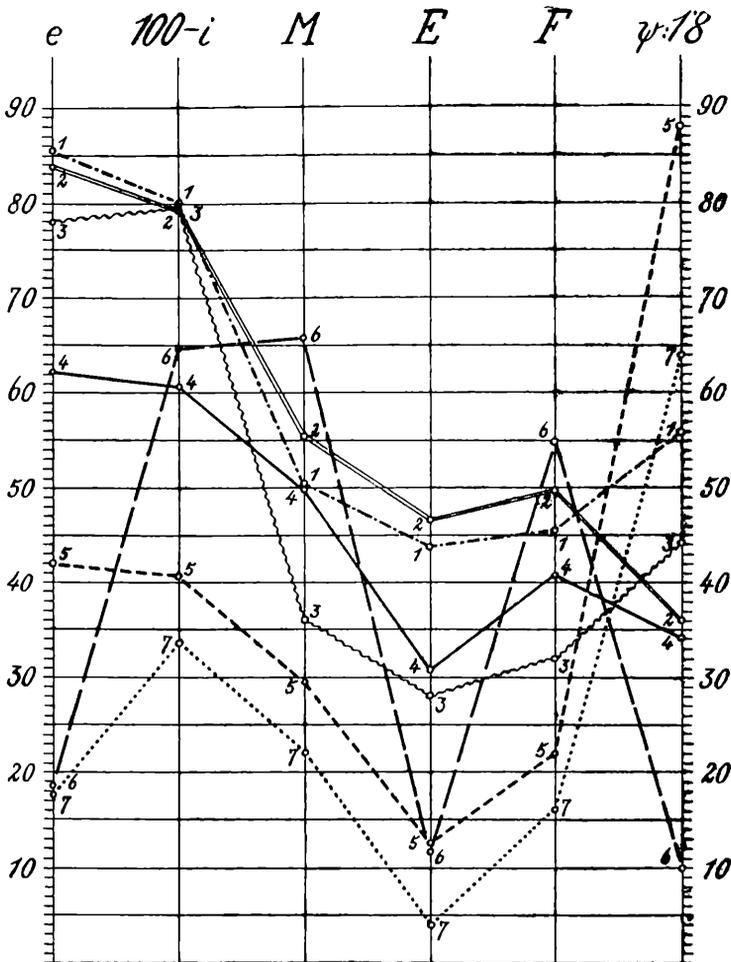


Fig. 17. Statistischer Vergleich des Faltungszustandes der Prager Dolomiten und einiger anderer Gebiete der Ostalpen. Vergl. Tabelle VI.

S. 104) mit vollem Recht, «daß eine Tektonik, welche die Hilfsmittel der Morphologie nicht mit verwendet.... doch nur eine halbe Sache bleibt». Aus den im Vorwort angeführten Gründen kann ich die Morphologie meines Gebietes hier jedoch nicht ausführlich besprechen. Deshalb kann ich auch über ihre Beziehungen zur Tektonik nur wenige kurze Bemerkungen machen, die sich möglichst eng an die Altersfrage halten.

SCHMIDT (1923, S. 271) unterscheidet zwischen einem Altbau der Alpen, der sich in der Oberflächenform nicht mehr ausdrückt, und einem Jungbau, der sich noch deutlich in der Geländeform ausspricht. In unserem Fall läuft die Untersuchung praktisch auf die Frage hinaus: Können wir von irgend welchen Gruppen von Störungen in den Prager Dolomiten nachweisen, daß sie jünger als die sog. «mitteltertiäre Gebirgs-oberfläche» oder die «Raxlandschaft» sind? Diese ist in den Prager Dolomiten bekanntlich auf der Hochalpe, der Krippesalpe, der Roßalpe,

den Strudelköpfen usw. gut entwickelt (KLEBELSBERG, 1935, S. 433). Sie liegt 1900—2500 m hoch (ebend., S. 415). Doch stellen sich ihrer Verwendung für die Datierung von Störungen sofort zwei große Schwierigkeiten entgegen:

Zunächst ist sicher, daß wir uns die Abtragungsfläche als recht uneben vorstellen müssen, von Mittelgebirgs- oder doch von Hügellandcharakter, besonders in einem Gebiet, das wie das unsere weit von der Erosionsbasis entfernt war (WINKLER, 1924, S. 393 u. 395; 1926, S. 121). AMPFERER spricht deshalb (1926, S. 280 und anderwärts) von einer Einrundung statt von einer Einebnung. Es wird also nicht immer leicht sein, zu erkennen, ob eine Unebenheit durch nachträgliche Verbiegungen entstanden ist.

Zweitens stimmen die Untersucher über das Alter der besprochenen Oberfläche nicht überein. Vergl. die Übersicht bei WINKLER, 1933, S. 235. KLEBELSBERG (1922, S. 50; 1935, S. 423) setzt ihre Ausbildung ins Miozän. WINKLER war früher derselben Meinung. Seine neueren Arbeiten deuten aber auf ein viel geringeres Alter dieser Einrundung hin (1933, S. 251, 260, 267). Auch SCHMIDT (1923, S. 262) und MERLA (1932, S. 49) versetzen sie in das Pliozän.

Im allgemeinen sind die Forscher wenig geneigt, in den Dolomiten größere Bewegungen anzunehmen, die jünger als die Raxlandschaft sind (KLEBELSBERG, 1935, S. 423). In den Nördlichen Kalkalpen rechnet zwar AMPFERER (1926) mit erheblichen tektonischen Veränderungen von Einebnungsflächen, aber die Falten hält auch er (S. 289) für wesentlich älter als die heute erkennbare Morphologie. Sehr weit in der Annahme beträchtlicher, jüngerer (obermiozäner bis altpliozäner) Störungen geht SCHMIDT (1923, bes. S. 268—270). An einer sehr versteckten Stelle (PIA, 1923 c, S. 74, Anm. 1) habe ich schon kurz darauf hingewiesen, daß in den nördlichen Lessinischen Alpen die mitteltertiäre Landoberfläche zu einer flachen Mulde eingebogen ist. Dieser Fall ist sicher besonders interessant, er würde aber noch einige Exkursionen in Gebiete erfordern, die ich während des Krieges nicht erreichen konnte. AMPFERER erwähnt (1929, S. 253) von der Rodella eine verfestigte, durch eine Relieffüberschiebung überfahrene Schutthalde. Vergl. auch MUTSCHLECHNER, 1935, S. 42.

Wie ein deutliches Beispiel einer tektonischen Störung der Abtragungsfläche der Hochalpe sieht ja auf den ersten Blick der Bruch num. 48 aus (vergl. S. 213). Es wurde aber schon nachgewiesen, daß es sich hier offenbar um eine pseudotektonische Erscheinung handelt. Die Fläche der Strudelköpfe wird durch einen nord-südlich verlaufenden Steilhang in zwei Stufen gegliedert. Er folgt einer Verwerfung. Da die Oberfläche hier aber ungefähr der Hangendgrenze des Dürrensteindolomites entspricht, kann die Stufe auch durch die Abtragung herausmodelliert worden sein.

MERLA (1932, S. 40) glaubt, daß die Val Salata-Linie (vergl. S. 217) knapp südlich außerhalb des von mir behandelten Gebietes die alte Oberfläche der Fosses- und Sennesalpe verworfen hat. Ich möchte mir über diese Deutung kein Urteil anmaßen.

Nahe läge die Vermutung, daß sich in der Richtung des heutigen Tales von Altprags schon sehr frühzeitig eine Furche gebildet hatte und daß

der Lungkofl gegen W in diese Geländefurche hineingeschoben worden ist. Man vergl. die Beschreibung, die AMPFERER in einer älteren Arbeit (1919, S. 140) theoretisch von einem solchen Vorgang entwickelt: «Stellen die Kerben aber breite Einschnitte vor, so kann das seitliche Ausweichen beträchtliche Dimensionen annehmen und dann zwischen der Tektonik der zersägten und der unzersägten Schichten ein großer Unterschied sich herausbilden. Verstärkt wird diese Erscheinung, wenn z. B. die oberen zersägten Schichten aus mächtigen wenig oder gar nicht geschichteten Massen bestehen, im Untergrund aber dünner geschichtete Lagen vorherrschen. In diesem Falle kann es so weit kommen, daß mächtige wenig gefaltete Platten gleichsam auf einem stark gefalteten Untergrunde zu schwimmen scheinen (Fig. 8)». Natürlich müßten wir beim Lungkofl annehmen, daß die Kerbe nur etwa bis zum Dach der Mitteltrias reichte, sonst hätten die Wengener Schichten nicht vom Sarldolomit überschoben werden können. Aber auch eine Lücke im Hauptdolomit und Dachsteinkalk mußte die Bildung der Überschiebung schon sehr erleichtern. Beweisen lassen sich diese Vorstellungen nicht. Auf jeden Fall dürfte eine solche Kerbe, wenn sie zur Zeit der Westschübe vorhanden war, einem älteren Oberflächensystem angehört haben, von dem nichts mehr erhalten ist und über dessen Alter wir nichts wissen.

Bessere Belege für eine tektonische Umformung der mitteltertiären Gebirgsoberfläche scheint mir die Gaislgruppe zu bieten. Schon die verhältnismäßig steile Neigung der Flächenreste auf der Costa del Pin und den Gumpalspitzen scheint mit ihrer so glatten Beschaffenheit nur schwer zusammenzustimmen (vergl. Taf. 6, Fig. 1 und SCHULZ, 1905, Taf. 1—3). Ich habe mich allerdings immer wieder gefragt, ob diese schrägen Ebenen nicht im wesentlichen wenig veränderte bloßgelegte Teile der Schublfläche der Gaislköpfe sind. In Ansichten wie Taf. 6, Fig. 1 sieht eine solche Deutung sehr einleuchtend aus, weniger allerdings in Fig. 2, wo man erkennt, daß die Harnische teilweise ganz abseits von dem flachen Rücken der Costa del Pin liegen. Ich bin deshalb zu keiner Entscheidung gelangt. Noch auffallender ist die Einebnungsfläche, die auf der anderen Seite der Gaislgruppe von P. 2382 der Roten Wand bis auf P. 2857 der Kleinen Gaisl hinauf zieht (vergl. MERLA, 1932, Fig. 9). Merkwürdig ist auch, daß die Rote Bastei trotz der gänzlichen Zerrüttung ihres Gesteines so entschieden über ihr nördliches Vorland aufragt, als ob sie ganz neuerdings gehoben wäre. MERLA (1932, S. 50) deutet die Oberfläche der Kleinen Gaisl als Rest einer Verebnung, die wesentlich älter als die der Hochalpe usw. ist. Er bringt mit ihr noch einige andere Flächenstücke, z. B. auf dem Seekofl und auf der Sella di Sennes, in Verbindung. Diese scheinen mir aber, so weit ich sie genauer kenne, nicht annähernd so deutlich entwickelt zu sein. Bei den Flächenstücken beiderseits der Hohen Gaisl hat man entschieden den Eindruck, daß sie sich über diesen Berg hinweg zu einem Gewölbe verbinden ließen, das nur durch die Bildung der tiefen Kare zerschnitten wurde.

Östlich schließt an die Gaislgruppe der breite Sattel der Plätzwiesen an, der wiederholt als ein altes Tal gedeutet wurde. (MERLA, 1932, S. 37; KLEBELSBERG, 1928, S. 249; 1935, S. 433 u. 451). KLEBELSBERG hebt in zutreffender Weise hervor, daß dieses Talstück gegen die

mitteltertiäre Oberfläche nicht deutlich abgegrenzt sei. Er scheint sich überhaupt nicht ganz klar darüber zu sein, ob es nicht besser zu dieser gerechnet wird (S. 433). In der Tat würde die Verlängerung der Flächenstücke auf der Ostseite der Gaislgruppe unter den Talboden der Plätzwiesen hineinführen. Es kann keine Rede davon sein, daß sie über ihm ausstreichen, wenn sie auch stellenweise etwas unterschritten sind (vergl. die Tafeln bei SCHULZ).

Die jenseits der Plätzwiesen zum Dürrenstein (2840 m) hinaufführende glatte Fläche ist offenbar in erster Linie durch die Obergrenze des Dürrensteindolomites bedingt. Ob sie in ihrer jetzigen Neigung angelegt wurde, ist trotzdem nicht sicher. Wenn sie nachträglich schräggestellt wurde, müßte der Dürrenstein wohl etwas von NE gegen SW gekippt worden sein. In einem geringen Grad wäre damit jene Bewegung gegeben, die auf S. 231 als mögliche Erklärung des geänderten Streichens in diesem Gebiet erwogen wurde. Die Wirkung ist aber wohl zu gering, als daß wir ohne eigentliche Torsion auskommen könnten.

Nach der Karte wäre es verlockend, anzunehmen, daß wir auf dem Hohebenkofl und Mitterebenkofl südlich des Birkenkofls weitere Reste einer emporgehobenen Einebnungsfläche vor uns haben. Ich kenne das Gebiet östlich des Höhlensteintales aber zu wenig, um mich darüber zu äußern.

Entschließen wir uns zu der Deutung, daß wir in der Gaislgruppe eine Aufwölbung der mitteltertiären Landoberfläche vor uns haben, so entfällt die Notwendigkeit, hier eine sehr auffallende, noch ältere Verebnungsfläche anzunehmen, die wir sonst nirgends kennen. Sättel und Mulden würden, wenn sie auch nicht sehr regelmäßig gebaut zu sein scheinen, wohl ungefähr NNW streichen. Wir könnten in ihnen also die letzten Ergebnisse eines Westschubes sehen, der in einer früheren Phase zur Überschiebung der Roten Wand geführt hat. Denn zu der Annahme, daß etwa diese Überschiebung selbst jünger als die Raxlandschaft sei, scheint mir doch kein Grund vorzuliegen. Der Steilabbruch auf der Westseite der Roten Wand läßt sich ganz ungezwungen durch die Rückwitterung der auf den weichen Kreidemergeln liegenden Kalke und durch Gletscherwirkung erklären. Dagegen wäre zu vermuten, daß die Loslösung des Gewölbes von dem nicht mitgehobenen nördlichen Gebiet längs der alten Störungsflächen erfolgt sei, der nördlichen Randkluft der Masse der Kleinen Gaisl, vielleicht auch der Schubfläche der Schlechten Gaisl. An dieser wäre dann eine kleinere rückläufige Bewegung anzunehmen. Ein N-S-Profil durch die Gaislgruppe und die Roßalpe würde ungefähr dem Schema Fig. 4 bei AMPFERER (1926) entsprechen.

Geographischer Index.

A

- Abteital 126, 145.
 Agordin 74.
 Altprags 13, 24, 29, 33—35, 39, 76,
 101, 103, 145, 150, 162, 174, 204,
 226, 231, 237, Taf. 5.
 Alt-Schluderbach 6.
 Alwartstein 16, 20, 23, 25, 44, 47,
 51, 75, 78, 150, 162, 163, 167,
 174, 195—197, IV.
 Antelao 138, 139, 141.
 Aschbach 65, 121, 204.
 Aszófő 67.
 Außerprags 9, 17, 79.

B

- Bacher 16, 207, 208.
 Badkofl 78, 162, 163, IV.
 Badmeisterkofl 11, 17, 19, 22, 23,
 25, 29, 33—36, 39, 41, 42, 78,
 107, 149, 150, 160, 163, 164, 174,
 195—197, 204, IV, Taf. 1.
 Balatongebiet 21, 67, s. auch Platten-
 seegebiet.
 Ben Comun 106.
 Bergfall 1, 2, 4, 10, 12, 13, 17,
 25, 31, 34, 35, 37, 52, 194, 215,
 224.
 Bichler 4, 5, 7.
 Birkenkofl 59, Taf. 2.
 Birkental 44, 58, 59.
 Bladen 127.
 Bodenwiese 6, 10, 19, 24, 25, 148.
 Böhmen 73.
 Boite-Tal 140.
 Bosnien 38.
 Brennte Riegl 32.
 Brentagruppe 116, 130.
 Brente Riegl 32, 55, 69, 90, 100.
 Brente Riegl-Graben 32, 34, 35.
 Brückeke 89, 90, 102—104, 106, 169,
 170, 172, 173, 179, 189, Taf. 2.
 Brunstalm 4, 208.
 Brunstbach 4, 5, 17, 19, 72, 208.
 Brunstbach-Graben 208.
 Brunstbach-Tal 213.
 Brunstgraben 31, 34, 35.
 Brunstriedl 6.
 Buchenstein 63, 74, 78, 102.
 Buchensteiner Tal 62.

- Buchse 164.
 Burgstall 6, 12, 16, 17, 19, 206,
 208—210, 213.
 Buxe 150, 164, 168.

C

- Cacagnares 125, 217.
 Cadore 127.
 Campospitze 117, 124.
 Casara alta 93.
 Cernera 180.
 Cimego 42.
 Civetta 14, 132.
 Clapsavon 74.
 Col Becchei 147.
 Col di Ricegon 152.
 Col freddo 154, 159, 160, 217, 218.
 Col freddo-Sattel Taf. 6.
 Cortina d'Ampezzo 126, 147.
 Costa del Pin 158, 159, 181—183,
 186, 187, 192, 203, 238, Taf. 6—8.
 Creppi di Son Forca 153.
 Creto 78.
 Cristallogruppe 126, 129.
 Croda rossa s. Hohe Gaisl

D

- Dachstein 129.
 Dalmatien 84.
 Dannebach 204.
 Daum(kofl) 32, 90, 100—102, 117,
 121, 171, 172, 199, 204, 206.
 Dennabach 204.
 Deutschland 125.
 Dolomiten s. südliche u. westliche
 Dolomiten.
 Dont 42, 44.
 Doss dei Morti 19.
 Dreifingerspitze 26, 40, 52, 101, 193,
 194, 216.
 Dürrensee 112.
 Dürrenstein 54—56, 59, 60, 79, 85,
 90, 99, 102—110, 112—116, 118—
 120, 127, 144, 151, 160—162, 172,
 173, 178, 180, 199—202, 223, 230
 —232, 239, Taf. 1—4, 6.
 Dürrensteinalpe 120, 177, 200, 201.
 Dürrensteingruppe 77, 81, 92, 162,
 179, 231.
 Dürrensteinstock 101, 199.

E

Egerer Hütte 138, 152, 184, Taf. 5.
 Emma 11, 206.
 Enneberg 102, 136.
 Etschtal 142.

F

Falzarego-Straße 91.
 Fanes 140, 141.
 Fanesgebiet 132, 134.
 Fanesgruppe 126.
 Fassatal 15, 16, 20, 74, 75.
 Finochio-Gruppe 233, 235.
 Finsterbach 55, 218.
 Flatschkofl 4, 12, 17, 19, 22, 23, 25,
 26, 29—31, 34—38, 41—43, 45,
 51—53, 70, 193, 194, 205, 215.
 Flodiger 161, IV.
 Flodiger Bach 57, 59, 61, 91, 102,
 111, 161.
 Flodiger Graben 161.
 Flodige Wiesen 57, 90, 101, 103,
 111, 160, 198, IV.
 Flodinger 59, IV.
 Forcella di Cocodain 135, 141, 188.
 Forni di Sopra 127.
 Foschedurabach 194.
 Fossesalpe 131, 138, 141, 148, 153,
 186, 192, 237.
 Fossesriegel 135, 141, 153, 188.
 Fosseseen 153—156, 184, 192, 203,
 227, 232.
 Furkelpaß 193, 216.

G

Gadertal 10, 75.
 Gaisele 130, 190, 191.
 Gaisl, Hohe 130, 131, 134, 138, 140,
 151, 154—160, 173, 180—182, 187,
 189, 203, 217, 227, 238, Taf. 6, 7.
 Gaisl, Kleine 131, 135, 145, 151,
 152, 154—159, 182—185, 187, 189,
 190, 192, 203, 227—229, 238, 239.
 Taf. 6, 7.
 Gaisl, Rauhe 183.
 Gaisl, Schlechte 183, 189—192, 203,
 227—229, 239, Taf. 6.
 Gaislgruppe 139, 186, 192, 238, 239.
 Gaislköpfe 159, 181, 183, 227—229,
 238, Taf. 6, 7.
 Gardasee 129, 132.
 Gardenazza 118.
 Gaverdina-Gruppe 129, 133.
 Geierwand 112, 174, Taf. 2.
 Geißler Spitzen 93.
 Gemärk 131, 154, 187.
 Giralbis s. Monte Giralbis.
 Golser 209, Taf. 1.
 Golserberg 3, 4, 13, 19, 33, 39,
 162, IV, Taf. 1.

Grabach 168.
 Grabachtal 13.
 Gröden 12, 67, 102.
 Grödner Tal 48.
 Großer Jaufen s. Jaufen.
 Großer Roßkofl s. Roßkofl.
 Großer Seekofl s. Seekofl.
 Gruber 7, 8, 207.
 Grüne Klamm 55, 56, 117.
 Grünwaldkaser 130, 212.
 Grünwaldtal 211, 218.
 Gstattl 32, 34, 35, 209, 210, 212.
 Gumpal 137, 138, 182, 183, 191,
 203, Taf. 6, 7.
 Gumpalspitzen 158, 159, 203, 238.
 Taf. 6, 8.

H

Haunold 44, 58, Taf. 2.
 Haunoldstock 21.
 Heerstein 32, 43, 55, 56, 77, 100,
 101, 117, 121, 199, 204, 206, 210.
 Heersteinturm 117.
 Heersteinzug 169.
 Heiligenkreuz 94, 127.
 Heiligenkreuzkofl 138.
 Heimwaldkofl 55, 56, 60, 85, 90,
 102, 109, 168—173, 180, 231, 232.
 Helltal 55—57, 60, 101, 111, 112,
 116, 118, 151, 161, 200.
 Helltaler Schlechten 116.
 Hinterprager Tal 200.
 Hochalpe 39, 214, 236—238, Taf. 8.
 Hochalpenbach 194.
 Hochalpenhütten Taf. 4.
 Hochalpenkopf 23, 29—31, 34, 35,
 37, 43, 50, 52, 53, 70, 208, 213—
 215, Taf. 8.
 Hochalpenzug 31, 36, 46, 47, 49, 55,
 62, 71, 72, 122, 174, 213, 218.
 Hochebenkofl 239.
 Höhlenstein 81.
 Höhlensteiner Nock s. Nock.
 Höhlensteintal 29, 47, 48, 59, 103,
 145, 161, 167, 184.
 Hofbach 193.
 Hohe Gais s. Gaisl.
 Hotel Dürrenstein 119, 120, 151,
 178, 181, 190, 201, 202.
 Hotel Prager Wildsee Taf. 1.
 Hotel Toblacher See 167.

I

Idrosee 129, 132.
 Innerfeld 59.
 Innerfeld-Tal 44.
 Innerprags 4, 7, 8, 11, 16, 22, 29,
 32, 37, 69, 101, 149, 204, 206,
 209, 210, 218.
 Innichen 3, 4, 7, 8, 10.

J

- Jaufen, Großer 153.
 Jaufen, Kleiner 137, 203, 204.
 Jöchel 10.
 Judicarien 19, 22, 41, 78.
 Julische Alpen 53, 67.

K

- Kälberhütten 82.
 Kaltwasser 67.
 Kameriotwiesen 160, 163, 168, 169,
 Taf. 1.
 Karnische Alpen 53.
 Kasamutz 57, 64, 65, 71, 79, 83, 103,
 110, 111, 160, 161, 198, 200, IV,
 Taf. 2.
 Kaserbach 173, 183, 189, 203, 204,
 IV.
 Kaserbachtal 77.
 Kirchler Schroppen 60, 91, 100, 101,
 103, 107—109, 168—170, 172, 199,
 200, Taf. 3, 4.
 Klausbach 59, 61, 161.
 Klausbrücke 59.
 Kleine Gaisl s. Gaisl.
 Kleiner Jaufen s. Jaufen.
 Kleiner Roßkofl s. Roßkofl.
 Kleiner Seekofl s. Seekofl.
 Knappenfußtal 120, 131, 151, 174,
 177, 178, 187, 203.
 Knollkopf 92, 94, 98, 120, 121, 151,
 173—177, 179, 181, 187, 200, 202,
 203, Taf. 6.
 Krain 84.
 Kreuzjoch 55, 56, 60, 194, 217, 218,
 226.
 Kreuzkofl 136.
 Krippesalpe 130, 236.
 Krippeskofl 124, 125, 217.
 Krippesattel 125, 130, 217, 218.
 Krippestal 56, 117.
 Kühwiesenkopf 16, 19, 21—23, 25,
 26, 29, 31, 32, 34—41, 47, 50, 65,
 71—73, 149, 160, 193, 196, 208—
 210, 213, 214, Taf. 1.

L

- Lagazuoispitzen 127.
 Lago di Remeda rossa 135, 141, 153
 —155, 157, 158, 186, 188.
 Lago grande 141, 148, 153—156,
 184, 186—188, 203, Taf. 5.
 Lago piccolo 153—155, 186, 188,
 Taf. 8.
 Landro 55—57, 60, 112, 161.
 Langental 17, 20, 24, 29, 31, 37,
 40, 51, 52, 215, 216.
 Langkofl 60.
 Langkoflgruppe 48, 85.

- Lanzwiesenalm 4, 5, 8, 16, 149, 214,
 215.
 Lanzwiesenkopf 208, 213.
 Lapadures 1, 2, 215, 216.
 Lapadures-Sattel 56, Taf. 4.
 Lapadures-Tal 34, 35.
 La Stuva 140, 159, 217, s. auch
 Stuva-Alpe.
 Lavarella 85.
 Lessinische Alpen 129, 139, 141,
 222, 233, 235, 237.
 Lombardei 41, 132, 134.
 Lungkofl 33—35, 44—47, 49, 51, 69,
 72, 75, 77, 78, 82, 104, 113, 145,
 147, 150, 151, 160, 162—164, 167,
 168, 172, 180, 192, 196—199, 238,
 IV, Taf. 1, 5.

M

- Maistatt 4, 6, 8, 10, 12, 148, 224.
 Marmolatagebiet 64.
 Mauer 153.
 Mendel 20.
 Meßnerköfele 48, 55, 75—77, 79,
 82—84, 107, 160, 162, 168, 198,
 199, Taf. 1.
 Mischi 193.
 Misurina-See 173.
 Mitterebenkofl 239.
 Möselegraben 29, 44, 51.
 Monte Antelao s. Antelao.
 Monte Clapsavon s. Clapsavon.
 Monte Giralbis 154, 155, 158, 186.
 Monte Piano 117.
 Monte Sella di Sennes s. Sella di Sen-
 nes.
 Monte Sief 78.

N

- Nabiges Loch 213.
 Nellele 19.
 Neubrags 32.
 Neuer Kaser 64, 72, 80, 81, 84, 101,
 193, 212.
 Neunerkofl 44.
 Neuprags 12, 21, 24, 28, 29, 32,
 34—36, 38, 41, 42, 65, 69, 72, 73,
 75, 77, 78, 149, 204, 206, 210.
 Neuwags 73.
 Niederdorf 9.
 Nock bei Niederdorf 3, 8, 224.
 Nock, Höhlensteiner 46, 48, 51, 55—
 57, 59, 69—71, 79, 81, 82, 111,
 151, 160, 161, 198, 232.
 Nockboden 151.
 Nonsberg 57, 58, 115, 125, 129.
 Nordalpen (Nördliche Kalkalpen) 65,
 129, 130, 133, 134, 237.
 Nordtirol 140.

O

Oberenge-Paß 127.
 Örvényes 67.
 Olang 29, 213.
 Osterhorngruppe 129.

P

Paratscha 194, 195, 218.
 Peitlerkofl 2, 47.
 Pelmogebiet 49.
 Pelmgruppe 126.
 Pflung Taf. 1.
 Piccolein 10.
 Piz da Peres 29, 40, 41, 43, 44, 46,
 49, 51—53, 68, 193—195, 216,
 218.
 Plätzwiesen 54, 91, 94, 106, 114—
 117, 119—121, 126, 145, 173—175,
 177, 179—181, 201, 217, 238, 239.
 Plattenseegebiet 18, s. auch Balaton-
 gebiet.
 Pontebba 93.
 Postmeisteralm 103, 104, 173, 190,
 203, 204.
 Pragser Berg 9, 206—208.
 Pragser Wildsee 59, 100, 101, 117,
 122, 130, 132, 153, 210, 211, 213,
 Taf. 1.
 Prelongie 93.
 Prelongierücken 73.
 Puezalpe 139.
 Putzalm 16, 46, 164, 195.
 Putztal 13.

R

Raibl 67, 93, 125, 126.
 Raner Berg 32, 34, 35, 65, 69, 77,
 100, 108, 172, 204, 205.
 Rauchkofl 55, 57.
 Rauhe Gaisl 183.
 Rauhtal 194, 195.
 Recoaro 40.
 Reiteralpe 118.
 Remeda-See 141, s. auch Lago di Re-
 meda rossa.
 Riedl 32, 34, 35, 69, 75, 212.
 Rienztal 29, 44, 48, 57, 58, 70, 79,
 111, 140.
 Riepentel 11, 207.
 Roa Blanca 194.
 Rodella 106, 237.
 Rollkopf 29.
 Roßalpe 136, 155, 156, 236, 239,
 Taf. 3.
 Roßhütte 130, 137, 138, 188, 189,
 203, Taf. 6.
 Roßkofl 132, 137, 158, 210.
 Roßkofl, Großer 153.
 Roßkofl, Kleiner 122, 153.

Rote Bastei 138, 157, 188, 189, 191,
 238, Taf. 6.
 Rote Wand 140—142, 148, 153, 155
 —157, 184, 186, 188, 189, 192, 213,
 238, 239, Taf. 5, 8.
 Rotkopf 41, 50, 71, 72, 80, 193,
 213, 214, Taf. 1.
 Rovereto 141, 233.

S

Salzburg 14, 129.
 St. Cassian 54, 84, 85, 87, 89, 93,
 94, 99.
 St. Leonhart 126.
 St. Veit 4, 30, 39, 207—209.
 St. Vigil 10, 40, 46.
 St. Vigiler Dolomiten 136.
 Sappada 127.
 Sarajevo 38.
 Sarenkofl 34, 35, 39, IV.
 Sarlalpe 160.
 Sarlbach 20, 46, 48, 59, 69—71,
 160, 198, IV.
 Sarlbrand 20, 44, 151, 196, 197.
 Sarlgraben 45, 111, 161, 200.
 Sarlhütten 20, 49, 70, 71, 151, 197,
 198.
 Sarlkamm 197.
 Sarlköfele 55, 57, 100—103, 107,
 109, 110, 160, 198, 199, 224, IV,
 Taf. 1, 2.
 Sarlkofl 19, 20, 23, 24, 38, 39, 44—
 47, 49—51, 68, 69, 76, 77, 79, 101,
 108, 151, 162—168, 192, 196—198,
 231, 232, IV, Taf. 1, 8.
 Sarlkoflgruppe 43, 48, 160, 231.
 Sarlkoflstock 25.
 Sarlkoflzug 47.
 Sarlwiesen 77, 79, 102, 160, 198,
 Taf. 1.
 Sarnkofel 33, 49.
 Sartbach 59, IV.
 Schacherbirgl 29.
 Schadebach 28, 30, 32, 34, 35, 37,
 65, 69, 75, 121, 204.
 Schadebachgraben 77, 132, 177.
 Schafriedel 55, 100, 109, 117, 168,
 169, 171, 172.
 Schlechte Gaisl s. Gaisl.
 Schlern 54, 60, 118.
 Schluderbach 92, 94, 114, 145, 173—
 175, 217, s. auch Alt-Schluderbach.
 Schmieden 62, 205, 206, 209.
 Schmiedenruine 70.
 Schwalbenkofl 170, 206.
 Schwarzberg 55, 57, 60, 81, 100,
 101, 117, 122, 210, 212, 218,
 Taf. 5.
 Schwarzwald 3.
 Seebel 138, 153, 213.

Seekofl 122, 130—132, 134, 136, 151, 153, 184, 210, 211, 227, 238, Taf. 5.
 Seekofl, Großer 138, 152.
 Seekofl, Kleiner 152, 211, 213, Taf. 5.
 Seekoflgruppe 210.
 Seelandalpe 87, 88, 93, 94, 98—99, 112, 113, 174, 178, 179.
 Seelandbach 201.
 Seelandgraben 98, 202.
 Seelandtal 54, 89—92, 94, 95, 145, 151, 173—175, 177, 179, 203.
 Seiser Alpe 73, 79, 86, 87, 91, 99.
 Seitenbachspitzen 56, 117, 122, 124, 125, 130, 132, 211, 216, Taf. 4.
 Seitenbachtal 122.
 Sella 118, 126, 138, 139.
 Sella di Sennes 151, 152, 192, 217, 238.
 Sennesalpe 211, 217, 237.
 Senneser Kar 130.
 Senneser Kar-Spitze 117, 122, 152, 210, 211, 213, Taf. 5.
 Sennes-Hochfläche 216.
 Settsass 78.
 Settsassgruppe 118.
 Sexten 2, 7, 8, 10.
 Sextner Dolomiten 50, 59, 126.
 Sieben Gemeinden 142, 233.
 Sief 78.
 Siores 141, 153, 154, 217.
 Sonnbichl 75, 150, 163.
 Spitzkofl 122, 212.
 Stament 22, 29, 30, 32, 34, 35, 37, 38, 209, 210, 212.
 Stauder Taf. 1.
 Steinernes Meer 233.
 Stockerboden 58, 111, 199.
 Stolla 90—92, 120, 179, 183, 201.
 Stollaalm 93, 94, 178, 179.
 Stollagraben 77, 87, 89, 91, 120, 173, 178, IV.
 Strudelalpe 115, 117, 175.
 Strudelköpfe 117, 174, 200, 237.
 Stuttgart 125.

Stuva Alpe 160, s. auch La Stuva.
 Südbayern 140.
 Südliche Dolomiten 46.
 Sueskopf 24—26, 29, 33—36, 38, 50, 51, 150, 165, 168, 195, 197, 226.

T

Talbach 193.
 Thal 194.
 Toblach 8, 12, 168.
 Toblacher See 17.
 Tofana 132.
 Torer Scharte 126.
 Trenker 204.
 Trogeralm 19, 24, 165, 166.
 Trogerbach 166, 196.
 Trogergraben 165—168, Taf. 8.
 Tschislesalpe 93.

V

Val della Salata 217, 237.
 Val Trompia 66.
 Venetianische Voralpen 144.
 Vicentin 40.

W

Wällischer Boden 175.
 Weißlahnsattel 121.
 Welsberg 18.
 Welsberger Berg 9.
 Wengen 73.
 Westliche Dolomiten 15, 18, 27, 46, 64, 65, 69, 75.
 Westliches Südtirol 132.
 Wettersteingebirge 118.
 Wildbach 103, 170, 174, IV.
 Wöggen 209.

Z

Zentralalpen 128.
 Zoldo 13, 39.
 Zwölf Apostel 117, 210.
 Zwölfer Kofl 204.
 Zwölferspitz 101.

Paläontologischer Index.

Algen 119.

Kalkalgen 73.
Algenkalke 130.

Cyanophyceen.

Stromatolithe 130.
Großoolithe 59.
Pycnostromen 59.
Girvanella 98.
Sphaerocodien 59, 92, 93, 98, 114,
115, 118, 138, 141, 176, 178.

Chlorophyceen.

Grünalgen 133.
Dasycladaceen 21, 46, 58.
Diploporen 23, 25, 26, 29—32, 37,
38, 41, 42, 44, 45, 48, 49, 58,
59, 62, 65, 66, 68, 70, 110, 118,
123, 128, 132, 163, 209, 213.
Mizzia velebitana 12.
Teutloporella triasina 40.
Macroporella aff. *dinarica* 30, 37.
cf. *Macroporella dinarica* 25.
Macroporella aff. *perforatissima* 46.
«*Gyroporella minutula* var. *major*»
38.
Gyroporella vesiculifera 132.
Oligoporella 25.
Oligoporella pilosa 38.
Oligoporella pilosa intusannulata 37.
Oligoporella pilosa typica 30, 37.
Oligoporella pilosa varicans 37.
Oligoporella serripora 46.
Physoporella pauciforata 25—27, 38,
39, 48, 59.
Physoporella pauciforata var. *simplex*
25, 29, 38, 46, 68.
Physoporella pauciforata cf. var. *sim-*
plex 30, 37.
Physoporella varicans 37, 38.
Physoporella spec. ind. 37.
Diplopora annulata 49, 58, 65.
Diplopora annulatissima 40, 41, 46,
52, 66, 68, 193.
Diplopora hexaster 37, 38.
Diplopora praecursor 46.
Diplopora spec. ind. 46.
Sestrosphaera 141.
Griphoporella curvata 132.
Aciculella nov. spec. 37.

Rhodophyceen.

Gymnocodium bellerophontis 12.
«Lithothamniem» 91, 178.

Kormophyten.

Landpflanzen 74, 78.
Landpflanzenreste 30, 42, 53, 80.
Pflanzenhäcksel 28, 52.
Pflanzenreste 28, 90.
Pflanzenstückchen 30, 52.
Voltzia 40.

Foraminiferen 12.

Radiolarien 73.

Cenosphaera pachyderma 73.
Sphaerozoum spec. ind. 73.

Spongien

60, 90, 93, 94.

Spongiennadeln 30.
Kalkschwämme 171.
Pharetronen 93.
Eudea polymorpha 95.
Peronidella lorezti 95.
Corynella gracilis 95.
? *Stellispongia rotularis* 95.
Stellispongia variabilis 95.
Leiospongia radicitiformis 95.
Leiospongia cf. *reticularis* 95.
Leiospongia verrucosa 90, 95.
Celyphia submarginata 95.
Sestrostomella robusta 95.
Sestrostomella spec. ind. 95.
Catubria 13.
Amblysiphonella lörentheyi 60.
Colospongia dubia 95.
Cryptocoelia zitteli 95.
Enoplocoelia armata 95.

Korallen

13, 59, 60, 62, 85, 90—94, 105,
106, 109, 113, 114, 119, 128, 138.
«Lithodendren» 114.
Thecosmilia granulata 95.
Thecosmilia subdichotoma 95.
Thecosmilia sublaevis 95.
Margarosmilia confluens 95.
Margarosmilia hintzei 95.
Margarosmilia septannectens 95.

Montlivaltia obliqua 95.
Montlivaltia radiceformis 95.
Margarophyllia capitata 95.
Margarophyllia crenata 95.
Isastraea bronni 95.
Isastraea gümbeli 95.
Isastraea gümbeli var. *ramosa* 95.
Margarastraea klipsteini 95.
Thamnastraea frechi 95.
Astraeomorpha pratzi 95.
Toechastraea oppeli 95.
Craspedophyllia alpina 95.
Craspedophyllia cristata 95.
Craspedophyllia gracilis 95.
Omphalophyllia bittneri 95.
Omphalophyllia boletiformis 95.
Omphalophyllia cf. *granulata* 95.
Omphalophyllia radiceformis 95.
Omphalophyllia recondita 95.
Omphalophyllia zitteli 95, 114.
Myriophyllia badiotica 95.
Myriophyllia gracilis 96.
Myriophyllia münsteri 95.
Coelocoenia major 96.
Pinacophyllum gracile 96.
Stylophylloopsis romerloana 96.
Hexastraea leonhardi 96.
Cassianastraea reussi 96.

Hydrozoen.

«*Stromatopora* spec. div.» 96.
 ? *Actinofungia astroites* 96.
 ? *Amorphofungia voluta* 96.
 ? *Amorphofungia granulosa* 96.

Anneliden.

Geflechtsandsteine 6.

Bryozoen.

Monotrypa boeckhiana 96.
 «? *Leiofungia* aff. *orbignyana*» 96.

Brachiopoden.

Rhynchonella cf. *semiplecta* 96.
Rhynchonella subacuta var. *corallophila* 96.
Rhynchonella tricostata 96.
Rhynchonella trinodosi 34, 36.
Rhynchonella trinodosi var. *tohlachensis* 34.
 ? *Rhynchonella* spec. 13.
Spirifer? cf. *duplicosta* 13.
 ? *Spirifer impar* 13.
Spiriferina fortis 96.
Spiriferina aff. *fortis* 114.
Spiriferina fragilis 34.
Spiriferina frechii 96.
Spiriferina gregaria 114.
Spiriferina köveskaliensis 34.
Spiriferina cf. *köveskaliensis* 40.

Spiriferina mentzelii 34.
Spiriferina cf. *myrina* 34, 36.
Spiriferina palaeotypus 34.
Spiriferina nov. spec. 34.
Cyrtina zittelii 96.
Retzia beneckeii 34.
Retzia distorta 96.
Retzia loretzii 96.
Dioristella indistincta 114.
Spirigera aquilina 13.
Spirigera bipartita 13.
 ? *Spirigera sufflata* 96.
Spirigera tetractis 34, 40.
Spirigera trigonella 34.
Spirigera wissmanni 96.
Amphiclina amoena 96.
Amphiclina zittelii 96.
Thecospira tyrolensis 96.
Dielasma bittneri 114.
Terebratula angusta 39.
Terebratula aspasia 141.
Terebratula dubiosa 133, 138.
Terebratula gregaria 133.
Terebratula paronica 114.
Terebratula punctata 138.
Terebratula vulgaris 34, 39.
 cf. *Terebratula vulgaris* 34.
Terebratula wöhrmanniana 114.
Terebratula nov. spec. 34.
Terebratula spec. ind. 96.
Waldheimia angusta 34.
Waldheimia angustaeformis 34.
Waldheimia cf. *angustaeformis* 34.
Waldheimia cf. *damesi* 96.
 cf. *Waldheimia indentata* 138.

Lamellibranchiata.

cf. *Nucula expansa* 34.
Arca cf. *nuda* 97.
Anodontophora aff. *fassaensis* 17.
 cf. *Anodontophora fassaensis* var. *bittneri* 17.
Anodontophora spec. ind. 34.
 Myophorien 19.
Myophoria costata 20, 27.
Myophoria costata nov. var. 17.
Myophoria inaequicostata 90.
Myophoria laevigata 17.
Cardita beneckeii 96.
Cardita crenata 96.
Cardita pichleri 96.
Astarte rosthorni 126.
Megalodon 115, 118, 128, 132, 138—140.
Megalodon 61, 62, 123, 139.
Megalodon ampezzanus 139.
Megalodon damesi 132.
Megalodon mojsvari 132, 133, 139.
Megalodon piae 118.
Megalodon pumilus 140.

Megalodon tofanæ 132.
Megalodon triquetæ var. *panonica*
 118.
Conocardia verae 96, 113.
Edmondia cf. *radiata* 13.
 cf. *Pleuromya elongata* 34.
Myaciten 16.
 cf. *Avicula obtusa* 34.
Pseudomonotis aurita 17.
 cf. *Pseudomonotis aurita* 34.
Pseudomonotis beneckeï 34.
Pseudomonotis (Claraia) claraï 16,
 18, 19.
 cf. *Pseudomonotis venetiana* 17.
 ? *Pseudomonotis* sp. 96.
Cassianella beyrichii 96.
 ? *Cassianella* spec. 13.
Monotis nov. spec. 90.
Halobia spec. ind. cf. *austriaca* 90.
Halobia spec. ind. cf. *styriaca* 90.
Daonellen 41, 74, 78, 99.
Daonella lommeli 66, 74, 76—78,
 87, 164.
Daonella pichleri 76, 77.
Daonella tyrolensis 65, 68.
Posidonien 74, 78, 81, 83, 99, 100.
Posidonia wengensis 76—78, 81.
 «*Avicula globulus*» 76, 77.
Damesiella torulosa 76, 77.
Gervilleia angusta 97.
 cf. *Gervilleia (Hoernesia) socialis* 17.
Gervillia spec. 34.
Perna nov. sp. ind. 90.
Lima angulata 97.
Lima cancellata 97.
Lima opulenta 97.
Lima striata var. *lineata* 34.
Mysidioptera spec. ind. 97.
Pecten asperulatus 92, 97.
Pecten cf. *auristriatus* 97.
Pecten discites 34.
Pecten cf. *inaequistriatus* 34.
Pecten landranus 97.
Pecten margaritiferus 90.
Pecten aff. *saccoi* 97.
Pecten cf. *subdemissus* 34.
Pecten cf. *tyrolicus* 97.
Pecten spec. ind. 97.
Enantiostreon cf. *multicostatum* 34.
Plicatula filifera 97.
Plicatula imago 97.
Lithiotis problematica 140.
Placunopsis alpina 138.
Ostrea montis capritis 126, 127.
 ? *Ostrea* spec. ind. 97.

Scaphopoda.

Dentalium spec. 91.

Gastropoda.

Bellerophon 12.
Bellerophon gümbeli 13.
Bellerophon spec. 13.
Emarginula münsteri 97.
Worthenia canalifera 97.
Worthenia contabulata 132.
Worthenia coralliophila 97.
Worthenia rarissima 97.
Worthenia subgranulata 97.
Worthenia turriculata 97.
Zygites delphinula 97.
Coelocentrus tubifer 97.
 «*Turbo solitarius*» 132.
Paleunema nodosum 97.
Eunema badioticum 97.
Eunema tietzei 97.
Eunema tyrolense 97.
Eucycloscala damesi 97.
Eucycloscala elegans 97.
Eucycloscala ornata 97.
Trochus triangularis 138.
 ? *Trochus* spec. ind. 97.
Eunemopsis dolomitica 97.
Eunemopsis epaphoides 97.
Clanculus nodosus 97.
Neritopsis armata 97.
Neritopsis ornata 97.
Neritopsis subornata 97.
 «*Rissoa (Natica) gailardoti*» 17.
Scalaria? *triadica* 97.
Platychilina cainalloi 97.
Dicosmos maculosus 97.
 ? *Naticella costata* 17.
Fedaiella inaequiplicata 97.
Hologyra cassiana 97.
Natica spec. 17.
Neritaria mandelslohi 97.
Neritaria plicatilis 97.
Ptychostoma mojsisovicsi 97.
Ptychostoma pleurotomoides 97.
Lacuna? *incrassata* 98.
Lacuna karreri 97.
 cf. *Loxonema annae* 34.
Loxonema arctecostatum 98.
Loxonema canaliferum 98.
Loxonema «cf. *gracillior*» 34.
Loxonema hybridum 98.
Loxonema tenuis 98.
Loxonema turritelliforme 98.
Katosira beneckeï 98.
Katosira seelandica 98.
 cf. *Undularia subpunctata* 35.
Protorcula subpunctata 98.
Pseudomelania (?) *aonis* 98.
Coelostylina conica 98.
Coelostylina crassa 98.
 cf. *Coelostylina fedajana* 35.
 cf. *Omphaloptycha mayronii* 35.
Trypanostylus richthofeni 98.

Trypanostylus aff. *semiglaber* 98.
Spirostylus columnaris 98.
Spirostylus contractus 98.
Hypsipleura semiornata 98.
Euchrysalis fusiformis 98.
Lissochilina picta 98.
Promathildia nov. spec. ex aff. *bolinae* 35.
Promathildia aff. *colon* 98.
Promathildia pygmaea 98.
Promathildia sculpta 98.
Promathildia subcancellata 98.
Promathildia subnodosa 98.
Promathildia tyrsocus 98.
Promathildia winkleri 98.
Purpuroidea applanata 98.
Moerkeia nov. spec. 17.
Palaeotriton macrostoma 98.
Fusus spec. ind. 98.
Spirocyclina eucycla 98.
Trachococcus gemmellaroi 98.

Cephalopoda.

Orthoceras spec. ind. 35.
Pleuromytilus aff. *striato* 35.
Paranautilus cf. *indifferens* 35.
 cf. *Beyrichites reuttensis* 35.
Dinarites misanii 77.
Balatonites balatonicus 39.
Balatonites cf. *balatonicus* 35.
Balatonites golsensis 35.
Balatonites cf. *jovis* 35.
Balatonites cf. *ottonis* 35.
Balatonites pragsensis 35.
Balatonites spec. ind. 35.
Ceratites binodosus 35, 36, 39, 41.
Ceratites erasmi 35.
Ceratites loretti 35.
Ceratites trinodosus 36, 41, 48, 63, 66, 67.
Ceratites aff. *vicentino* 35, 36.
Ceratites zoldianus 35.
Ceratites spec. ind. 35.
Ptychites studeri 39.
Ptychites aff. *studeri* 35.
 cf. *Ptychites studeri-flexuosus* 35.
Gymnites spec. ind. 35.

Acrochordiceras pustericum 35.
Tropites subbullatus 127.
Protrachyceras archelaus 66, 67, 74, 78.
Protrachyceras curionii 62—64, 74.
Protrachyceras reitzi 48, 49, 62—64, 66.
Phragmoteuthis nov. sp. 76, 77.

Ostracoden 13.

Crinoiden

41, 42, 50, 140, 141, 209.
 Crinoidenkelch 36.
 Crinoidenstiele 114, 137.
 Crinoidenstielglieder 46, 60, 72.
 Seelilienstiele 29.
Encrinurus robustus 35.
Dadocrinus gracilis 40.
 «*Pentacrinus* cf. *fuchsii*» 90.
 cf. *Isocrinus propinquus* 90.
Isocrinus tyrolensis 90, 96.
Entrochus cf. *liliiformis* 35.
Entrochus nov. spec. aff. *liliiformis* et *cassiano* 35.
Entrochus spec. ind. 35.

Echinoiden 100.

Seeigeln 85, 90, 91, 99.
 Seeigelkeulen 102.
 Seeigelstacheln 36, 60, 81, 107, 112, 114, 171, 172, 178.
Cidaris 100, 171.
Cidaris alata 96.
Cidaris brauni 96.
Cidaris cf. *brauni* 112.
Cidaris dorsata 60, 90, 91.
Cidaris hausmanni 91.
Cidaris semicostata 96.
Cidaris waechteri 96.
Cidaris cf. *wächteri* 112.

Tetrapoden.

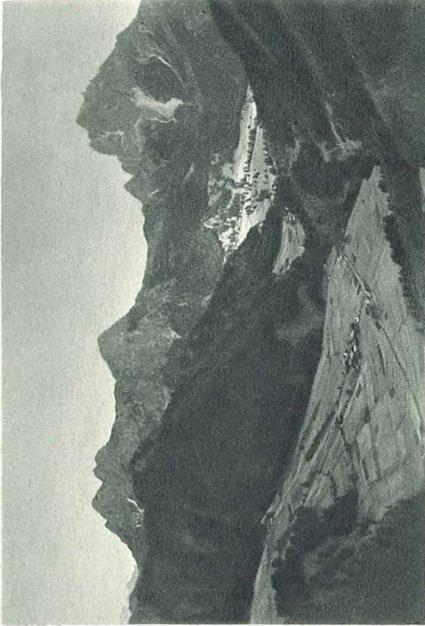
Metopias 128.
Rhynchosauroides tirolicus 52, 216.

Tafel 1.

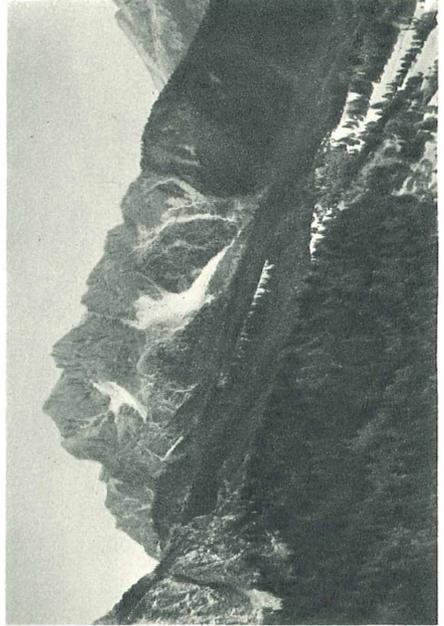
- | | Seite |
|---|--------|
| Fig. 1. Der Kamm des Rotkopfes und Kühwiesenkopfes mit dem Hotel Prager Wildsee vom Ostufer des Sees aus. Vergl. Textfigur 3 | 71, 80 |
| Fig. 2. Der Kamm Sarlkofl—Dürrenstein vom Bauernhof Stauder in Prags aus. Ganz links unten Quarzphyllit des Golserberges. Darüber die Wiesen von Pflung und des Golser. Im Mittelgrund links der Badmeisterkofl, hauptsächlich Werfener Schichten und unterer Sarldolomit. Dahinter der Sarlkofl und Lungkofl, oberer Sarldolomit. Der niedrigste Teil des Kammes, etwas rechts der Mitte, sind die Sarlwiesen (Wengener Schichten). Das Meßnerköfele (Schlerndolomit) erscheint als eine kaum merkliche Anschwellung. Der erste deutliche Felszahn ist das Sarlköfele (Schlerndolomit). Dann folgt im rechten Teil des Bildes der Dürrenstein (Schlern-dolomit), die höchste Erhebung des Kammes. Darunter die Kameriotwiesen bei Altprags | 104 |
| Fig. 3. Der Dürrenstein vom Westkamm des Sarlkofls. Vergl. Textfigur 7 | 107 |
| Fig. 4. Der Dürrenstein vom Badmeisterkofl (dem die Felsen ganz links zugehören). Vergl. Textfigur 6 | 107 |

Pia, Pragser Dolomiten

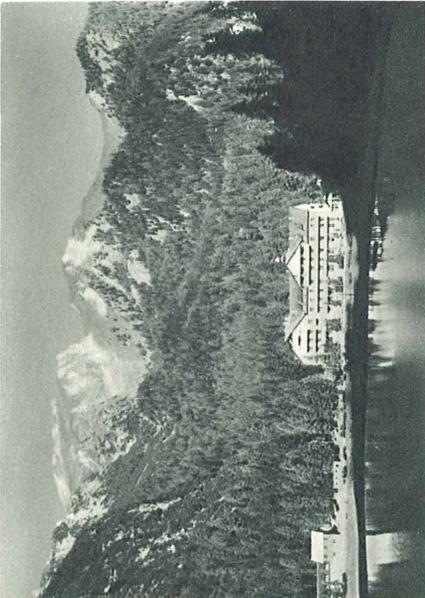
Tafel 1



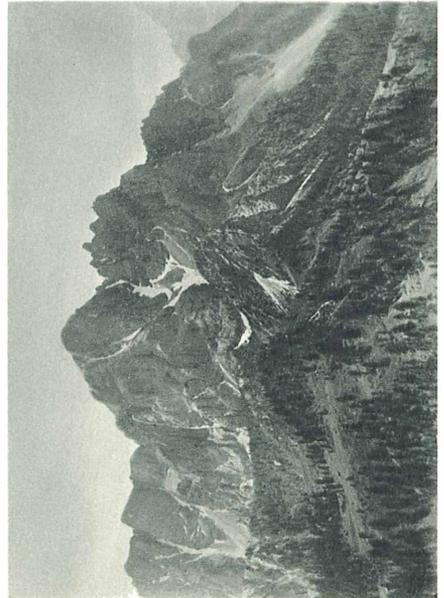
2



4



1



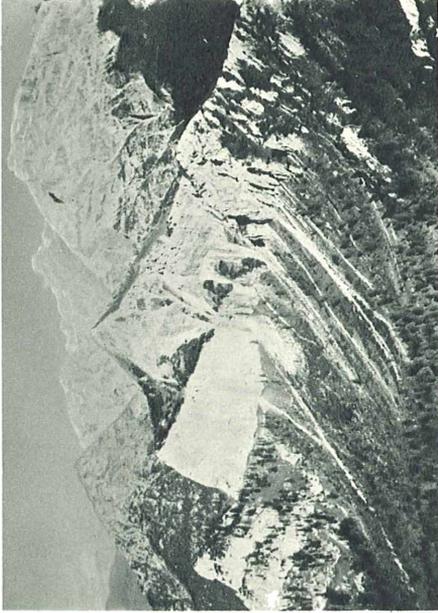
3

Tafel 2.

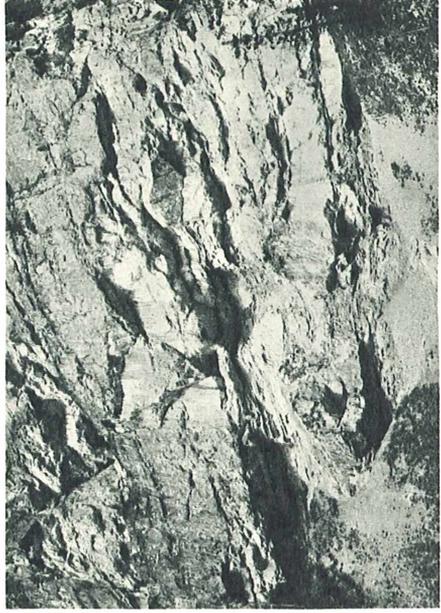
	Seite
Fig. 1. Der Dürrenstein von der ersten Wiese an der Straße südlich Brücke. Vergl. Textfigur 4	103
Fig. 2. Der Kasamutz vom Sarlköfele aus. Vorwiegend Schlerndolomit. Beachte besonders das Auskeilen der mittleren Masse, die die glatte, weiße Wand bildet. Das Band über ihr besteht aus einer Einschaltung von Cassianer Schichten. Im Hintergrund Birkenkofl, Haunold usw.	110
Fig. 3. Normale Überlagerung von Schlerndolomit durch Cassianer Schichten des großen Bandes auf der Nordseite des Dürrensteins, etwa südlich P. 1897. Die Grenze liegt gerade bei dem dünnen Zirbenstamm	109
Fig. 4. Ineinandergreifen von Schlerndolomit und Cassianer Schichten in dem Schotterbruch an der SE-Ecke der Geierwand bei Schluderbach	112

Pia, Pragser Dolomiten

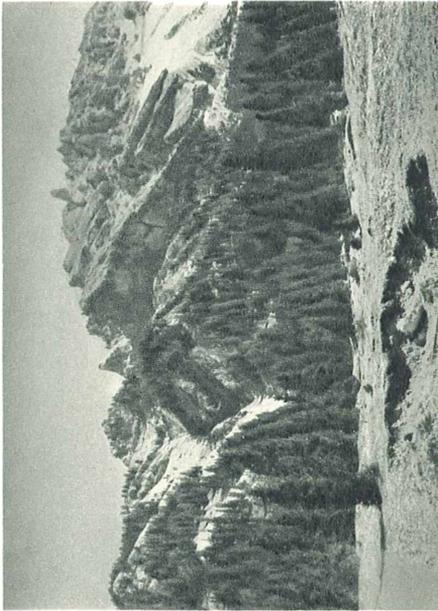
Tafel 2



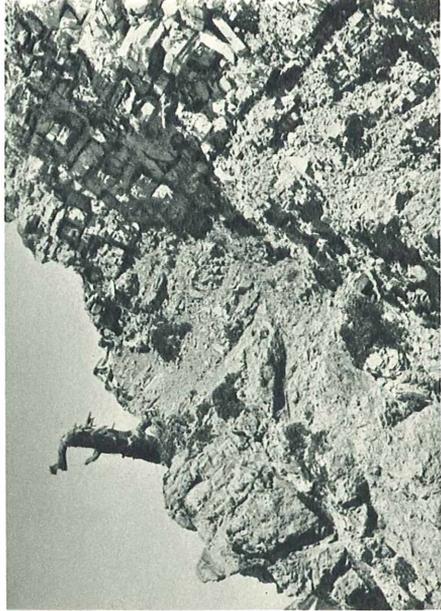
2



4

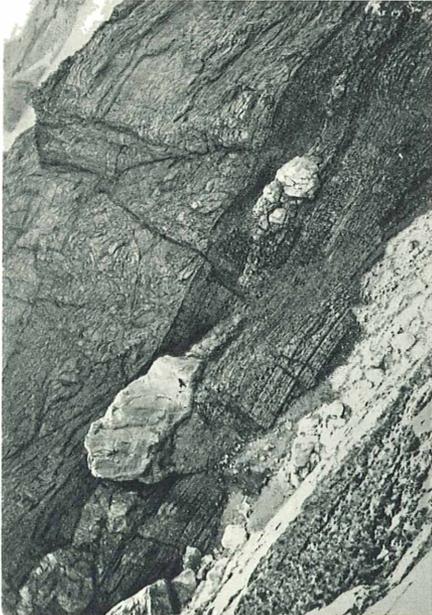


1

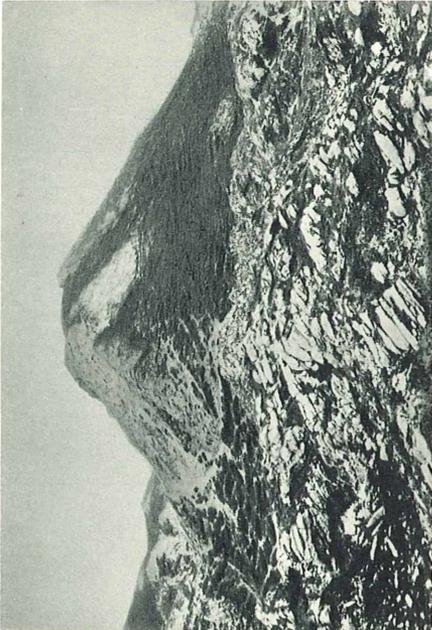


Tafel 3.

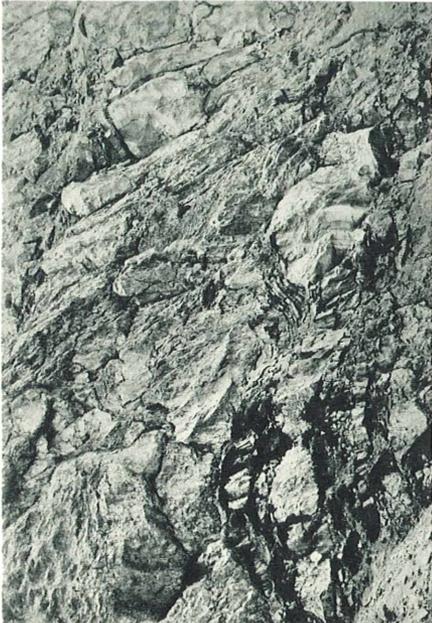
- | | Seite |
|---|--------------|
| Fig. 1. Cassianer Schichten mit mehreren Riffblöcken auf der NW-Seite des Dürrensteins, wenig östlich P. 2151 des Kirchler Schroppens, etwa südlich P. 1789. Vergl. dazu Taf. 4, Fig. 1 | 109 |
| Fig. 2. Cassianer Schichten mit Riffblöcken auf der linken Seite der Schlucht östlich P. 1841 der Westseite des Dürrensteins. Links unten die Oberfläche der nächst tieferen Dolomitmasse. Im oberen Teil der Cassianer Schichten erkennt man eine ziemlich starke Kleinfaltung, vielleicht Folge einer Gleitung des frischen Sedimentes. Die dunkleren, weicheren Schichten mit den Blöcken sind davon nicht betroffen | 106 |
| Fig. 3. Ringsum isolierte Dolomitmasse (durch den geschlossenen Graswuchs kenntlich) im Dachsteinkalk der Roßalpe, von P. 2275 gegen W gesehen. Beachte besonders, wie die Kalkbänke sich jenseits des Dolomithügels fortsetzen | 136 |
| Fig. 4. P. 2275 der Roßalpe von W. Isolierte Dolomitmasse im Dachsteinkalk | 136 |



2



4



1



3

Tafel 4.

- | | Seite |
|---|--------------|
| Fig. 1. Überlagerung der Cassianer Schichten durch kalkigen Schlerndolomit auf der NW-Seite des Dürrensteins, östlich P. 2151 des Kirchler Schroppens, etwa südlich P. 1789. Rechts unten Cassianer Schichten. Gegen oben treten in ihnen immer mehr Riffsteine auf. Darüber folgt der — hier stark kalkige — Schlerndolomit, der in seinem unteren Teil noch deutlich aus Blöcken zusammengesetzt ist. Vergl. auch Taf. 3, Fig. 1. | 109 |
| Fig. 2. Glatte Überlagerung der Cassianer Schichten durch Schlerndolomit in der Wand gerade westlich des Dürrensteingipfels, oberhalb der in Fig. 2 auf Taf. 3 dargestellten Blockschicht | 105 |
| Fig. 3. Die in Fig. 4 sichtbaren Plätzwiesschichten in der Nordwand der Seitenbachspitzen, an einer Stelle etwas westlich P. 2250, von W gesehen. Man erkennt gut den allmählichen Übergang des Dürrensteindolomites in die Schiefer. Rechts oben Hauptdolomit | 122 |
| Fig. 4. Die Seitenbachspitzen vom Lapaduressattel aus. Schlerndolomit, Dürrensteindolomit, das Band der Plätzwiesschichten, Hauptdolomit. Im Vordergrund die Hochalpenhütten auf Schlerndolomit | 56, 117, 122 |

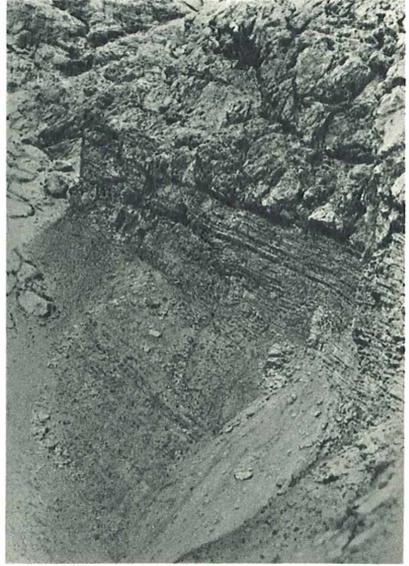
Pia, Pragser Dolomiten

Tafel 4

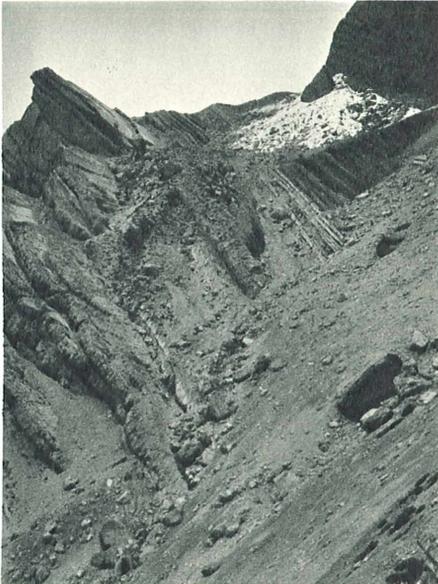
1



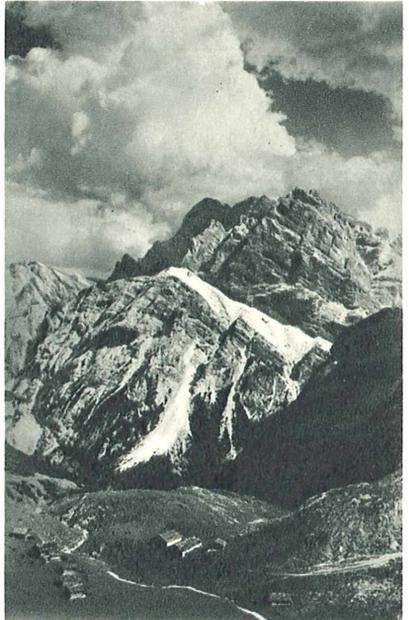
2



3



4

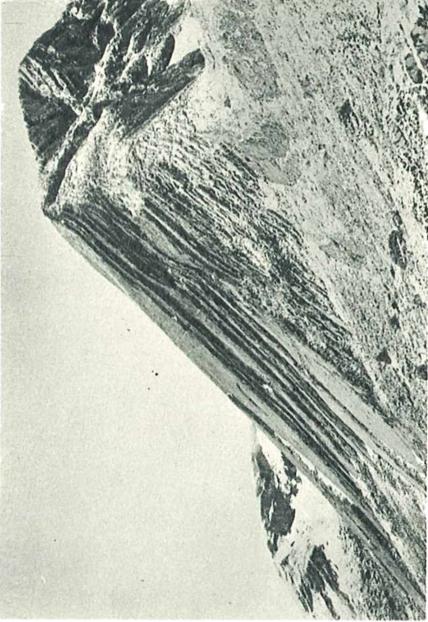


Tafel 5.

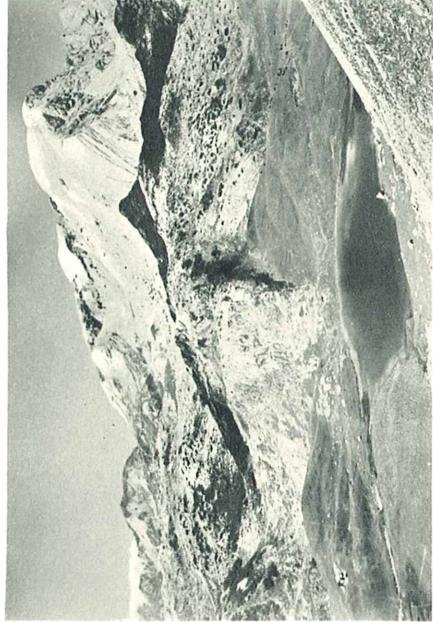
	Seite
Fig. 1. Der Lungkofl aus der Gegend von Altprags. Der Felsen ist oberer Sarl-dolomit, der waldige Hang darunter besteht aus Wengener Schichten, die vom Dolomit überschoben sind	162
Fig. 2. Der Große Seekofl von der Egerer Hütte aus. Stark aufgerichteter Dach-steinkalk	152
Fig. 3. Der Seekofl (links) und die Senneser Kar-Spitze (rechts) vom Gipfel des Schwarzberges aus. Der plötzliche Abbruch des Kleinen Seekofls ist durch den Seekofl-Westbruch bedingt. Der Seekofl besteht im oberen Teil aus Dachsteinkalk, die Senneser Kar-Spitze bis zum Gipfel aus Hauptdolomit	211
Fig. 4. Lago grande und Seekofl vom SW-Hang der Roten Wand aus. Im Hinter-ground rechts der steilgestellte Dachsteinkalk des Seekofls (vergl. Fig. 2). Die Wiesen am See bestehen aus Unterkreidemergeln. Unter sie tauchen gegen den Beschauer zu die felsbildenden Jurakalke ein. Sehr deutlich erkennt man den Bruch num. 30, an dem der rechte (östliche) Flügel ge-senkt ist	187

Pia, Pragser Dolomiten

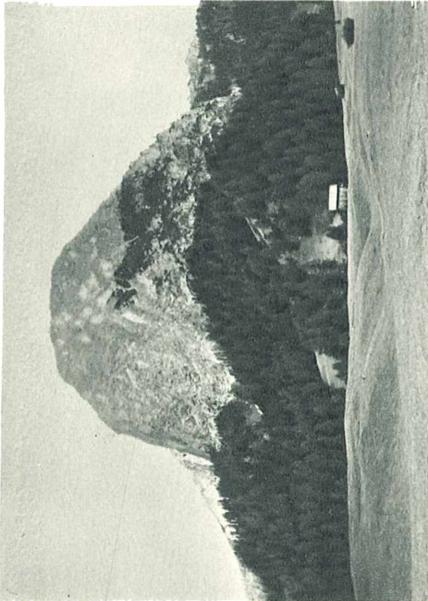
Tafel 5



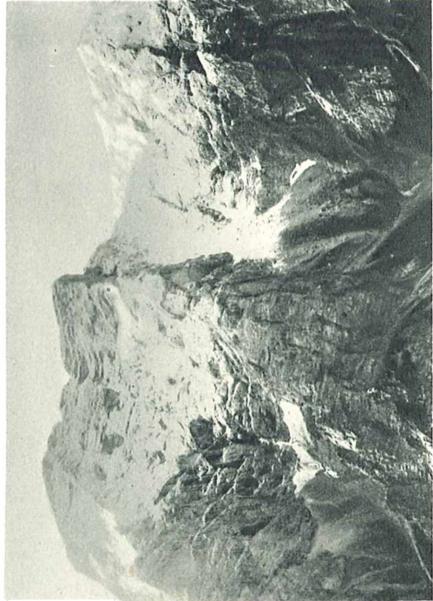
2



4



1



3

Tafel 6.

- | | Seite |
|---|--------------|
| Fig. 1. Die Hohe Gaisl vom Südhang des Dürrensteins, unweit P. 2331 aus. Beachte besonders die glatten, stark schrägen Flächen auf der Costa del Pin und den Gumpalspitzen, beiderseits des Ostkares (des linken der beiden auffallenden Kare). Ganz links in der Mitte ein oberster Zipfel der Schubmasse der Gaislköpfe (vergl. Taf. 7, Fig. 2) | 181, 238 |
| Fig. 2. Die Hohe Gaisl vom Knollkopf aus. Der rechte Teil des Kammes, bis zu der auffallenden kleinen Scharte in der Mitte des Bildes, entspricht der glatten Oberfläche der Costa del Pin (der linken in der vorigen Figur). Durch die Scharte zieht der südliche Randbruch der Schubmasse der Kleinen Gaisl. Der (in der Natur viel auffallendere) kleine weiße Fleck etwas rechts der Scharte und unter der Kammlinie ist der Harnisch an der Basis der Schubmasse der Gaislköpfe, der auf Taf. 7, Fig. 4 zu sehen ist. Unter dem Gipfel der Hohen Gaisl sieht man gut den dünn geschichteten oberen Hauptdolomit. Links der Col freddo-Sattel | 181 |
| Fig. 3. Die Schlechte Gaisl von dem Rücken westlich oberhalb Gumpal. Hauptdolomit mit einer kleinen Kappe von Dachsteinkalk, links deutlich auf den Dachsteinkalk der Masse der Kleinen Gaisl aufgeschoben. Im Vordergrund Dachsteinkalk | 190 |
| Fig. 4. Die Rote Bastei und P. 2469 von der oberen Roßhütte aus. Zwischen beiden der Sattel 2437. In dessen linkem (südlichem) Teil der nördliche Randbruch der Schubmasse der Kleinen Gaisl. Er trennt die sanft S fallenden Dachsteinkalke des Punktes 2469 von der tektonischen Bresche der Roten Bastei. | 189 |

Pia, Prager Dolomiten

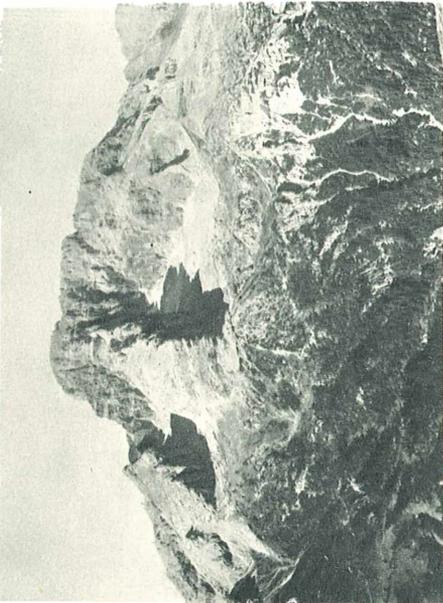
Tafel 6



2



4



1



3

Tafel 7.

- | | Seite |
|--|--------------|
| Fig. 1. Die Hohe Gaisl vom Gipfel der Kleinen Gaisl. Rechts die eigentliche Hohe Gaisl aus flach liegendem Dachsteinkalk. Aus der tiefen Scharte zieht sehr deutlich gegen rechts unten der südliche Randbruch. Links davon die Fortsetzung der Masse der Kleinen Gaisl, in der der Dachsteinkalk eine stark gegen S (rechts) überkippte Mulde bildet. Die Kalke links unten gehören zum Hangendschenkel dieser Mulde. (Der Apparat war etwas gesenkt) | 157, 187 |
| Fig. 2. Die Überschiebung der Gaislköpfe östlich P. 2650 der Costa del Pin, von N, aus der Gegend des Punktes 2254, gesehen. Hauptdolomit (links) ist auf Dachsteinkalk (rechts) aufgeschoben. Die Stelle ist dieselbe, wie die in Fig. 1 auf Taf. 6 sichtbare | 182 |
| Fig. 3. P. 2265 südlich Gumpal von W gesehen. Die Überschiebung der Gaislköpfe, Hauptdolomit auf Dachsteinkalk. Dieser ist widersinnig geschleppt. | 182 |
| Fig. 4. Der große Harnisch an der Basis der Schubmasse der Gaislköpfe östlich P. 2650 der Costa del Pin. Längs des sichtbaren Stückes etwa 20 m. Vergl. Taf. 6, Fig. 2 | 181 |

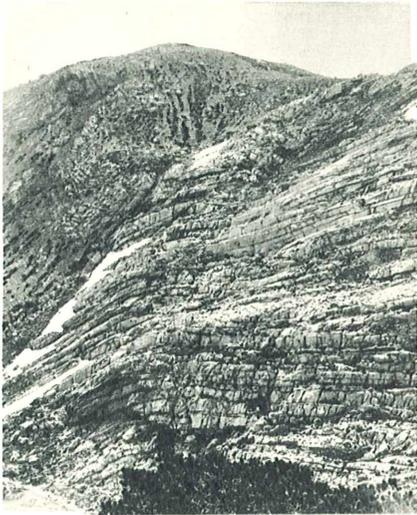
1



2



3



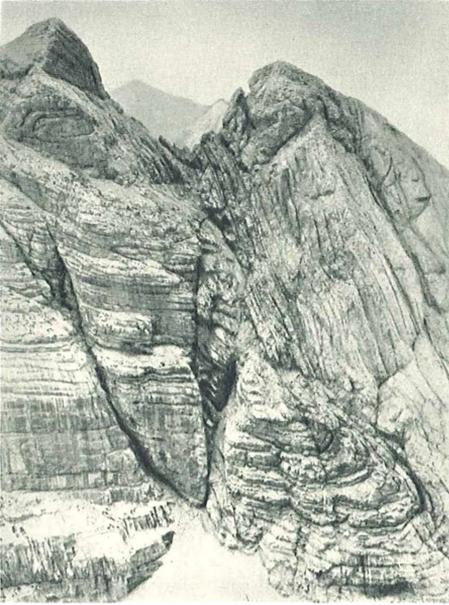
4



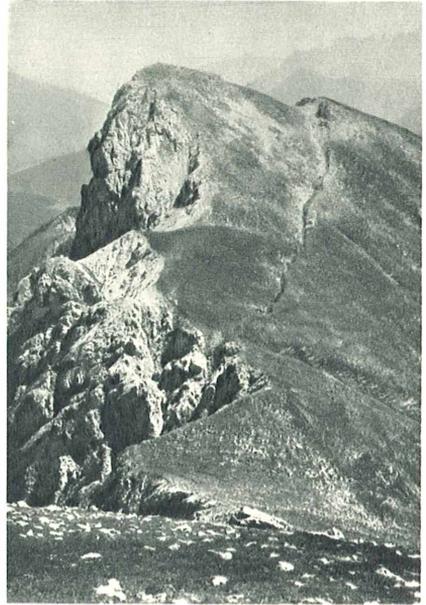
Tafel 8.

- | | Seite |
|--|-------|
| Fig. 1. Teil der Gumpalspitzen von der Costa del Pin (SE) aus. Dachsteinkalk. Man sieht die schiefe Mulde und die Schar von Klüften, durch die der Muldenschluß rechts im Vergleich zu links beträchtlich gesenkt ist (Bruch num. 26) | 158 |
| Fig. 2. P. 2542 des Hochalpenkopfes von W. Schlerndolomit. Junge Senkungerscheinungen an dem Bruch num. 48. Die mitteltertiäre Landoberfläche der Hochalpe wird dadurch zerschnitten | 213 |
| Fig. 3. Die Überschiebung der Roten Wand östlich des Lago piccolo, gleich oberhalb des Steiges. Oben Liaskalk, von verschiedenen Harnischen durchsetzt, unten stark gequetschte Unterkreidemergel | 186 |
| Fig. 4. Aus der Nordwand des Sarlkofls auf der rechten Seite des Trogergrabens, gleich nordöstlich P. 1917. Kräftig gefaltete untere Sarldolomite und (links) Werfener Schichten unter der Schubmasse des Sarlkofls. Von dieser ist nur der unterste, stark zertrümmerte Teil zu sehen | 165 |

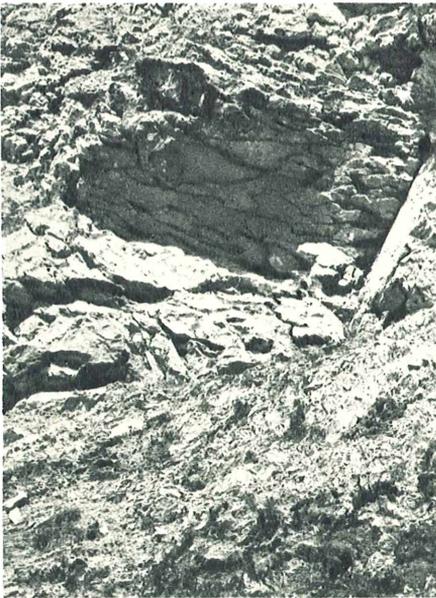
1



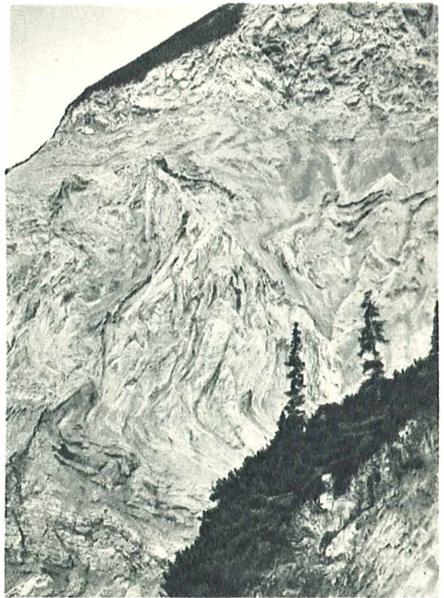
2

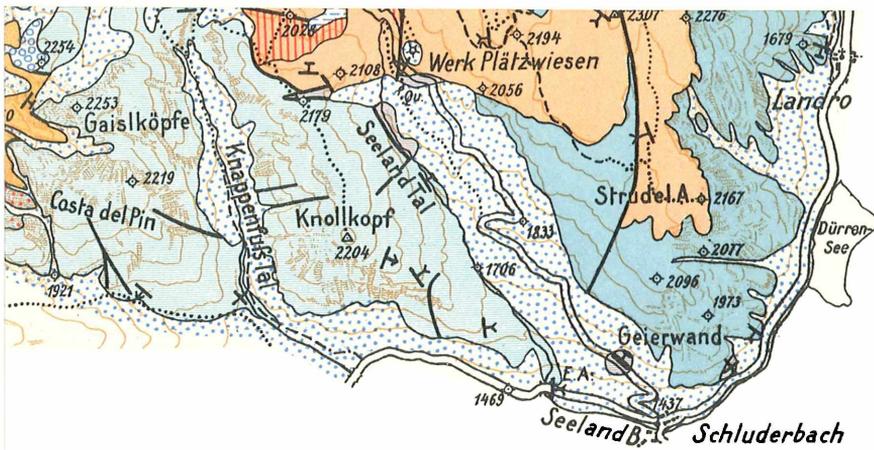


3

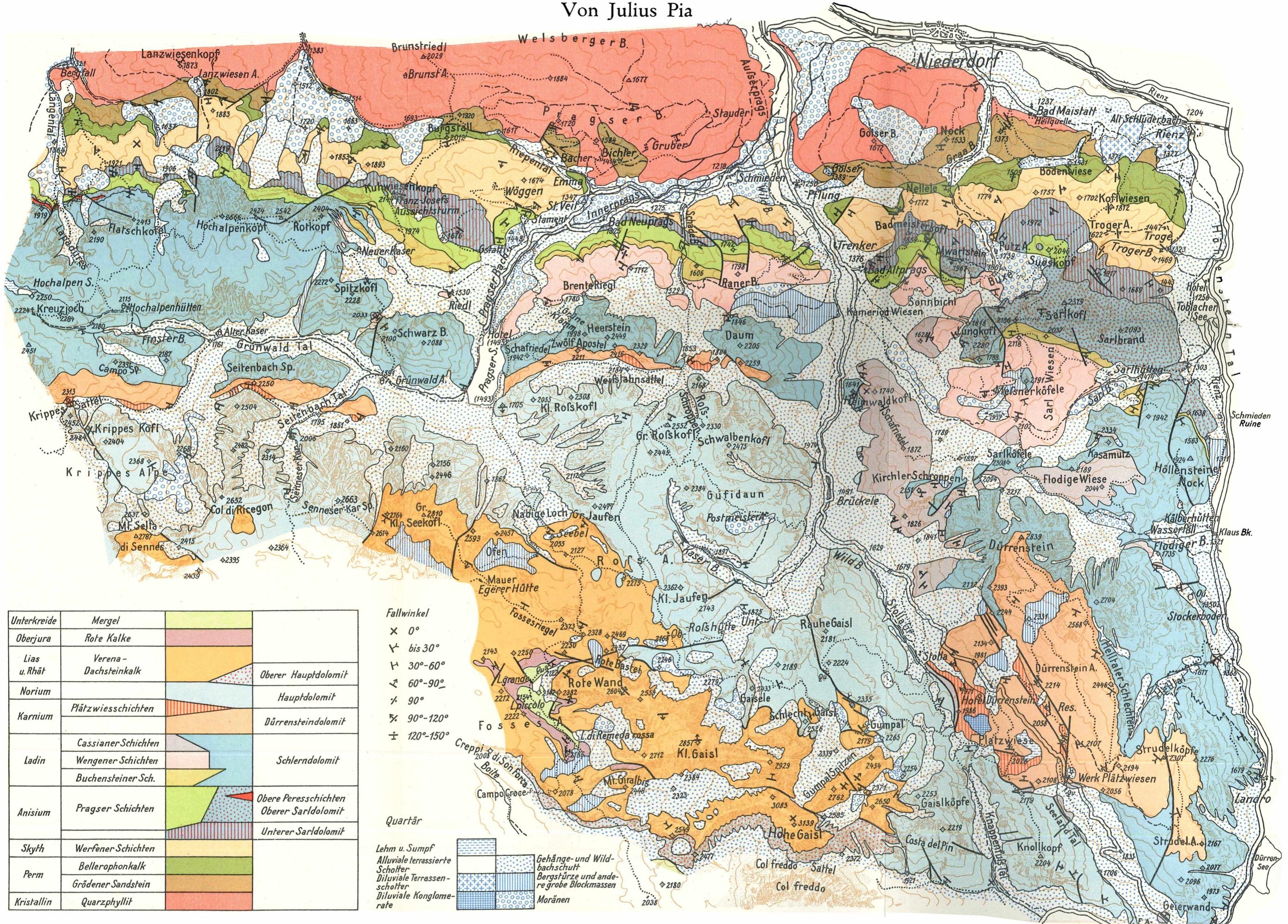


4





Von Julius Pia

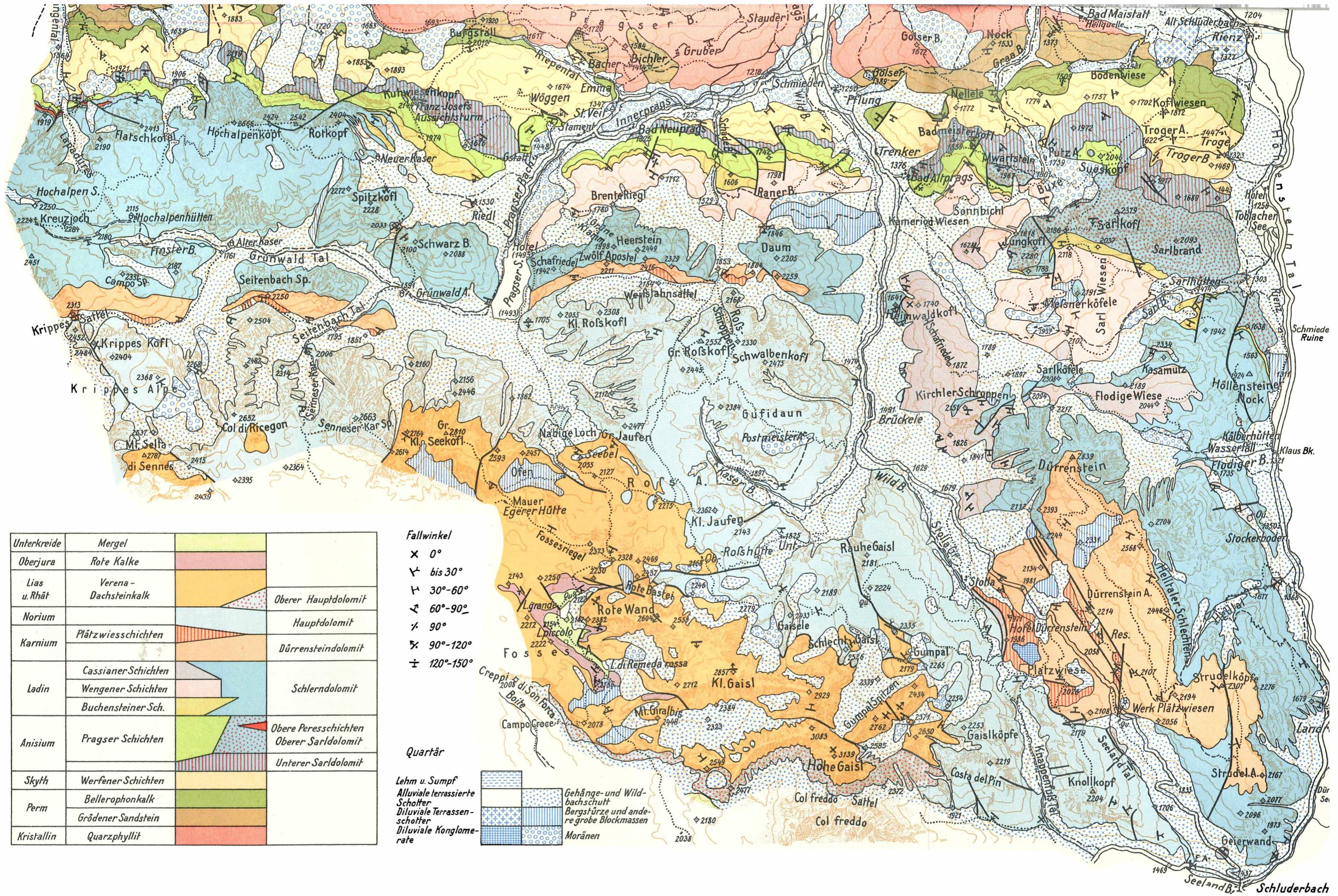


Unterkreide	Mergel		
Oberjura	Rote Kalke		
Lias u. Rhät	Verena-Dachsteinkalk		Oberer Hauptdolomit
Norium			Hauptdolomit
Karnium	Plätzwiesschichten		Dürrensteindolomit
Ladin	Cassianer Schichten		Schlerndolomit
	Wengener Schichten		
	Buchensteiner Sch.		
Anisium	Pragser Schichten		Oberer Sarldolomit
			Unterer Sarldolomit
Skyth	Werfener Schichten		
Perm	Bellerophonkalk		
	Grödener Sandstein		
Kristallin	Quarzphyllit		

- Fallwinkel
- × 0°
 - ∩ bis 30°
 - ∪ 30°-60°
 - ∩ 60°-90°
 - ∪ 90°
 - ∩ 90°-120°
 - ± 120°-150°

Quartär

- Lehm u. Sumpf
- Alluviale terrasierte Schotter
- Diluviale Terrassen-schotter
- Diluviale Konglomerate
- Gehänge- und Wildbachschutt
- Bergstürze und andere grobe Blockmassen
- Moränen



Unterkreide	Mergel		
Oberjura	Rote Kalke		
Lias u. Rhät	Verena-Dachsteinkalk		Oberer Hauptdolomit
Norium			Hauptdolomit
Karnium	Plätzwiesschichten		Dürrensteindolomit
Ladin	Cassianer Schichten		Schlerndolomit
	Wengener Schichten		
	Buchensteiner Sch.		
Anisium	Pragser Schichten		Obere Peresschichten Oberer Sarldolomit
			Unterer Sarldolomit
Skyth	Werfener Schichten		
Perm	Bellerophonkalk		
	Grödener Sandstein		
Kristallin	Quarzphyllit		

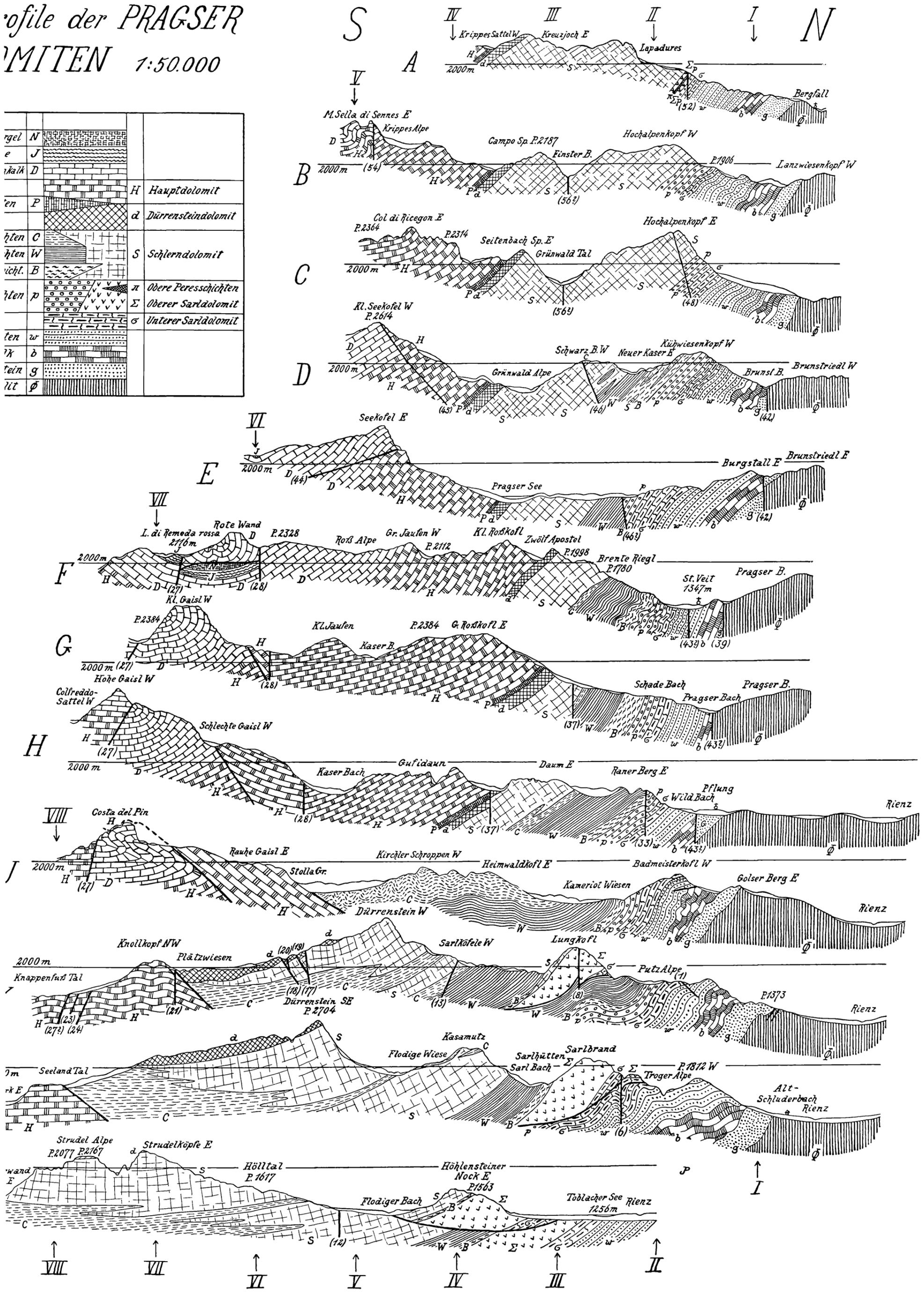
- Fallwinkel
- × 0°
 - Y bis 30°
 - T 30°-60°
 - Λ 60°-90°
 - ∨ 90°
 - ∞ 90°-120°
 - ± 120°-150°

Quartär

- Lehm u. Sumpf
- Alluviale terrassierte Schotter
- Diluviale Terrassenschotter
- Diluviale Konglomerate
- Gehänge- und Wildbachschutt
- Bergstürze und andere grobe Blockmassen
- Moränen

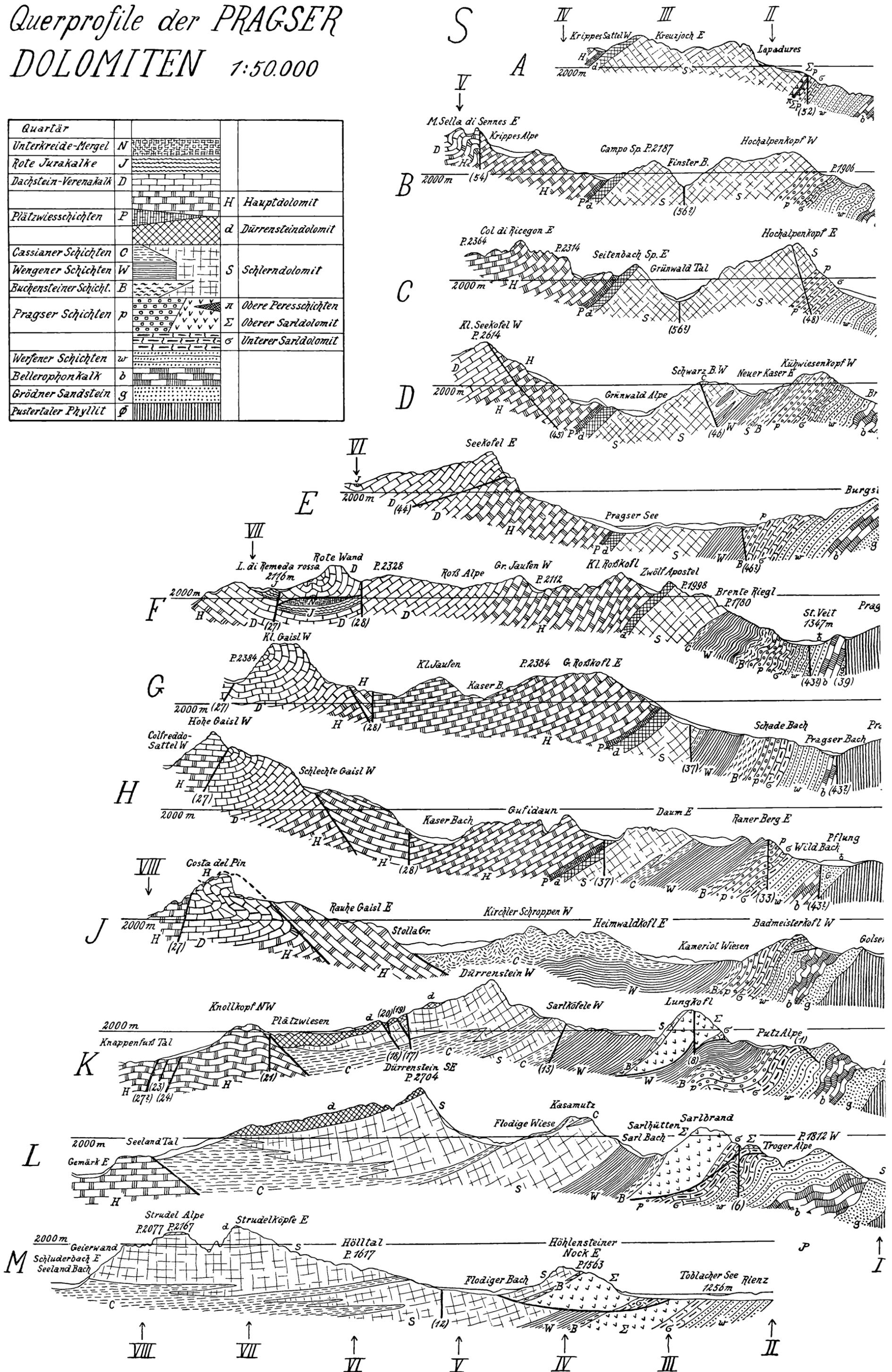
Profile der PRAGSER DOLOMITEN 1:50.000

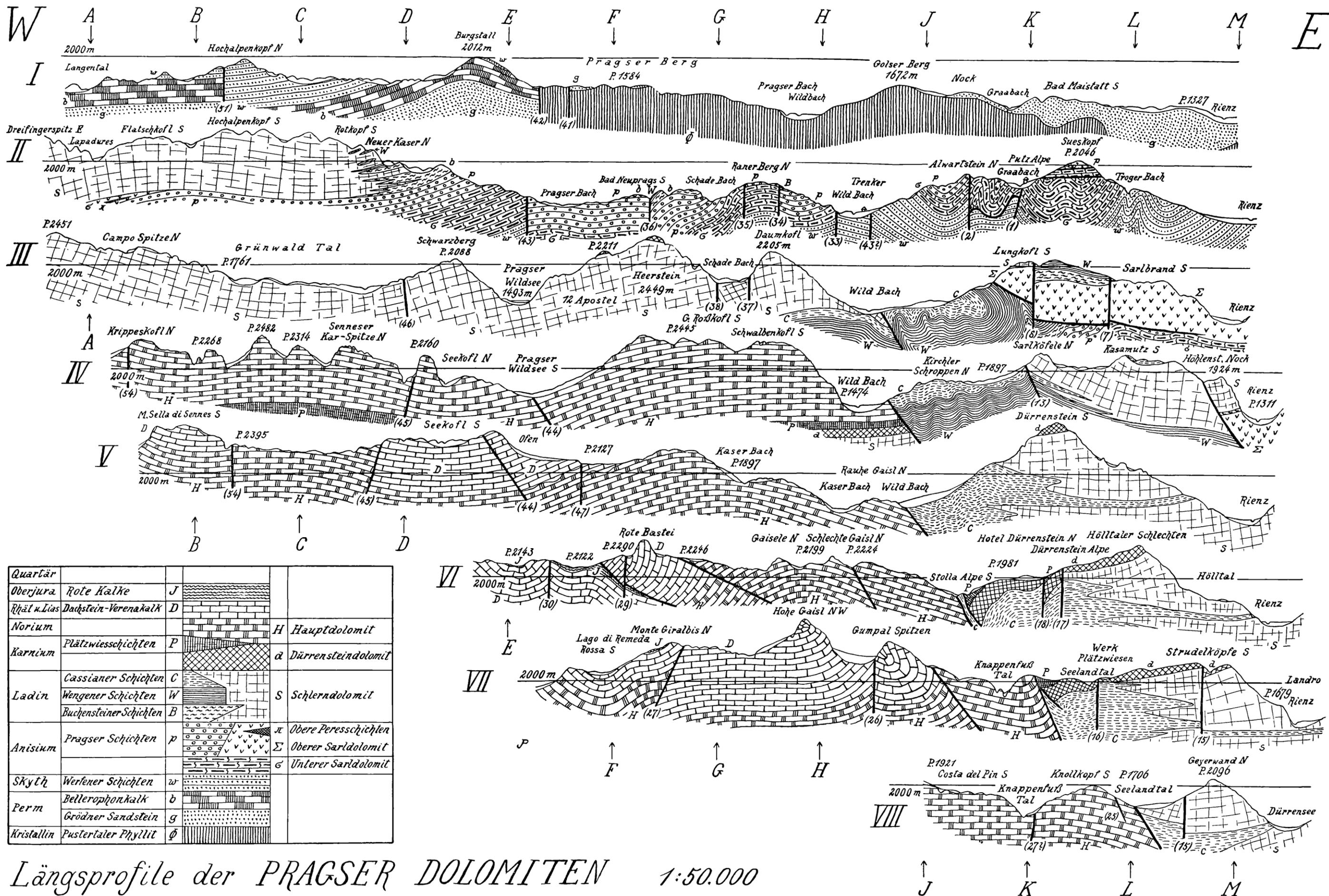
rgel N	[Symbol]		
e J	[Symbol]		
alk D	[Symbol]		
en P	[Symbol]	H	Hauptdolomit
hten C	[Symbol]	d	Dürrensteindolomit
hten W	[Symbol]	S	Schlerndolomit
ichtl. B	[Symbol]		
hten p	[Symbol]	π	Obere Peresschichten
	[Symbol]	Σ	Oberer Sarldolomit
	[Symbol]	σ	Unterer Sarldolomit
ten w	[Symbol]		
rk b	[Symbol]		
tein g	[Symbol]		
lit φ	[Symbol]		



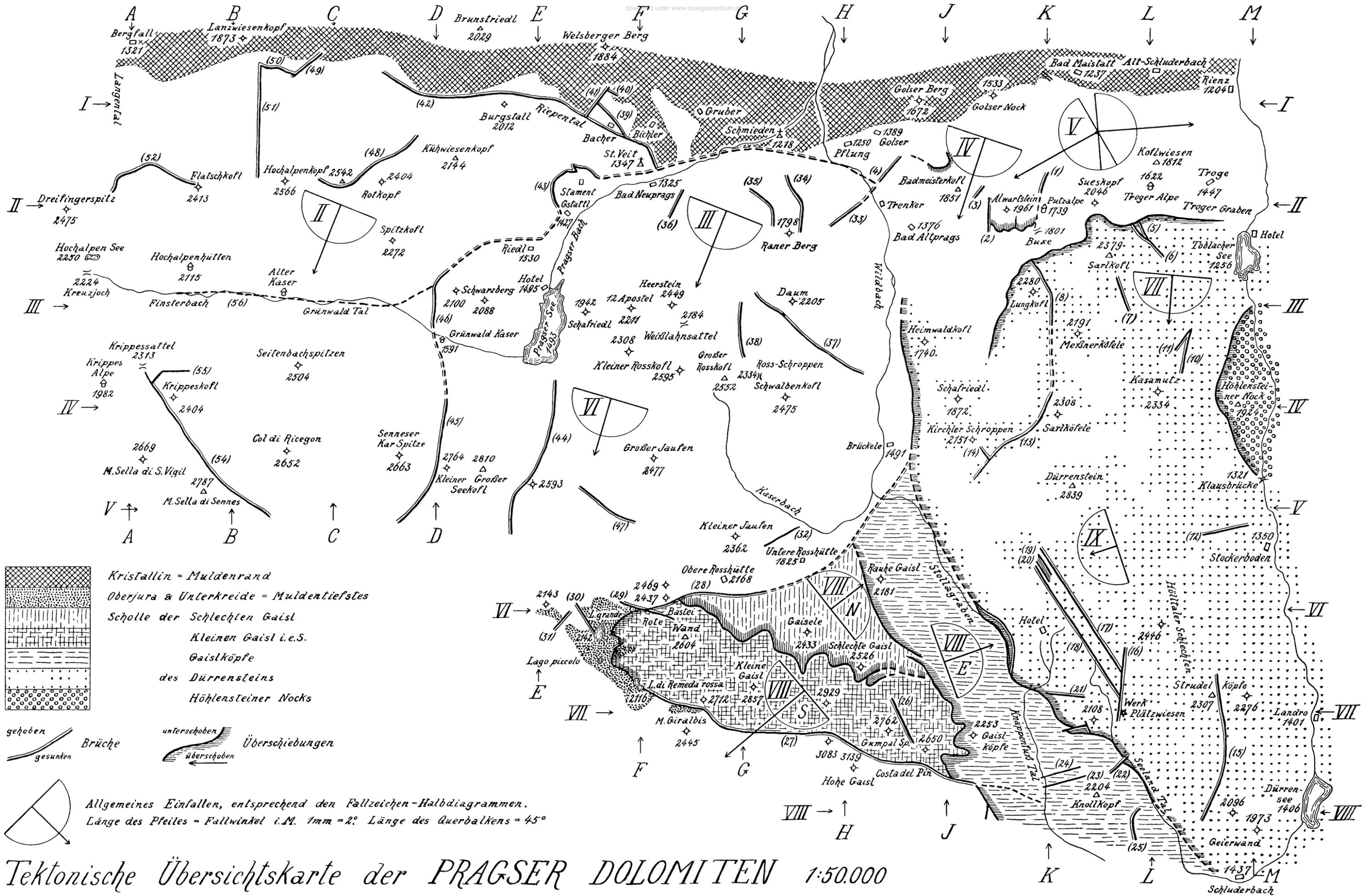
Querprofile der PRAGER DOLOMITEN 1:50.000

Quartär			
Unterkreide-Mergel	N		
Rote Jurakalke	J		
Dachstein-Verenaalk	D		
		H	Hauptdolomit
Plätzwiesenschichten	P	d	Dürrensteindolomit
Cassianer Schichten	C		
Wengener Schichten	W	S	Schlerndolomit
Buchensteiner Schicht.	B		
Prager Schichten	p	π	Oberer Peresschichten
		Σ	Oberer Sarladolomit
		σ	Unterer Sarladolomit
Werfener Schichten	w		
Bellerophonkalk	b		
Grödner Sandstein	g		
Pustertaler Phyllit	φ		

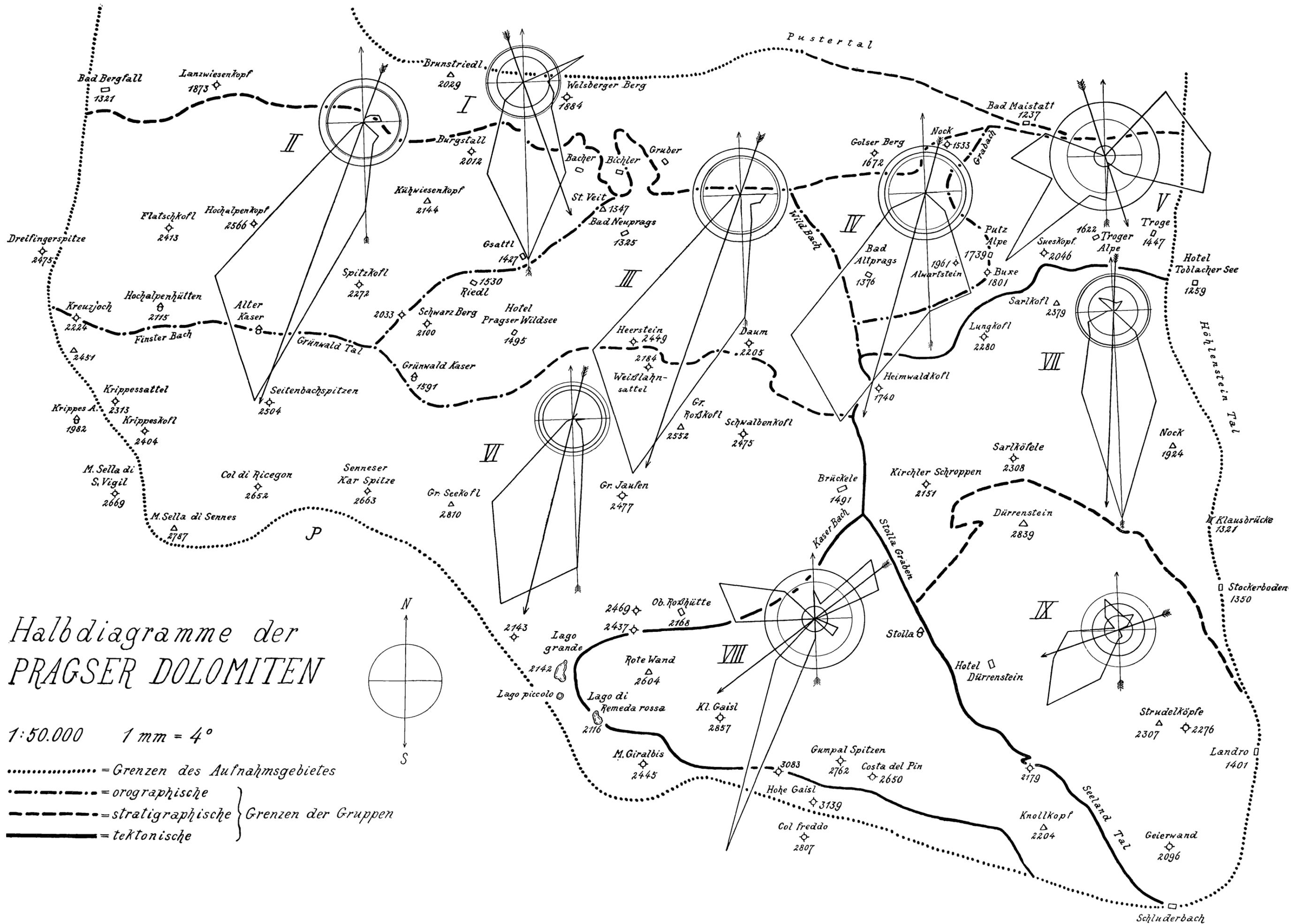




Längsprofile der PRAGER DOLOMITEN 1:50.000



Tektonische Übersichtskarte der PRAGER DOLOMITEN 1:50.000



Halbdiagramme der PRAGSER DOLOMITEN

Pia, Prager Dolomiten.

