

Geologie der Puezgruppe.

(Südtiroler Dolomiten.)

Von **Otto Reithofer**, Innsbruck.

(Mit 1 geologischen Karte, 1 Profiltafel und 8 Textfiguren.)

Aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Innsbruck.

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit verdankt ihre Entstehung der Anregung meines hochverehrten Lehrers, Herrn Professor Dr. R. Klebelsberg, der mir die geologische Bearbeitung der Puezgruppe vorschlug. Für die weitgehende Unterstützung bei der Ausarbeitung und die Revision der Karte erlaube ich mir, ihm auch an dieser Stelle meinen besonderen Dank auszudrücken.

Herrn Professor Dr. Sander und dessen Assistenten Dr. Schmidegg danke ich für die Unterstützung bei der Untersuchung der Schiffe.

Herrn Dr. Nöth, Assistenten am hiesigen Geologisch-Paläontologischen Institute, verdanke ich manchen Rat und Literaturhinweis.

Der Deutsche und Österreichische Alpenverein ermöglichte mir durch wiederholte geldliche Unterstützung die geologische Aufnahme des sowohl für den Geologen als auch den Bergsteiger interessanten Gebietes und gewährte auch die Mittel für die Drucklegung der Karte. Ich danke ihm hierfür auch an dieser Stelle verbindlich.

Die Darstellung des Gebietes nordwestlich der Linie Incislesbach—Regensburgerhütte—Val de Mont dal Ega—P. 2915—P. 2034—P. 2063 (südwestlich der Schlüterhütte) wurde zur Abrundung des Kartenbildes aus alten (1909) unveröffentlichten Aufnahmen von R. Klebelsberg übernommen.

Einleitung.

Das kartierte Gebiet ist ein Teil der westlichen Südtiroler Dolomiten. Im S bildet seine natürliche Grenze der Grödnerbach von der Einmündung des Cislesbaches bei Villa da Iman, westlich St. Christina, bis Plan, von hier verläuft die Grenze dem Freabach entlang auf das Grödner Joch, dann am Piscadubach abwärts bis zur Einmündung in die Gader südlich Pescosta. Die Ostgrenze folgt dem Lauf der Gader bis St. Martin. Die West- und Nordwestgrenze läuft dem Cislesbach entlang zur Regensburgerhütte, von da durch die Val de Mont dal Ega und die West- und Nordwestabhänge des Sobutsch zum Kreuzkofeljoch. Von hier folgt die Grenze des Aufnahmegebietes den Nordabhängen des Bronsaratales und dem Südgehänge des Peitler Kofels, Col Vercin und Blang de Crosta nordwestlich des Campilltales entlang nach St. Martin.

Für die Puezgruppe liegt, abgesehen von älteren Arbeiten, nur die 1879 erschienene geologische Übersichtskarte des tirolisch-venetianischen Hochlandes 1:75000 von Mojsisovics vor. Teile der Süd- und Südostabhänge gelangten auf der „General Geological Map of the Sella Massive and Enneberg“ (56) und Map A (54) von Ogilvie Gordon zur Darstellung.

Das Kartierungsgebiet liegt auf den österreichischen Originalaufnahmssektionen 1:25000 5347/2 und 4 und 5348/1 und 3 der Spezialkarte 1:75000 5347 Klausen und 5348 Toblach und Cortina d'Ampezzo.

Die geologischen Aufnahmen wurden durchgeführt in den Monaten Juli—September 1925 und 1926.

Verzeichnis der benützten Literatur.

1. Werke allgemeinen Inhaltes.

1. Arthaber G. v. *Lethaea geognostica. Die alpine Trias des Mediterrangebietes.* Stuttgart 1905.
2. Benecke E. *Über Trias und Jura in den Südalpen. Geognostisch-Paläontologische Beiträge, Bd. 1.* München 1866.
3. Bittner A. *Zur Kenntnis der Bellerophonkalke Südtirols. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1892.*
4. Cornelius-Furlani M. *Zur Kenntnis der Villnösser Linie. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1924.*
5. Cornelius H. und Furlani-Cornelius M. *Zur Geologie der Tuffbildungen im Marmolatagebiet (Südtirol). Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie in Stuttgart, 1924.*
6. Cornelius H. *Ein Bohnerzfund auf dem Latemar (Dolomiten). Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1926.*
7. Cornelius H. und Furlani-Cornelius M. *Über die Tektonik der Marmolata-gruppe (Südtirol). Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie in Stuttgart 1926, Beil. Bd. 56, Abt. B.*
8. Diener C. *Über den Einfluß der Erosion auf die Struktur der südosttirolischen Dolomitstöcke. Mitteilungen der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien, 1900.*
9. Diener C., Hörnes R., Suess F. und Uhlig V. *Bau und Bild Österreichs.* Wien 1903.
10. Doelter C. *Vorläufige Mitteilung über Untersuchung von Dolomiten und Kalksteinen aus Südtirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1873.*
11. Doelter C. *Bemerkungen über die Tuffbildungen in Südtirol. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie in Stuttgart, 1873.*
12. Doelter C. *Geologische Notizen aus Südtirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1873.*
13. Doelter C. und Hoernes R. *Chemisch-genetische Betrachtungen über Dolomit. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1875.*
14. Doelter C. *Über die mineralogische Zusammensetzung der Melaphyre und Augitporphyre Südtirols. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1875, Bd. 25, Min. Mitt.*
15. Fraas E. *Scenerie der Alpen.* Leipzig 1892.
16. Frech F. *Über Muren. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, München 1898, Bd. 29.*
17. Furlani M. *Zur Tektonik der Sellagruppe in Gröden. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1909, Bd. 2.*
18. Geyer G. *Erläuterungen zur geologischen Karte der Österreichisch-ungarischen Monarchie, Blatt Sillian und St. Stefano del Comelico, Wien, 1902.*

19. Gumbel C. Geognostische Mitteilungen aus den Alpen. 1. Das Mendel- und Schlerngebirge. Sitzungsberichte der mathematisch-physikalischen Klasse der Akademie der Wissenschaften in München, 1873.
20. Gumbel C. Ibid. 3. Aus der Umgebung von Trient. Sitzungsberichte der mathematisch-physikalischen Klasse der Akademie der Wissenschaften in München, 1876.
21. Gumbel C. Die geognostische Durchforschung Bayerns. Rede in der öffentlichen Sitzung der königlichen Akademie der Wissenschaften in München, 1877.
22. Horn M. Über die ladinische Knollenkalkstufe der Südalpen. Schlesische Gesellschaft für vaterländische Kultur in Breslau, 1904.
23. Hörnes R. Aufnahmen im oberen Villnößtale und im Enneberg. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1874.
24. Hörnes R. Vorlage der Karte des oberen Villnöß- und unteren Ennebergtales. Ibid., 1875.
25. Hörnes R. Aus den Südtiroler Kalkalpen. Einfluß des geologischen Baues auf die Terraingestaltung in der Umgebung von Ampezzo, Buchenstein, Gröden und Enneberg. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, München 1875, Bd. 6.
26. Hörnes R. Zur Genesise der Südtiroler Dolomite. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1875.
27. Hörnes R. Neocomfundorte in der Gegend von Ampezzo und Enneberg in Südtirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1876.
28. Hummel K. Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse (submarine Gesteinszersetzung). Geologische Rundschau, Berlin 1922, Bd. 13.
29. Keyserling H. Geologisch-petrographische Studien im Gebiete der Melaphyre und Augitporphyre Südtirols. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1902, Bd. 52.
30. Kiene H. Die Puezgruppe. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Wien 1912, Bd. 43, und Wien 1914, Bd. 45.
31. Klähn H. Senone Kreide mit und ohne Feuerstein. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart 1925, Beil., Bd. 52.
32. Klebelsberg R. v. Neuere geologische Forschungen, die Südtiroler Dolomiten betreffend. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1911, 4. Bd.
33. Klebelsberg R. v. Die eiszeitliche Vergletscherung der Alpen unter besonderer Berücksichtigung der Ostalpen. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Wien 1913, Bd. 44.
34. Klebelsberg R. v. Probleme der alpinen Quartärgeologie. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, 1924, Bd. 76.
- 34a. Klebelsberg R. v. Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, 1927, 79. Bd.
35. Klipstein A. v. Beiträge zur geologischen und topographischen Kenntnis der östlichen Alpen. Gießen 1871—1883, Bd. 2. und 3.
36. Kober L. Das Dachsteinkalkgebirge zwischen Gader, Rienz und Boita. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1908, Bd. 1.
37. Kober L. Bau und Entstehung der Alpen. Berlin 1923.
38. Koken E. Geologische Beiträge aus Südtirol. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart 1906/2.
39. Koken E. Zur Geologie Südtirols. Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart 1911.
40. Kronecker W. Zur Grenzbestimmung zwischen Trias und Lias in den Südalpen. Ibid., Stuttgart 1910.
41. Lehmann O. Bericht über die Exkursion des Wiener Geographischen Seminars nach Südtirol. Geographische Jahresberichte aus Österreich, Wien 1907.
42. Lemberg I. Zur mikrochemischen Untersuchung von Kalzit, Dolomit und Pro-dazit. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Berlin 1887, 39. Bd.
43. Lepsius R. Das westliche Südtirol. Berlin 1878.
44. Loretz H. Das tirolisch-venezianische Grenzgebiet der Gegend von Ampezzo. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Berlin 1874, Bd. 26.
45. Mojsisovics E. v. Die alten Gletscher der Südalpen. Mitteilungen des Alpenvereins, Wien 1863.

46. Mojsisovics E. v. Untersuchungen in der Umgebung der Seiser Alpe und von St. Cassian. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1874.
47. Mojsisovics E. v. Notizen zur Geologie des südtirolischen triadischen Tuffgebietes. *Ibid.* Wien 1874.
48. Mojsisovics E. v. Faunengebiete und Faziesgebilde der Triasperiode in den Ostalpen. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1874, Bd. 24.
49. Mojsisovics E. v. Über die Ausdehnung und Struktur der südöstlichen Dolomitstöcke. Sitzungsbericht der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 1875, B. 71.
50. Mojsisovics E. v. Die geologische Detailkarte der Umgebungen der Seiser Alpe und von St. Cassian im südlichen Tirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1875.
51. Mojsisovics E. v. Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien, Wien 1879.
52. Mojsisovics E. v. Über den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes. Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 1896, Bd. 105.
53. Morstadt J. Zur Geologie von Südtirol. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, München 1876, Bd. 7.
54. Ogilvie M. Contributions to the Geology of the Wengen and St. Cassian Strata in Southern Tyrol. Quart. Journ. of the Geol. Soc., London 1893.
55. Ogilvie M. Coral in the „Dolomites“ of South Tyrol. Geol. Mag. Dec. 4, vol. 1, Nrs. 355—356 Edinburgh 1894.
56. Ogilvie-Gordon M. On the Torsion Structure of the Dolomites. Quart. Journ. of the Geol. Soc., London 1899, Bd. 55.
57. Ogilvie M. The Thrust-Masses in the Western District of the Dolomites. Transact. of the Edinb. Geol. Soc., Edinburgh 1910, Bd. 9.
58. Ogilvie M. Die Überschiebung am Gipfel des Sellamassivs in Südtirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1910.
59. Ogilvie M. Über Lavadiskordanzen und Konglomeratbildungen in den Dolomiten Südtirols. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1911.
60. Ogilvie M. Leithorizonte in der Eruptivserie des Fassa-Gröden-Gebietes. *Ibid.* Wien 1913.
61. Ogilvie-Gordon M. Das Vorkommen von *Diplopora annulatissima* im Langkofelgebiet. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1925.
62. Ogilvie-Gordon M. Einige geologische Ergebnisse im Gebiete von Fassa und Gröden. *Ibid.* Wien 1925.
63. Penck A. und Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig 1909, Bd. 3.
64. Penck W. Der geologische Bau des Gebirges von Predazzo. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., Stuttgart 1911, Beilage Bd. 32.
65. Richthofen F. v. Bemerkungen über die Trennung von Melaphyr und Augitporphyr. Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 1859, Bd. 34.
66. Richthofen F. v. Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo, St. Cassian und der Seiser Alpe in Südtirol. Gotha 1860.
67. Richthofen F. v. Über Mendoladolomit und Schlerndolomit. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Berlin 1874, Bd. 26.
68. Rothpletz A. Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894.
69. Schwinner R. Der Monte Spinale bei Campiglio und andere Bergstürze in den Südalpen. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1912, Bd. 5.
70. Stache G. Vertretung der Permformation in den Südalpen. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1874.
71. Stache G. Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen, Nr. 2, II. Abschnitt. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1874, Bd. 24.
72. Stiny J. Perm bei Campill (Gadertal). Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1910.
73. Stur D. Eine Exkursion in die Umgegend von St. Cassian. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1868, Bd. 18.
74. Tornquist A. Das vicentinische Triasgebirge. Stuttgart 1901.
75. Tschermak G. Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien 1869.

76. Trautwein S. Zur Geologie der Geislergruppe im Vilsnöß. Diss., Calw 1920.
77. Uhlig V. Über Neocom vom Gardenazzastock in Südtirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1887.
78. Vacek M. Erläuterungen zur geologischen Karte der Österreichisch-ungarischen Monarchie, Blatt Rovereto—Riva. Wien 1911.
79. Weller O. Zur Geologie der Langkofelgruppe in Südtirol. Diss., Calw 1920.
80. Wöhrmann S. v. Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1893, Bd. 43.

2. Für die paläontologische Bearbeitung benutzte Werke.

81. Bender G. Die Homomyen und Pleuromyen des Muschelkalkes der Heidelberger Gegend. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, 1921, Bd. 73.
82. Bittner A. Über das Auftreten gesteinsbildender Posidonomyen in Jura und Trias der Nordostalpen. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1886.
83. Bittner A. Lamellibranchiaten der alpinen Trias. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1895, Bd. 18.
84. Broili F. Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alpe. Pal. Stuttgart 1904, Bd. 50.
85. Finkelstein H. Der Laubenstein bei Hohenaschau. Ein Beitrag zur Kenntnis der Brachiopodenfazies des unteren alpinen Doggers. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., Stuttgart 1839. Beil. Bd. 6.
86. Gumbel C. Über Foraminiferen, Ostracoden und mikroskopische Tierüberreste in den St. Cassianer und Raibler Schichten. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1869, Bd. 19.
87. Haug E. Die geologischen Verhältnisse der Neocomablagerungen der Puezalpe bei Corvara in Südtirol. Ibid., Wien 1887, Bd. 37.
88. Haug E. Beitrag zur Kenntnis der oberneocomen Ammonitenfauna der Puezalpe bei Corvara, Südtirol. Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns und des Orients. Wien 1889, Bd. 7.
89. Hörnes R. Ein Beitrag zur Kenntnis der Megalodonten. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1876.
90. Hörnes R. Vorlage von Petrefakten des Bellerophonkalkes aus Südtirol. Ibid. Wien 1876.
91. Kilian W. Lethaea geognostica, Unterkreide. Stuttgart 1907.
92. Kittl E. Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian. Annalen des k. k. Hofmuseums in Wien, 1891—1894, Bd. 6—9.
93. Koenen A. v. Die Ammonitiden des norddeutschen Neocoms, Abhandlungen der k. preuß. L. A. N. F. Berlin, 1902, Bd. 24.
94. Laube G. Die Fauna der Schichten von St. Cassian. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 1865—1869, Bd. 24.
95. Mojsisovics E. v. Das Gebirge um Hallstatt, 1. Teil: Die Molluskenfaunen der Zlabach- und Hallstätter Schichten. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1873, Bd. 6.
96. Mojsisovics E. v. Über die triadischen Pelecypodengattungen Daonella und Halobia. Ibid., Wien, 1874, Bd. 7.
97. Mojsisovics E. v. Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Ibid., Wien 1882, Bd. 10.
98. Mojsisovics E. v. Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke, 2. Bd. Ibid., Wien 1893, Bd. 6, 2. Hälfte.
99. Oppel A. Über das Vorkommen von jurassischen Posidonomyengesteinen in den Alpen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, 1863, Bd. 15.
100. d'Orbigny A. Paléontologie française. Terrains crétacés. Paris 1840—1847.
101. Parona C. Studio monografico della fauna Raibliana di Lombardia, Pavia 1889.
102. Peters K. Aptychen der österreichischen Neocomien- und oberen Juraschichten. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1854, Bd. 5.

103. Philipp H. Paläontologisch-geologische Untersuchungen aus dem Gebiet von Predazzo. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, 1904, Bd. 56.
104. Pictet I. et Loriol P. Description des fossiles dans le terrain néocomien des Voirons. Mat. pal. suisse, 2^e ser., Genève, 1858.
105. Pictet I. et Campiche C. Description des fossiles du terrain crétacé des environs de St. Croix. Ibid., Genève 1858—1860.
106. Polifka S. Beitrag zur Kenntnis der Fauna des Schlerndolomits. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1886, Bd. 36.
107. Rothpletz A. Geologisch-paläontologische Monographie der Vilsener Alpen. Pal., Stuttgart 1886—1887, Bd. 33.
108. Rothpletz A. Fossile Kalkalgen aus den Familien der Codiaceen und der Corallineen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, 1891, Bd. 43.
109. Salomon W. Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata. Pal., Stuttgart 1895, Bd. 42.
110. Stache G. Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols. 1. Cephalopoden und Gastropoden. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1877, Bd. 27.
111. Stache G. Ibid., 2. Peleceypoden und Brachiopoden. Ibid., Wien 1878.
112. Stache G. Zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1878.
113. Uhlig V. Zur Kenntnis der Cephalopoden der Roßfeldschichten. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1882, Bd. 32.
114. Uhlig V. Die Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Schichten. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 1883, Bd. 46.
115. Uhlig V. Über neocome Fossilien vom Gardenazza in Südtirol. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1887, Bd. 37.
116. Uhlig V. Über die Cephalopoden der Teschener und Grodischter Schichten. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 1901, Bd. 72.
117. Vacek M. Über die Fauna der Oolithe vom Kap S. Vigilio. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1886, Bd. 12.
118. Winkler G. Versteinerungen aus dem bayrischen Alpengebiet. 1. Die Neocomformation des Urschlauerachtales bei Traunstein, München 1868.
119. Wittenburg P. v. Einige neue Fossilien aus den Werfener Schichten Südtirols. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart 1908; 1.
120. Wittenburg P. v. Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Werfener Schichten Südtirols, mit besonderer Berücksichtigung der Schichten von Wladivostok. Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart 1908.
121. Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. Geologische und paläontologische Abhandlungen, n. F., Jena 1908, Bd. 8.
122. Wöhrmann S. v. Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler Schichten in den Nordtiroler und bayrischen Alpen. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1889, Bd. 39.
123. Wöhrmann S. v. Die Fauna der Raibler Schichten vom Schlernplateau. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, 1892, Bd. 44.
124. Zittel K. v. Grundzüge der Paläontologie (Paläozoologie) 1. Invertebrata, München und Berlin 1924.

Topographische Übersicht.

Was die orographischen Verhältnisse der Puezgruppe anbelangt, verweise ich in erster Linie auf die Abhandlungen von Hans Paul Kiene (30). Große Unklarheit herrscht überall im ladinischen Sprachgebiete in der Schreibweise der Ortsnamen. In der vorliegenden Arbeit hielt ich mich so weit als möglich an die Bezeichnungen der Originalaufnahme. Sonst wurden die Namen Kienes Arbeit oder in den südlichsten Teilen des Puezgebietes der Alpenvereinskarte der Langkofel- und Sella-gruppe entnommen.

Betrachtet man das Gebiet z. B. vom Heiligkreuzkofel aus, so sieht man im N eine Zone bewaldeter niederer Vorberge. Südlich von St. Martin steigen sie allmählich an, bilden die Gipfel des Prediz (1719) und Spizang (1838) und erreichen ihre größte Höhe am Tschengles (1963). Daran schließt nach S eine Einsenkung und dann folgt der gewaltige Dolomitstock der Gardenazza und Puezalpe. Auf diesem Plateau erheben sich noch eine Anzahl zum Teil nicht unbedeutender Gipfel: Mont' de Soura (2675), Col Turond (2418), Sas da Chiampatsch (2667), Sas Songher (2665), Les Cuecenes (2615, 2632 und 2611, nordwestlich vom Sas Songher), Col de Sonea (Col dell' Assonè, 2634), nordwestlich davon Col de Montigella (2678, südlich Punkt 2689), Puezkofel (2723), Mittlere Puezspitze (2915), Pizza Doleda (westliche Puezspitze, 2908), Col della Pieres (2759) und Steviaalpe. Von den Jochen ist das Puezjoch zwischen Col de Montigella und Puezkofel und das Siellesjoch an den Nordwänden des Col della Pieres zu erwähnen. Das Langental, das den westlichen Teil des Dolomitstockes in zwei Teile teilt, findet seine ideelle Fortsetzung nicht, wie Schulz und Kiene (30, S. 254) glauben, über den Einschnitt der Puezalpe und das Puezjoch in das Zwischenkofeltal, sondern, wie ein Blick auf die Karte zeigt, bildet die Val Culea seine Fortsetzung zum Chiampatschjoch und Chiampatschsee, die schon durch die Tektonik vorgezeichnet wurde. Als größeres Seitental ist nur noch das vom Crespeinajoch herabziehende Kedultal zu erwähnen. Das Langental selbst ist ein Seitental des ziemlich breiten Grödner Tales, das zwischen La Pozza und Villa da Iman fast schluchtartig verengt wird. Das Tal des Cislesbaches verbreitert sich nördlich der Schwatschalpe nach oben immer mehr und teilt sich schließlich in das Tal Forces de Sielles, das zum Campiller Joch (Forcella della Roa) führt, und in die Val de Mont dal Ega, die durch die Egascharte den Übergang zur Mesolpes(Medalges)-Alpe vermittelt. Vom Grödner Joch zieht nach W ein bis Col da Martin (bei Punkt 1911) ziemlich weites, von hier an sehr schmales Tal nach Plan hinunter. Nördlich davon, ungefähr parallel zu letzterem, verläuft das Tälchen Danter ceppies. Zwischen diesen beiden erhebt sich der Rücken des Bustatsch (2222) und Muliatsch mit Bus da Frate (bei Punkt 1922) und Pastura (1772). Der Kessel von Corvara wird mit dem Grödner Joch durch das breite Tal des Piscadubaches verbunden. Das Corvaratal zwischen Corvara und Stern ist zwar stellenweise etwas eng, hat aber nirgends einen schluchtartigen Charakter wie Klipstein (35, 3. Bd., S. 35) anführt. Von Stern an verbreitert sich das Gadertal beträchtlich. Bemerkenswert ist hier ein Tälchen namens Valatscha, das von Pedraces zum Gardenazzaplateau hinaufzieht. Nördlich Pedraces verengt sich das Gadertal neuerdings und wird erst bei der Einmündung des Campillbaches, der hier sein Bett schluchtartig eingeschnitten hat, weiter. Das Campilltal erreicht seine größte Breite hinter Campill bei Frena, wo das Zwischenkofeltal mit dem Mangröfengbache, das zur Mesolpesalpe führende Tal, das Bronsaratal und der Seresbach einmünden. Den Hintergrund des sehr engen Bronsaratales bilden die steilen Felswände des Sobutsch, Bronsoi und Kreuzkofeljoches (2313), die die Verbindung der Puezgruppe mit dem Peitlerkofel darstellen.

Aus der Verteilung der Diluvialmassen ist zu ersehen, daß die Talbildung in der Puezgruppe schon vor Beginn der Eiszeit zum großen Teil beendet war. Die hydrographischen Verhältnisse werden von Kiene (30, S. 255, 256) geschildert. Daß das gewaltige Erosionstal des Langentales einem so kleinen Bächlein, wie wir es heute vor uns sehen, seinen Ursprung verdankt, ist wohl sehr unwahrscheinlich. Es müssen hier früher wohl andere hydrographische Verhältnisse geherrscht haben.

Das sehr wasserarme Hochplateau der Puezgruppe verdankt die wenigen Quellen dem Neocom, dem oberen Dogger und den Raibler Schichten. Aus dem Dachsteindolomit selbst tritt nicht eine einzige Quelle zutage. Nicht viel besser steht es mit dem Schlerndolomit. Der hervorragendste Quellhorizont des Gebietes, der die besten und ergiebigsten Quellen liefert, ist der der Wengener Schichten. Außer diesen sind noch die Cassianer-, Werfner- und Bellerophonschichten zu erwähnen. Letztere liefern im Campilltale einige schwefelhaltige Quellen. Die Schwefelquellen von Pedraces verdanken wohl den hier in den Wengener Schichten vorkommenden Gipslagen ihre Entstehung.

An Seen ist die Puezgruppe sehr arm. Der Chiampatschsee, der sein Dasein einem Bergsturz verdankt, ist schon fast ganz durch einen von NO herabkommenden Schuttkegel aufgefüllt worden. Der Crespeina-see ist wohl durch Erosion entstanden.

Stratigraphischer Teil.

Am Aufbau der Puezgruppe sind folgende Formationsglieder beteiligt:

Bellerophonschichten	Oberes Perm
Werfener Schichten	} Trias
Unterer Muschelkalk	
Mendeldolomit	
Buchensteiner Schichten	
Tuffkonglomerate	
Buchensteiner Agglomerate	
Augit-Plagioklas-Porphyrite	
Wengener Schichten	
Cassianer Schichten	
Schlerndolomit	
Raibler Schichten	} Trias
Dachsteindolomit	Jura
Oberer Dogger	Kreide
Neocom	} Quartär
Diluvium	
Alluvium	

Bellerophonschichten (Oberes Perm).

Die Bellerophonschichten sind das älteste Schichtglied des Gebietes. Ihre Unterlage, der Grödner Sandstein, kommt hier nirgends zum Vorschein.

Die Bellerophonschichten des Gebietes werden in erster Linie durch schwarze, weißgeaderte, stark bituminöse Kalke vertreten.

Bellerophonschichten stehen am Außenrande des Puezgebietes an verschiedenen Stellen an. Im Campilltal liegen gute Aufschlüsse bei der Mündung des Campillbaches in die Gader an dem linken und rechten Ufer. Hier sind die Bellerophonschichten in ziemlicher Mächtigkeit erschlossen, infolge von Schichtverbiegungen jedoch sind keine sicheren Angaben über die Mächtigkeit zu machen, doch sind links der Gader zirka 80—100 m erschlossen. Sehr wahrscheinlich handelt es sich nur um die obere Abteilung der Bellerophonschichten und vielleicht noch die obersten Lagen der unteren (Stache 110, S. 280, 281). Gipse kommen nur im Bronsaratale vor, die, wie Trautwein (76, S. 78—84) gezeigt hatte, zur Hauptsache die mittlere Abteilung vertreten, jedoch sich auch in der oberen noch finden, was einerseits die Gliederung erschwert, anderseits darauf hinweist, daß die Schichten im eigentlichen Puezgebiete unter etwas anderen Bildungsbedingungen zur Ablagerung gekommen sind als in dem westlichen Nachbargebiete. Das Vorkommen von Bellerophonschichten südlich von St. Martin und ein ebensolches im Bronsaratale hat schon Mojsisovics kartiert. Richthofen hat die dunklen Bellerophonkalke des Nordzipfels auch erwähnt, merkwürdigerweise aber als Grödner Sandstein eingetragen. Am Campillbache bei Lovara sind ziemlich dickbankigen, dunklen Bellerophonkalklagen ebensolche eines graugelben, kavernösen, dolomitischen Gesteins zwischengelagert. Außerdem kommen die Bellerophonschichten auch noch an verschiedenen anderen Stellen zutage, in größerer Mächtigkeit allerdings nur nördlich ober Seres, im Bronsaratale, an den Westabhängen des Sobutsch und zwischen Plan und Linatscha. Die übrigen Vorkommen sind unbedeutend; nur die obersten Lagen sind erschlossen, so bei Punkt 1185 am linken und auch am rechten Ufer der Gader (zwischen Pedraces und Pederöa), ober Cherschung bei Campill, in dem kleinen Tale westlich Bioc ober P. 1363, am Pradat ober Collfuschg (festgestellt von R. v. Klebelsberg), ober Saning westlich Collfuschg, an einigen Stellen zwischen Bramaurang und Plesch d'Inaz und vielleicht bei P. 1648 am linken Ufer des Cislesbaches.

Quarzsandsteine konnte ich in meinem Gebiete nicht feststellen. Es scheint sich eben im eigentlichen Puezgebiete um etwas küstenfernere Teile des gesamten Ablagerungsbereiches der Bellerophonschichten zu handeln, da Gipse fehlen. Hier sind Kalke und Dolomite vorherrschend, die, wie Trautwein (76, S. 29) bemerkte, auf ein etwas tieferes Meer hinweisen. Der lithologischen Ausbildung nach herrschen in den unteren erschlossenen Horizonten hellgraue Kalke und kavernöse dolomitische Schichten von grauer bis bräunlicher Farbe vor. Nach oben werden die Schichten dunkler, kalkreicher und bitumenhaltiger. In den obersten Schichten überwiegen feste, dünne, fast schwarze Stinkkalke mit der charakteristischen rauhen, scheinbar grobkörnigen Bruchfläche, die mit Mergeln wechsellagern. Die Kalkbänke sind einige Dezimeter, selten aber mehr als einen halben Meter mächtig und oft durch einige Zentimeter dicke Mergellagen voneinander getrennt. Die schwarzen Kalke sind vielfach von weißen Kalzitadern durchzogen. An verschiedenen Stellen (ober Linatscha, am Pradat u. a.) fand ich Lumachelle, an anderen Pflanzenspuren. Lagenweise sind die Kalke ganz erfüllt von Ostracoden

und Gyroporellen, die hier geradezu „gesteinsbildend“ auftreten. In oberen Lagen fand ich ober Plesch d'Inaz deutliche Oolithe. Einzelne Schichtflächen erinnern sehr an die „Wurstelbänke“ des nordalpinen Muschelkalks. Bellerophoniten sind nicht selten, aber meist nur Durchschnitte oder schwer herauszupräparierende Stücke. Die dunklen Kalke verwittern mit rauher Oberfläche und grauer bis bräunlicher Farbe. Bei flacher Lagerung neigt der Bellerophonkalk auch zur Bildung steiler Wände, so z. B. bei der Einmündung des Campillbaches in die Gader. Auch als Baustein findet er infolge nicht zu schwieriger Bearbeitung und ziemlicher Dauerhaftigkeit Verwendung.

Die Angaben Stinys (72, S. 387) über den Bellerophonkalk im Bronsaratale stimmen nicht ganz mit den tatsächlichen Verhältnissen überein, da die Schichten bis zum Bronsarajoch hinaufziehen, was schon Cornelius-Furlani (4, S. 127—129) und Trautwein (76, S. 69, 70) festgestellt haben.

Am linken Ufer des Campillbaches westlich Mischl steht heller, weißer, feinkristalliner, grau und schmutzig graubraun verwitternder Gips und graue—graubraune, im Bruche etwas dunklere, sehr kavernöse, kalkreiche Rauhwaacke an. Die Gipse erscheinen vielfach durch dünne, gelbe—bräunliche—schwarze Tonlagen gebändert. Die Bänderung kann fast Feinschichtung werden. Auch dünne Mergellagen und dünne bis dickere dunkle, fast schwarze Kalklagen wechsellagern mit den Gipsen. Sprünge in dunklen Kalken senkrecht zur Schichtung sind mit Gips verheilt, ebenso findet sich hier eine Breccie mit Gips als Bindemittel. An einer Stelle wurde karrenartige Verwitterung des Gipses im kleinen beobachtet. Die Gipse liegen hier mehr in den unteren Teilen der Aufschlüsse.

Am rechten Ufer westlich von Pares steht heller Bellerophonkalk an. Weiter bachaufwärts kommen am linken Ufer grauschwarze Kalke und Mergelkalke zum Vorschein, die massenhaft Gyroporellen, Muscheln und andere unbestimmbare Fossilien enthalten. Mitten durch diesen Komplex geht eine helle, grau-grüne, sich sandig anfühlende Kalklage. Höher oben im Tale, wo die Bellerophonschichten auf beiden Seiten bis zum Bache herunter aufgeschlossen sind, stehen braunschwarze, graublau verwitternde Kalke mit Gyroporellen an.

Auch in den Bellerophonschichten des Bronsaratales ist die lithologische Ausbildung der einzelnen Schichten großem Wechsel unterworfen. Die Kalke sind schwarz, graubraun—hellgrau, die Verwitterungsfarbe ist graubraun—grau—hellgelb—gelb. Der Mg-Gehalt ist hier ziemlich gering. Wohl aber ändert sich der Bitumengehalt sehr stark, wobei meist die dunklen Lagen bitumenreicher sind. In tieferen Teilen der Aufschlüsse kommen auch graue kristalline Kalke und sehr feine, kalkreiche Sandsteine mit Glimmer vor. Dünne, dunkle Mergellagen sind sehr häufig. Fast schwarze, bituminöse Kalklagen sind erfüllt von mikroskopischen Fossilresten. In oberen Horizonten stehen hier kalkreiche, sehr kavernöse Schichten an. Darüber folgen schwarze, bituminöse Kalke, graue Kalke, sehr hellgraue, splitterig brechende Kalke und eine dünne Lage graublauer, feiner Kalksandsteine. Im Hangenden folgen die Seiser Schichten. Die obersten Lagen wittern schwach bräunlich an. Die Gyroporellen treten hier massenhaft lagenweise auf und sind an kein bestimmtes Niveau gebunden.

Bei Punkt 2121 am Joch zwischen Campill und Untermoj sind die obersten Lagen der Bellerophonschichten ganz erfüllt von Gyroporellen, Muscheln und kleinen Schnecken. Westlich von Mischl steht bei Punkt 1776 ein fast schwarzer, stark bituminöser Kalk an, der massenhaft Foraminiferen enthält. Die Größe, die äußeren Umgänge und der Querschnitt sind einer *Cornuspira*, die schon Gümbel (19, S. 37, 39, 40) im Bellerophonkalk fand, sehr ähnlich, doch stimmen die inneren Umgänge der nicht gut erhaltenen Stücke nicht mit der vorhin erwähnten Form überein, so daß eine sichere Bestimmung nicht möglich war.

Einem Gewirr von Ästen gleichende *Problematica* sind in der Campiller Gegend nicht selten.

Nach oben hin gehen die Bellerophonschichten auch in meinem Gebiete ohne scharfe Grenze in die Werfener Schichten über. Darauf hat schon Hörnes (90, S. 43) verwiesen, daß die Bellerophon- und die Seiser Schichten nicht nur ganz konkordante Ablagerungen sind, sondern auch in einer Weise durch petrographische Übergänge verbunden sind, daß eine Trennung schwierig durchzuführen ist. Auch Mojsisovics (51, S. 42) und Trautwein (76, S. 30) heben hervor, daß es zufolge der gleichen Absatzbedingungen, die vom oberen Perm in die unterste Trias fort dauerten, nicht zur Ausbildung einer petrographischen Grenze gekommen ist, sondern daß die vorhin erwähnten Schichten durch Wechsellagerung innig miteinander verknüpft sind.

Bellerophondurchschnitte finden sich sowohl in den dunklen als auch in den hellen Kalken ober Linatscha, zwischen Preromang und Bepack, am Pradat, bei Preromang, im Bronsaratal, Seresbach und westlich Bioc. Im allgemeinen finden sich Versteinerungen am häufigsten und verbreitetsten in den dunklen Kalken. An Fossilien bestimmte ich (soweit nichts anderes erwähnt, eigene Funde):

Aviculopecten cf. *Coxanus* Meek et W. ober Linatscha.

Pecten sp. ober Linatscha, westlich Bioc, bei Punkt 2121 nördlich der Peitlerwiesen, Seresbach und bei Punkt 1776 westlich Mischl.

Gleiodophorus sp. ober Linatscha, ober Seres, westlich Bioc und bei Punkt 2121 nördlich der Peitlerwiesen.

Edmondia cf. *rudis* M' Coy ober Linatscha.

Natica pusillucula Stache bei Punkt 2121 nördlich der Peitlerwiesen, Bronsaratal.

Turbonilla montis crucis Stache bei Punkt 2121 nördlich der Peitlerwiesen.

? *Macrochilina* sp. Preromang (F.).¹⁾

Nautilus cf. *Hoernesii* Stache Preromang (F.).

Hellere Kalke sind an der Obergrenze, wie schon erwähnt, stellenweise erfüllt mit Gyroporellen (ober Linatscha, am Pradat und anderen Orten). In den Mergellagen finden sich bei Saning Aviculidenreste (*Avicula peracuta* Stache).

Das Mesozoikum ist in der Puezgruppe durch Trias, oberen Dogger und untere Kreide vertreten. Lias, unterer Dogger, Malm und obere Kreide fehlen. Untere und mittlere Trias sind vollständig vorhanden, die obere ist in geringer Mächtigkeit entwickelt.

¹⁾ = Ferdinandeumsmaterial.

Die Werfener Schichten.

Das unterste Glied der Trias, die Werfener Schichten, läßt sich im Puezgebiete nicht so leicht wie sonst in den Dolomiten in Seiser (Zone der *Pseudomonotis aurita* Hauer) und Campiller Schichten (Zone der *Naticella Costata* Münster (Wittenburg, 121, S. 4) trennen. Auf der Karte wurden daher lediglich Werfener Schichten als Ganzes dargestellt. Einerseits ist die lithologische Ausbildung zu gleichmäßig, andererseits sind die paläontologischen Funde zu spärlich, als daß Seiser und Campiller Schichten hätten exakt getrennt kartiert werden können.

Die horizontale Verbreitung der Werfener Schichten geht schon aus der Karte von Mojsisovics klar hervor. In weiter Verbreitung finden sie sich am Höhenrücken zwischen Campill- und Gader Tal, wo sie auch ihre größte Mächtigkeit, bis über 400 m erreichen, wie auch aus dem Wittenburgschen Profil bei Grones (121, S. 13) hervorgeht.

Es ist eine bekannte Tatsache, daß die Werfener Schichten auch sonst in den Dolomiten bedeutenden Mächtigkeitsschwankungen unterworfen sind. Im Puezgebiete kommen ganz beträchtliche vor. In den südlichen und östlichen Teilen des Gebietes gelangten die Werfener Schichten in geringerem Maße zur Ablagerung. Ober Plesch d' Inaz beträgt die Mächtigkeit der hier nur wenig gestörten Schichten etwa ein Viertel des maximalen Betrages. Ich möchte aber nicht die ganzen Mächtigkeitsschwankungen als primär auffassen, sondern sie auch z. T. auf tektonische Vorgänge zurückführen.

Die Werfener Schichten beginnen mit grauen, geschichteten Kalken oder Mergeln mit *Pseudomonotis Clarai* Emmer., die noch ab und zu mit dunklen, mitunter auch bituminösen Kalken vom lithologischen Habitus der Bellerophon-schichten wechsellagern. Letztere verschwinden aber bald und dann herrschen hellgraue und dunkelgraue Kalke mit grauen und bräunlichen Mergeln und Mergelkalken wechsellagernd vor. Auch mehr dolomitische Lagen finden sich, so z. B. ober Saning. Die hellgrau verwitternden Kalke sind im Innern meist graubraun bis bräunlich. Die Mergel sind grau, gelbbraun, braun; auch schwach rötliche oder grünliche Lagen kommen vor. Die Mergel und Mergelkalke enthalten sehr reichlich fein zerriebenen Muscovit und fühlen sich sandig an. Ober Frena, südöstlich Campill, stehen mächtige, dickgebankte Lagen von grauen Kalken an, die intensiv gelbbraun verwittern. Diese Stelle ist auch eine der wenigen, wo die Werfener Schichten, die im allgemeinen zur Bildung sonst viel sanfterer Gehänge neigen, steile, schroffe Wände liefern. Die Mergel und Kalke sind vorwiegend dünn geschichtet. Das Kokensche Konglomerat konnte ich im Gebiete nicht vorfinden. Für den Abschnitt zwischen Campill und Pederöa geht sein Mangel auch aus Wittenburgs Profil hervor. Und das ist mit ein Grund, warum Seiser und Campiller Schichten hier nicht scharf auseinandergehalten werden können.

Am linken Ufer des Bronsarabaches stehen über den Bellerophon-schichten helle, blaugraue, teils dünnblättrige, mitunter sehr fossilreiche Mergel an. Darüber wechsellagern dünne, feste, graue Kalke mit grauen Mergellagen; beide wittern grau und bräunlichgrau an und zeigen stellenweise rostbraune Flecken. Wo die Mergel vorherrschen, tritt die Profil-

linie rasch zurück. Auch gering mächtige, helle, rötliche, nur schwach brausende Kalke und Sandsteine und glimmerreiche Lagen kommen hier innerhalb der Seiser Schichten vor.

Über den Bellerophonschichten des Punktes 2121 (Joch zwischen Campill und Untermoj) folgt ein grauer, stark gelb verwitternder, hart und splitterig brechender Kalk und erst in höheren Lagen stehen Gesteine an, wie sie in den Seiser Schichten typisch sind. Sichere Campiller Schichten konnten hier nicht nachgewiesen werden.

An der Gader-Straße stehen unter Palestrong, nahe der Liegendgrenze der Seiser Schichten, zwei zusammen zirka 40 cm mächtige, kalkreiche, etwas tonige „Gastropodenoolithbänke“ an. Diese sind ganz erfüllt von kleinen, höchstens ein paar Millimeter großen Gastropoden und einzelnen erkennbaren Exemplaren von *Coelostilina werfensis* Witt. Gegen die Bellerophonschichten werden die Seiser Schichten hier sehr arm an Mergellagen und es herrschen hier hellgraue Kalklagen vor.

Ober Saning und am Pradat sind die Seiser Schichten nur durch graue Kalke vertreten. Campiller Schichten sind hier nicht vorhanden.

Nordöstlich ober Linatscha folgen im Hangenden der Bellerophonschichten helle, dünn gebankte Kalke und darüber graue Kalkmergel, an einer Stelle nur 2—3 m mächtig. Auch hier ist von Campiller Schichten nichts wahrzunehmen.

In den als Campiller Schichten anzusprechenden höheren Lagen wiegen graue Kalkbänke und graue und rötliche Mergel vor. Sehr häufig sind intensiv rot gefärbte, dünnschichtige Mergel und Mergelkalke, sandige Lagen und solche mit Glimmeranreicherung. Muscovit, Biotit, Kalzit (z. T. rötlich) und Quarz sind an der Zusammensetzung des Gesteins in hervorragendem Maße beteiligt. Rötlichgraue Kalklagen mit roter mergeliger Schichtoberfläche und hellgrüne mergelige Zwischenlagen kommen vor; ebenso grünliche, z. T. sehr harte Kalklagen. Bei diesen hält die grüne Färbung nicht weit in die Tiefe an. Nach einem oder ein paar Zentimetern geht sie allmählich wieder in die rote über. Auch rot und grün gesprenkelte Schichten sind nicht selten; ebenso Wellenfurchen und Trockenrisse, besonders westlich ober Bioc und am Abstiege vom Tschengles nach Frena.

Auf der Nordseite des Bronsaratales wechsellagern in den oberen Lagen der Campiller Schichten graugrünliche, dünne Kalk- oder Kalkmergelbänken mit ebensolchen von roter Farbe. In den obersten Schichten sind hier stellenweise Salpeterausscheidungen zu beobachten.

Am Sobutsch sind die Campiller Schichten als grüne und rote Mergel und Kalke entwickelt.

Westlich der Schlüterhütte stehen in höheren Teilen des Campiller Niveaus blaugraue, gelbbraun verwitternde Kalke und Kalkmergel an.

Am Gipfel des Col Vercin neigen die ziemlich harten, roten, reichlich Muschelschalen enthaltenden Campiller Kalklagen ein wenig zur Karrenbildung. Südöstlich des Gipfels sind den dünnschichtigen, roten Campiller Mergeln ziemlich große, harte, einem Brotlaib ähnliche Gebilde sedimentärer Entstehung eingelagert. Deren Bildung erfolgte wohl durch untermeerische Rutschungen, die vor der Verfestigung des Sediments stattgefunden haben.

Bemerkenswert ist das Auftreten mehrerer Konglomerathorizonte in den Werfener, wohl Campiller Schichten auf der Ostseite der Gader, zwischen Campeï und Pederöa. Ein ähnliches, lange nicht so mächtiges Vorkommen fand Trautwein (76, S. 33, 34) am Pronsoi und Sobutsch. Nördlich Pederöa sind vier mehrere Meter mächtige Konglomeratbänke aufgeschlossen, die mit roten Kalkmergeln und Kalksandsteinen wechsellagern. Die Konglomerate enthalten hier gerundete, von rotem Bindemittel umgebene Stücke und sind im Handstück nicht vom „Muschelkalkkonglomerat“ zu unterscheiden. Anders ist es aber unter Campeï. Dort reichen sehr mächtige, ganz aus eckigen Stücken eines meist stark dolomitischen, hellen, grünlichgrauen Gesteins bestehende ungeschichtete Lagen 60—80 m unter die Hangendgrenze herab. Die einzelnen Brocken sind mit einem meist intensiv rotbraunen Bindemittel überzogen und auch in kleinen Partien vom „Muschelkalkkonglomerat“ auseinander zu halten. Diese Breccie scheint nach S mehr in ein Konglomerat überzugehen. Das beweist, daß nicht erst nach der Ablagerung der Campiller Schichten eine Transgression wahrzunehmen ist, sondern daß auch innerhalb der Campiller Periode wiederholt Transgressionen, wenn auch von nur ganz lokaler Bedeutung, stattgefunden haben.

Ober Bospack fand ich Trümmer eines roten „Gastropodenooliths“, ohne daß sich der Horizont, aus dem sie stammen, ermitteln ließ. Stellenweise sind die Schichtflächen sowohl der Seiser- als auch der Campiller Schichten geradezu gepflastert mit Lamellibranchiaten. Auf der Westseite des Tschengles waren an einer Stelle die Schichtflächen ganz bedeckt mit dem „*Problematicum werfense*“, das auch in einem Graben nördlich Campeï gefunden wurde.

Östlich von Bramaurang folgen über den sicheren Seiser Schichten rote Mergellagen, die mit dünnen, grauen Kalklagen mehrfach alternieren.

Gipse und Rauhdecken fehlen in den Werfener Schichten vollständig. Feinschichtung ist vielfach zu erkennen.

Westlich Punkt 1533 (bei Campeï) steht unter grauen und rötlichen Mergeln ein sehr harter, grauer, ziemlich hell verwitternder Kalk an, der auf Entfernung wie Dolomit aussieht. Unter Campeï sind mehrere solche helle, graue, mehr kalkarme Gesteinslagen wahrnehmbar, die durch die steileren Wände, die sie bilden, auffallen.

Die Werfener Schichten verhalten sich wie allgemein in den Südtiroler Dolomiten, so auch im Puezgebiete tektonischen Beanspruchungen gegenüber ungemein plastisch. Sie machen sehr komplizierte Faltungen mit, ohne daß dabei der Verband der Schichten wesentlich gestört wird.

Westlich ober Kesler ist neben der blätterigen auch die stengelige Verwitterung der Werfener Schichten bemerkbar. Die Verwitterungsprodukte der erwähnten Schichten liefern gute Böden für Land- und Forstwirtschaft. Allerdings neigen sie auch zur Bildung von nassen Böden, Rutschböden und Muren. Nördlich ober Linatscha sind die Verwitterungsprodukte der über den wenig mächtigen Werfener Schichten lagernden „Muschelkalkkonglomeratlage“ auch über die schwarzen Bellerophonschichten abgeronnen, wodurch diese äußerlich rot gefärbt wurden und auf Entfernung Campiller Schichten vortäuschen.

Die Grenze der Werfener Schichten nach oben ist meist sehr deutlich ausgeprägt.

Was sich an Versteinerungen gewinnen ließ, stammt aus den Mergeln oder Mergelkalken. Dunklere, mergelige Kalke des Pradat sind erfüllt mit kleinen, nicht näher bestimmbareren Gastropoden (Zone der *Pseudomonotis aurita* Hauer). Astförmige und den Gyroporellen ähnliche Versteinerungen sind in den Werfener Schichten nicht selten.

An Fossilien bestimmte ich aus den Seiser Schichten:

Pecten sp. Bosg de Villa;

Pseudomonotis Clarai Emmr. (u.)¹⁾, ober Plesch d'Inaz, ober der Brücke zwischen Corvara und Varda, Tschengles, Lovara—rechtes Campillbachufer, Tal westlich von Plang, Seresbach, Bronsarabach, Bronsoi, westlich der Schlütherhütte, bei Punkt 1648 (Gislesbach);

Pseudomonotis sp., ober der Brücke zwischen Corvara und Varda;

Pseudomonotis orbicularis Richth., nördlich ober Kesler, Bronsaratal;

Pseudomonotis aurita Hauer, ober Plesch d'Inaz, nördlich ober Kesler, Tal westlich von Plang, bei Lovara—rechtes Campillbachufer, westlich der Schlütherhütte, Nordseite des Sobutsch, Campillbach ober Pares;

Pseudomonotis cf. *aurita* Hauer, ober der Brücke zwischen Corvara und Varda, Campillbach ober Pares;

Homomya („*Anoplophora*“) *fassaensis* Wissm., ober der Brücke zwischen Corvara und Varda, ober und bei Bespack, bei Frena, ober Saning;

Langula tenuissima Br. (u.), ober der Brücke zwischen Corvara und Varda;

Aus den Campiller Schichten:

Hörnasia socialis Schl. (o.)²⁾, unter Bespack;

Pecten sp., Tschengles, Grones (F.);

Pseudomonotis inaequicostata Benecke (u.), Campill;

Pseudomonotis cf. *inaequicostata* Benecke, Tschengles;

Pseudomonotis sp., Tschengles, zwischen Campill und Pedraces (F.);

Gervillia sp. (o.), zwischen Pescol und Valgiaraj;

Anoplophora canalensis Cat., Tschengles;

Myophoria cf. *costata* Zenk (o.), Tschengles;

Naticella costata Münster (o.), Tschengles, Bosg de Villa, Grones (F.), Campill, zwischen Pedraces und Campill (F.), Stern (F.);

Pseudomurchisonia cf. *Kokeni* Witt. (o.), Tal westlich von Plang;

Turbo rectecostatus Hauer (o.), Grones (F.), östlich ober Choristetes;

Turbo sp., Tal westlich von Plang.

Bemerkenswert ist noch das Vorkommen der Ammoniten:

Tirolites cassianus Quen. (o.), Grones (F.), Campill (F.);

Dinarites sp., ober Bioc.

Aus den Seiser und Campiller Schichten:

Pseudomonotis sp., unter Bespack am Campillbach, nördlich ober Kesler, Campillbach ober Pares;

? *Gervillia* sp., südöstlich Col Vercin;

¹⁾ u. = untere Abteilung.

²⁾ o. = obere Abteilung.

- Pecten cf. duronicus* Witt., westlich der Schlüterhütte;
Pecten sp., unter Bespack;
Anoplophora canalensis Cat., unter Bespack, südöstlich Col Vercin;
Myophoria sp., südöstlich Col Vercin;
Coelostylina werfensis Witt., nördlich ober Kesler, Sobutsch.

Der untere Muschelkalk.

In der anisischen Stufe treten Sand- und Tongehalt der Gesteine mehr zurück, und Kalke und Dolomite herrschen vor. Gleichzeitig nimmt die Heteropie der Faziesentwicklung ihren Anfang.

Die horizontale Ausbreitung des unteren Muschelkalks im Gebiete stimmt im wesentlichen mit den Angaben von Mojsisovics überein. Nur am Pradat und nördlich von Pescosta, ober der Brücke zwischen Corvara und Varda, wurde er, entgegen der Mojsisoviesschen Darstellung, nicht anstehend gefunden. An beiden Stellen folgt im Hangenden der Werfener Schichten gleich Mendoldolomit. Die Mächtigkeit ist überall eine sehr geringe und übersteigt selten 10 m. Sie beträgt am linken Ufer des Seresbaches zirka 6 m, westlich von Campill 10 m, am linken Ufer des von Laguschell kommenden Baches 8 m, am Fraps 2 m (braune Kalke) und ist am Spizang ziemlich bedeutend (Werte überall ohne Muschelkalkkonglomerat).

An die typischen roten, sandigen Campiller Mergel schließt nach oben hin ziemlich unvermittelt das Muschelkalkkonglomerat an. Seine Mächtigkeit beträgt westlich der Schlüterhütte zirka 3 m, am linken Ufer des Seresbaches 1.5 m, westlich ober Campill 2 m, am linken Ufer des von Laguschell kommenden Baches 3 m, am Fraps 2 m, auf der Westseite des Tschengles 2 m und nördlich von Costamilan 1.5 m. Das Muschelkalkkonglomerat besteht aus rundlichen, halbrunden und eckigen Kalk- und Dolomitgeröllen von ganz feinem Korn bis kopfgroßen Stücken und rotem, kalkig mergeligem und sandigem Bindemittel. Die Dolomitgerölle stammen wahrscheinlich aus den Seiser Schichten. Die Transgression und die vorangegangene Regression zu Ende der skythischen Stufe müssen ziemlich bedeutend gewesen sein, da sie allenthalben eine so mächtige Konglomeratbank erzeugten und die Anwesenheit von permischen Gesteinen und solchen aus den Seiser Schichten läßt auf ziemliche Dislokationen zur damaligen Zeit schließen.

Mit einer tektonischen Breccie hat das Konglomerat im Puezgebiete sicher nichts zu tun. Stücke von Bellerophon-, Seiser- und Campiller Schichten sind mitunter zu erkennen.

Es fehlt ober Saning und am Pradat, wo sein Mangel durch die tektonischen Verhältnisse leicht erklärbar ist.

Stellenweise keilt das Muschelkalkkonglomerat auch in Kalke und Kalksandsteine aus, so z. B. am Sobutsch und auf der Nordseite des Bronsaratales, wo an einer Stelle unter dem Mendoldolomit den Werfener Schichten ähnliche, jedoch ganz dolomitische Lagen anstehen, die allmählich in den ungeschichteten Mendoldolomit übergehen.

Beim Abstieg auf der Ostseite des Sobutsch folgt über den hier dunkelroten Campiller Schichten eine gering mächtige Lage grauer Kalk-

mergel mit einzelnen grauen auch etwas dunkleren Kalkgeröllen und darüber ein paar Meter grauer Kalkmergel.

Das Konglomerat westlich der Schlüterhütte enthält neben großen und mittelgroßen Stücken auch sehr viel kleine, 1—2 mm große, graue Körner. Am Fraps sind die Stücke ziemlich stark geröllt.

Nördlich ober Linatscha beginnt der Muschelkalk mit einer 4—5 m mächtigen Konglomeratbank mit wenig rot gefärbtem Bindemittel. Andeutung einer Schichtung ist vorhanden. Darüber ist die Schichtfolge, wie nachstehend angegeben, entwickelt (von unten nach oben):

- rote, sandige Mergel mit sehr vereinzelt Geröllen;
- dünne Konglomeratlage mit wenig rotem Bindemittel;
- dünne, rötliche Lage mit vereinzelt Geröllen;
- dünne Konglomeratlage mit wenig rotem Bindemittel;
- zirka einen halben Meter mächtige, rötliche Mergellage mit vereinzelt Geröllen;
- ganz dünne Lage von Geröllen mit grauem Bindemittel;
- dickere, graue, kalkige Lage mit reichlich darin enthaltenen Geröllen;
- zirka 2 dm graue, kalkreiche Mergel;
- mittelstarke Kalklage mit Geröllen.

Bei Punkt 1895 nördlich Col da Martin besteht das Muschelkalkkonglomerat aus grauen Geröllen und ebensolchem Bindemittel. Östlich der Störung am Bustatsch-Südabhang fehlt das Konglomerat stellenweise.

Das an der Grenze von Werfener Schichten und unterem Muschelkalk auftretende Konglomerat wurde schon von Richthofen (66, S. 51) und später von Lepsius (43, S. 46, 47 und 55) beschrieben. Beide rechnen es noch zu den Werfener Schichten. Gümbel (19, S. 44) führt an, daß eine „höchst eigentümliche Konglomeratbank“ den Muschelkalk von den tieferen Schichten trenne. Wittenburg (121, S. 5) nennt diese Bildung „Richthofensches Konglomerat“ und stellt sie an den Schluß der Werfener Schichten. Auch Trautwein (76, S. 35) und Weller (79, S. 24, 25) sehen das Konglomerat als dorthin gehörend an, während Mojsisovics (51, S. 46), Salomon (109, S. 14), Tornquist (74, S. 87, 88 und 91), Geyer (18, S. 33), Philipp (103, S. 15) und Ogilvie Gordon (62, S. 204, und in anderen Arbeiten) ganz die gleichen Bildungen zum unteren Muschelkalk rechnen. Es sind in beiden Fällen dieselben Bildungen gemeint, und nur bezüglich ihres Alters weichen die Meinungen etwas voneinander ab. Ich schließe mich der Meinung der letztgenannten Autoren an und betrachte das Richthofensche Konglomerat als Transgressionskonglomerat des Muschelkalks.

Der Muschelkalk östlich der Störung von Pra long am Muliatsch ist hier ein dünngeschichteter, dunkelgrauer Dolomit. Der Mendeldolomit ist hier ebenso, nur dick gebankt und wird nach oben heller. Ähnlich ist es östlich der Störung am Südgehänge des Bustatsch. Nördlich ober Linatscha folgen über der zuletzt beschriebenen Konglomeratlage 3—4 m mächtige, weiche, graue, kalkreiche, sehr dünnschichtige Mergel, die Pflanzenspreu enthalten. Diese gehen nach oben in härtere und dickere Lagen über und darüber folgen graue und rötliche, knollige Lagen, die langsam in den zu unterst noch leicht rötlichen Mendeldolomit übergehen.

Teilweise erfolgt der Übergang auch ohne die knolligen Lagen. An den Abhängen des Bustatsch wurde in einem grauen Kalke dieses Horizontes *Monotis Alberti* Goldf. gefunden.

Ober Saning stehen über den wohlgeschichteten grauen Werfener Schichten, welche ganz nach Seiser Schichten aussehen, schwärzlich graue, flimmernde Kalke an, die stellenweise mit grünlichen Mergelhäutchen überzogen sind und zahlreiche Fossilreste, namentlich Lamellibranchiaten enthalten. Bestimmt konnten nur *Pecten* sp. und *Encrinurus* sp. werden. Auch unbestimmbare Gastropoden kommen vor. Die dünngebankten, dunklen Kalke wechsellagern mit feinen Mergelschichten und grau-grünen, sehr kalkreichen, feinstsandigen Lagen. Nach oben werden diese grauen bis bräunlichen Schichten immer heller. Wenn schon Campiller Schichten hier nicht nachgewiesen werden konnten, läßt sowohl die lithologische Ausbildung als auch die Fossilführung kaum zweifeln, daß die Schichten bereits dem unteren Muschelkalk angehören.

Am Tschengles folgen über dem Muschelkalkkonglomerat von unten nach oben:

graue bis blaugraue, etwas mergelige Knollenkalke mit gelbbrauner Verwitterung;

harte, dünngeschichtete, dunkle, bituminöse Kalke;

Knollenkalke;

dünne, dunkle Kalke;

dicke, knollige Kalkbank;

zirka 2 m Konglomerat mit eckigen und gerundeten, bis Kopfgröße erreichenden Stücken und wenig grauem, mergeligem Bindemittel. Auf der Nordseite des Tschengles erreicht diese Konglomeratbank bis zu 5 m Mächtigkeit;

über 3 m ungeschichteter grauer Kalk.

Darüber folgt Schutt. Eine ähnliche, über dem Muschelkalkkonglomerat folgende Transgressionsbildung wurde sonst nirgends im kartierten Gebiete beobachtet.

Zwischen Pederöa und Bioc besteht der untere Muschelkalk vorwiegend aus harten, dunklen, flimmernden, dem Bellerophonkalk nicht unähnlichen, fossilreineren Kalken, die sich infolge ihres größeren Widerstandes gegen Verwitterung von dem weichen Untergrunde stellenweise gut abheben. Hier wie auch am Tschengles fehlt der Mendeldolomit und es folgen daher über den beschriebenen Muschelkalkbildungen unmittelbar die Buchensteiner Schichten.

Nördlich von Costamilan stehen über dem Muschelkalkkonglomerat noch 5—6 m dunkelrote Mergel an und erst dann trifft man auf die typischen dunklen Muschelkalkschichten.

Südlich von Tru (Nordzipfel) enthalten bituminöse Muschelkalkbänke einzelne Hornsteinknollen.

Am linken Ufer des Giampioradbaches, gegenüber von Moring (Gemeinde Wengen), sind zu unterst sehr dunkle, stark bituminöse Kalke mit ganz unregelmäßigen Konglomeratlagen und darüber 4—5 m dünne, feingeschichtete, 10—15 cm dicke ebensolche Kalke, mit nur wenigen Millimetern starken dunklen Mergeln wechsellagernd, aufgeschlossen. Diese Gesteine sind alle dadurch ausgezeichnet, daß in ihrem Innern und auf

den Sprungflächen, wenn auch nur in geringer Menge, reiner Asphalt vorkommt. Über den dünn geschichteten Kalken liegen ziemlich mächtige dunkle, knollige Kalke, hellere, harte Kalke mit schwarzen Hornsteinlinsen und zu oberst kommen graue Knollenkalke (nicht zu den Buchensteiner Schichten gehörend) zum Vorschein. Besonders die letzteren verwittern mit ganz grauen Farben.

Südlich von Salvatscha steht unter den Buchensteiner Schichten ein mehrere Meter mächtiger grauer, stark zerklüfteter und undeutlich gebankter Kalk an, dessen zwei oberste Lagen deutlich geschichtet sind. Dieser entspricht wohl dem vom Tschengles beschriebenen ungeschichteten grauen Kalke. An einer Stelle findet sich darunter ziemlich sicherer Muschelkalk und an einer anderen eine Breccie, die wohl auch hierher gehört.

Auf der Nordseite des Bronsaratales steht an einer Stelle ein grünlichgrauer, feinkristalliner Dolomit mit makroskopisch wahrnehmbaren, kleinen grünen und rötlichbraunen Flecken an. Die mikroskopische Untersuchung ergab, daß die Hauptmasse des Schliffes aus sehr feinkörnigen, farblosen Dolomitmikrokörnern und nur einzelnen Körnern von Kalzit besteht, wie die Lembergsche Reaktion gezeigt hat. Die makroskopisch wahrnehmbaren rötlichbraunen Flecken zeigen mitunter deutliche Umrisse von Fossilien (? Foraminiferen) und werden von scharf umgrenzten Dolomithomboedern gebildet, deren Außenränder und Sprünge durch größere Anreicherung von Brauneisenstein noch dunkler gefärbt sind als die übrigen Teile. Reichlich kommen chloritische Zersetzungsprodukte in unregelmäßigen Aggregaten vor, die die makroskopische Grünfärbung einzelner Flecken verursachen. Außerdem sind zahlreiche kleine Quarz- und einzelne kleine Magnetitkörner vorhanden.

Über dem vorhin erwähnten Dolomit folgen noch einige graue, feinkristalline Lagen und dann setzt erst die Mendeldolomitentwicklung ein. In der Nordwand des Sobutsch kommt ein ähnlicher harter, dichter, grauer Kalk mit deutlicheren grünen Einlagerungen vor.

Westlich der Schlüterhütte steht über dem Muschelkalkkonglomerat an (von unten nach oben):

- ein paarmal miteinander wechsellagernde rote Mergel und gelbbraune, sehr feinkörnige Sandsteine,
- größerer Sandstein,
- grüne Mergel,
- gelbbrauner, feinkörniger Sandstein,
- Mergel,
- 10 cm Konglomeratbank,
- Mergel mit einzelnen Geröllen,
- Mergel,
- gelbbrauner, feinkörniger Sandstein,
- grünliche Mergel,
- knollige, 10 und 20 cm dicke, dunkle, braune, schwach bituminöse Kalkbänke, wechsellagernd mit dünnen Mergelbänkchen,
- mehrere Meter dicke, blaugraue Kalkbank, fast ganz aus eckigen Knollen bestehend, gelbbraun verwitternd,
- dünne, kalkig mergelige Lage mit mehreren 3 cm dicken grauen, zwischengelagerten Kalkbänkchen,

kalkige Lage,
 dickere, bis 15 cm mächtige, durchschnittlich 6—7 cm dicke graue
 Kalkbänken mit dünnen Mergeln dazwischen,
 knollige Kalke, die in dickere, blaugraue Kalke übergehen,
 darüber folgt der Mendeldolomit.

Der Mendeldolomit.

Auf dem unteren Muschelkalk liegt auch im Puezgebiete nur z. T. der helle, bankige bis massige Mendeldolomit (oberer Muschelkalk auf Mojsisovics' Karte).

Die horizontale Ausbreitung des Mendeldolomits am Südfuße der Puezgruppe deckt sich ziemlich gut mit den Angaben von Stur (73, S. 550) und Mojsisovics. Ebenso ist es auf der Nord- und Westseite des Sobutsch und auf den Nordabhängen des Bronsaratales und Campilltales. An allen anderen Stellen am Höhenrücken zwischen Campill- und Gader Tal ist der von Mojsisovics angegebene „obere Muschelkalk“ nicht vorhanden.

Die Mächtigkeit des Mendeldolomits im Gebiete beträgt zirka 20—40 m. An einigen Stellen, besonders bei Kerpatscha, ist die Mächtigkeit nur tektonisch vergrößert. Auch am Seresbache ist der Mendeldolomit am rechten Ufer mächtiger als am linken.

Der Mendeldolomit, der an der Basis bräunlich ist, wird nach oben heller, grau, hellgrau und fast weiß und verliert meist auch allmählich die Schichtung. Ober Saning zeigt er an einer Stelle in mittleren Partien deutliche Schichtung, während er im Liegenden und Hangenden massig entwickelt ist. Stellen mit hellgrüner oder mehr oder weniger starker rötlicher Färbung kommen vor, z. B. ober Saning. Die Anwitterung ist grau oder gelbbraun, der Bruch splitterig; mitunter nimmt das Gestein ein fast brecciöses Aussehen an.

Am Sobutsch ist der Mendeldolomit grau und stellenweise mylonitisiert. Auch gelbe, brecciöse Lagen kommen hier vor. Auf der Nordseite des Bronsaratales sind die unteren Lagen mehr grau und z. T. kristallin und wittern gelbbraun und rot an. Daß der Mendeldolomit des Bronsaratales teils in Kalkstein übergeht (Klipstein 35, 2. Bd., 2. Abt., S. 19), kann ich nicht bestätigen. Ober Laguschell ist der Mendeldolomit ein hellgraues, feinkristallines, poröses Gestein, das mit rauher, sich sandig anführender Oberfläche verwittert. Im ersten Graben östlich Kerpatscha wird der weiße Mendeldolomit nach oben stellenweise schmutzrot und zu oberst gelblich. Darüber folgt ein zirka 3 m mächtiges, ziemlich stark dolomitisches, ungeschichtetes Konglomerat mit rotem Bindemittel und hellen, weißen, gelben, rötlichen und dunkelroten, eckigen Geröllen. Die Stücke sind meist mittelgroß, doch erreichen einzelne eine Größe von einem halben Meter. Im Hangenden stehen un deutlich geschichtete, hellgrünliche und hellrötliche, mitunter rötlich gefleckte oder violette Dolomite (1 m) an und darüber beginnt die Folge der Buchensteiner Knollenkalke.

Morphologisch tritt der Mendeldolomit mit seiner weithin sichtbaren Steilstufe sehr deutlich aus dem Gelände hervor.

Fossilien und Hornsteine wurden im Gebiete nicht gefunden.

Nach oben ist die Grenze dort, wo die Buchensteiner Schichten in normaler Ausbildung entwickelt sind, eine sehr ausgeprägte und scharfe.

Südrand der Puezgruppe	Übrige Puezgruppe
Schlerndolomit	Schlerndolomit
Cassianer Mergel und Kalke	Cassianer Mergel und Kalke
Wengener Tuffe, Mergel und Kalke	Wengener Tuffe, Mergel und Kalke
Buchenst. Agglomerate	Augit-Plagioklasporphyrite
Buchensteiner Agglomerate	Augit-Plagioklasporphyrite
Tuffkonglomerate	Buchensteiner Agglomerate
Buchensteiner Kalke und Pietra verde	Buchensteiner Agglomerate
Mendeldolomit	Buchensteiner Kalke und Pietra verde
	Mendeldolomit oder unterer Muschelkalk

Mit dem Beginne der ladinischen Stufe nimmt in der Puezgruppe die eruptive Tätigkeit ihren Anfang. Hier erreicht auch die Faziesentwicklung ihren Höhepunkt. Obiges Schema gibt eine Übersicht über die Verteilung der ladinischen Sedimente und Eruptiva ohne Berücksichtigung der Mächtigkeit. Alles Nähere ist den einzelnen Schichtbeschreibungen zu entnehmen.

Die Buchensteiner Schichten.

Über dem Mendeldolomit oder, wo dieser fehlt (im Nordzipfel), über dem unteren Muschelkalk folgen die Buchensteiner Schichten. Eine Ausnahme machen die Gehängepartien östlich von Wolkenstein unter Pastura und unter der Schwatsch-Alpe, wo zwischen die Buchensteiner Schichten Laven eingeschaltet sind.

Die Buchensteiner Schichten sind im Gebiete durch Knollenkalke, Bänderkalke, Pietra verde und andere Tuffe vertreten.

Außer den von Mojsisovics bekanntgemachten Vorkommen sind noch Buchensteiner Schichten vom Punkt 1788 südwestlich vom Spizang, vom Punkt 1754 und vom Prèdiz (alles Örtlichkeiten im Nordzipfel) zu erwähnen. Auf der Nordseite des Bronsaratales und auf den Abhängen auf der linken Seite des Campilltales handelt es sich, im Gegensatze zur Karte von Mojsisovics, um normale Buchensteiner Schichten und nicht um Dolomit.

Die vertikale Mächtigkeit der Buchensteiner Schichten schwankt im Gebiete von wenigen Metern bis zu zirka 30 m. Im westlichen Teil der Sobutschnordwand erreichen sie 6—7 m, auf der Nordseite des Bronsaratales zirka 15—20 m, am Seresbache 5—6 m (hier nur Bänderkalke) und am Fraps ein paar Meter Mächtigkeit (hier nur Knollenkalke).

Aus den Untersuchungen von Horn (22, S. 64) geht hervor, daß auch im Puezgebiete die Reitzi-Zone direkt dem Mendeldolomit aufgelagert, das heißt, daß der untere Knollenkalkhorizont der Buchensteiner Schichten, die obere Trinodosuszone, als Mendeldolomit entwickelt ist oder, wo letzterer nicht vorhanden ist, fehlt. Da die Knollenkalkfazies transgressiv von SO nach NW vordrang, sind hier in ihr der Reitzi-Horizont und der obere Knollenkalkhorizont vertreten. Ober Saning, an den Abhängen des Sas da Chiampatsch, fand Horn (22, S. 17) einen *Ceratites Hantkeni* Mojs.

Die Knollenkalke sind mehr dünn geschichtete, feste, graue Kalke mit reichlich Hornsteinknollen, welche die Schichtflächen ganz höckerig erscheinen lassen. Teilweise sind die Schichtoberflächen auch mit einer ganz dünnen, grünen, mergeligen Schichte überzogen, ähnlich wie die Reiflinger Kalke der nördlichen Kalkalpen. Die Farbe der Kieselknollen ist meist grau. Die Kalke verwittern mit hellbraunen, graugelben und grauen Farben. Die Bänderkalke sind graue bis ganz schwarze, harte, splitterig brechende, feinkörnige, mitunter auch bituminöse Kalke, die bei Behandlung mit Salzsäure stark brausen. Die Bänderung wird durch zahlreiche dünne, graue, vielfach sehr dunkle Kieselagen bewirkt. Deren dunkle Farbe ist auf den Reichtum an organischen Substanzen zurückzuführen (Klähn, 31, S. 422). Feinschichtung ist durch mitunter haardünne, weiße Kalzitlagen zu erkennen. Auch die Bänderkalke verwittern mit ähnlichen Farben wie die Knollenkalke. An tektonisch stark beanspruchten Stellen ist die Oberfläche der Bänderkalke schwarz und glänzend wie Anthrazit. Sowohl den Knollen- als auch den Bänderkalken ist Pietra verde zwischengelagert. Diese ist ein saurer Sedi-mentärtuff von feiner bis mittelgrober Korngröße. Mitunter erscheint die Pietra verde dadurch gebändert, daß hellere und dunklere Lagen miteinander abwechseln. Ihre grüne Färbung ist wohl auf die Anwesenheit von Seladonit zurückzuführen. Das Lagerungsverhältnis zwischen Bänder- und Knollenkalken wechselt.

Nördlich ober La Pozza stehen über dem Mendeldolomit an:

dünngeschichtete, hellgraue Dolomite mit Feinschichtung; schwärzlich-graue, grau verwitternde, dünngeschichtete, bituminöse Dolomite;
schwärzliche, bläulich verwitternde Kalke, denen dünne Mergelschichten zwischengelagert sind;

dick gebankte, fast schwarze Kalke mit heller, blaugrauer Anwitterung.

In den obersten Lagen, die dünner sind, wechselagern ebensolche Mergelschichten. Dieser Schichtkomplex, dessen Mächtigkeit etwa 10 m beträgt, entspricht wohl Ogilvie Gordons (62, S. 205) oberem alpinen Muschelkalk. Letzterer wurde in der Puezgruppe nicht eigens ausgeschieden, sondern mit den Buchensteiner Schichten zusammen kartiert. Westlich Punkt 2138 und bei Punkt 1931 (beide am Muliatsch) stehen nur die vorhin erwähnten Schichten an, während weiter westlich

unter Bus da Frate über dem Mendeldolomit nur Buchensteiner Bänderkalke liegen. Ober La Pozza folgen über dem „oberen Muschelkalk“ Buchensteiner Bänderkalke, die sehr arm an Hornsteinen sind, darüber sehr mächtige Knollenkalke, gering mächtige Bänderkalke und zu oberst noch eine dünne Lage Knollenkalke.

Im ersten Graben östlich Kerpatscha stehen über dem Mendeldolomit eine dünne Lage Buchensteiner Knollenkalke, eine dünne Agglomeratlage und gering mächtige Knollenkalke an. Darüber folgen noch drei Agglomeratlagen, zwischen die graue Kalke, Mergelkalke und einzelne Knollenkalklagen eingelagert sind. Man sieht deutlich, daß die Buchensteiner Schichten hier schon von Punkt 2060 an nach W in die Agglomerate auskeilen, da vom ganzen Buchensteiner Komplex nur noch einige Kalkbänken übriggeblieben und an seine Stelle die Agglomerate getreten sind, in die hier das Tuffkonglomerat nach oben allmählich übergeht. Zwischen dem Grödner Joch und Bus da Frate sind die Buchensteiner Schichten überhaupt nicht entwickelt. Sie werden hier durch das Tuffkonglomerat und die Agglomerate vertreten.

Über den Agglomeraten gleich ober Collfuschg folgen Buchensteiner Bänderkalke und Pietra verde, darüber 3 m ungeschichtete Knollenkalke, dann normale dünn bis mitteldick geschichtete gleiche Kalke und über diesen ein zirka 10 m mächtiger, grünlichblauer, braun und rostbraun verwitternder, kleinsphäroidischer Kugeltuff, der reich an hell verwitternden Kalziten und Zeolithen? ist. Die mikroskopische Untersuchung ergab, daß dieses Gestein den Plagioklasporphyriten sehr nahe steht. Reichlich finden sich stark zersetzte Plagioklasleisten mit chloritischen Zersetzungsprodukten als Einsprenglinge und bis zu $\frac{1}{2}$ cm große, von einem Saum ebensolcher Zersetzungsprodukte umgebene Kalzitdrusen. Die Grundmasse besteht aus feinen Plagioklasleisten, Kalzit- und Magnetitkörnern, Titaneisennädelchen und chloritischen Zersetzungsprodukten, die auch kleinere Hohlräume ausfüllen oder einzelne Pseudomorphosen bilden, die Kalzit- und Magnetitkörner im Innern enthalten. Pseudomorphosen von Kalzit, bei denen Magnetitkörner die Umgrenzung bilden und Sprünge ausfüllen, sind hier selten und klein.

Über dem Mendeldolomit im oberen Teil des liegenden Sattels am Pradat folgt wieder zuerst der Kugeltuff, darüber Knollenkalke, Bänderkalke und graue Kalke und rauh anwitternde Kalksandsteine mit feinem Korn. Einige Lagen davon sind brecciös. Über diesen stehen Bänderkalke mit Pietra verde, den Wengenern ähnliche Tufflagen und graue, ziemlich dunkle, etwas heller verwitternde, den Bellerophonschichten ähnliche Kalke ohne jeden Hornstein an. Diese gehen nach oben in zuerst feinkörnige, dann allmählich immer gröbere Breccie über, die aus ganz demselben Material besteht.

Am Tschengles und auch südlich Salvatscha folgen über dem Muschelkalk Buchensteiner Bänderkalke und darüber Knollenkalke, während es am linken Ufer des von Laguschell herunter kommenden Baches ober Ties gerade umgekehrt ist. Die bei Pitschodaz aufgeschlossenen sehr hornsteinarmen Bänderkalke gehören wohl ins Buchensteiner Niveau.

Am linken Ufer des Giampioradbaches, der bei Pederoa in die Gader mündet, sind gegenüber von Moring der dort ziemlich mächtigen Pietra verde

einige Meter mächtige, grünlichgraue, gelblich und grünlich verwitternde Kalke und Kalkmergel zwischengelagert. Im Hangenden sind noch dünnere und dickere Knollenkalklagen und darüber Bänderkalke aufgeschlossen.

Am Wege von Punkt 1484 (westlich Campo, Gemeinde Wengen) nach Campeï stehen im Hangenden des Muschelkalks an: Buchensteiner Knollenkalk, Bänderkalke, 2 m Pietra verde in bis zu 20 cm dicken Schichten und Bänderkalke, denen ein paar Meter Pietra verde zwischengeschaltet sind.

Auf der Nordseite des Bronsaratales folgen über dem Mendoldolomit Bänderkalke, Knollenkalk, Bänderkalke, Pietra verde, Bänderkalke und feine und gröbere Pietra verde. Ob die von O gegen Punkt 2401 (nördlich Bronsoi) heraufziehenden Schichten an der Störung gegen Mendoldolomit abschneiden oder schon vorher in Dolomit ausgekilt sind, ist wegen Schuttbedeckung nicht festzustellen, doch wurde an einer Stelle zwischen Mendoldolomit unten und Schlerndolomit oben ein dünngeschichteter Dolomit beobachtet.

Im westlichen Teile der Sobutschnordwand sind die Buchensteiner Schichten, wenn auch in geringer Mächtigkeit, doch deutlich entwickelt (vgl. auch Trautwein 76, S. 45). Auf der Westseite verschwinden sie unter Bergsturz- und Schuttmassen, in denen man ab und zu noch Buchensteiner Material wahrnehmen kann und kommen nach Trautwein erst wieder an einem kleinen Aufschluß am Fuße des Wasserkofels in der Geislergruppe zum Vorschein. Im östlichen Teile der Sobutschnordwand sind die Buchensteiner Schichten nur noch als kaum erkennbares, ein paar Meter mächtiges Band von Bänderkalken unten und Knollenkalken oben zwischen Punkt 2420 und 2101 entwickelt. Östlich und westlich dieser beiden Orte gehen sie rasch in Dolomit über. Ein kleines Vorkommen von Buchensteiner Schichten findet sich noch südlich von Punkt 1945. Bei Punkt 2420 sind die Knollenkalken schon ganz dolomitisch entwickelt.

Tuffartige Zwischenlagen, wie sie in den Wengener Schichten häufig sind, finden sich auch ober Bioc.

Sprünge in den Knollen-, Bänderkalken und in der Pietra verde sind meist mit weißem Kalzit verheilt.

Der große Reichtum der Buchensteiner Schichten an Hornsteinen steht wohl mit der Pietra verde im Zusammenhang, die sehr reich an Kieselsäure ist. Daß an der Bildung der Knollenkalk Radiolarien, Kieselchwämme und andere Organismen beteiligt waren, ist sicher, wie zahlreiche Funde beweisen. Andererseits waren an der Bildung mancher nur wenige Millimeter mächtiger Hornsteinschichten tierische oder pflanzliche Organismen vermutlich nur unwesentlich beteiligt, da die Bildungszeit dieser dünnen Hornsteinlagen (bei der ohnehin im allgemeinen kurzen Bildungszeit der Hornsteine — Klähn 31, S. 425) wohl zu kurz war, als daß schon das Optimum erreicht gewesen wäre, bei dem sich Kieselorganismen hätten ansiedeln können. Rhythmische Bildungen liegen wohl nicht vor, da die Abstände der einzelnen Schichten und ihre Dicke sich fortwährend ändern. Auch die große Armut an Fossilien ist vielleicht auf die Anwesenheit von zuviel Kieselsäure zurückzuführen, die vielen Tieren das Leben in dem damaligen Meere unmöglich machte.

Die Buchensteiner Schichten sind gegen Verwitterung sehr widerstandsfähig, bilden meist steile Wände und treten daher im Gelände oft recht deutlich hervor. Andererseits haben sie sich dank ihrer dünnen Bankung und Schichtung größeren tektonischen Beanspruchungen gegenüber recht plastisch verhalten, wie z. B. die Aufschlüsse bei Pederoa zeigen, wo die Buchensteiner Schichten sehr stark gefaltet sind.

Die Grenze der Buchensteiner Schichten nach oben ist ziemlich unvermittelt und scharf.

Die Buchensteiner Agglomerate.

Die Buchensteiner Agglomerate (= „Explosivtuffe“ von Cornelius [5]) wurden von Richthofen und Mojsisovics erwähnt, jedoch nicht eigens ausgeschieden.

Im Hangenden der Buchensteiner Schichten stehen an den Abhängen der Puezgruppe und zwischen Pedraces und Frena die Buchensteiner Agglomerate an. Bei Punkt 1665 (Nordzipfel) liegen Agglomerate in sehr großer Mächtigkeit nicht über den Buchensteiner Schichten, sondern über den Wengener Schichten. Zuzufolge der hier vorhandenen großen Störungen, der schlechten Aufschlüsse und des Mangels an Fossilien ist es nicht zu entscheiden, ob diese Agglomerate über den Wengener Schichten zur Ablagerung gelangten oder auf diese hinaufgeschoben wurden. Es bleibt also die Frage nach ihrem Alter offen. Die Agglomerate nördlich unter Pitschodaz gehören vielleicht ins Buchensteiner Niveau.

In der Puezgruppe kommt nur konkordantes Auflagern der Explosivtuffe auf die Buchensteiner Schichten vor. Auch im Hangenden der Tuffe liegen die Schichten konkordant. Diese konkordant den Sedimenten eingelagerten Tuffe (Cornelius 5, S. 372) sind aus den Schloten herausgesprengtes Material, das sich hier mit stark verringerter Mächtigkeit (und Trümmergröße) über größere Gebiete verbreitet.

Ihre Mächtigkeit ist sehr großen Schwankungen unterworfen. Ober Plesch d'Inaz beträgt sie nur einige Meter, nach O und N aber nimmt sie rasch zu und erreicht an einigen Stellen bis zu 80 und mehr Meter. Die Agglomerate bestehen aus einer graugrünen, sandigtuffigen Grundmasse und darin eingebetteten massenhaften Kalkstücken. In den Agglomeraten der Puezgruppe wurde kein sicheres Werfener- oder Bellerophonkalkstück gefunden, geschweige denn Gerölle aus dem Quarzporphyr oder den kristallinen Schieferen. Die Stücke, die zur Hauptsache aus den Buchensteiner Schichten stammen, sind mehr oder weniger gerundet. Völlig gerollte Stücke wurden nicht gefunden. Größen- und Mengenverhältnis wechseln sehr, bald sind die Gerölle vereinzelt, bald überwiegen sie, bald ist infolge des Reichtums an Geröllen das tuffige Bindemittel ganz zurückgetreten. Die Größe der Stücke schwankt von einigen Zentimetern bis über Kopfgröße. Sichere Schichtung konnte nirgends festgestellt werden. Die Agglomerate erscheinen im Gelände als ziemlich steile Mauern, deren obere Partien infolge ihrer leichten Verwitterbarkeit häufig etwas abgerundet sind.

Am Weg zur Regensburger Hütte stehen ober Plesch d'Inaz über den über den Augitporphyriten liegenden Buchensteiner Bänderkalken

(vielleicht liegen unter ihnen noch Knollenkalke?) Agglomerate mit schwarzgrüner, glasiger, poröser Tuffmasse, die aber gegenüber der Menge der Kalkgerölle fast ganz verschwindet. Darüber folgen einige dick- und dünn geschichtete, blauschwarze Kalklagen, denen eine dünne Tufflage zwischengeschaltet ist. Der ganze Komplex erreicht nicht ganz 2·5 m Mächtigkeit.

Unter Tubla stehen über dem Augitporphyrit 4—5 m normale Agglomerate mit grauem, tuffigen Bindemittel an, die auch einzelne Augitporphyritgerölle führen. Darüber kommen auch noch Buchensteiner Knollenkalke zum Vorschein, bei denen es sich wohl um eine einzelne Scholle handelt, da weiter östlich von den Knollenkalken nichts mehr zu sehen ist. Im Hangenden folgt noch 1 m dunkler, blaugrauer Kalksandstein mit feinem Tuffmaterial.

Über die Lagerungsverhältnisse der Agglomerate an der Bahnlinie am Südfuße von Pastura läßt sich nichts Genaueres feststellen. Die Agglomerate des Muliatsch enthalten vielfach größere Buchensteiner Knollenkalkschollen eingelagert. An der Grenze gegen das Tuffkonglomerat kommt auch schwarze Tuffmasse als Bindemittel der grauen, eckigen Kalkgerölle vor. Westlich Punkt 2138, wo die Agglomerate so tief herabreichen, kommen darin auch einige große Dolomitschollen und etwas weiter östlich ein großer, grauschwarzer Kalkblock vor. Bei Punkt 2060 sind Lavabrocken im Agglomerat nicht selten. Bei Col da Martin liegen in letzterem wirr gefaltete Buchensteiner Schichten, die wahrscheinlich als größere Scholle ins Agglomerat eingebettet wurden.

Das ganz kleine Agglomeratvorkommen an der Grödner-Joch-Straße östlich des größeren enthält reichlich große Kalkbrocken. Weiter östlich über Ruon, wo Ogilvie Gordon (56) Wengener Schichten einzeichnet, stehen feine und mittelgrobe Agglomerate an.

Ober Saning folgen, wo das Tuffkonglomerat nicht vorhanden ist, über den Buchensteiner Knollenkalken die Agglomerate, die zu unterst sehr grob sind, aber nach oben gegen die Augitporphyrite immer feiner werden. Zu unterst erreichen die Kalkbrocken bis über einen halben Meter Durchmesser. Wo das Tuffkonglomerat fehlt, ist das Agglomerat noch gröber. Es enthält dort große Dolomitklötze und kleinere und mittelgrobe Porphyritgerölle mit grauem, tuffigem Bindemittel. An einer Stelle stehen darunter Bänderkalke an. Eine Trennung des Tuffkonglomerats von den normalen Agglomeraten ist fast unmöglich, da es auch Stellen gibt, wo über den Buchensteiner Schichten gering mächtige Agglomerate liegen, darüber das Tuffkonglomerat und über diesem wieder Agglomerate folgen. Deshalb wurde auch westlich Kerpatscha das Tuffkonglomerat nicht eigens ausgeschieden, sondern mit den Agglomeraten zusammengefaßt.

Die Agglomerate gleich ober Collfuschg enthalten z. T. sehr grobe Kalkgerölle. Die am Prada sind zu unterst feinkörnig und haben mäßig viel grün-graues, kalkreiches Bindemittel und hauptsächlich Gerölle von grauem Kalk.

Südlich Graffonara sind den Agglomeraten auch einige graue Kalklagen zwischengeschaltet. Auf der Südseite des Tschengles sind die Agglomerate sehr grob und mit grauem Bindemittel verkittet. Auf der Westseite enthalten sie eckige und etwas gerundete Kalkblöcke bis zu einem halben Meter Durchmesser.

Südöstlich ober Pares tritt in den Agglomeraten, die hier auch Hornsteine führen, das graugrüne, kalkreiche Bindemittel bald zurück, bald herrscht es vor. Stellenweise sind sie hier kalksandsteinartig durch Vorherrschen von 1—2 mm großen Kalkkörnchen. Ganz vereinzelt kommen in diesen auch größere Gerölle vor.

Im Hangenden der Agglomerate folgen Laven und Tuffe.

Augit-Plagioklas-Porphyrite und Tuffe.

Die horizontale Verbreitung dieser ergibt sich schon aus der Karte von Mojsisovics. Doch hat letzterer am Südrande des Puezegebietes nur Augitporphyrlaven und zwischen Pares (Campilltal) und Costa (nördlich Pedraces) nur Augitporphyrtuffe eingezeichnet, während überall im Gebiete sowohl Laven als auch Tuffe vorkommen. Westlich Pares, am Sobutsch und nördlich vom Bronsoi sind die von Mojsisovics eingetragenen Augitporphyrtuffe nicht vorhanden.

Die vertikale Mächtigkeit der Augitporphyrite beträgt bis zu 80—100 m (nordwestlich Wolkenstein).

In der Puezegruppe kommen nur konkordant zwischen Sedimentgesteine eingeschaltete Eruptivergüsse vor, die, wie bereits Hörnes (24, S. 122) feststellte, nur Stromenden der Fassaner Melaphyregüsse darstellen. Gänge wurden nirgends festgestellt. Für diese Laven ist ein poröser, schlackiger Aufbau charakteristisch. Die Plagioklase sind bis zur Unbestimmbarkeit zersetzt und an ihre Stelle sind z. T. Pseudomorphosen (Chlorit, Kalzit usw.) getreten, während die Augite im Vergleich zu jenen nur eine ganz unbedeutende Veränderung erfahren haben. Analysen sind wegen der Zersetzung des Gesteins nicht erfolgversprechend. Das Schliffmaterial ermöglichte eine Zweiteilung der Laven. In den einen Laven sind Augite (*a*), in den anderen Plagioklase (*p*) als erste Einsprenglinge vorhanden. Für die basalen Ergüsse ist der Typus „*a*“ kennzeichnend, gegen das Hangende hin tritt der Typus „*p*“ zu „*a*“. Die basalen Ergüsse sind Augitporphyrite, die als Typus „*p*“ bezeichneten Plagioklasporphyrite. Zwischen diesen beiden kommen Mischtypen vor. Alle diese Gesteine weisen keine Spur von Durchbewegung auf. Deutlich sind die basalen Ergüsse von denen im Hangenden westlich und östlich von Wolkenstein durch Buchensteiner Schichten und Agglomerate getrennt (siehe Karte).

Die Augitporphyrite sind ein dunkelgrünes bis grünschwarzes Gestein mit makroskopisch erkennbaren grünschwarzen Augitkristallen und etwas hellerer Grundmasse. Mitunter kommen auch in den unteren Lagen makroskopisch wahrnehmbare Drusen von Kalziten und Zeolithen vor, so z. B. zwischen dem Cislesbach und La Pozza am Grödner-Bach. Die Feldspäte werden meist erst bei Verwitterung sichtbar. Dieses massige Gestein ist von zahlreichen unregelmäßigen Sprüngen durchsetzt und neigt bei der Verwitterung zur Bildung runderlicher Formen. Es verwittert mit dunkelgrauen, rotbraunen und stellenweise fast rötlichen Farben.

Mikroskopisch untersucht wurden Stücke von Croc bei Wolkenstein (unter den Buchensteiner Schichten), Schliff Nr. 1, Kerpatscha, Nr. 2, und von Pitscheis bei Vig im Campilltale, Nr. 3. Die großen, hell-

grünen, gemeinen Augite zeigen z. T. auf den Sprüngen den Beginn chloritischer Zersetzung und enthalten mitunter einzelne Magnetitkörner. Auch die grauen bis graubraunen, stark zersetzten, leistenförmigen Plagioklaseinsprenglinge haben vielfach chloritische Zersetzungsprodukte und kleine Magnetitkörner (letztere primär). Die Grundmasse besteht zum größten Teil aus kleinen Plagioklasleisten, chloritischen Zersetzungsprodukten und bei Schliff 1 noch aus kleinen Augitkörnern. Die selten weißen, meist hell- bis dunkelgrünen, grün- und graubraunen chloritischen Zersetzungsprodukte kommen in allen hier noch zu besprechenden Schliffen mehr oder weniger reichlich in der Grundmasse und als Ausfüllung von Mandelräumen vor. Nur in Schliff 1 und 3 bilden sie auch mittelgroße Pseudomorphosen mit Kalzit und Magnetit im Innern. In diesen Schliffen ist sehr wenig Kalzit. In Schliff 2 sind die Kalzite (mit z. T. radialstrahligem Wachstum) und Zeolithe mitunter von einem Saum chloritischer Zersetzungsprodukte umgeben. Feine Apatitnadeln sind häufig — Schliff 1 —, ebenso Titaneisenstäbchen in Schliff 2 und 3.

Auch in den oberen Lagen kommen Gesteine vom Typus „a“ vor, die von denen der Basis meist in keiner Weise verschieden sind. Mitunter ist ihre Grundmasse etwas heller. Untersucht wurden Stücke aus dem oberen Erguß am Cistlesbache nördlich der Schwatsch-Alpe — Nr. 4 — und unter Tubla — Nr. 5 —, ferner Stücke vom Westkamm des Muliatsch — Nr. 6 — und vom Punkt 1732, südöstlich Pares, im Campilltal — Nr. 7.

Plagioklase und Augite entsprechen den oben beschriebenen. Nur in Schliff 5 erreichen die Augit- und Plagioklaseinsprenglinge gleiche Größe, während in den anderen Schliffen die viel größeren Augite die erste Generation der Einsprenglinge darstellen. Die Grundmasse besteht größtenteils aus kleinen Feldspatleisten, kleinen Magnetitkörnern, Titaneisenleistchen und einzelnen Augitkörnern in Schliff 5 und 7. Pseudomorphosen chloritischer Zersetzungsprodukte mit Kalziten im Innern kommen selten vor und fehlen in Schliff 4 ganz. In Schliff 5 sind kleine, von einem Saum chloritischer Zersetzungsprodukte umgebene Kalzitdrusen zu bemerken.

Die Plagioklasporphyrite sind ein grünes bis dunkelgrünes Gestein, welches braun bis rostbraun und infolge der zahlreichen Kalzit- und Zeolitmandeln ganz löcherig verwittert. Am Weg zur Regensburger Hütte sind nur untere und obere Partien des oberen Ergusses reich an Mandelbildungen, mittlere sehr arm, während unter Tubla besonders die höheren Lagen ungemein arm an solchen sind. An der Grödner-Joch-Straße östlich unter Kerpatscha steht an zwei Stellen zu unterst Augitporphyrit an und darüber liegt 10 m mächtiger typischer Plagioklasporphyrit. Untersucht wurden Schliche von Fontanes in Danter ceppies — Nr. 8 — und von Kerpatscha — Nr. 9.

Die makroskopisch schon erkennbaren hellen, leistenförmigen Plagioklaseinsprenglinge sind stark zersetzt. Vielfach enthalten sie Kalzite, chloritische Zersetzungsprodukte und auch Zeolithe (in Schliff 9). Die Grundmasse besteht zur Hauptsache aus feinen Feldspatleisten, feinen Magnetitkörnchen und Titaneisenleistchen (nur in Schliff 9). Die reichlich vorhandenen Kalzite und Zeolithe, die meist in Drusen vorkommen,

sind häufig mit einem Saum chloritischer Zersetzungsprodukte umgeben, wobei die Blättchen dieser senkrecht auf den Außenrand des betreffenden Minerals stehen. Diese Zersetzungsprodukte sind vor allem in den Sprüngen häufig und kommen auch als Rosetten in Kalziten und Zeolithen vor, die mitunter auch radialstrahliges Wachstum zeigen. Die hier bis zu 2 cm großen, makroskopisch weiß bis hellroten Zeolithdrusen sind im Schliiff völlig farblos. Angeschliffene Partien färbten sich mit verdünntem Fuchsin nach vorherigem Bedecken mit verdünnter Salzsäure und Abwaschen rot. In geringer Anzahl kommen in Schliiff 9 von einem Saum chloritischer Zersetzungsprodukte umgebene Pseudomorphosen vor, die zum größten Teil aus Zeolithen bestehen, die ein wirres Durcheinander von wurmförmigen Bändern chloritischer Zersetzungsprodukte und einzelne Kalzit- und Magnetitkörner umgeben. Ferner bilden in diesem Schliiffe die chloritischen Zersetzungsprodukte einzelne scharf umgrenzte Pseudomorphosen ebenfalls mit Kalziten und Magnetitkörnern im Innern. Auch Spuren von Eisenoxyd finden sich hier. Im Schliiff 8 sind einzelne Pseudomorphosen von Kalziten mit darin eingeschlossenen Magnetitkörnern vorhanden.

Die Eruptivtuffe sind dunkelgrüne oder graublau, fein- bis feinstkörnige, ungeschichtete, meist sehr dick gebankte Gesteine. Ihre Verwitterungsfarbe ist dunkelgrau, braunschwarz bis schwarz. Auch sie nehmen z. T. rundliche Verwitterungsformen an. Auch zwischen Augit-Plagioklas-Porphyr und Eruptivtuff ist keine scharfe Grenze zu ziehen. Es kommen alle möglichen Übergänge vor, ebenso zwischen letzteren und den Sedimentärtuffen, die auch in höheren Lagen noch miteinander wechsellagern.

Bei Tubla, nördlich ober La Pozza, findet sich zwischen den oberen Lagen des oberen Ergusses eine gelbbraune, feinstkörnige, kalkig dolomitische Zwischenlage vor.

Östlich unter Kerpatscha folgen über dem Plagioklasporphyr über der Grödner-Joch-Straße Eruptivtuffe mit Spuren von Daonellen und Pflanzenhecksel mit einer zwischengeschalteten dünnen, dunklen Kalkmergellage. Im ersten Graben östlich Kerpatscha sind den Eruptivtuffen einzelne dünne, dunkle Kalkbänkchen zwischengeschaltet.

Ober Pescosta, östlich von Collfuschg, wurde in den Tuffen im Hangenden der Agglomerate *Daonella* cf. *Lommelli* Wißm. gefunden.

Die Laven und Tuffe treten im Gehänge durch dunkle, schwarze Farbe und die oft steilen, aber gerundeten Wände, die sie bilden, deutlich hervor. Als Bausteine finden die Augitporphyrite reichlich Verwendung, ebenso die Eruptivtuffe.

Der Übergang nach oben in die Wengener Schichten ist ein sehr allmählicher.

Das Tuffkonglomerat.

Bei Bus da Frate, nördlich Plan, steht über den Buchensteiner Schichten ein Tuffkonglomerat an, das nach O hin plötzlich auskeilt und durch die Buchensteiner Agglomerate vertreten wird. Sehr bald ist es aber wieder in großer Mächtigkeit am Aufbau des Südhanges des Bustatsch-Muliatsch-Rückens beteiligt, wo es teils über dem Mendel-dolomit, teils über dem oberen Muschelkalk liegt. Weitere Vorkommen

sind bei Kerpatscha an der Grödner-Joch-Straße und über dem Mendeldolomit oder den Buchensteiner Schichten zwischen hier und Collfuschg (siehe auch Buchensteiner Agglomerate!). Am Pradat kommt es bereits nicht mehr vor und auch sonst wurden nirgends im Gebiete ähnliche Bildungen beobachtet.

Das Tuffkonglomerat besteht nur aus Eruptivmaterial. Es enthält ziemlich abgerundete Lavablöcke in allen Größen bis über einen halben Meter Durchmesser. Als Bindemittel dient grobes Tuffmaterial von der Beschaffenheit der Eruptivtuffe. Die Gerölle sind nur in den äußersten Partien zersetzt. Stücke von Sedimentgesteinen konnten nicht gefunden werden. Dieses Gestein gleicht dem von Cornelius und Furlani (5, S. 367) angeführten Vorkommen im Marmolatagebiet.

Die Mächtigkeit des Tuffkonglomerats nimmt nach O hin bedeutend ab und beträgt unter Kerpatscha nur noch zirka 6 m. Weiter östlich tritt es nicht mehr als durchgreifendes Schichtpaket, sondern nur stellenweise auf, hat eine noch geringere Mächtigkeit und keilt rasch in die Buchensteiner Agglomerate aus.

Zur Untersuchung gelangten grünliche Gesteine aus dem Tuffkonglomerat von Kerpatscha, die dem Typus „p“ (siehe Augit-Plagioklasporphyrite!) entsprechen. Diese Plagioklasporphyrite sind teils sehr feinkörnig, im frischen Bruche dunkelgrau mit rötlichen, sehr kleinen Feldspäten (Nr. 10), teils grobkörnig (Nr. 11). Eine andere Varietät enthält noch mehr rötliche Feldspäte und graubraune, grünliche und weiße Einsprenglinge (Nr. 12).

Diese Gesteine bestehen zur Hauptsache aus mittelgroßen und kleinen, stark zersetzten, leistenförmigen Plagioklaseinsprenglingen, die Kalzit, Magnetit und chloritische Zersetzungsprodukte enthalten. Die Plagioklase von Schliff 10 und 12 sind im durchfallenden Lichte bräunlich. Das von den chloritischen Zersetzungsprodukten bei den „Augit-Plagioklasporphyriten“ Gesagte gilt hier nur für Schliff 12. Nur in diesem besteht die Grundmasse aus feinen Plagioklasleistchen und Magnetitkörnchen, während in Schliff 11 die dunkle, ungemein feinkörnige Grundmasse fast nur aus Magnetitkörnchen besteht und in Schliff 10 eine solche überhaupt fehlt. Reichlich sind größere und kleinere Pseudomorphosen von Kalziten mit Plagioklaskörnern und chloritischen Zersetzungsprodukten, bei denen die Ränder und Sprünge von Magnetit gebildet werden (Schliff 10 und 12). Kalzitmandeln finden sich in Schliff 11 und 12. Mitunter sind diese von einem Saum aus Magnetitkörnern (außen) und einem solchen chloritischer Zersetzungsprodukte (innen) umgeben oder nur von letzterem allein. Außerdem kommen auch reichlich sehr große, helle Pseudomorphosen vor, die zum größten Teil aus Kalzitkörnern, einzelnen Plagioklas- und Magnetitkörnern und chloritischen Zersetzungsprodukten bestehen (Nr. 12). In Schliff 10 und 11 sind mittelgroße Pseudomorphosen von chloritischen Zersetzungsprodukten und sehr große, fast wasserhelle, meist von einem grünen Saum umgebene, zur Hauptsache aus Plagioklaskörnern, einzelnen etwas größeren Kalziten und Magnetiten bestehende Pseudomorphosen häufig. Rotbraunes Eisenoxyd und größere Magnetitkörner finden sich in Schliff 10 und 11. Apatitnadeln kommen in Schliff 10 und 12 vor.

Die Wengener Schichten.

Mit den Schichten der *Daonella Lommeli* erreicht die Ausbildung vulkanischen Tuffmaterials ihr Maximum.

Ihre Verbreitung stimmt mit den Mojsisovicsschen Angaben im wesentlichen überein. Die Mächtigkeit ist ziemlich bedeutend, doch sind infolge zahlreicher Faltungen und Störungen keine sicheren Angaben darüber zu machen.

Am West- und Südrande der Puezgruppe, westlich ober Pedraces und südöstlich ober Pares, beginnt die Entwicklung der Wengener Schichten über den Laven und Tuffen, am Nordzipfel über den Buchensteiner Schichten und auf der Südseite des Sobutsch und der Nordseite des Bronsaratales über dem Schlerndolomit. Bei den drei letzterwähnten Vorkommen ist die Grenze der Wengener Schichten gegen ihr Liegendes sehr scharf.

Die Wengener Schichten beginnen mit den ersten *Posidonomya wengensis* führenden Tufflagen. Diese sind dunkle, schwarzgrüne, aus augitporphyrischem Material bestehende fein- bis grobkörnige Sandsteine. Die einzelne Schichte ist selten mehr als 2 dm mächtig. Die vielfach fast ganz kalkfreien, mehr tonigen Tuffsandsteine verwittern mit grünlichen, gelbbraunen, braunen und stellenweise rostbraunen Farben. Manche hellere bis graue Lagen enthalten vulkanisches Material in viel geringerem Ausmaße und sind sehr kalkreich. Mit diesen Sandsteinen wechsellagern Mergel, Mergelschiefer und Kalke, die im Liegenden seltener auftreten, gegen das Hangende hin an Bedeutung zunehmen, immerhin aber im Verbande der Wengener Schichten zurücktreten gegenüber den kalkarmen bis kalkfreien Ablagerungen vulkanischen Materials. Die Mergel und Kalke sind grau, blaugrau oder dunkelgrau, beide wittern grau bis gelbbraun an. Die Mergel sind dünn bis ziemlich dick geschichtet, die Mächtigkeit der Kalkbänkchen beträgt mindestens einige Zentimeter, durchschnittlich 10—15 cm, jedoch auch bis 30 cm. Die Mergelschiefer sind graubraune bis schwarze, mitunter papierdünn spaltende Gesteine. Tuffe, Schiefer und Mergel enthalten reichlich Pflanzenhecksel, auch besser erhaltene Pflanzenreste sind nicht selten.

Die Wengener Schichten südlich unter Pescol bestehen aus grauen, grünlichbraun bis rostbraun verwitternden, kalkreichen Tuffen in 8 bis 40 cm dicken Lagen, die nicht so leicht verwittern und daher überall hervorragen. Mit diesen wechsellagern graue, überall ziemlich mächtige, dünngeschichtete, kalkreiche Mergel. Die hier festen, blaugrauen Kalklagen sind sehr selten. Sehr häufig (zirka jeden halben Meter) alternieren 2—4 cm dicke Kalzit-Gips-Schichten mit den Mergeln und Tuffen. Die Untersuchungen von Herrn Dr. O. Schmidegg haben ergeben, daß die von Klipstein (35, Bd. 2, Abt. 3, S. 12, 14 und 15) erwähnten Aragonitschichten Kalzit-Gips-Schichten sind. Dr. Schmidegg äußert sich darüber:

„Diese bestehen größtenteils aus durchscheinendem Kalzit, der aus sehr feinen Fasern zusammengesetzt ist, die ungefähr senkrecht zur Schichtfläche angeordnet sind. Die c-Achsen gehen parallel den Fasern.

Die Achsendivergenzen sind sehr gering, bis höchstens 5° , meistens jedoch fast unmerklich. Die Regelung ist also sehr scharf und es scheinen nicht nur die *c*-Achsen, sondern auch das übrige Raumgitter einheitlich orientiert zu sein, wie aus den meist zahlreichen, gleich verlaufenden Zwillingslamellen hervorgeht (Sicherstellung mit U.-Tisch nötig). Die Faserung geht gleichmäßig durch die ganze Schichtbreite ohne Wachstumserscheinungen (z. B. stärkere Achsendivergenz an den Anwachsstellen, Bänderstruktur). Die Enden sind häufig gleichsinnig umgeben.

In den Kalzit sind vielfach Gipsfasern eingelagert, entweder einzeln oder gehäuft. In manchen Stücken fehlen sie auch ganz. Sie heben sich im Handstück durch den weißen, seidigen Glanz, im Schliff durch die niederen Interferenzfarben deutlich heraus. Die Auslöschung ist, da die *c*-Achsen den Fasern parallel laufen, schief.“

Es ist wahrscheinlich, daß der Kalzit eine Pseudomorphose nach Gips ist. Es haben also zur Wengener Zeit im Gebiete der Puezgruppe wohl ähnliche Verhältnisse geherrscht wie im oberen Perm.

Die Kalzit-Gips-Schichten kann man als deutlich sichtbare Bänder weithin verfolgen. Sie machen alle Faltungen der Wengener Schichten mit und sind viel verwitterungsbeständiger als die weichen Mergel und Tuffe. Ähnliche Lagen führen außer den Wengener Schichten nordwestlich ober Pedratsches auch die der Schwatsch-Alpe.

Am Tschengles stehen über den Agglomeraten wahrscheinlich auch noch Wengener Schichten an, die aber nur sehr schlecht aufgeschlossen sind. Hier liegen Stücke eines im frischen Bruch gelbbraunen, braun anwitternden Tuffgesteins herum. Die mikroskopische Untersuchung ergab, daß es zur Hauptsache aus Plagioklas und Biotit besteht, von dem nur wenig vorhanden ist. Er ist braun, eisenreich und zersetzt. Die Zwillingslamellierung der Plagioklase ist infolge der starken Zersetzung selten und schwer wahrzunehmen, wohl aber mitunter ihre Zonarstruktur. Die deutlichen, scharfen Umrisse der Feldspäte passen zur Ableitung von einem Ergußgestein und das Fehlen von Quarz und Orthoklas spricht für die basische Beschaffenheit desselben.

Bei Promberg stehen in sehr schlechten Aufschlüssen fein gebänderte Kalke und grüne Tuffe an, die wohl zu den Wengener Schichten zu rechnen sind. Hier liegt auch, an einer ganz kleinen Stelle aufgeschlossen, zwischen harten, dünnen Kalken ein sehr gering mächtiges, dem Biotitplagioklastuff des Tschengles ähnliches, makroskopisch hellgraues Gestein eingeschaltet. Es enthält mehr Biotite als das vom Tschengles. Ihre Farbe ist braun bis grünlichbraun. Die vielfach verbogenen und gepreßten Biotitleisten deuten auf starke, nachträgliche Pressung. Im übrigen ist die Beschaffenheit beider Gesteine ziemlich dieselbe.

Über den Augitporphyriten des Punktes 1732 südöstlich Pares stehen einige Meter sehr harte, fast kalkfreie, graue, tonige, stark kieselige Lagen an, die teils sehr hell, fast weißlich, teils gelbgrau, bräunlich und grünschwarz verwittern. Pflanzenspuren sind vorhanden. Nach oben gehen diese Lagen sehr rasch in typische Wengener Schichten über.

Auf der Nordseite des Bronsaratales folgen über dem Schlerndolomit dünngeschichtete, blaugraue Kalke, dann Mergel und Kalke, wie sie in den Wengener Schichten typisch sind. Weiter westlich zwischen Punkt 2212 und Punkt 2202 sind über den zu unterst normalen Wengener Schichten Agglomerate und darüber eine 2—3 m mächtige Scholle aus den Buchensteiner Knollenkalken aufgeschlossen. Im Hangenden steht wieder Agglomerat an, jedoch mit tuffigem Bindemittel und wenig Kalkgeröllen. Darüber folgen wieder normale Wengener Schichten. Auch westlich ober Misch, beim Abstieg von der Schlüterhütte, konnte in dem zirka 10 m mächtigen Wengener Agglomerat ein mehrere Kubikmeter großer Block aus den Buchensteiner Knollenkalken beobachtet werden. Weiter westlich, gegen das Bronsarajoch zu, liegen über dem Schlerndolomit zuerst typische Wengener Schichten, darüber dünngeschichtete, gebänderte Lagen, indem hellere oder dunklere Kalk- oder Mergellagen von wenigen Millimeter Dicke miteinander alternieren. Darüber folgt eine dünne Agglomeratbank mit sehr wenig, aber kalkreichem Bindemittel und eckigen Kalkbrocken und dann ein Agglomerat mit reichlich schwarzer, tuffiger, kalkfreier Zwischenmasse. Die Agglomerate in den Wengener Schichten unterliegen hier im Streichen großen Mächtigkeitsschwankungen.

Bei Punkt 2293 nördlich der Medalges-Alpe folgen über dem Schlerndolomit von unten nach oben:

blaugraue Mergelkalke,

15 cm sehr harter, hellgrauer Kalk,

grünbraune, kalkfreie, grobe Tuffe mit Pflanzenhecksel,

feine, schwarzbraune, kalkfreie Lage,

grünbraune, kalkfreie Tuffe mit konzentrischschaliger Verwitterung,

zirka 1 m Agglomerat mit kalkarmem Bindemittel.

Darüber wechsellagern noch ein paar grünbraune, kalkfreie, grobe Tufflagen mit Pflanzenhecksel mit feinen, schwarzbraunen, kalkfreien Lagen. Dieses ist hier das westlichste Vorkommen von Wengener Schichten, da auf der Nordseite der Geislerspitzen die Schlerndolomitentwicklung über den Buchensteiner Schichten beginnt und während der ganzen ladinischen Stufe andauert.

Die am Südhange des Sobutsch, südwestlich Pares, umherliegenden Agglomerattrümmer stammen wahrscheinlich aus den Wengener Schichten.

Das Verwitterungsprodukt der Wengener Schichten ist ein zäher, blaugrauer Lehm, der auch bei geringem Gefälle bei entsprechendem Gehalt an Wasser zu fließen beginnt. Infolge ihrer ungemein leichten Verwitterbarkeit vermögen diese Gesteine nirgends steile Böschungen zu halten, nur sehr sanfte Formen bleiben beständig. Wo es noch nicht zur Bildung solcher gekommen ist, kann man vielfach die Fließbewegung des Bodens durch Spalten in den Wiesen, durch umgeworfene Bäume und andere sichere Kennzeichen wahrnehmen. Andererseits sind die Wengener Schichten ein guter Bodenbildner und Quellhorizont. Dies ist ihrem Gehalt an Ca, K, Fe, Mg und Al und ihrer Verwitterbarkeit zuzuschreiben. Kein anderes Gestein in den Alpen liefert bessere Almböden. Ihr geringer Widerstand

gegen Verwitterung und die Rutschbewegungen erschweren oft die Feststellung der Liegendgrenze sehr, nicht besser steht es mit der Hangendgrenze gegen die Cassianer Schichten, da Aufschlüsse nur dort sind, wo ein Abrutschen des Geländes erfolgte, wie z. B. südlich von Pescol, wo die früher so gewaltige Irschara-Mur abgerutscht ist. Ähnliche Verhältnisse gelten auch für die Cassianer Schichten.

Der Übergang nach oben in die Cassianer Schichten ist ein ganz allmählicher.

Versteinerungen führen sowohl die Tuffe als auch die Mergel und Mergelschiefer. Aus dem Gebiete wurden folgende Funde bekannt:

Daonella Lommeli Wissm. Campill (F.), Seresbach, Pradat.

Daonella Taramellii Mojs. ober Kesler (Campilltal).

Daonella Taramellii sp. Collfuschg.

Posidonomya wengensis Münst. Grödner Joch, Irschara-Mur usw.

Natica sp. Pradat.

Celtites epolensis Mojs. (F., R¹) Irschara-Mur.

Dinarites Misani Mojs. unter Kerpatscha.

Protrachyceras Archelaus Laube (F.) Irschara-Mur.

Trachyceras cf. *doleriticum* Mojs. unter Kerpatscha.

Trachyceras regoledanum Mojs. (F.) Irschara-Mur.

Trachyceras sp. zwischen Varda und Stern.

? *Monophyllites* sp. (F.) Irschara-Mur.

Megaphyllites cf. *obolus* Mojs. (F.) Irschara-Mur.

Arcestes sp. (F.) Irschara Mur.

Die Cassianer Schichten.

Nach oben hin, über den Wengener Schichten, nehmen kalkige Ablagerungen immer größeren Anteil. Die Tuffe treten zu ihren Gunsten mehr und mehr zurück. Ohne scharfe Grenze gehen damit aus den Wengener Schichten die Cassianer hervor, d. h. jene Schichten, in welchen sich die Cassianer Fauna findet.

Cassianer Schichten wurden zuerst im Puezgebiete von Richt-hofen ober Pedraces ausgeschieden, von Klipstein mehrfach erwähnt, während Mojsisovics hier und auch sonst im Gebiete nur Wengener Schichten kartierte. Die von letzterem in der Zwischenkofelnordwand angegebenen Wengener Schichten (51, S. 218, 219) erwiesen sich als typische Cassianer und somit ist der Dolomit im Liegenden als „Gipitkalk“ anzusprechen.

Cassianer Schichten stehen ferner an den Ostabhängen der Gardenzazza (54, S. 24—28) an, außerdem treten sie an zahlreichen Stellen zwischen Collfuschg und St. Christina unter dem Schlern-dolomit zutage.

Im Aufschlusse südlich Sottsass handelt es sich eher um Cassianer als Wengener Schichten. Nördlich ober Kerpatscha und dem Grödner Joch ist die Grenzziehung zwischen Wengener und Cassianer Schichten sehr schwierig.

1) R = eigene Funde.

Nordöstlich des Grödner Joches führen die Cassianer Schichten noch viel Tuffmaterial. Sie gleichen hier sehr den Wengener Schichten, da sie genau so dünn geschichtet sind und sehr wenig Kalk, dafür aber reichlich Tuff vorhanden ist.

Die Cassianer Schichten der Zwischenkofelnordwand treten durch die Terrassenbildung morphologisch sehr deutlich hervor und heben sich auch durch die Grasbewachung von den kahlen Dolomitwänden scharf ab.

Nördlich unter Punkt 1866 (unter der Zwischenkofelnordwand) folgt über den Wengener Schichten eine zirka 30 cm dicke, grobe, brecciöse, graublaue Kalklage mit Fossilresten. Darüber stehen graublaue Mergel und Kalke an, die mit grauen Kalkbänken und blaugrauen, grüngrau verwitternden, feinstkörnigen Kalksandsteinen wechselagern. Letztere werden mitunter auch etwas gröber. Vielfach herrschen aber die Mergel mit ganz dünnen, zwischengeschalteten Kalkbänken vor. Erst in den obersten Teilen des Aufschlusses sind hier brecciöse, z. T. fossilführende Lagen, denen Mergel oder Kalke zwischengelagert sind. Darüber folgen ziemlich mächtige Kalklagen. Auffallend ist hier das vollständige Fehlen von Tufflagen.

Auch im großen Aufschlusse westlich Pescol steht über den Wengener Schichten eine grobe, brecciöse Bank an. Dann folgen Kalke und Mergel. Zirka 10 m über der Liegendgrenze beginnen mächtige Kalkbänke, dann zirka 2 m sehr feine Oolithe(?), und 10—15 m höher finden sich feinstbrecciöse Kalklagen mit vielen kleinen, unbestimmbaren Fossilresten und schlecht erhaltenen Seeigelstacheln. In diesem Aufschlusse kommt auch *Sphaerocodium Bornemanni* Rothpl. in 20 bis 35 cm dicken, grauen, sehr harten, brecciösen Kalken vor. Diese Sphaerocodien, die schon Rothpletz (108) bei Pescol gefunden hat, erreichen hier bis über 2 cm Größe. Sie wittern auf den Schichtflächen mit graubrauner Farbe heraus. Im frischen Bruche sind sie graublau, wobei ihr Schalenbau kaum zu erkennen ist. Hier wurden auch unbestimmbare Korallen- und Bryozoenreste gefunden.

Die Mächtigkeit der Cassianer Schichten beträgt meist mehr als 100 m, ist aber wegen der vielfachen Störungen nicht genau anzugeben.

Man setzt die untere Grenze der Cassianer Schichten am besten mit dem ersten Auftreten von feinkörnigen, kalkreichen Breccien an, deren Schichtoberflächen mit Seeigelstacheln, Crinoidenstiellgliedern, Korallen und Schalenresten anderer Organismen bedeckt sind. Es handelt sich dabei meistens um dunkle, graubraune oder blaugraue, brecciöse Kalke, die infolge ihrer scheinbar dichten Beschaffenheit erst durch Anwitterung als Breccien kenntlich werden. Die Korngröße dieses sehr charakteristischen Gesteins schwankt von einem Millimeter bis zu mehreren Zentimetern, jedoch herrschen die fein- und feinstkörnigen Breccien vor. Dadurch erklären sich auch die so sehr rauhen Oberflächen dieser Bänke. Auch die Kalke sind dunkelgrau oder blaugrau. Kalke und Breccien verwittern mit ockergelber, brauner oder rostbrauner Farbe. Die Tuff- und Mergellagen, die mit den Kalkschichten und den Kalkbreccien wechselagern, werden nach oben im allge-

meinen allmählich immer seltener. Die Kalkbänke werden gegen den Schlerndolomit zu immer mächtiger, lichter und magnesiumreicher. Tufflagen sind dort bereits ganz zurückgetreten und die Mergellagen sehr selten, dünn und kalkarm geworden. Auch der Reichtum an Fossilresten tritt zurück, schließlich verschwinden diese ganz. Auf solche Weise findet ein langsamer, allmählicher, in kurzem Abstand kaum merkbarer Übergang in den hellen Schlerndolomit statt. Dieses Verhältnis konnte an allen Stellen festgestellt werden, wo die Cassianer Schichten vom Schlerndolomit überlagert werden. Die Tuffsandsteine und Mergel verwittern konzentrisch schalig, wobei die ursprünglich eckigen Formen häufig verlorengehen und die Stücke ohne Abrollung nur durch die Verwitterung die Form von Geröllen bekommen.

Fragliche Oolithbildungen sind häufig.

An bestimmbareren Fossilresten wurde gefunden:

Encrinurus granulatus Münster bei Kerpatscha,

Cidaris dorsata Braun bei Kerpatscha, westlich Pescol,

Cidaris Braunii Desor ober Sottsas bei Stern, westlich Pescol,

Cidaris Hausmanni Wissm. Nordseite des Col da Oj,

Cidaris Römeri Wissm. Crep de Sella,

Cidaris sp., Nordseite des Col da Oj,

Rhynchonella sp., westlich Pescol,

Spiriferina sp., Nordseite des Col da Oj,

Cassianella decussata Münster, westlich Pescol,

Trachyceras regoledanum Mojs., Nordseite des Col da Oj,

Lobites nautilinus Münster, westlich von Kerpatscha.

Trachyceras regoledanum Mojs. kommt zwar nach Mojsisovics nur in der Zone des *Protrachyceras Archelaus* vor, wurde von ihm selbst aber auch hier im „Cipitkalk“, der hier Cassianer Alter hat, jedoch von Mojsisovics als zu den Wengener Schichten gehörig angesprochen, gefunden.

Der Cipitkalk.

Unter Cipitkalk werden hier jene Kalk- und Dolomitlagen an der Basis des Schlerndolomits verstanden, über denen noch Cassianer Schichten liegen. Es ist im wesentlichen das, was Mojsisovics als Wengener Dolomit bezeichnete. Im Puezgebiete veranlaßte ihn zu dieser Auffassung der Austritt mergeliger Schichten in der Zwischenkofel-Nordwand, die er für Wengener Schichten hielt. Wie schon erwähnt, erwiesen sich einerseits diese Wengener Schichten als typische Cassianer, andererseits ist es sehr wahrscheinlich, daß auch im Liegenden Cassianer anstehen. Eine wahrscheinlich entsprechende Stellung nehmen fußwärtige Dolomitpartien ober Pedraces, auf der Schwatsch-Alpe und ober der Regensburger Hütte ein.

Die Mächtigkeit des Cipitkalkes beträgt bis zirka 100 m. Die lithologische Beschaffenheit des Cipitkalkes gleicht im Puezgebiete völlig der des Schlerndolomits. Er ist hier vollkommen ungeschichtet.

Die Angabe von Mojsisovics, daß die Dolomitmassen im S und N vom Grödner Joch ausgezeichnete Beispiele für die Konglomeratstruktur sind (49, S. 13), hat schon Salomon dahin berichtigt, daß es sich

südlich des Grödner Joches um keine Konglomeratstruktur handelt, sondern um eine ursprüngliche Einbettung der „Riffsteine“ in den Mergeln, also um eine autochthone organogene Bildung. Im N des Grödner Joches konnte ich Cipitkalk überhaupt nicht feststellen.

Die Grenze des Cipitkalkes des Puezgebietes nach oben ist scharf und deutlich, eben durch die Überlagerung mit Cassianer Schichten. Die nach unten konnte am Fuße der Zwischenkofel-Nordwand infolge von Schuttverdeckung nirgends festgestellt werden.

Der Schlerndolomit.

In der eigentlichen Puezgruppe beginnt die Schlerndolomitentwicklung allgemein erst über basalen Cassianer Schichten. Das Verhältnis ist hier ein ganz anderes als in der angrenzenden Geislergruppe, wo an der Basis des Schlerndolomits entweder Buchensteiner Schichten liegen oder die Dolomitentwicklung geschlossen bis an die Basis des Mendeldolomits hinabreicht.

Der Unterlagerung durch Cassianer Schichten entspricht es, daß die Mächtigkeit des Schlerndolomits hier wesentlich geringer, nur etwa halb so groß ist wie in den westlich und südlich benachbarten Gebieten. Sie schwankt zwischen 300 und 600 m. Immerhin hat auch hier kein anderes Gestein so großen Anteil am Gebirgsaufbau wie der Schlerndolomit. Die horizontale Verbreitung ist im allgemeinen schon von Mojsisovics richtig angegeben worden; nur an der Südseite des Langentales tritt er auch in beträchtlichem Ausmaße auf, wo Mojsisovics den Schlerndolomit großenteils nicht verzeichnet.

Außerdem baut der Schlerndolomit, im Gegensatz zu Mojsisovics' Angaben, zur Hauptsache die oberen Partien des Sobutsch auf und steht auch auf der Nordseite des Bronsaratales an, wo er als zirka 10 m mächtiges, weithin deutlich erkennbares Band über den Buchensteiner Schichten folgt und von Wengener Schichten überlagert wird. Am Sobutsch beginnt der Schlerndolomit über den Buchensteiner Schichten, wo diese vorhanden sind (siehe Kartel). Wo sie aber in dolomitischer Fazies entwickelt sind, ist eine Trennung des Schlerndolomits vom Mendeldolomit nicht durchführbar, wie sich beim Abstieg vom Sobutsch gegen Pares zeigt. An einigen Stellen findet sich am Sobutsch über dem Mendeldolomit ein gutgeschichteter, nur ein paar Meter mächtiger Dolomit, der allmählich in den normalen, hellen Schlerndolomit übergeht. Dieser ist schwach knollig, weiß, rot und grün gefärbt oder gesprenkelt. Am Seresbache folgt im Hangenden der Buchensteiner Schichten ein ebensolcher Dolomit. Beim Abstieg von Punkt 2245 zu Punkt 2101 (am Sobutsch) findet man dort, wo Buchensteiner Schichten zu erwarten wären, außer weißen auch graue, etwas bituminöse und grünlichgraue Dolomite.

Der Schlerndolomit ist ein weißer bis lichtgrauer, ziemlich poröser, feinkristalliner Dolomit. Er verwittert grau bis rötlich. Auch graugrüne bis grünliche Lagen kommen vor. Die Felswände sind oft durch Eisenverbindungen rötlich gefärbt. Nur in den allerobersten Lagen gegen die Raibler Schichten nimmt der Dolomit Bankung an, sonst zeigt sich nur

manchmal schwache Andeutung einer solchen. Stellenweise ist der Schlerndolomit stark breccios, so z. B. zwischen Punkt 2142 und Punkt 2321 in Forces de Sielles. Der Schlerndolomit bildet sehr steile, vielfach fast senkrechte, mehrere 100 m hohe Wände, besonders dort, wo er von Raibler Schichten überlagert wird, die wie ein Dach wirken, hohe Türme und Zacken, wo letztere fehlen. Als Beispiel dafür mögen die Tschier- und Rotspitzen angeführt werden. Als eigentümliche Erosionsreste finden sich auf dem Südabhange des Sobutsch zahlreiche bis zu mehreren Metern hohe Höcker, Grate oder Rippen, die von der Verwitterung verschont geblieben sind. Dazwischen vermochte sich eine spärliche Vegetation anzusiedeln.

Als Bodenbildner kommt dieses Gestein kaum in Frage. Es liefert nur einige sehr dürftige Almböden. Der Schlerndolomit ist von zahlreichen vertikalen und schiefen Klüften durchsetzt (sehr deutlich z. B. in der Zwischenkofel-Nordwand), die oft durch den ganzen Komplex durchgehen und da seine normale Unterlage, die mergelige Cassianer Schichten, sehr leicht verwittern, so lösen sich zufolge Unterwaschung oft große Partien los und stürzen als gewaltige Klötze zu Tal. An den zahlreichen Bergsturm Massen des untersuchten Gebietes hat der Schlerndolomit sehr wesentlichen Anteil. Korallen, zumeist nur als Hohlräume erhalten, sind nicht selten.

Die Annahme von Hörnes (25, S. 116), daß die Mächtigkeit des Schlerndolomits am Gardenazzagebirge zurücktrete und der Dachsteinkalk in fast gleichem Verhältnis am Aufbau teilnehme, ist nicht richtig und wird schon durch die Karte von Mojsisovics widerlegt.

Die von Mojsisovics (48, S. 99) angeführte Tabelle über die Stratiographie der Nordseite des Gardenazzagebirges war wohl für die Geislergruppe bestimmt, die damals vielleicht noch zum Gardenazzagebirge gerechnet wurde, zu letzterem stimmt sie nicht.

Schon aus den Profilen von Mojsisovics (51, S. 222) und Ogilvie (54, S. 28) geht klar hervor, daß es sich an der Gardenazza-Nordwand nicht um eine Anlagerung von Cassianer Schichten an Schlerndolomit oder um ein Ineinandergreifen beider handelt, wie Klipstein (35, 2. Bd., 3. Abt., S. 12) annahm, sondern um eine normale Überlagerung der Cassianer Schichten durch Schlerndolomit.

Ein in dem Gehängeschutt bei der Zwischenkofelalm gefundener Großoolith, der wohl aus dem Schlerndolomit stammt, wurde von Dr. O. Schmidegg untersucht.

„Das Stück erwies sich als vollständig dolomitierter Großoolith. Eine Färbeprobe mit Eisenchlorid und Schwefelammon ergab das vollständige Fehlen von Kalzit.

Die Lagen- und Faserstruktur ist makroskopisch noch deutlich sichtbar. Unter dem Mikroskop erkennt man, daß die noch gut erhaltenen, etwa 0.2 mm breiten Faserbüschel der früheren Großoolithstruktur in ein feinkörniges Aggregat von Dolomitmörnern zerfallen sind (Korngröße etwa 0.1 mm). Die Achsenlagen der früheren Kalzitfasern, nämlich senkrecht zur Faserrichtung, haben sie aber noch beibehalten. Zwischen den einzelnen Schichten sind meist noch schmale Einlagerungen von grobkörnigem Dolomit vorhanden, die anscheinend regellos sind.“

Die obere Grenze des Schlerndolomits ist dort, wo die Raibler Schichten mergelig, kalkig entwickelt sind, eine ziemlich scharfe, wo sie aber dolomitisch ausgebildet sind, ist der Übergang sehr allmählich und die Grenzziehung daher sehr schwierig.

Die Raibler Schichten.

Auf die mächtige Schlerndolomitbildung folgt die stellenweise kalkreiche, an anderen Orten jedoch wieder dolomitische Entwicklung der Raibler Schichten.

Die Raibler Schichten treten überall am Außenrande des Hochplateaus zutage, wo sie nicht von Schutt bedeckt werden.

Gut erkennbar als Raibler Schichten sind Mergelkalke, dolomitische Kalke und Sandsteine von im frischen Bruche graubrauner bis bläulichgrauer oder hellrötlicher, bisweilen auch grünlicher Farbe und graubrauner, ockeriger bis rostbrauner Anwitterung. In den rötlichen Kalken erscheinen mitunter dunklere rote Flecken. Häufig fühlen sich die Kalke an den Bruchstellen sandig an. Am Crespeina-Joch, wo der Raibler Horizont besonders mächtig entwickelt und ausgedehnt erschlossen ist, folgen über dem Schlerndolomit zu unterst solche typische Raibler Schichten, darüber ein Komplex wohlgeschichteter Dolomite vom lithologischen Charakter des Dachsteindolomits mit kleinen Megalodonten, dann abermals typische fossilführende Raibler Schichten, wonach wohl der ganze Komplex als karnisch zu betrachten ist. Am Sas Chiampatsch sind hier dem Megalodonten führenden Dolomit grünliche, leichter verwitterbare dolomitische Lagen zwischengeschaltet. Auch Mojsisovics (51, S. 65) erwähnt, daß sich zwischen die Raibler Mergel mitunter lichter Kalk schaltet.

Andere ausgedehnte Vorkommnisse mächtig entwickelter Raibler Schichten finden sich an der Westseite des Col della Pieres und auf der Stevia-Alpe. Hier ist die Ausbildung nur mergelig-kalkig. Das Vorkommen von der Stevia-Alpe erwähnt schon Trautwein (76, S. 59). An beiden Orten wurden nicht nur der Dachsteindolomit im Hangenden, sondern auch ein großer Teil der Raibler Schichten selbst durch Erosion zerstört und fortgeführt.

Am Ost- und Nordrand des Puezplateaus sind die Raibler Schichten durchaus dolomitisch entwickelt, dabei aber doch auch morphologisch deutlich als Schichtterrasse ausgeprägt. Am Abstieg von der Puezhütte zur Zwischenkofelalm sind die im allgemeinen grauen Raibler Dolomite grün und rot gesprenkelt. Ihre Mächtigkeit als besondere Schichtbildung beträgt nur wenige Meter, dennoch wittern sie hier deutlich terrassenförmig aus. In der Richtung nach NO, gegen den Punkt 2414, werden aber die Raibler Schichten so stark dolomitisch, daß die ober der Zwischenkofelalm noch gut ausgebildete Terrasse nach NO hin ganz undeutlich wird.

Die mikroskopische Untersuchung von grün gesprenkeltem Raibler Dolomit nördlich unter dem Puezjoch ergab, daß dieser zur Hauptsache aus sehr feinen Dolomitmikrinen besteht und daß Kalzit fehlt, wie die Lembergsche Unterscheidung von Kalzit und Dolomit zeigt. Reichlich kommen hier bräunlichgrüne chloritische Zersetzungsprodukte in unregel-

mäßigen Aggregaten vor, die die Färbung des Gesteins verursachen. Magnetitkörner sind klein und selten.

Auf der Ostseite des Gardenazaplateaus sind die Raibler Schichten durch einen lichtgrauen, feinkörnigen, kristallinen Dolomit vertreten, der Muschelabdrücke enthält und von Versteinerungen, vermutlich Diploporen, geradezu erfüllt ist. Es sind das offenbar die schon von Richthofen von der Gardenazza erwähnten und den Raibler Schichten zugerechneten weißen, dolomitischen Sandsteine, welche Doelter (12, S. 5) nicht auffinden konnte.

Von der Stevia-Alpe und dem Crespeina-Joch gegen das Innere der Puezgruppe gehen die typischen Raibler Schichten auch in horizontaler Richtung ziemlich rasch in Dolomit über und da sind sie dann nicht mehr so deutlich, insbesondere morphologisch, erkennbar. Zwischen dem darunterliegenden Schlerndolomit und dem darüberliegenden Dachsteindolomit sind sie hier nur in Form gering mächtiger, etwas dunklerer, mehr gelbbraun anwitternder Dolomitbänken wahrnehmbar. Taleinwärts an den Süd- und Nordabhängen des Langentales kann man diese Veränderung verfolgen. Von einer hier durchschneidenden Bruchfläche, an der die Raibler Schichten des Col della Pieres und des Südgehänges des Langentales nördlich Crespeina de dite abstoßen würden, wie es Mojsisovics darstellt, kann nicht die Rede sein; die Raibler Schichten gehen vielmehr nur von der mergeligen Fazies im äußeren Tale in eine dolomitische weiter talein über. Sie werden gegen die Mitte der Tafelmasse des Puezgebirges zu — das Langental gewährt hier ziemlich gut Einblick bis in die ganz zentral gelegenen Partien des Dolomitstockes — immer dolomitischer und weniger typisch. Sie nehmen mit anderen Worten im Innern des Dolomitmassivs auch Riffazies an. Damit geht auch die an den Außenrändern des Puezgebirges für die Raibler Schichten so charakteristische Terrassenbildung gegen das Innere des Langentales hin fast ganz verloren. Besonders an dem sanfteren Nordgehänge dieses Tales ist von ihr keine Spur mehr zu sehen und man kann hier die Raibler Schichten nur aus unmittelbarer Nähe als solche erkennen. Erst an den südöstlichen Abhängen des Col della Pieres sind sie wieder auf Entfernung wahrnehmbar als trennendes Schichtpaket zwischen liegendem und hängendem Dolomit. Auf ein ähnliches Verhalten der Raibler Schichten in der Gegend von Cortina hat schon Koken (39, S. 571) aufmerksam gemacht.

Die Raibler Dolomite sind hellgraue, graue, rötliche oder schwach grünliche, zum Teil sandige dolomitische Gesteine.

Das Vorkommen des lichten Raibler Dolomits am Ostrande der Gardenazza und ähnlicher dolomitischer Zwischenlagen in den mergelkalkigen Schichten am Crespeina-Joch und das häufige Vorhandensein von Oolithen (?) in den Dolomiten der Raibler Schichten spricht gegen die Annahme von Wöhrmann (80, S. 736), daß diese Dolomite gänzlich fossilfrei seien. Mitten in dolomitischen Oolithen (?) vom Crespeina-Joch wurde *Encrinus granulosus* Münster angetroffen. Das läßt vermuten, daß es sich hier wohl um *Sphaerocodium Bornemannii* Rothpl. handelt; sicher nachweisen läßt es sich bei diesen Gesteinen auch im Dünnschliff nicht. Auf der Stevia-Alpe wurde dolomitische Lumachelle gefunden.

Sehr charakteristisch ist auch im Puezgebiete das morphologische Verhalten, die terrassenbildende Ausbildung der Raibler Schichten. Über den oft fast senkrechten Wänden des Schlerndolomits springt in den Raibler Schichten die Profillinie plötzlich zurück, über diesen steigt wieder mit sehr steilen Wänden der Dachsteindolomit an. Das ist, wie gesagt, zum Teil auch dort der Fall, wo die Raibler Schichten in dolomitischer Fazies ausgebildet sind. Nur im Innern des Dolomitstockes, im Hintergrund des Langentales, wird die Ausbildung der Raibler Schichten so sehr dem liegenden und hangenden Dolomit ähnlich, daß sie sich hier nicht mehr morphologisch abheben.

Stur hielt die roten Neocomschichten der Puezalpe (73, S. 539, 544, 545 und 561) nach dem Blick von der Ferne für Raibler Schichten und kam auf diese Weise zur Meinung, die Raibler Schichten lägen hier nicht an der Grenze des Schlerndolomits gegen die geschichteten Dolomite (Dachsteindolomit), sondern auf den letzteren.

Die Raibler Schichten des Puezgebietes sind außer dem Fazieswechsel noch besonders tektonisch sehr lehrreich und wichtig, denn die ununterbrochene Verfolgbarkeit ihres Ausstriches rundum und tief ins Innere des Dolomitstockes hinein läßt alle Annahmen stärkerer tektonischer Störung des Dolomitstockes von Puez mit Bestimmtheit ausschließen (siehe Tektonik!).

Gipse und Rauhwacken fehlen den Raibler Schichten des Puezgebietes und auch Bohmerz kommt nicht vor.

Die stellenweise so geringe Mächtigkeit der Raibler Schichten legt die Vermutung sehr nahe, daß an diesen Stellen untere Lagen des Raibler Profils durch Schlerndolomit, obere durch Dachsteindolomit vertreten werden.

Der Fossilreichtum der Raibler Schichten vom Crespeina-Joch wird schon von Koken (39, S. 571) erwähnt.

An Fossilien habe ich dort gefunden:

Latimacandrarea labyrinthica Klipst.

Encrinus granulatus Münster,

Pentacrinus propinquus Münster,

Cidaris Hausmanni Wissm.,

Lingula tenuissima Bronn.,

Pinna raibliana Par.,

Gervillia musculosa Stopp.,

Gervillia sp.

Modiola subcarinata Bittner.,

Trigonodus Balsamoi Par.,

Myophoria Kefersteini Münster.,

Myophoria fissidentata v. Wöhrm.,

Myophoriocardium lineatum v. Wöhrm.,

Megalodon cf. *rimosus* Münster.,

Megalodon sp.,

Gonodon Mellingi Hauer.,

? *Lucina Gornensis* Par.,

Anatina longirostris Stopp.,

Chemnitzia sp.,

Der Dachsteindolomit.

Der Dachsteindolomit, der über den Raibler Schichten folgt, baut zum größten Teile das Hochplateau der Puezgruppe auf. Auch die zur Raibler Zeit an einigen Stellen vorhandenen kalkig mergeligen Ablagerungsbedingungen wichen zur Zeit der norischen Stufe mehr dolomitischen Bildungen, die hier überwiegen.

Die vertikale Ausdehnung des Dachsteindolomits ist gegenüber den Ampezzaner Dolomiten (Durchschnittswert etwa 600 m) hier gering. Die größte Mächtigkeit im Gebiete erreicht der Dachsteindolomit am Sas Songher mit zirka 360 m; durchschnittlich ist er etwa 200 m mächtig.

Der Dachsteindolomit ist ein sehr helles, fast weißes, wohlgeschichtetes Gestein. Nur am Col della Pieres kommen auch graue und dunkelgraue Lagen vor. Rotfärbung durch Eisengehalt ist häufig. Kalkige Lagen sind zwar vorhanden, doch herrschen die dolomitischen allgemein vor. Am Mont' de Soura und am Fuße des Col della Pieres gegen die Stevia-Alpe sind die untersten Lagen ober den Raiblern sehr dünn geschichtet; die Schichtmächtigkeiten betragen hier ein paar Zentimeter bis zu einem oder ein paar Dezimeter, während sie sonst meist viel bedeutender sind. Am Westfuße des Col della Pieres treten basal auch dünne Konglomeratlagen mit mäßig gerolltem Korn auf. Ferner sind hier feine, dünne, kalkarme Mergellagen nicht selten. An zahlreichen Stellen sind dünne Zwischenlagen eines dichten, grünlichen, dolomitischen Gesteins wahrzunehmen, das mit den viel dickeren Bänken des normalen hellen Dachsteindolomits alterniert. Vielfach erscheint der Dachsteindolomit dadurch geschichtet, daß er mit den viel leichter verwitterbaren, grünlichen, dolomitischen Schichten wechsellagert. Auf den Schichtflächen ist ersterer ganz erfüllt mit *Megalodon*querschnitten. Reichlich kommen Hohlräume und Drusen im Gestein vor, deren Innenwände mit Kalzit- und Dolomitrasen bewachsen sind, ebenso kalzitische und dolomitische Kluftverheilungen.

Der Dachsteindolomit ist zur Bildung von Karrenfeldern wenig geeignet. Nirgends auf dem Puezplateau kommen richtige Karrenfelder vor, wie z. B. die typischen in den grauen Kalken (Lias) von Fanes. Dort handelt es sich eben um *Mg* arme Kalke, wie sie im Dachsteindolomit der Puezgruppe nicht anzutreffen sind. Die Verkarstung beschränkt sich darauf, daß an vielen Stellen auf dem Hochplateau durch die auslaugende Wirkung des Wassers Löcher und dolinenähnliche Gebilde entstanden sind, durch die das Oberflächenwasser nun unterirdisch abfließt. In diesen Vertiefungen haben sich Rückstände der Gesteinszersetzung, hauptsächlich Lehm, angesammelt und hier vermag sich auch eine reichere Vegetation anzusiedeln als auf den meist ganz kahlen Dolomitfelsen. Westlich des Chiampatschjoches nördlich der Crespeina-Alpe, ferner zwischen Punkt 2238 und Punkt 2286 und zwischen Punkt 2466 und Punkt 2565, sind die obersten Lagen des Dachsteindolomits als sandiges, nur sehr schwach kalkhaltiges Gestein entwickelt, das an ähnliche, jedoch stärker rotgefärbte, viel kristallisierendere und kalkreichere Schichten unter dem Neocom erinnert. Diese Stellen weisen auch stärkere Grasbewachsung auf.

Der vielfach sehr zerklüftete Dachsteindolomit ist dort, wo Verwerfungen durchgehen, mitunter ganz brecciös und rot gefärbt, so z. B. zwischen Sas Chiampatsch und P. 2685.

Der Dachsteindolomit verwittert mit grauer bis graubrauner, selten rötlicher Farbe in splinterige, scharfkantige Stücke. Auf einer der häufigen Dolomitreccien waren bis zu 2 cm große Kalzitrhomboeder aufgewachsen.

Der Dachsteindolomit bildet meist sehr steile Wände oder gestufte Hänge. Auf der Westseite von Les Cuccenes steigt der Dachsteindolomit in einer Reihe von Schichtterrassen gegen die Sterner Alpe zu ab. Er baut auch die Mehrzahl der Gipfel der Puezgruppe auf, wobei der liegende und der überschobene Dachsteindolomit (siehe Tektonik!) in keiner Weise voneinander verschieden sind.

Die Annahme von Hörnes (25, S. 118, und 26, S. 290), daß der Dachstein-„Kalk“ vorwiegend aus reinem oder schwach dolomitischem Kalke bestehe, kann ich für das Puezgebiet nicht bestätigen.

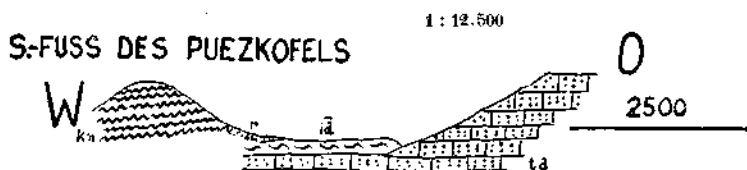


FIG. 1: SCHEMAT. PROF. ca. 125 m NÖRDL. COL DE MONTIGELLA DER PUEZHÜTTE.



FIG. 2: SCHEMAT. PROFIL: SÜDFUSS DES PUEZKOFELS -

Die im Vergleich zu anderen Gebieten in den Dolomiten geringe Mächtigkeit des Dachsteindolomits der Puezgruppe läßt vermuten, daß letzterer hier wohl nur die norische Stufe vertritt und, daß der rhätischen Stufe angehörige Gesteine fehlen, wenn schon bestimmte Anhaltspunkte dafür nicht vorhanden sind. Morstadt (53, S. 26) sucht diese spärliche Entwicklung des Dachsteindolomits durch die Annahme zu erklären, daß die Gardenzazza früher aus dem Meere gehoben wurde als der Kreuzkofel. Cornelius traf auf der westlichen Puezspitze (6, S. 195) mit Limonitkrusten überzogenen liegenden Dachsteindolomit. Das beweist, daß der Dachsteindolomit der Puezgruppe vor der Ablagerung des oberen Dogger sicher aus dem Meere herausgehoben war. Sicher ist aber auch die Erosion mitbeteiligt und zwar nachweislich auch schon vorneocome Erosion, denn das Neocom ist, wie aus den Profilen (Fig. 1 und 2) ersichtlich, nicht auf einer unversehrten Ebene, sondern auf einer bereits durch Erosion zersägten Oberfläche zur Ablagerung gelangt.

Gut erhaltene Fossilien sind selten. Gefunden wurden nur:

Megalodon sp. nördlich Puezjoch, Chiampatsch, Fuß des Mont' de Soura, Punkt 2731 westlich Pizza Doleda.

Pleurotomaria sp. Col della Pieres.

Turbo sp. nördlich Puezjoch.

Die Grenze nach oben ist unvermittelt und deutlich, soweit eben jüngere Schichten vorhanden sind.

Oberer Dogger.

Die horizontale und vertikale Ausbreitung des oberen Doggers (= Haugs „glaukonitischer Dolomit“) wurde schon von Haug (87, S. 248, 249) angegeben.

Über dem sicheren Dachsteindolomit folgt mit deutlicher Grenze eine nur ganz gering mächtige Transgressionsbreccie, bestehend aus mittelgroßen, hellen, scharfkantigen Dachsteindolomitstücken und reichlich grauem, grünlichem bis grünlichbraunem, dolomitischem Bindemittel. Besonders am Nordfuß von Les Cuecenes und bei der Puezhütte zeigt sich mit großer Sicherheit, daß die Transgressionsbreccie auf einer schon vorher errodieren Oberfläche zur Ablagerung gelangte, da man verschiedene Stellen beobachten kann, wo der obere Dogger tiefer liegt als der Dachsteindolomit und wo Verwerfungen ganz ausgeschlossen sind. Die Basalbreccie ist nicht überall vorhanden. Wo sie fehlt, folgt gleich über dem Dachsteindolomit der „glaukonitische Dolomit“, der überall unter dem Neocom und, im Gegensatz zu Haugs Angaben, auch auf dem überschobenen Dachsteindolomit des Puezkofels ansteht.

Der „glaukonitische Dolomit“ ist ein hellgrüner, sich sandig anführender Dolomit mit grüngrauer bis gelbbraunlicher Verwitterungsfarbe. Stellenweise ist er im frischen Bruche ziemlich intensiv grün. Kleine Kalzitdrusen sind nicht selten.

Die Mächtigkeit des grünen Dolomits beträgt höchstens 6—7 m (Nordfuß von Les Cuecenes), meist aber nur ein paar Meter (auf der Pizza Doleda 2—3 m).

Auf Les Cuecenes kommen auch durch Eisenoxydhydrat rotgefärbte, unregelmäßige Zwischenlagen im meist nur sehr undeutlich geschichteten grünen Dolomit vor. Im Dünnschliffe zeigt sich, daß das Gestein aus sehr feinkörnigem Dolomit besteht. Vereinzelt kommen kleine Magnetitkörner vor. Kalzit ließ sich auch durch die Lembergsche Färbung nicht nachweisen, ebenso konnte kein Glaukonit festgestellt werden. Worauf die Grünfärbung des Dolomits zurückzuführen ist, konnte nicht ermittelt werden. Die Annahme von Haug (87, S. 255), daß der grüne Dolomit fossilifer sei, ist nicht richtig, da auch im Schliffe Querschnitte von Fossilien gesehen wurden.

Auf der Westseite des Nordfußes von Les Cuecenes folgen an einer Stelle direkt über dem Dachsteindolomit grobkristalline, weiße bis rötliche Crinoidenkalke mit gelbbrauner und rötlicher Verwitterung, die reichlich Brachiopoden enthalten. Vielleicht sind dies Haugs braune Sande? (87, S. 248.) Die Mächtigkeit beträgt höchstens 2·5 m. Weiter südlich und nördlich, ganz in der Nähe, kommt auch die Basalbreccie in ganz geringer Mächtigkeit vor. Die Crinoidenkalke gehen sehr rasch in horizontaler Richtung nach S und N und auch in vertikaler Richtung nach oben in den grünen Dolomit über, indem sie heller, feinkörniger

und dolomitischer werden. Diese Übergangsschichten verwittern auch wie der Crinoidenkalk mit sehr rauher Oberfläche und bräunlicher Farbe und enthalten unkenntliche Fossilreste. In den Crinoidenkalken kommt die *Posidonomya alpina* Gras. zwar nicht gesteinsbildend, wohl aber in zahlreichen einzelnen Exemplaren vor. An Fossilien wurde hier im Crinoidenkalk gefunden:

Hyboclypeus sp.,
Rhynchonella coarctata Opp.,
Rhynchonella sp.,
Terebratula cf. *bifida* Rothpl.,
Terebratula Roveredana Benecke,
Terebratula sp.,
Posidonomya alpina Gras.,
Pecten sp. (glatte Art, wie bei Vils),
Phylloceras sp.,
 unbestimmbare Belemnitenreste,
Sphenodus ein Zahn.

Die Crinoidenkalke mit der *Posidonomya alpina* gehören dem oberen Dogger an und so ist es ziemlich sicher, daß auch der grüne Dolomit gleich alt ist.

Bei Punkt 2474 (Puezalpe) stehen sehr helle, rötliche, im Innern aber vielfach grüne Kalke an, die etwas an die grauen Liaskalke erinnern. Diese gehen in horizontaler Richtung nach N sehr rasch in den typischen grünen Dolomit über.

Auf dem Westgipfel der Spitze 2733 und unter ihr selbst (nördlich der Puezspitzen) steht ein graues, teilweise grünlichgraues, mehr dolomitisches Gestein an, das mit gelbbraunen, braunen und rostbraunen Farben verwittert. Es ist erfüllt von kleinen, länglichen Oolithen und makro- und mikroskopischen Versteinerungen. Feine kalzitisch verheilte Sprünge durchsetzen das Gestein. Es ist dünn geschichtet und knollig. Unterlagert wird es von einem kalkigen Gestein mit roten Flecken. Im Liegenden darunter steht der Dachsteindolomit an. Diese ganze Serie ist nur einige Meter mächtig. Über ihr folgt der überschobene Dachsteindolomit. Die ganze Lagerung der Schichten paßt sehr gut mit der großen Überschiebung der Puezspitzen weiter im S zusammen. Deshalb stelle ich diese Schichten einstweilen in den Horizont des oberen Doggers.

Die Grenze des grünen Dolomits nach oben gegen das Neocom und den überschobenen Dachsteindolomit ist deutlich.

Das Neocom.

Über dem oberen Dogger gelangt in der Puezgruppe als jüngstes Schichtglied das Neocom zur Ablagerung. Malm ist hier nicht nachweisbar.

Die stratigraphischen und faunistischen Verhältnisse des Neocoms der Puezgruppe, eines der interessantesten Neocomvorkommen der südlichen Kalkalpen, wurden schon von Haug und Uhlig ausführlich beschrieben. Es erübrigen sich daher nur einige kurze Ergänzungen.

Die von Haug angegebenen Schichten „a, b und c“ (87, S. 255) sind schwer voneinander zu unterscheiden, da sie ohne deutliche Grenze

ineinander übergehen. Gut erkennbar sind die Schichten „d, e und f“. In Schicht „a“ finden sich auch graubraune und schwarze Hornsteine mit graugelber Verwitterungsrinde. Am Puezkofel enthält Schicht „b“ auch Hornsteine und dünne Lagen grünlichgrauer Kalke. Hier gehen die graugrünen Bänke der Schicht „c“ nach oben lagenweise in ganz schwach violette Schichten über. Zu oberst finden sich noch zwei dunklere rote Lagen, von denen die höhere knollig entwickelt ist. In den grauen Kalken sind große Hornsteinlinsen und durchgehende Hornsteinlagen häufig. Ähnliche Verhältnisse herrschen am Col della Pieres. Die ungemein harten, im Innern fast schwarzen Kalkknollen, die vielfach Fossilien enthalten, bilden die merkwürdigsten Formen. Vielfach gleichen sie Rotationskörpern. Bei zahlreichen solchen gelbbraun verwitternden Knollen steht deren Achse senkrecht zu den Schichtflächen des Gesteins, in dem sie gebildet wurden. Am Col dell' Assonè wurde ein keulenförmiger Kalkknollen gefunden, der zufolge tektonischer Beanspruchung wie ein gedehnter Zinkdraht aussah. - Kalzit als Kluftverheilung ist in Schicht „c“ wenig vorhanden. Die fossilieeren, grauen Knollenkalke („f“), die regelmäßig mit schieferigen, grüngrauen bis schwarzen Mergeln wechsellagern, sind nicht ganz fossilieer, wie Haug annimmt. Sie sind es auch, die durch ihre schwarzen Flecken sehr an die nordalpinen Fleckenmergel erinnern.

An Stellen starker tektonischer Beanspruchung findet sich im Neocom, das ziemlich plastisch ist, reichlich Kalzit als Kluftverheilung.

Schon von Wolkenstein aus sieht man das Neocom und den überschobenen Dachsteindolomit der Puezspitzen recht deutlich. Wo es nicht von überschobenem Dachsteindolomit überlagert wird, sind die weichen Mergel und Kalke sehr der Abtragung ausgeliefert. So beträgt die größte Mächtigkeit z. B. auf der Pizza Doleda nur mehr 6—8 m. Pyritkonkretionen kommen vor.

Es ist wohl ziemlich sicher, daß in der Puezgruppe das ganze Neocom vertreten ist.

Über den Fossilinhalt vergleiche folgende unseitige Liste.

Diluvium.

Sowohl im Innern als auch an den Rändern der Puezgruppe zeigen sich deutlich die Spuren früherer Vereisung.

Die glazialen Ablagerungen an den Rändern des Gebietes wurden von R. Klebelsberg untersucht. Die Ergebnisse wurden mittlerweile als „Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten“ in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 79, Berlin 1927, veröffentlicht.

Von der Vergletscherung des Puezplateaus zeugen kleine Stirn moränen am Südfuße des Puezkofels (in zirka 2480 m Höhe), am Crespeina-See (2400 m) und in dem kleinen Kar auf der Ostseite der Gardenzazza (2400 m). Die Nordwand dieses Kares bildet der Rücken, Punkt 2495, der einst von beiden Seiten von Eis umflossen und dabei über und über gerundet wurde. An seinem Ostfuße vereinigte sich das Eis wieder und streckte eine Zunge in das Tälchen Valatscha hinunter, das diesem Umstande seine runden Formen verdankt.

Ziemlich sicher ist es auch, daß auf der Westseite des Col dell'Assonè das abfließende Eis sich bei Punkt 2447 teilte und ein Teil nach W in das Trogtal des Langentales und der andere zuerst nach SW bis Punkt 2464 und von dort in das Kar des Chiampatschsees abfloß. Das Eis hinterließ hier eine auch auf der Karte gut sichtbare Trogform.

Eine am Gipfel des Col Turond zur Hauptsache aus Raibler Material bestehende Grundmoräne ist wohl durch eine Stauung des Grödner Gletschers an so exponierter Stelle zur Ablagerung gekommen.

Bemerkenswert sind auch einige kleine Stirn- und Endmoränen östlich und westlich des Bronsoi (in zirka 2200 m Höhe). Je zwei kleine Endmoränen hintereinander finden sich in dem großen Kar auf der Ostseite des Col della Pieres und auf seiner Westseite, beide in gleicher Höhe (2420 m). Das schöne Kar Forces de Sielles wurde schon von Trautwein (76, S. 63) erwähnt. Hier, in der Val de Mont dal Ega, und im Kedultale, in dessen Kar auch schöne Endmoränen liegen (2300 m), weist der Schlerndolomit stellenweise deutlich glaziale Abschleifung auf. Die größte Endmoräne im Innern der Puezgruppe liegt westlich der Zwischenkofelalm bei Punkt 2340. Große Endmoränen bedecken Teile der Stevia-Alpe und des Südabhanges des Col della Pieres. Besonders die Grundmoräne im Kar auf der Ostseite dieses Berges enthält ungemein viel große Dolomitklötze, die wohl auf den Gletscher gefallene Bergsturzmassen darstellen.

Solche haben auch, wohl von der rechten Seite herabkommend, den Chiampatschsee nach SO hin abgedämmt, als noch ein Gletscher im Innern lag. Die Bergsturzmoräne besteht faßt ausschließlich aus Dachsteindolomit. Die Schuttmassen ganz auf der rechten Seite (im S) stellen wohl Firnhaldenschutt dar.

Grundmoränen mit meist deutlich gekritzten Geschieben finden sich südlich unter Kerpatscha, bei Tubla, bei Punkt 1964 am Südabhange des Sobutsch, westlich Misch, östlich ober Coristeles, bei Besspack, bei Graffonara und vielen anderen Orten. In geringer Mächtigkeit liegt Moränenschutt über die Ostabhänge des Prediz gestreut.

Die Endmoränen gehören alle dem Daunstadium an. Das ist auch für die Bergsturzmoräne im Chiampatschkessel wahrscheinlich, da der Gletscher, begünstigt durch die morphologischen Verhältnisse und die schattseitige Lage, so tief herunterreichen konnte.

Vom Eis transportierte Dolomitklötze sind in der Puezgruppe weit verbreitet. Sie finden sich verstreut zwischen dem Südfuße des Sas Songher und dem Pradat, fast bis auf diesen hinaufreichend, bei Punkt 2043 nördlich ober Saning, nordwestlich vom Grödner Joch, auf der Schwatsch-Alpe, auf dem Rücken von Punkt 1732 südöstlich Pares und an den nordwestlichen Abhängen ober Campill. Ein weiteres Vorkommen von solchen Blöcken ist vom Freabach am linken Ufer unter Col da Martin zu erwähnen. Hier ist auch eine Beteiligung von Mendeldolomit wahrscheinlich. Nördlich Wurdengoi ist auf dem gegen N hinaufführenden Wege im Moränenschutt Material aus dem Neocom zu bemerken, das nur durch den Gletscher hierher gekommen sein kann.

Zentralalpine Erratika, die ein Vordringen des Pustertaler Gletschers Gader aufwärts bezeugen, wurden am Wege zwischen

Liste der aus dem Neocom der Puezgruppe bekannt gewordenen Fossilien mit Ausnahme der mit „sp.“ bestimmten Formen.

Bemerkungen.

In der Liste bedeuten:

* = von diesem Fundort bisher nicht bekannte Formen.

H. = von Haug bestimmte Formen.

U. = „ Uhlig „ „

R. = vom Verfasser „ „

Das „+“ in der Mitte bezieht sich auf Literaturangaben ohne nähere Horizontierung.

F. = Ferdinandeumsmaterial.

	Name	Fundort	Von Südfrankreich bekannt aus dem					Bemerkungen	
			Tithon	Valan- ginien		Barre- mien			Aptien
				unt. ob.	unt. ob.	unt. ob.	unt. ob.		
U. R.	<i>Pygope (Pygites) diphyoides</i> Pict.....	Puezalpe F.	+	+	+	++	+	*	* nach Uhlig
*	<i>Terebratula (Glossothyris) cf. hippopus</i> Roem.	Puezkofel	.	+	.	+	+	+	
U.	<i>Pygope janitor</i> Pict.....		+	+	+	.	+	.	
U.	<i>Terebratula Bouéi</i> Zue sch.....		
*	<i>Pygope triangulus</i> Lamk.....	Puezalpe F.	+	++	.	++	.	.	
U.	<i>Rhynchonella cf. capillata</i> Zitt.....		
U.	<i>Pecten Agassizi</i> Pict. u. Lor.....		
H.	<i>Pholadomya barremensis</i> Math.....		.	.	.	++	.	.	
H.	<i>Rhynchoteuthis Sabaudi</i> Pict. u. Lor.....		.	.	.	+	.	.	
U. R.	<i>Aptychus angulicostatus</i> Pict. u. Lor.....	Puezkofel, Les cuecenes	.	++	+	+	+	*	* nach Uhlig
*	<i>Aptychus cf. Didayi</i> Coqu.....	Les cuecenes „a“.	.	+	+	+	+	.	
*	<i>Aptychus Mortilleti</i> Pict. u. Lor.....	Les cuecenes.	
*	<i>Aptychus Seranonis</i> Coqu.....	Puezalpe, ColdellaSonné	+	+	+	++	.	.	
U. H.	<i>Nautilus bifurcatus</i> Oost.....		+	+	Barremien leitend
H. U. R.	<i>Phylloceras infundibulum</i> d'Orb.....	Puezalpe F., Puezkofel	.	.	.	++	+	+	
H. U.	<i>Phylloceras ladinum</i> Uhl.....		+	.	
H. U.	<i>Phylloceras Tethys</i> d'Orb. (= <i>Phylloceras semi- striatum</i> d'Orb.).....		+	.	
U.	<i>Phylloceras Winkleri</i> Uhl.....		+	+	+	+	+	+	

*	<i>Lytoceras cf. anisoptychum</i> Uhl.	Puezkofel	+
U.	<i>Lytoceras crebrisulcatum</i> Uhl.		+	+	.	+++
H. U. R.	<i>Lytoceras Phestus</i> Math.	Puezkofel „d“	+	+
H.	<i>Lytoceras Phestus</i> Math. evol.	
H. U. R.	<i>Lytoceras Puezanum</i> Haug.	Puezalpe F.	+
H. U.	<i>Lytoceras subfimbriatum</i> d'Orb.		++
H.	<i>Lytoceras, cf. quadrisulcatum</i> d'Orb.		+	++	++
U.	<i>Lytoceras (Tetragonites) aff. Duvalianum</i> d'Orb.		+++
U.	<i>Costidiscus Grebenianus</i> Tietze	
U. R.	<i>Costidiscus nodosostriatus</i> Uhl.	Puezalpe F.
H. U.	<i>Costidiscus Rakusi</i> Uhl.	
H. R.	<i>Costidiscus recticostatus</i> d'Orb.	Puezalpe F.	+++	+	.	.	.	cf.
*	<i>Macroscaphites Ivani</i> Puz.	Puezalpe F.	+++	+	.	.	.	+
U.	<i>Macroscaphites tirolensis</i> Uhl.	
H.	<i>Pictetia longispina</i> Uhl.	
H.	<i>Pictetia inermis</i> Haug.	
U.	<i>Hamulina Astieriana</i> d'Orb.	
H.	<i>Hamulina hamus</i> Qu.	
U.	<i>Hamulina Haueri</i> Uhl. (Hoh.)	
H.	<i>Hamulina ptychocerooides</i> Uhl. (Hoh.)	
U.	<i>Hamulina Silesiaca</i> Uhl.	
U.	<i>Hamulina subcineta</i> Uhl.	
U.	<i>Hamulina Sutneri</i> Uhl.	
H. U.	<i>Ptychoceras Puzosianum</i> d'Orb.	
H.	<i>Heteroceras cf. Tardieuvi</i> Kil.	
*	<i>Holcostephanus (Astieria) cf. Jeannoti</i> d'Orb.	Puezalpe F.	+	++
U.	<i>Holcostephanus aff. Phillipsi</i> Röm.	
H.	<i>Paraspidiceras Guerinianum</i> d'Orb.	
H.	<i>Aspidoceras Beneckeii</i> Haug.	
U.	<i>Desmoceras cassida</i> Rasp.	
H. U. R.	<i>Desmoceras cassidoides</i> Uhl.	Puezalpe F.	+
U.	<i>Desmoceras Charrierianum</i> d'Orb.	
H.	<i>Desmoceras difficile</i> d'Orb.	
H.	<i>Desmoceras aff. Lechicum</i> Uhl.	
H. U.	<i>Desmoceras Melchioris</i> Tietze	
H.	<i>Desmoceras psilotatum</i> Uhl.	

Clansayehorizont (Gault)

Horizont von Morleyren

Barremien selten

Clansayehorizont (Gault)

	Name	Fundort	Von Südfrankreich bekannt aus dem					Bemerkungen
			Tithon	Valan- ginien	Haute- rivien	Barre- mien	Aptien	
			unt. ob.	unt. ob.	unt. ob.	unt. ob.		
H.	<i>Desmoceras strettostoma</i> Uhl.....		.	.	.	++	.	
H.	<i>Desmoceras Uhligi</i> Haug.....		.	.	.	++	.	
*	<i>Puzosia (Pseudohaploceras) Liptoviensis</i> (Zeusch.) Uhl.	Puezalpe F.	.	.	cf.	+	.	
H.	? <i>Puzosia Neumayri</i> Haug.....		.	.	++	++	.	
H.U.R.	<i>Silesites vulpes</i> (Coqu.) Math.....	Puezalpe F.	.	.	.	++	.	
U.	<i>Holocodiscus Caillaudianus</i> d'Orb.....		.	.	.	++	.	
U. R.	<i>Hoplites (Neocomites) angulicostatus</i> d'Orb....	Puezalpe F.	.	.	++	aff.	.	
*	<i>Hoplites (Neocomites) Mortilleti</i> Pict. u. Lor...	Puezkofel, Puezalpe F.	.	.	+	+	.	
H. U.	<i>Crioceras dissimile</i> d'Orb.....		.	.	+	+	+	
H.	<i>Crioceras</i> n. sp., cf. <i>Duvali</i> Lév.....		.	.	+	+	* vereinzelt	
U.	<i>Crioceras Emerici</i> Lév.....		.	.	+	++	+	
H.	<i>Crioceras Honorati</i> Lév. (non d'Orb.).....		.	.	.	+	+	
H.	<i>Crioceras Mojsisovicsi</i> Haug.....		.	.	+	+	* selten	
H.	<i>Crioceras Moutoni</i> Ast. (d'Orb. prius).....		.	.	.	+	+	
U. H.	<i>Crioceras pulcherrimum</i> d'Orb.....		.	.	+	+	.	
H.	<i>Crioceras</i> n. sp. ind. aff. <i>Roemeri</i> Neun. u. Uhl.		.	.	+	+	.	
H.	<i>Crioceras trinodosum</i> d'Orb.....		.	.	.	+	.	
H.	<i>Ancyloceras</i> cf. <i>Audouli</i> Ast.....		.	.	.	+	.	
U. H.	<i>Ancyloceras Badioticum</i> Uhl.....		.	.	.	+	* selten	
H.	<i>Ancyloceras</i> van den Heckeel Ast.....		.	.	.	+	+	
H.	<i>Ancyloceras Hoheneggeri</i> Uhl.....		.	.	.	+	.	
U.	<i>Ancyloceras Klipsteini</i> Uhl.....		+	
H.	<i>Ancyloceras Matheroni</i> d'Orb.....		.	.	+	+	+	
U. H.	<i>Ancyloceras (Toxoceras) cf. obliquatum</i> d'Orb.		.	.	.	+	+	
H.	<i>Ancyloceras Orbignyianum</i> Math.....		.	.	.	+	.	
H.	<i>Ancyloceras</i> cf. <i>Zitteli</i> Haug. (non Uhl.)	+	.	
U.	<i>Pulchellia</i> aff. <i>Lindigi</i> Karst.....		.	.	.	+	.	
U.	<i>Pulchellia Provincialis</i> d'Orb. (Uhl.).....		.	.	.	+	.	
U.	<i>Hibolites pistilliformis</i> d'Orb.....		.	+	+	+	+	

Lovara und Restatt (siehe geologische Karte!), zwischen Preromang und Pederoa, bei Pederoa und bei Promberg gefunden. Das südlichste Vorkommen ist bei Rung (östlich Pedraces in 1460 *m*) und westlich unter Sottgardena. Daß das Pustertaler Eis auch in das Campilltal eindrang, beweist ein Fund von kristallinem Geschiebe östlich ober Bioc in etwa 1400 *m* Höhe. Der Eisackgletscher reichte weit ins Grödner Tal hinein. Östlich der Eisenbahnhaltestelle Hotel Grisi (zwischen St. Christina und La Pozza) liegt im Moränenschutt ober der Bahnlinie ein großer Quarzporphyrklotz, der nur durch das Eis hierher gebracht worden sein kann.

Terrassensedimente.

Das einzige sichere Vorkommen von Terrassensedimenten findet sich am linken Ufer der Gader bei St. Martin. Hier stehen in ziemlich großer Ausdehnung und in einer Mächtigkeit von mindestens 10 *m* z. T. konglomeratartig verfestigte, geschichtete Schotter an.

Die größtenteils gut gerollten Stücke besitzen alle möglichen Korngrößen und erreichen bis zu 30 und 40 *cm* Durchmesser. Fast alle Gesteine des Ablagerungsbereiches sind hier vertreten, doch herrschen die festen und widerstandsfähigen Gesteine, das sind vor allem die hellen Dolomitgerölle, bei weitem vor. Diese sind es auch, die die auffallend helle Farbe des Komplexes verursachen, die sehr deutlich gegen den dunklen Schutt des darüberliegenden Schuttkegels absticht. Unter- oder Überlagerung von Moräne konnte nirgends festgestellt werden. Es ist also ziemlich wahrscheinlich, daß es sich hier um postglaziale Terrassenschotter handelt.

Bergsturzmassen.

Besonders von den steilen Wänden des Schlern- und Dachsteindolomits brechen vielfach gewaltige Klötze ab und bilden dann am Fuße der Wand mitunter große Blockhalden.

Ein schönes Beispiel hiefür ist der Mont' de Soura, an dessen Ost- und Westfuß gewaltige Blockhalden von Dachsteindolomitklötzen liegen. Zahlreiche Blöcke umgürten auch seine Nord- und Südseite. Hier sieht man auch, daß die Dachsteindolomitklötze auf die Moräne und über diese hinüber gefallen sind und sich mit den von den Tschierspitzen herabgestürzten Schlerndolomitklötzen vereinigen. Eine andere große Blockhalde ist nördlich des Sas da Chiampatsch anzutreffen. Der kleine Bergsturz an der Nordwand des Chiampatschkessels erfolgte wohl erst, nachdem der Gletscher bereits abgeschmolzen war. Große Dachsteindolomitklötze liegen am Fuße des Col Turond und sind wesentlich beteiligt an der Bildung der Blockhalden auf der Südseite der Puezalpe und im Zwischenkofeltal. Gewaltige Klötze aus dem Schlerndolomit liegen bei Sai Poz am Fuße der Rotspitzen und bei Punkt 1831 und nördlich davon (ober Collfuschg). Einzelne dieser Blöcke haben sich auch bis Collfuschg herunter verirrt. Eine andere große Blockhalde sieht man am rechten Ufer des Freabaches östlich Col da Martin. Hier sind Trümmer aus dem „Cipitkalk“, Schlerndolomit und vielleicht aus dem Dachsteindolomit

vertreten, die wohl alle von der Sella herunter gefallen sind, als hier vielleicht noch Eis lag. Riesige Bergsturzmassen liegen auch auf den Westabhängen des Sobutsch. Neben Mendel- und Schlerndolomitklötzen ist hier auch Material aus den Buchensteiner und Wengener Schichten beteiligt.

Schuttkegel, Gehängeschutt und Vegetationsverdeckungen.

Auch in der Puezgruppe ist auf große Strecken das anstehende Gestein durch rezente Schuttbildungen und Vegetationsverdeckungen verhüllt. Diese Signatur wurde nur dort verwendet, wo das Erkennen des Anstehenden wegen der vorhin erwähnten Gründe unmöglich war.

Mächtige Schuttkegel haben von beiden Seiten das Langental derart verbaut, daß fast kein ebener Talboden mehr vorhanden ist und daß der Karrenweg, der die tiefsten Punkte verbindet, bald nach rechts (NW), bald nach links (SO) abgebogen wird. Andere große Schuttkegel finden sich nördlich ober Collfuschg, südwestlich von Campill, bei Pederöa und bei St. Martin in Thurn. Der von Frena bei Campill ist durch zeitweise große Murgänge entstanden. Er besteht hauptsächlich aus Material von Bellerophon- und Werfener Schichten. Der von Wengen herauskommende große Schuttkegel, der wohl auch eine ähnliche Entstehung hat, wurde von der Gader (am rechten Ufer) steil angeschnitten. Er wird größtenteils aus Wengener- und Lavenmaterial zusammengesetzt. Die Ortschaft St. Martin ist auf einem von W kommenden Schuttkegel erbaut, der über den Terrassenschottern liegt. Das gänzlich ungeschichtete, dunkel verwitternde Material enthält zur Hauptsache Stücke von Bellerophon- und Werfener Schichten. Gewaltige Schuttmassen desselben Materials liegen an den Hängen des Bronsaratales.

Riesige Schutthalde liegen fast überall am Fuß der Schlerndolomitwände. Sie fallen, wo sie noch frisch sind, durch ihre blendend weißen Farben auf. Bei Gewittern entstehen hier vielfach Muren, die immer wieder über die Waldbestände niedergehen. Dadurch wird der Vegetation fortwährend das Empordringen unmöglich gemacht.

Die Werfener, Wengener und Cassianer Schichten sind nicht zur Ansammlung großer, trockener Schutthalde geeignet, sondern neigen vielmehr zu Rutschungen und zur Murbildung hin. Solche Rutschungen kommen z. B. in dem größtenteils aus Werfener Material bestehenden Schutt nordöstlich von Val bei Pescol vor. Südwestlich ober Sottgardena liegt sehr viel auf Wengener und Cassianer Material herunter gefallener Dolomitschutt herum, der hier vielfach auf ersterem zu Tal rutscht. Am ganzen Ostfuß der Gardenazza ist fast überall neben dem Schutt der Wengener und Cassianer Schichten Dolomitschutt reichlich beteiligt, besonders zwischen Varda und Stern. Die Rutschungen in den Wengener und Cassianer Schichten dauern immer noch an, wie man aus umgefallenen oder schiefstehenden Baumgruppen ersehen kann, doch liegen derzeit in dem von Pescol herabziehenden Tale keine allzu großen Schlammassen, da schon viele von der Gader fortgeführt worden sind. Murschutt liegt auch noch zwischen den beiden Moränen nördlich von Pedraces.

Alluvionen.

Um die eigenen Schuttmassen der Gader, ihren Lauf und einige aufgefüllte kleine Seebecken usw. deutlich hervorzuheben, wurden diese auf der Karte weiß gelassen.

Tektonischer Teil.

Der nördliche Ausläufer der Puezgruppe wird von oberem Perm und unterer und mittlerer Trias, das eigentliche Dolomitmassiv von mittlerer und oberer Trias und jüngeren Schichten aufgebaut. Nur an den Rändern des Massivs ist auch oberes Perm und untere Trias am Aufbau beteiligt.

An die flache Mulde des Puez-Gardenazza-Massivs, zu der auch die Schwatsch-Alpe und das Gebiet des Sobutsch noch dazu gehören, schließen nach S die Grödner Joch-Antiklinale und nach N zunächst das Störungsgebiet zwischen Campill und Pedratsches und dann das Faltenstück des zwischen dem Campill- und Gadertale gelegenen Höhenrückens an.

Das Puez-Gardenazza-Massiv.

Aus der Karte und den Profilen 2—5 ist deutlich zu entnehmen, daß der Dachsteindolomit der Puez-Gardenazza-Hochfläche eine ganz flache, schüsselförmige Mulde bildet, die nach WSW offen ist. Das Langental greift hier bis tief ins Innerste des Massivs, wodurch der ehemals so deutlich schüsselförmige Bau des Dolomitstockes an Eigentümlichkeit eingebüßt hat. Der tiefste Punkt der Mulde käme etwa über den hintersten Teil des Langentales zu liegen, wohin auch alle Fallzeichen ungefähr zeigen.

An dem Aufbau der Hochfläche sind Schlerndolomit, Raibler Schichten und Dachsteindolomit beteiligt. Am weitesten reicht der Schlerndolomit auf der Ostseite der Gardenazza hinab, wo er unter dem Ausgange der Val scura noch unter 1600 m ansteht. Dies ist nur auf den muldenförmigen Bau zurückzuführen. Eigentümlich ist nur, daß jene Stelle, wo der hangende Dachsteindolomit der Mulde auf der Gardenazza am tiefsten herunter biegt, bedeutend nördlicher liegt. Eine Verwerfung ist hier sehr unwahrscheinlich, vielleicht ist ein schwacher Knick da.

Das Fallen schwankt an den Rändern der Mulde gegen das Innere zwischen 10 und 15°, erreicht aber an einigen Stellen am Südrande bedeutend mehr. So fallen die hier etwas gestörten Raibler Schichten südlich des Crespeina Joches 26° N unter den Dachsteindolomit des Mont de Soura ein, dessen Schichten nach N immer flacher einfallen und in den äußersten Partien im W, ähnlich wie am Col Turond, nahezu sählig liegen.

Die Ostgrenze der Mulde, die gleichzeitig die Wasserscheide zwischen Grödner und Gader Tal ist, verläuft vom Col de Montigella über die Punkte 2670, 2648, 2612 und über den Kamm von Les Cuecenes zum Sas Songher. Östlich dieser Grenze fallen die Dachsteindolomitschichten z. T. noch gegen das Muldeninnere, z. T. liegen sie sählig und fallen mehr in den südlichen Teilen am Ostrande der Gardenazza,

besonders östlich Les Cuccenes, flach nach O gegen Stern zu ein. Besonders gut ist das zu beobachten bei dem kleinen Rücken, der östlich Punkt 2632 liegt. Etwas nördlich davon, östlich des Punktes 2544, ist eine kleine Störung. Der hier ganz flach nach W fallende Dachsteindolomit fällt plötzlich sehr steil nach W ein, geht aber wieder rasch in die normale Lagerung über. Weitere Störungen wurden auf dieser Seite nirgends beobachtet.

Dadurch, daß es gelungen ist, die Raibler Schichten auch auf beiden Seiten im Innern des Langentales festzustellen (vgl. Raibler Schichten), fällt der von Mojsisovics (51, S. 212, 213) wohl nur wegen des überschobenen Dachsteindolomits angenommene „Einsturz der zentralen Teile des Gardenazzagebirges“ weg. Weder vom nördlichen und östlichen noch vom südlichen Rand dieses Einsturzes ist etwas zu sehen, geschweige denn eine „tiefe, klaffende Spalte“ wahrzunehmen. Auch Haug (87, S. 262 und 267) konnte keine Verwerfung beobachten, längs welcher das Neocom im N und O gegen den Dachsteindolomit eingesunken sein sollte. Doch behält er (87, S. 249 und 267) die SO—NW verlaufende Verwerfung, die die südliche Begrenzung des Neocoms bildet, bei. Ein Einsturz von (mindestens) 1000 m, wie ihn Mojsisovics annimmt, wäre auch für den Fall, daß der Dachsteindolomit eine Mächtigkeit von zirka 540 m (= liegender Dachsteindolomit und liegende Mulde von oberem Dogger und Neocom und hangender Dachsteindolomit) am Puezkofel besäße, schon um 150 m gegenüber den tatsächlichen Verhältnissen zuviel gewesen, da eine größere Mächtigkeit als die oben angegebenen 540 m hier überhaupt nicht vorkommt.

Der viel höhere Ausstrich der Raibler Schichten auf der OSO-Seite des Col della Pieres (Prof. 2) ist nicht auf eine durch das Langental verlaufende Störung zurückzuführen, sondern lediglich durch den Knick des Profils bedingt.

Bei Profil 4 wurden, um die ungestörten Verhältnisse im Innern des Dolomitstocks darzustellen und das Profil nicht noch mehr zu knicken, die auf der Südseite des Langentales östlich und auf der Nordseite westlich der Profillinie anstehenden Raibler Schichten in das Profil eingetragen.

Die einzige größere Verwerfung, die beobachtet wurde, geht östlich vom Sas da Chiampatsch bei Punkt 2542 durch. Hier ist die östliche Seite ein Stück gegen die westliche abgesunken. Blockbalden verhindern aber ihre weitere Verfolgung nach N. Eine kleinere Verwerfung nimmt man auf der Puezalpe westlich Punkt 2395 wahr. Hier sind die Dachsteindolomitschichten auf der Ostseite etwas gegen das Langental hinabgebogen. Auch die Gardenazza-Nordwand wird von keinem Bruch durchsetzt, der eine Verschiebung des Raibler Bandes hervorrufen würde.

Vom Chiampatsch-See geht über das Chiampatsch-Joch ins Langental hinüber ein kleiner Knick durch, dessen Vorhandensein wohl auch das Langental und der Chiampatsch-Kessel ihre Entstehung verdanken. Um eine Verwerfung kann es sich am Chiampatsch-Joch nicht handeln, da man die einzelnen Schichten deutlich von der Süd- auf die Nordseite verfolgen kann. Andere Knicke gehen durch das Puezjoch und vielleicht durch die Forcella della Roa hindurch.

Die Puezhütte liegt in einer Erosionsfurche, da der obere Dogger und das Neocom hier auf der Westseite des Puezkofels bis zum Niveau der Hütte herabreichen, während östlich davon, wie auch Fig. 1 und 2 zeigen, der Dachsteindolomit viel weiter hinaufreicht. Eine bruchweise Störung kann deshalb nicht angenommen werden, weil das Raibler Band nördlich des Puezjoches ungestört durchzieht. Ähnliche Verhältnisse herrschen auch zwischen Col dell'Assonè und Les Cuécenes, wegen derer Haug (87, S. 254 und 267) eine Verwerfung annimmt, die aber nicht nachweisbar ist.

Auf den oberen Dogger und das Neocom der Puez-Gardenazza-Tafelmasse wurde von N Dachsteindolomit aufgeschoben und jene Schichten zu einer liegenden Mulde gefaltet, deren Achse etwa WNW—OSO streicht. Sehr gut ist die Mulde auf der Westseite der mittleren Puezspitze aufgeschlossen. Auf der Südseite dieser sind das Neocom des Hangendflügels und ebenso die untersten Partien des Liegendflügels stark gefaltet, ersteres ist teilweise ganz aufgeblättert. Der überschobene Dachsteindolomit fällt steiler als der liegende nach S ein. Lange nicht so deutlich und einfach sind die Verhältnisse auf der Ostseite des Puezkofels. Hier beträgt die Mächtigkeit des liegenden Muldenflügels zwei Drittel, die des hangenden etwa ein Drittel der Gesamtmächtigkeit der Mulde. Die mittleren Lagen sind ganz unversehrt geblieben, wie man auch bei Schicht „f“ feststellen kann, die den Muldenkern bildet. Der untere Teil des liegenden Muldenschenkels ist leicht gefaltet. Der hangende Schenkel der Mulde wurde bei der Faltung bis etwa auf die Hälfte reduziert. Das Neocom und auch der obere Dogger sind z. T. ganz ausgewalzt und in linsenförmige Scherben zerquetscht worden. Darüber folgt der überschobene Dachsteindolomit, der z. T. sehr steil gegen das Neocom (nach S) einfällt. Stellenweise ist auch der hangende Dachsteindolomit so stark tektonisch beansprucht worden, daß seine Schichtung mitunter nicht mehr zu erkennen ist. Über diesem liegt noch einmal die normale Schichtserie: oberer Dogger und Neocom in einer Mächtigkeit von ein paar Metern. Die Faltung des unteren Muldenschenkels nimmt gegen S hin sehr an Intensität zu, wo der obere Dogger und das Neocom auf eine Scholle von Dachsteindolomit aufgeschoben wurden, die wahrscheinlich bei dem mit der Faltung des Neocoms verbundenen Vorschube von hangendem Dachsteindolomit von diesem abgebrochen und heruntergesunken ist. Die Unterlagerung der Dachsteindolomitscholle konnte hier wegen Schuttbedeckung nicht direkt festgestellt werden, doch steht westlich davon über dem liegenden Dachsteindolomit oberer Dogger an, der aller Wahrscheinlichkeit nach unter der Dachsteindolomitscholle durchstreicht. Auf keinen Fall handelt es sich hier um liegenden Dachsteindolomit, gegen den das Neocom verworfen ist, wie Haug (87, S. 253) annimmt.

Ein bemerkenswerter Aufschluß liegt auf der Westseite des Puezkofels. Der hier über der Basalbreccie liegende obere Dogger wird von typischem Dachsteindolomit überlagert. Über diesem folgt wieder oberer Dogger und darüber Neocom. Südwestlich davon ist an einer Stelle Dachsteindolomit aufgeschlossen, der seiner Lage nach wohl noch

zum Liegenden gehört. Das Vorkommen von der Westseite des Puezkofels spricht sehr dafür, daß auch die Dachsteindolomitscholle an seinem Südfuße von oberem Dogger unterlagert wird. Für beide Vorkommen kann jedenfalls die gleiche Erklärung gelten. Nordöstlich Punkt 2444 ist ein weiterer Aufschluß von Dachsteindolomit, der wohl nicht mehr zum liegenden gehören dürfte, doch ist im Liegenden und Hangenden alles durch Schutt verdeckt.

Daß das Neocom auf der Ostseite des Puezkofels so gefaltet worden sei, wie Haug (87, S. 252) angibt, konnte ich infolge der starken Schuttverdeckung nirgends feststellen. Ebenso hat der dickgebankte, hangende Dachsteindolomit wohl nie eine, geschweige denn zwei liegende Falten gebildet (Haug: 87, S. 263), sondern ist als große Schubmasse über das Neocom geschoben worden. Zu dieser Schubmasse gehört auch der über den vorläufig zum oberen Dogger gestellten Schichten liegende Dachsteindolomit, der den Gipfel des Punktes 2738 (Prof. 4) bildet.

Nach W schneidet das Neocom der mittleren Puezspitze nicht an einer Verwerfung ab (Haug, 87, S. 253), da das Raibler Band in der Nordwand der Puezspitzen völlig ungestört durchzieht und in sehr schwache Falten gelegte, ziemlich konkordant liegende Dogger- und Neocom-Schichten auch noch auf der Pizza Doleda vorkommen.

Oberer Dogger und Neocom des Col della Pieres sind, entgegen Haugs Angaben (87, S. 263), leicht gefaltet. Der überschobene Dachsteindolomit des Col de Montigella fällt, wie Haug (87, S. 251) anführt, zuerst steil nach S ein und biegt am Kontakt mit dem Neocom z. T. nach N um. Der überschobene Dachsteindolomit ist aber nicht das Sattellende der unteren Falte (Haug, 87, S. 263), sondern, da der dickgebankte Dachsteindolomit wohl schwerlich Falten bildet, liegt für dieses wie auch für die zwei weiteren Vorkommen die Erklärung viel näher, daß der Dachsteindolomit als einfache Schubmasse auf das Neocom hinaufgeschoben worden ist. Das Neocom des Col dell' Assonè liegt in unteren Lagen fast ungestört ganz konkordant auf dem liegenden Dachsteindolomit.

Auch der überschobene Dachsteindolomit von Les Cuecenes, der nicht an das Neocom angelagert (Haug, 87, S. 254), sondern dem Neocom aufgelagert ist, fällt steiler als der liegende nach S ein. Bei der nördlichsten Scholle von überschobenem Dachsteindolomit reicht dieser auf der Ostseite bis auf den liegenden herab. Auch bei den beiden südlicheren Vorkommen ist die Mächtigkeit des oberen Doggers und des Neocoms auf der Ostseite geringer als auf der Westseite und beträgt bei der mittleren Scholle auf der Ostseite nur ein paar Meter. Von N aus sieht man, daß diese aus zwei übereinanderliegenden Schuppen von Dachsteindolomit besteht, von denen die hangende ungefähr söhllich liegt, während die liegende steil nach S einfällt. Das Neocom wurde hier ziemlich stark gefaltet. Dabei sind auch stellenweise Fetzen von oberem Dogger in das Neocom gelangt. Die Faltenachsen verlaufen ungefähr ost-westlich.

Haug bringt die Überschiebung (87, S. 266) von Dachsteindolomit auf Neocom mit der Villnösser Linie in Zusammenhang. Er

nimmt an, daß durch den von N herkommenden Tangentialdruck die in der Tiefe liegenden Triasschichten gefaltet und gestört und der darüber liegende Schlern- und Dachsteindolomit nach S geschoben worden seien u. zw. so, daß die auflagernde Kreide z. T. überschoben wurde. Es läßt sich wohl schwerlich jemals beweisen, daß diese Überschiebung mit der Villnösser Linie in Zusammenhang steht. Nimmt man aber einen Zusammenhang beider an, so muß die Überschiebung aus dem südlichen gegen Pedraces ziehenden Zweig der Villnösser Linie abgeleitet werden. Vielleicht gehört der überschobene Dachsteindolomit Ogilvie Gordons „Ampezzo Thrust Mass“ an?

Die Annahme von Kober (37, S. 216, 217, 219), daß die Serie Schlerndolomit, Raibler Schichten und Dachsteindolomit (hochdinarische Decke) über die Serie mit den Wengener und Cassianer Schichten (die mit zur unterdinarischen Decke gehören) hinweggeschoben worden sei, ist zum mindesten für die Puezgruppe völlig unhaltbar.

Die Schwatsch-Alpe.

Der Typ des muldenförmigen Baues der Puez-Gardenazza-Hochfläche gilt auch für die Fußgehänge der Puezgruppe mehr oder weniger. Sehr gut entsprechen sowohl der geologische Aufbau als auch die morphologischen Verhältnisse der Schwatsch-Alpe diesem Bauplane.

Die Schichtserie, deren tiefstes Glied, entgegen den Angaben von Mojsisovics (51, S. 215), Bellerophonschichten sind, streicht am Westrande der Schwatsch-Alpe ungefähr N—S und fällt bis über 30° nach O ein (Prof. 1). Im nördlichen Teil ist das Streichen zirka SW—NO und das Fallen SO gerichtet. Nach O gegen das Langental zu sinkt der Südrand der Mulde, die auch wieder von diesem Tal entzweigeschnitten wurde, rasch ein und verschwindet unter den Moränen und Schuttablagerungen der Schwatsch-Alpe und des Langentales, um erst wieder östlich von Wolkenstein aufzutauchen.

Nordöstlich von La Pozza fallen kleine Brüche auf. Hier ist die Eruptivserie zwischen zwei Verwerfungen ein wenig eingesunken, so daß der Augitporphyrit des unteren Ergusses nach W gegen die Buchensteiner Schichten grenzt. Diese streichen hier N 65° W corr. und fallen 30° N. Ähnlich streichen und fallen auch die Schichten des östlichen Teiles. Besonders weiter westlich, in einem kleinen Bachrisse, sieht man, daß die Buchensteiner Schichten leicht gefaltet sind. Bei Punkt 1673 westlich Wurdengoi sind die Wengener Schichten ziemlich stark gestört. Nördlich davon liegt hier ziemlich viel Cassianer Schutt herum, aber ein sicherer Aufschluß ist nicht vorhanden. Die größte Störung, die sicher beobachtet werden konnte, geht am Westabhange der Schwatsch-Alpe bei Punkt 1916 durch. Auch hier ist die Sprunghöhe der Verwerfung nicht groß. Es stoßt der Mendeldolomit des nördlichen an die Werfener Schichten des südlichen Teiles. Der nördliche Teil sinkt flach nach N ein. Die Buchensteiner Schichten streichen hier N 15° W corr. und fallen 25° O. Diese Verwerfung kann auf der Schwatsch-Alpe wegen der sehr spärlichen Aufschlüsse und der Bedeckung mit Moränenschutt nicht weiter verfolgt werden. Vielleicht

geht ein wenig nördlich von Punkt 1823 eine Störung nach SO? Sicher nachweisen läßt sie sich hier jedenfalls nicht. Ebenso ist hier überall die Grenze der Wengener gegen die Cassianer Schichten durch Schutt verdeckt. Nur am Westfuß der Stevia-Alpe ist die Hangengrenze letzterer gegen den Schlerndolomit aufgeschlossen, unter den diese hier ziemlich flach nach O einfallen.

Die Schichtserie an der Bahnlinie zwischen La Pozza und dem Cislesbach besteht aus Augitporphyrit im Liegenden, der wohl dem unteren Ergusse angehört, und Buchensteiner Schichten und Agglomeraten im Hangenden, die alle, wenn auch leicht gefaltet, steil nach S gegen den Grödner Bach einfallen. Ob diese Serie sicher mit der der Schwatsch-Alpe zusammenhängt, ist wegen der Moränen- und Schuttbedeckung nicht zu entscheiden. Jedenfalls ließe sich die erwähnte Schichtserie ganz gut mit der der Schwatsch-Alpe durch eine Antiklinale verbinden. Andererseits wäre durch eine Kartierung des Gebietes südlich und westlich davon die tektonische Stellung dieser Schichtserie zu ermitteln.

Das südliche Gehänge zwischen Wolkenstein und Varda (im Gader Tal).

An die flache Synklinale der Puez-Gardenazza-Hochfläche schließt nach S die viel steilere, von Plan nach Varda (zwischen Corvara und Stern) OW streichende Antiklinale des Grödner Jochs an, die auch Diener (8, S. 27) erwähnt.

Die Darstellung dieses Gebietes auf der „General Geological Map of the Sella Massive and Enneberg“ von Ogilvie Gordon stimmt z. T. nicht mit den beobachteten Verhältnissen überein. Ogilvie Gordon nimmt für die eigentlich einfachen Verhältnisse (56) äußerst komplizierte Erklärungen an. Dadurch aber, daß die Buchensteiner Agglomerate keine „tektonische Reibungsbreccie tertiären Alters“ sind und die „Lavaströme“ nicht erst „zur Zeit der tertiären Alpenfaltung unter dem Liegenden der Wengener und Cassianer Schichten eingelagert wurden“, fällt ein Teil der Störungen, die, was sehr verdächtig ist, ein zum großen Teile dem Schichtbau entsprechendes Einfallen haben, wohl weg.

Die Annahme von Diener (8, S. 28–30), der die herrschenden tektonischen Verhältnisse auf den Einfluß der Erosion zurückführen will, geht sicher viel zu weit.

Besonders auf der Westseite des Grödner Jochs ist der Bau der Antiklinale sehr deutlich zu erkennen (Fig. 3 a–g). Der östlich Wolkenstein auftauchende Bergrücken, der den Punkt 1772 (Pastura) bildet und sich nach O in den Muliatsch-Bustatsch fortsetzt, bildet den nördlichen Teil des Sattels. Über dem unteren Augitporphyrit stehen unter Pastura (Fig. 3 a) ziemlich stark gefaltete Buchensteiner Knollenkalke an, deren Faltenachsen zirka O-W streichen. Die Agglomerate im Liegenden des unteren Ergusses liegen vielleicht analog den Verhältnissen auf der Schwatsch-Alpe konkordant unter dem Augitporphyrit, dessen Fortsetzung nach O nicht aufgeschlossen ist. Es ist daher nicht

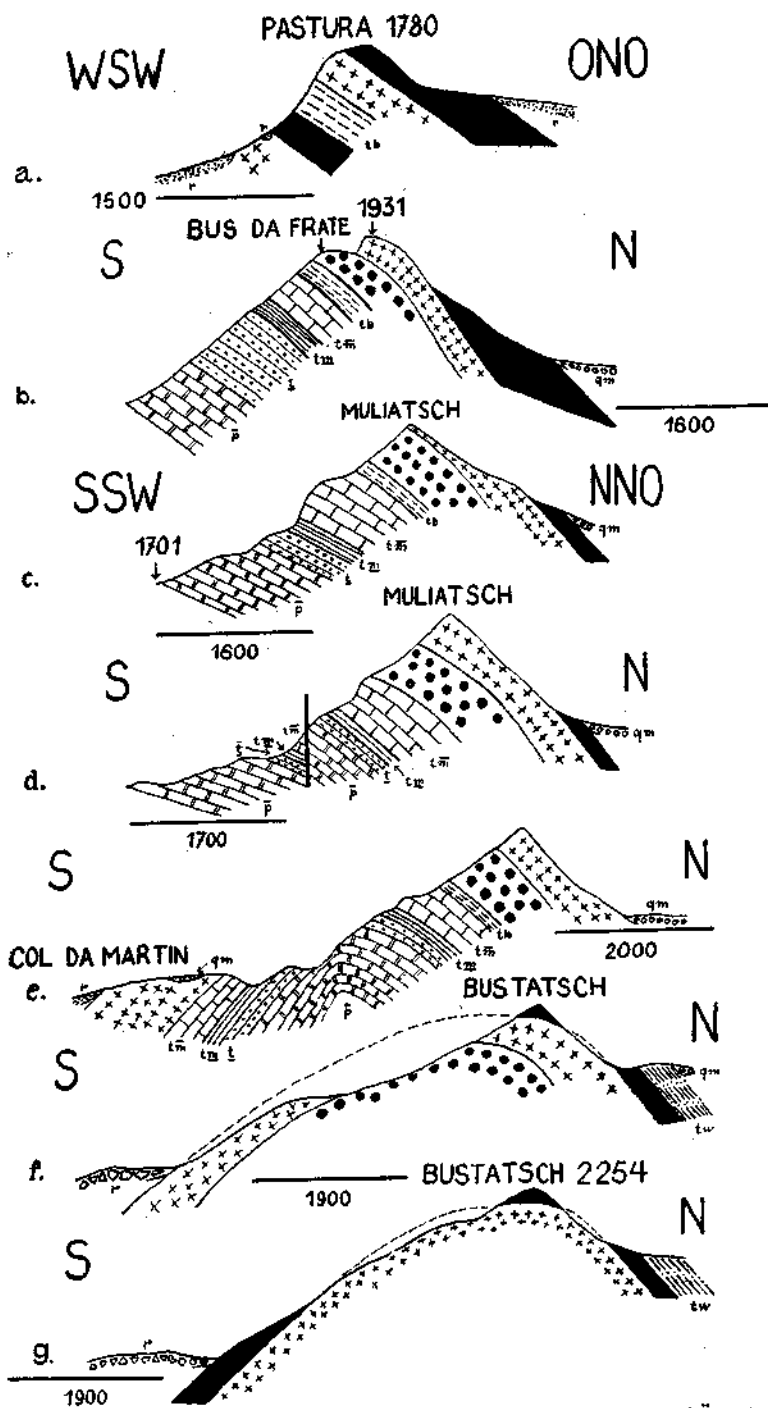


FIG. 3 a-g: PROFILE DURCH DEN MULIATSCH-BUSTASCH-RÜCKEN.

zu entscheiden, ob er nach O plötzlich aufhört oder allmählich in das Tuffkonglomerat übergeht.

Den Kern des Sattels bilden die Bellerophonschichten, die erst bei Plan zutage treten und stark gefaltet sind. Zwischen Punkt 1922 und Punkt 1972 geht ungefähr senkrecht zur Sattelachse eine kleine Störung durch. Es ist hier der westliche Teil etwa 10 m gegen den östlichen abgesunken. Eine weitere kleine Störung von untergeordneter Bedeutung ist südlich Punkt 2117 zu beobachten. Es handelt sich hier (Fig. 3 d) um eine aus einer Flexur hervorgegangene, parallel zur Sattelachse verlaufende Verwerfung, bei der der südliche, aus Bellerophon-

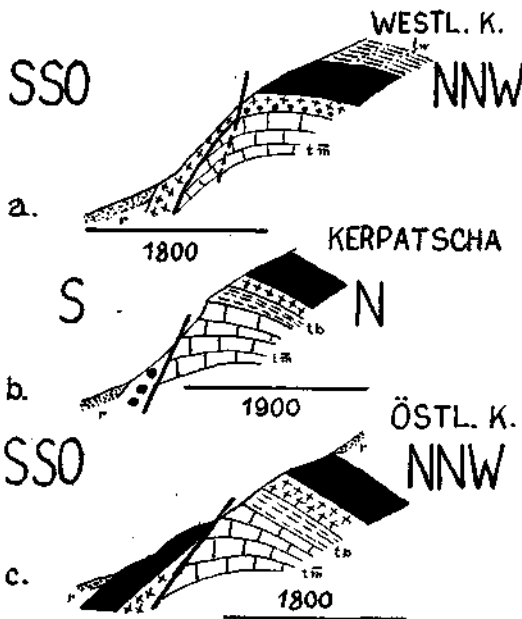


FIG. 4a-c: PROFILE BEI KERPATSCHA.

1 : 12.500

eine Ausquetschung zurückzuführen ist. Ob das Tuffkonglomerat nach SW auskeilt oder ausgequetscht wurde, ist nicht zu entscheiden. Sicher neigt es aber bedeutend mehr zum Auskeilen, wie die Verhältnisse am Muliatsch zeigen, als die Werfener Schichten. Sehr charakteristisch ist der Gewölbebau der Buchensteiner Agglomerate am Bustatsch (Fig. 3f und g). Auf der Nordseite des Bustatsch fallen die Wengener Schichten konkordant mit den Augitporphyriten nach N ein. Auch nördlich des Grödner Joches fallen sie noch flach nach N ein, liegen aber nach S gegen die Straße zunächst sählig und fallen zuerst flach, dann immer steiler nach S ein (Prof. 2), bis sie und die Cassianer Schichten, die hier stark reduziert wurden, saiger stehen und an einer etwa N 45° O corr. streichenden Verwerfung an flach nach S einfallende Cassianer Schichten angrenzen. Unter den Schlerndolomit der westlichen Ausläufer der Rotspitzen fallen die Cassianer Schichten, soweit die Grenze nicht durch

Werfener Schichten, Muschelkalk und Mendeldolomit bestehende Teil gegenüber dem nördlichen nach W zu abgesunken ist, wodurch eine scheinbare Verdoppelung der Schichtserie entstand. Hier ist der über dem abgesunkenen Mendeldolomit anstehende Bellerophonkalk, ähnlich wie am Pradat, ganz erfüllt von Gyroporellen. Östlich dieser Störung macht der von den Bellerophonschichten gebildete Sattel (Fig. 3 e) einen starken Knick, ohne daß sich hier eine Verwerfung sichernachweisen läßt.

Die Werfener Schichten nehmen von Plan gegen das Grödner Joch (Fig. 3 b—d) so rasch an Mächtigkeit ab, daß diese Erscheinung wohl nur auf

Schutt verdeckt ist, im Gegensatz zu Ogilvie Gordons Profilen, flach nach N ein.

Auf der Ostseite des Grödner Joches ist der Bau der Antiklinale bei weitem nicht so leicht erkennbar, da nur der nördliche Schenkel aufgeschlossen ist, während der südliche z. T. gerissen und abgesunken ist. Der südlich unter Kerpatscha unter den Wengener Schichten auftauchende Augitporphyrit bildet einen flachen Sattel. Darunter folgen die Agglomerate. Diese sind hier stark gestört (Fig. 4 a) und das Tuffkonglomerat wurde stellenweise ausgequetscht. Der Mendeldolomit im Liegenden besitzt wohl nur deshalb eine so große scheinbare Mächtigkeit, weil er wahrscheinlich sattelförmig ein wenig nach S hinuntergebogen wurde. Dafür spricht auch das Verhalten der Buchensteiner Agglomerate, die zwar nicht konkordant über dem Mendeldolomit liegen, aber diesen doch wie ein Dach umgeben. Östlich der bis auf die Grödner-Joch-Straße herabreichenden Agglomerate ist noch ein kleines, ähnliches Vorkommen, wo letztere auch diskordant auf Mendeldolomit liegen. Gleich daneben ist ein ebenso kleines Vorkommen von Tuffkonglomerat zu bemerken (Fig. 4 b). Außerdem ist noch an zwei Stellen in viel größerem Ausmaße Augit-Plagioklas-Porphyrat aufgeschlossen (Fig. 4 c). Jener der östlichen Stelle wird auf der Collfuschger Seite von Buchensteiner Agglomerat unterlagert, das da zirka N 70° O corr. streicht und 30° S einfällt.

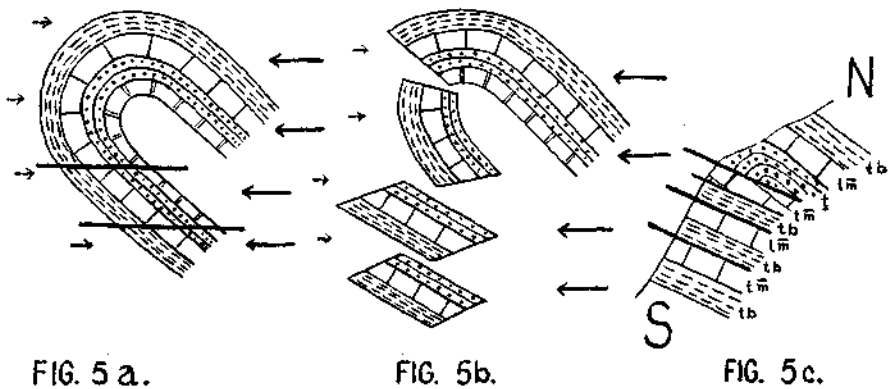
Die diskordante Lage der Agglomerate und Eruptiva kann man sich nur vorstellen, wenn man annimmt, daß bei der Entstehung des Sattels dieser riß und dann der südliche Flügel mit den Agglomeraten und den Eruptivmassen abgesunken ist. Dabei kamen diese, falls erstere nicht ausgequetscht wurden, diskordant auf den Mendeldolomit zu liegen.

Unter Punkt 2007 westlich Saning liegen diskordant über den Buchensteiner Schichten in ganz geringer Mächtigkeit und Ausdehnung Wengener Schichten. Diese könnten wohl auch in jüngster Zeit, da bei ihnen Rutschungen häufig sind, von den darüber anstehenden Tuffen und Mergeln heruntergekommen sein. Nördlich Saning und auf der Westseite des Pradat kommt wieder der Kern des Sattels, die Bellerophonschichten, zum Vorschein. Nördlich ober Saning ist eine kleine Störung. Die Wengener Schichten fallen hier flacher nach S ein als der Augitporphyrit.

Aus dem normalen Sattel zwischen Plan und Collfuschg ist am Pradat ein nach S überkippter Sattel entstanden. Auf der Westseite des Pradat ist die Schichtserie des liegenden Sattels von unten nach oben folgende: Mendeldolomit, Seiser Schichten, Bellerophonschichten. Die Grenze zwischen diesen und den darüberliegenden Seiser Schichten ist durch Schutt verdeckt. Über den Seiser Schichten folgen Mendeldolomit, Buchensteiner Schichten und die übrigen Schichtglieder in normaler Reihenfolge. Gewiß sind hier große Teile der Werfener Schichten, der ganze untere Muschelkalk und auch etwas vom Mendeldolomit ausgequetscht worden.

Etwas weiter östlich, auf der Südseite des Pradat, sind die Verhältnisse viel komplizierter. Es stehen unten zunächst Buchensteiner Agglo-

merate an, die wahrscheinlich unter die darüberfolgenden Buchensteiner Schichten, die aus Bänder- und Knollenkalken und Kugeltuffen (zu oberst) bestehen, einfallen. Darüber folgen Mendoldolomit, Buchensteiner Knollenkalken, Mendoldolomit, Buchensteiner Knollen- und Bänderkalken, dann Mendoldolomit, der steiler berg-einfällt als die Buchensteiner Schichten. Völlig diskordant liegen hier über dem Mendoldolomit die Seiser Schichten des Hangendflügels. Diese lassen sich als einzige Schicht von der Westseite des Pradat herüber verfolgen, während alle übrigen Schichten der Westseite nach O zu derart mit Schutt bedeckt sind, daß der Übergang von den viel einfacheren Verhältnissen auf der Westseite des Pradat in die sehr komplizierten weiter östlich nirgends aufgeschlossen ist. Über den zuletzt erwähnten Seiser Schichten liegen Mendoldolomit und Buchensteiner Schichten usw. in normaler Reihenfolge. Die Buchensteiner Schichtfolge des Hangendflügels besteht aus Kugeltuffen (unten),



Knollen- und Bänderkalken (oben). Mithin besitzen sie die völlig umgekehrte Schichtfolge wie jene des untersten Liegendflügels.

Die hier herrschenden verwickelten Verhältnisse kann man am einfachsten durch einen liegenden Sattel erklären, wie man schon bei dem untersten und obersten Vorkommen von Buchensteiner Schichten sieht, deren Zusammenhang zweifellos ist. Der liegende Sattel (Fig. 5a) kam bei der Bewegung von N nach S auf einen Widerstand, wobei dann der untere Schenkel mehrfach riß und dann durch den noch anhaltenden Druck von Nher die einzelnen Schuppen übereinandergeschoben wurden (Fig. 5b). Dabei wurden einzelne Schichten ganz ausgequetscht und die Mächtigkeit fast aller beteiligten Schichtglieder vermindert. Fig. „5c“ stellt die hier beobachteten Lagerungsverhältnisse dar.

Eine andere Erklärungsmöglichkeit ist die, daß man eine Reihe von liegenden Falten mit mehreren ausgequetschten Schenkeln annimmt, doch ist diese Erklärung viel unwahrscheinlicher, da der Mendoldolomit keineswegs zur Bildung enger Falten neigt. Westlich des nach Costa hinabziehenden Grates ist ein wegen seiner Kleinheit in der Karte nicht eingetragenes Vorkommen von zirka OW (obs.) streichenden und saiger stehenden Buchensteiner Knollenkalken anzuführen, das als kleine ein-

zelle Scholle über den hier in ziemlicher Ausdehnung vorhandenen Seiser Schichten liegt. Seine Grenze gegen letztere ist aber durch Schutt verdeckt. Dieses Vorkommen entspricht ganz gut dem Bau des Hangendschenkel des liegenden Sattels.

Obwohl es den Anschein hat, daß die Buchensteiner Agglomerate ober Costa flach berglein gegen den Pradat fallen, gehören sie doch zum Hangendschenkel, da sie deutlich erkennbar etwas tiefer unten am Hang von Augitporphyrit überlagert werden, der ober Costa parallel dem Gehänge gegen den Piscadubach einfällt.

Daß auch hier die südlichen Teile des Sattels längs einer Bruchlinie, die schon Mojsisovics (51, S. 216) annahm, in die Tiefe gesunken sind, zeigt auch die Lage der Wengener und Cassianer Schichten südlich des Piscadubaches am Nordabhange des Crep de Sella (Prof. 5), wobei wohl die vorhin erwähnten Agglomerate und Augitporphyrite diskordant älteren Gesteinen aufgelagert wurden.

Die Grödner-Joch-Antiklinale setzt sich jenseits der Gader wahrscheinlich in den Langs da fur und in den Freiner Berg fort. Die von Ogilvie Gordon (54) angegebene, dem Südwestfuß des Sas Songher entlang laufende Verwerfung, die ihre Fortsetzung über Varda in die St. Cassianer Gegend nimmt, konnte diesseits der Gader nirgends festgestellt werden. Am Fuße des Sas Songher ist ihr Vorhandensein auch sehr unwahrscheinlich. Gegen Varda sinkt die Schichtserie muldenförmig nach N ein.

Das Störungsgebiet zwischen Pedraces und Campill.

Schon Klipstein (35, 2. Bd., 2. Abt., S. 31) erkannte, daß zwischen dem Tschengles und dem Col da Oj eine Störung durchgeht, während Mojsisovics (51, S. 222) merkwürdigerweise die ganze Schichtserie vom Tschengles flach nach N unter die Gardenazza einfallen läßt.

Ogilvie Gordon (54, S. 28 usw.) nimmt hier ziemlich große Störungen an.

Mit der Erkenntnis Hörnes, daß die Augitporphyrite nur die Stromenden der Fassaner Eruptivergüsse darstellen (vgl. stratigraphischen Teil), fiel natürlich auch der von Klipstein (35, 2. Bd., 2. Abt., S. 76, 77) angenommene Erhebungskrater weg.

Die reichliche Schutt- und Vegetationsbedeckung erschwert hier die Auflösung der ohnehin komplizierten geologischen Verhältnisse sehr.

Die geologischen Verhältnisse am Ostfuß der Gardenazza veranschaulicht Ogilvie Gordons Profil (54, S. 26). Doch ist der Beginn des Schlammstromes auf der Westseite des Gadertales zu hoch hinauf gezeichnet, da er innerhalb des Cassianer Schichtkomplexes beginnt und nicht im Schlerndolomit.

Unterer Muschelkalk und Buchensteiner Schichten, die am Prediz, Spizang und Tschengles ziemlich flach gelagert sind, fallen plötzlich auf der Südseite des letzteren steil nach S, vielfach saiger stehend oder sogar in überkippter Lagerung nach N ein.

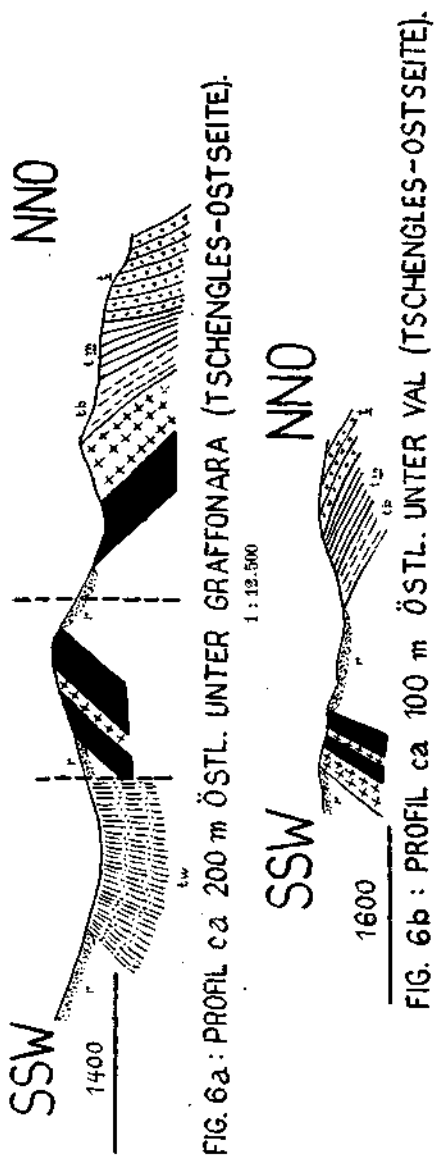
Am linken Ufer der Gader, nördlich Costa, steht die ganze Schichtserie von den Werfener Schichten bis zu den Augitporphyriten saiger,

wobei Werfener Schichten und unterer Muschelkalk ungefähr OW streichen, während die Streichrichtung der Augitporphyrite ungefähr NW—SO ist. Hier sind besonders der untere Muschelkalk und die Werfener Schichten stark gestört. Der untere Muschelkalk und die Buchensteiner Schichten

lassen sich ununterbrochen bis ober Colcotsche hinauf verfolgen. Dabei zeigt sich deutlich (Fig. 6 a und b), daß die beiden erwähnten Schichten in der Richtung gegen den Tschengles hinauf immer flacher nach N einfallen. Bereits unter Graffonara fallen sie schon einmal nicht allzu steil nach N ein, richten sich aber noch einmal auf, um bei Graffonara fast saiger zu stehen und dann endgültig eine immer flachere Lage einzunehmen.

In ganz gleicher Weise liegen auch die Buchensteiner Agglomerate und Augitporphyrite, die gegen Colcotsche infolge der überkippten Lagerung unter die Buchensteiner Schichten zu liegen kommen.

Südlich des Augitporphyrits ist von tief unten in der Irschra-Mur bis in die Nähe des Punktes 1695, westlich Val, eine zweite Serie von Augitporphyriten und Agglomeraten aufgeschlossen. Daß der Augitporphyrit (Fig. 6 a) beiderseits der Störung die Ablagerung eines Ergusses darstellt, ist ganz unwahrscheinlich, da der Augitporphyrit im Puezgebiete nirgends eine so große Mächtigkeit besitzt. Es ist vielmehr wahrscheinlich, daß die südlicher gelegenen Augitporphyrite und Agglomerate als Süd- und Nordflügel einer im Kern gestörten Mulde aufzufassen sind. Bei Punkt 1695 fallen die Schichten des südlichen Muldenflügels steil nach N ein. Hier sind auch als jüngste Schicht der Mulde Wengener Schichten aufgeschlossen. Weiter



abwärts nach O stellen sich die Schichten des südlichen Muldenflügels allmählich saiger, um dann gleich nach S einzufallen. Hier stoßen sie dann diskordant an zunächst saiger stehende, weiter südlich steil nach S einfallende Wengener Schichten an. Es ist dies natürlich nicht die

einzigste Erklärungsmöglichkeit, da die geologischen Verhältnisse in dem sehr gestörten und schlecht aufgeschlossenen Gebiete nicht überall eindeutig sind.

Westlich von Pescol stehen in einem kleinen Aufschlusse Agglomerate und darüber zu den Augitporphyriten gehörige Tufflagen an, die zirka N 85° O corr. streichen und zirka 50° N einfallen.

Vom Tschengles ziehen der untere Muschelkalk und die Buchensteiner Schichten sattelförmig nach S herab (Prof. 5). Letztere stoßen hier ziemlich unvermittelt an flach nach N einfallende Buchensteiner Schichten an. Es handelt sich hier wohl um eine kleine Mulde, durch die der Sattelbau ein wenig gestört wurde. Weiter westlich sieht man auch die über den Agglomeraten liegenden Tuffe der Augitporphyrite teils saiger stehen, teils steil nach N einfallen. Bei den zwei kleinen Aufschlüssen über den Agglomeraten ist es nicht sicher, ob es sich um anstehende Wengener Schichten handelt, da Streichen und Fallen nicht

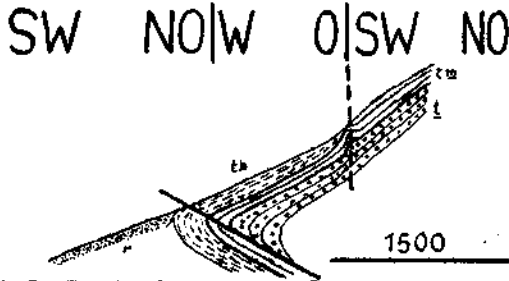


FIG. 7: PROFIL AM SÜDWESTFUSSE
DES TSCHENGLES.

1 : 12.500

meßbar sind. Die weiter westlich hangaufwärts liegenden Tuffe fallen wahrscheinlich unter die Agglomerate steil nach S ein.

Etwas nördlich sieht man deutlich, wie der untere Muschelkalk ziemlich flach vom Tschengles nach SW herabzieht, plötzlich ein wenig aufbiegt und dann ziemlich gestört ist und saiger steht (Fig. 7).

Rasch zieht der untere Muschelkalk aber wieder ziemlich flach nach S, beginnt aber bald darauf mit den Buchensteiner Schichten zusammen immer steiler nach S einzufallen und so kommen beide ziemlich plötzlich in überkippte Lagerung. Auch die Werfener Schichten machen, wenn auch mit vielen sekundären Störungen, diese Bewegung mit. An dieser Stelle ist der Bau des liegenden Sattels, der von Campill zirka O-W nach Pedraces streicht, am allerdeutlichsten erschlossen. Seine Fortsetzung ist nicht aufgeschlossen, wahrscheinlich sind die Muldenflügel ausgequetscht.

Am Jochübergang zwischen Campill und Pedraces (Prof. 5) fallen die Wengener Schichten auf der Nordseite steil nach N ein. Die etwas höher oben anstehenden ungeschichteten Tuffe des Augitporphyrits gehören wohl schon dem nach S herabziehenden Schenkel des Sattels an. Auch die Wengener und Cassianer Schichten jenseits im S des Joches sind, wie die Karte und Prof. 5 zeigen, stark gestört. Nur die südlichste Störung ist eine größere Verwerfung, die beiden anderen nur scharfe Knicke. Die Cassianer Schichten nordwestlich der südlichsten Störung liegen viel tiefer als die jenseits derselben und sind gegen sie muldenförmig aufgebogen. Die zwei südlichen Störungen lassen sich nur ein Stück weit verfolgen und sind dann durch Vegetation verdeckt.

Die von Campill nach Pedraces und auch noch jenseits der Gader fortziehende Störung ist ein Ast der Villnösser Linie, die sich, vom Bronsarajoch herabkommend, westlich oberhalb Campill in zwei Teile spaltet, von denen der eine das Campilltal abwärts zieht, während der andere die vorhin erwähnten Störungen verursacht. Eine nicht allzu bedeutende Störung, die auch mit der Villnösser Linie in Zusammenhang steht, verläuft ungefähr N-S dem Mangröfengbach entlang und ist nur daran zu erkennen, daß die Ostseite gegenüber der Westseite abgesunken ist. Wahrscheinlich ist die nördlich Frena eingezeichnete Störung ihre Fortsetzung nach N. Nach S klingt sie rasch aus.

Der Höhenrücken zwischen dem Campill- und Gader Tale, die Südostgehänge des Campilltales und der Sobutsch.

Am Tschengles bilden der untere Muschelkalk, die Buchensteiner und die noch darüber folgenden Schichten eine flache Mulde, nachdem erstere vorerst einen ziemlich starken Knick (Prof. 5) gemacht haben. Die kürzere Muldenachse fällt flach nach S ein.

Etwas südlich des Spizang geht eine kleine, etwa WNW—OSO verlaufende Störung durch. Es sind hier die Schichten südlich der Störung etwas abgesunken, so daß die Buchensteiner Schichten nach N an unteren Muschelkalk grenzen.

Am Spizang und Prediz bilden unterer Muschelkalk und Buchensteiner Schichten ebenfalls ganz flache Mulden. Bei Punkt 1754, südlich des Prediz, fallen die genannten Schichten bis zu 40° nach O ein, legen sich aber nach N gegen den Prediz allmählich ganz flach.

Zwischen den drei erwähnten Vorkommen sind die Werfener Schichten schwach sattelförmig aufgebogen. Besonders an der Basis sind sie stark gefaltet und zusammengestaucht, wobei die Faltenachsen zirka OW verlaufen. Nur dadurch ist auch hier ihre so große Mächtigkeit zu erklären.

An die ziemlich flach gelagerten Schichten des oberen Perm und der unteren Trias schließt ganz unvermittelt an den Bergrücken des Tschengles und Spizang im N des Prediz eine Mulde an, deren Südflügel saiger steht, während der Nordflügel flach nach S einfällt. Diese Mulde ist nicht durch eine vom Col Vercin herabstreichende Störungslinie (Cornelius-Furlani 4, S. 130) bedingt, sondern ist die Fortsetzung von im S und O des Peitler Kofels verlaufenden Zweigen der Villnösser Linie.

Der westliche Teil des südlichen Muldenflügels wurde ein Stück nach S geschoben. Dabei grenzen die zu oberst am Prediz ziemlich flach liegenden Werfener Schichten diskordant an den saiger stehenden unteren Muschelkalk an. Etwas tiefer gegen Coristeles hinab liegen aber die Schichten ziemlich konkordant übereinander. Die Buchensteiner Schichten sind hier nirgends aufgeschlossen. Auf der Ostseite des südlichen Flügels fallen und streichen die Werfener Schichten konkordant mit dem unteren Muschelkalk. Am besten ist der westliche Teil des nördlichen Muldenflügels erschlossen, dessen Schichten trotz der zahl-

reichen kleineren, sekundären Falten und Störungen konkordant nach S einfallen. Leider ist die Verbindung dieses Teiles mit dem östlichen vollkommen durch Schutt verdeckt. Bei Pederöa sind am linken Ufer der Gader der untere Muschelkalk und die Buchensteiner Schichten ungemein stark sekundär gefaltet, wobei die Falten vielfach gerissen sind. Auch die Werfener Schichten nördlich davon sind von der Faltung nicht verschont geblieben. Die Faltenachsen streichen hier überall zirka O-W. Bei dem ebenso streichenden Vorkommen von unterem Muschelkalk südlich von Tru handelt es sich um eine sekundäre Aufsattelung innerhalb der Synklinale. In ähnlicher Weise sind wohl auch die verschiedenen Aufschlüsse von meist wirr gefalteten Buchensteiner Schichten bei und unter Pitschodaz, westlich ober Tru, und das Vorhandensein von

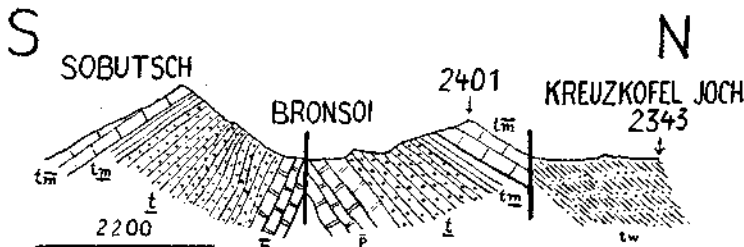


FIG. 8a: PROFIL SOBUTSCH - KREUZKOFEL JOCH.

1 : 12.500

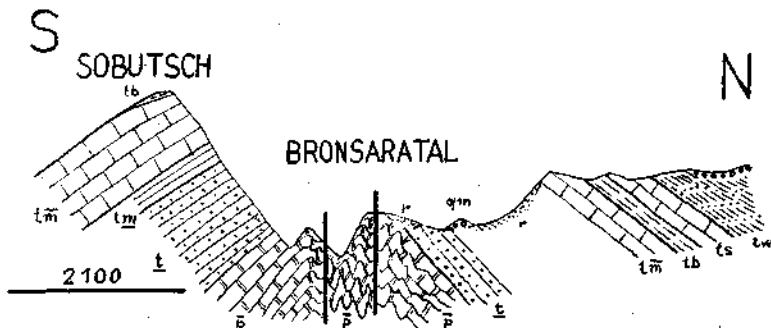


FIG. 8b: PROFIL 350 m ÖSTLICH VON VORIGEM.

1 : 12.500

unterem Muschelkalk und Buchensteiner Schichten nördlich des letzteren Aufschlusses zu erklären. Ein Teil dieser ist hier so schlecht, daß Streichen und Fallen nicht eindeutig ermittelt werden können.

Die von W nach O streichende Muldenachse sinkt gegen O ein. Die Mulde setzt sich über das Gader Tal, das wohl einem Bruche sein Dasein verdankt (vgl. auch 7, S. 72), nach O fort. Ihr Südrand läßt sich, im Gegensatze zur Darstellung von Mojsivovics, nach SO weiter verfolgen, ebenso der Nordrand bis in die Gegend vom Campej und weiter. Nördlich von Pederöa macht sich allerdings eine die Gader entlang laufende Störung bemerkbar, an der der nördliche Teil östlich der Gader etwas abgesunken ist. Die flach von Campej nach S herabziehenden Werfener Schichten stehen nördlich bei Pederöa ziemlich

plötzlich saiger und stoßen an einer etwa O-W verlaufenden Verwerfung diskordant an flach S fallende Werfener Schichten und unteren Muschelkalk an.

Südlich von St. Martin fallen die Bellerophonschichten des Nordzipfels ziemlich gefaltet unter die noch stärker gestörten Werfener Schichten ein. Zwischen den beiden Ufern der Gader ist hier kaum etwas von einer Störung zu bemerken, wohl aber am Eingange ins Campilltal. Der schon erwähnte, durch dieses Tal streichende Zweig der Villnösser Linie zieht bis ins Gader Tal. Am linken Ufer des Campillbaches stoßen zirka 35° S fallende Bellerophonschichten an 18° N fallende an, wobei letztere ein Stück abgesunken sind. Weiter den Campillbach aufwärts fallen die Werfener Schichten des südwestlichen Gehanges nach SO ein. Westlich ober Kesler sind diese an der Grenze gegen die Bellerophonschichten des Blang de Crosta stark gefaltet. Auch die des Biobach-Tales, unter denen ziemlich steil O fallende Bellerophonschichten zum Vorschein kommen, sind sehr gestört.

Am linken Ufer des Campillbaches läßt sich als Fortsetzung der Mulde nach W ihr Südrand an den Abhängen des Campilltales bis über das Bronsarajoch hinüber verfolgen. Der Nordrand verläuft von Ties über Laguschell auf den Fraps und an den Nordabhängen des Peitler Kofels entlang. Unter Plang fallen die Werfener Schichten am linken Ufer steil nach S ein. Dem von Laguschell herunterkommenden Bache folgt ein Stück lang eine Störung, die weiter oben in Faltung ausklingt und sich bald ganz verliert. Der südliche Teil ist hier derart abgesunken, daß die Buchensteiner Schichten im S gegen Mendeldolomit nördlich der Verwerfung zu liegen kommen. Unterer Muschelkalk und Mendeldolomit des südlichen Muldenrandes fallen nach N ein, ebenso auch die Werfener Schichten. Diese biegen zwischen Frena und Ties dann ziemlich stark gegen den Campillbach zu herunter, so daß sie hier an den unteren Talgehängen überall nach S einfallen. Nur dadurch ist auch die schon früher erwähnte Störung nördlich ober Frena zu erklären, die den unteren Muschelkalk und die Buchensteiner Schichten nicht mehr betrifft.

Im Campilltale ist der Betrag, den der nördliche Flügel abgesunken ist (vgl. Mojsisovics 51, S. 220, und Trautwein 76, S. 69), nicht allzu groß.

Die Angabe von Cornelius-Furlani (4, S. 128), daß der untere Muschelkalk auf der linken Talseite an der Mündung des Seresbaches senkrecht gestellt sei, ist dahin zu berichtigen, daß er ziemlich steil nach N einfällt, sich aber ungestört weiter nach O verfolgen läßt.

Der Rücken des Sobutsch bis zum Bronsarajoch, die Medalges-Alpe und der zwischen Valla und Mangröfengbach gelegene Nordfuß des Zwischenkofels stellen den nach S einfallenden nördlichen Teil der Puez-Gardenazza-Synklinale dar. Mojsisovics' Profil (51, S. 218) stimmt nicht mit den tatsächlichen Verhältnissen überein. Der Schlerndolomit des Sobutsch (Prof. 4) fällt steiler nach S ein und die Wengener Schichten liegen hier konkordant über diesem. Dafür, daß ein Auskeilen der Wengener Schichten nach N erfolgt, fehlt jeder Anhaltspunkt, wohl keilen sie aber nach W in Schlerndolomit aus. Die auf der

Medalges-Alpe ganz gering mächtigen Wengener Schichten sind längs einer Verwerfung mit dem darunterliegenden Schlerndolomit wenige Meter abgesunken, so daß sie nach N an Schlerndolomit zu liegen kommen.

Ob zwischen der Westseite des Sobutsch und den östlichen Geisler-
spitzen kleinere Brüche durchgehen, kann nicht sicher entschieden werden, da über dem Schlerndolomit keine Schichten mehr anstehen und seine Liegendgrenze durch Schutt verhüllt ist. Tatsächlich machen sich hier im Schlerndolomit spärliche Anzeichen einer Terrasse bemerkbar, die weiter westlich höher ausstreicht als östlich davon.

Der vorhin erwähnte nördliche Ausläufer des Zwischenkofels ist wahrscheinlich längs einer durch Pares verlaufenden, N-S streichenden Störung etwas gegen die Schichtserie des Sobutsch abgesunken.

Die geologischen Verhältnisse am Bronsoi und Sobutsch wurden schon von Trautwein (76, S. 69—73) und Cornelius-Furlani (4 S. 127, 128) ausführlich beschrieben. Ein Zweig der Villnösser Linie zieht über das zwischen Sobutsch und Bronsoi gelegene Joch ins Bronsaratal hinunter und gabelt sich dann südwestlich von Campill in der schon früher erwähnten Weise. Die Antiklinale wurde durch diesen Bruch ihrer Länge nach entzwei gerissen. Dabei kam hier der nördliche Flügel etwas tiefer zu liegen. Besonders der Kern des Sattels, die Bellerophonschichten, wurden stark gefaltet und zusammengestaucht, wie dies auch die schematischen Fig. 8a und 8b zeigen. Der westliche Teil des Sobutsch wird von einer auf die vorhin erwähnte Linie nahezu senkrecht stehenden Bruchfläche durchschnitten. Diese fällt steil nach W ein. Die Scholle westlich dieser Linie ist ein Stück abgesunken, so daß hier Buchensteiner Schichten an Mendeldolomit stoßen. Auf der Ostseite des Sobutsch geht keine einzige größere Störung durch, wohl aber sind einige ganz unbedeutende Brüche wahrzunehmen. Ein anderer Zweig der Villnösser Linie zieht von der Schlüterhütte hinab ins Bronsaratal und vereinigt sich mit der vom Bronsoi herabziehenden Linie dort, wo im Hintergrunde dieses Tales die Bellerophonschichten eine Steilstufe bilden. Östlich längs jener Störung sind die Schichten des Nordflügels abgesunken. Trotzdem liegen die Schichtglieder des Nordflügels weiter gegen den Ausgang des Bronsaratales zu, nicht, wie Trautwein meint, tiefer als die des Südflügels, sondern höher. Erst zwischen Mischl und Plang im Campilltal kehrt sich dieses Verhältnis wieder um. Eine kleine Störung durchsetzt zwischen Punkt 2401 und der Schlüterhütte den Mendeldolomit und die darunterliegenden Schichten. Hier ist das Schichtpaket südlich der Störung etwas abgesunken. Die am nördlichen Talgehänge des Bronsaratales südlich Punkt 2292 eingezeichnete Störung ist wohl gut wahrnehmbar, aber ohne Bedeutung, da die Sprunghöhe ganz gering ist. Der Mendeldolomit wird nicht von ihr berührt.

Die über dem „Cipitkalk“ der Zwischenkofelnordwand anstehenden Cassianer Schichten liegen ziemlich söhlig, hören aber nicht, wie Mojsisovics (51, S. 218) zeichnet, vor Erreichen des Schlerndolomits auf, sondern fallen unter diesen in gleicher Weise ein wie die Cassianer Schichten am Grödner Joch oder am „Grünen Fleck“, keilen aber wohl rasch in Schlerndolomit aus.

Für die Erklärung der Lagerungsverhältnisse in der Puezgruppe kommen nicht wie in der Marmolata (vgl. Cornelius und Furlani 7, S. 68) dreierlei Erscheinungen in Betracht, sondern wohl nur zwei. Die „Komplikation der Fazies“ ist vor allem auf die vulkanischen Vorgänge zurückzuführen. Diese haben sich in der Puezgruppe nicht aktiv an der Tektonik beteiligt. Es gelangten hier lediglich die anderwärts aufgestiegenen Eruptivmassen, Sedimentär-, Eruptiv- und Explosivtuffe zur Ablagerung. Als zweite Erscheinung treten die alpinen Gebirgsbildungsbewegungen hinzu.

Auch in der Puezgruppe spielt Faltung und nicht Brüche die Hauptrolle. Der Schlern- und Dachsteindolomit wurden allerdings kaum von der Faltung betroffen. Es ist den beiden Gesteinen hier nicht die Gelegenheit geboten zu so starken Verbiegungen wie in der Marmolata (7, S. 70).

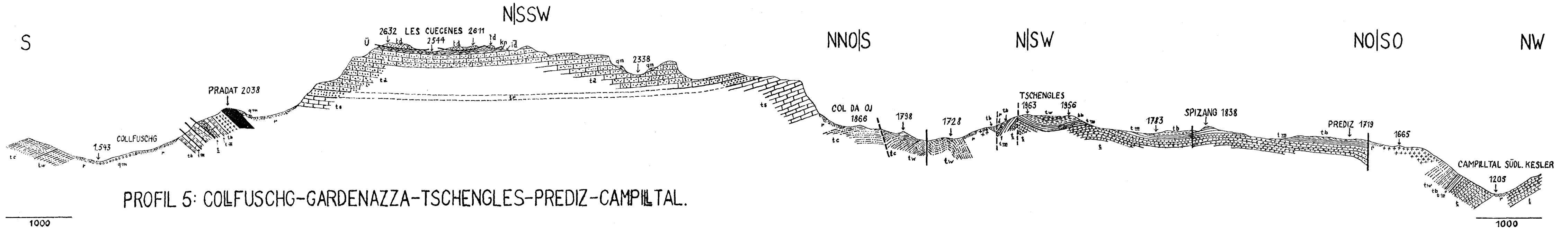
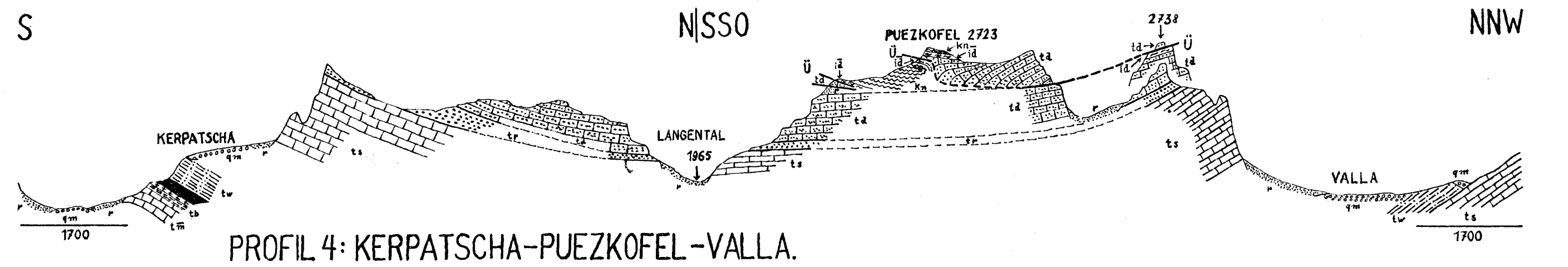
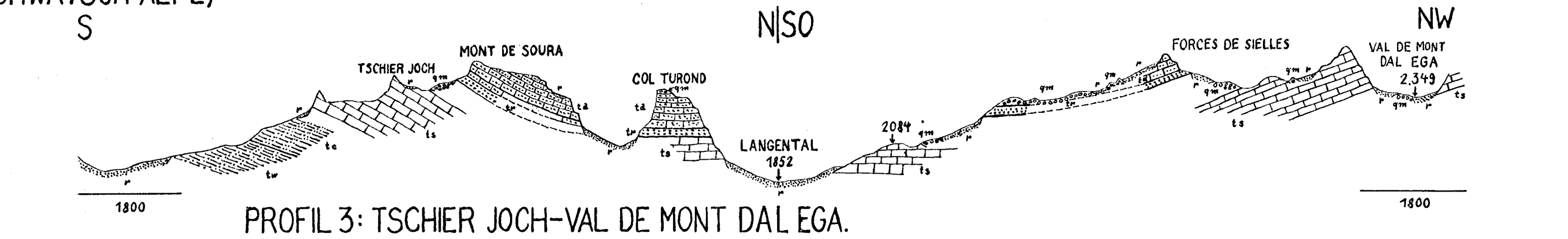
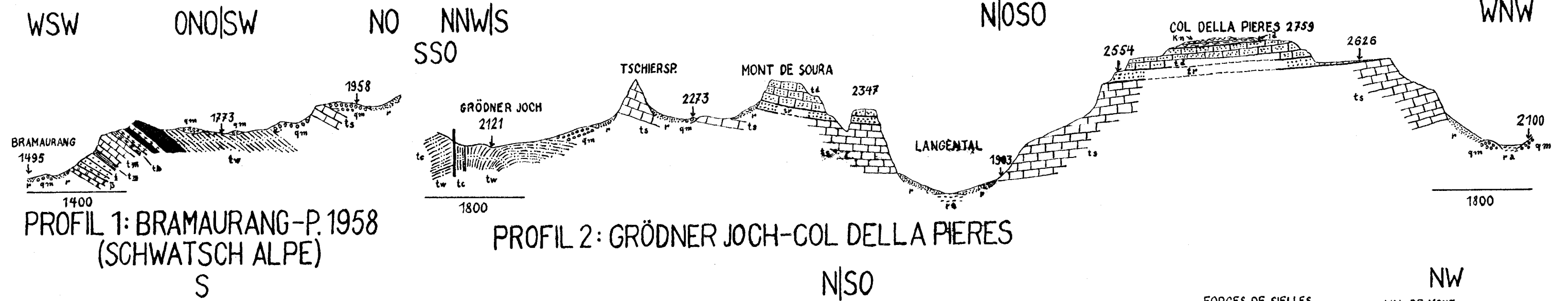
Was die Brüche betrifft, so sind die Ausführungen von Cornelius und Furlani (7, S. 72) ohne weiteres auch auf die Puezgruppe übertragbar.

Die tektonischen Bewegungen verliefen in der N-S-Richtung, da die Sättel und Mulden ungefähr O—W streichen. Die Antiklinale des Grödner Joches und die Überschiebung des Dachsteindolomits sind wohl auf eine Bewegung von N nach S zurückzuführen. Für die nördlich davon gelegenen Sättel und Mulden ist diese nicht sicher, da weiter im W die Villnösser Linie (4, S. 125) eine von S nach N gerichtete Überschiebung ist. Im Gebiet des Col Vercin liegt wahrscheinlich eine andere Bewegungsrichtung vor.

Das Alter der Bewegungen, ihre Gleichzeitigkeit oder ihr Nacheinander sind in dem kartierten Gebiet nicht zu ermitteln.

Nachtrag. Nach Fertigstellung des Manuskriptes ging mir die neue, große Arbeit von M. Ogilvie Gordon (Das Grödner-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten, 1.—3. Teil. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien, 1927, Bd. 24) zu, die hier nicht mehr berücksichtigt werden konnte. Bei der Betrachtung der Karte Ogilvie Gordons fielen mir namentlich zwei Stellen auf, an denen die Darstellung Ogilvie Gordons erheblich von der meinigen abweicht. Es handelt sich um die Südabhänge des Tschengles und das Gebiet nördlich des Prediz zwischen Campill- und Gadertal. Für beide Stellen kann ich mich mit den von Ogilvie Gordon gegebenen Darstellungen nicht einverstanden erklären und muß meine Angaben aufrecht halten.

PROFILE ZUR GEOLOGISCHEN KARTE DER PUEZGRUPPE. 1:25000.



- | | | | |
|--|--------------------------------------|--|---|
| | p = BELLEROPHONSSCHICHTEN | | t _m = MENDEL } DOLOMIT
t _s = SCHLERN } |
| | w = WERFNER SCHICHTEN | | tr = RAIBLER SCHICHTEN |
| | t _m = UNTERER MUSCHELKALK | | td = DACHSTEINDOLOMIT |
| | tb = BUCHENSTEINER SCHICHTEN | | id = OBERER DOGGER |
| | BUCHENSTEINER AGGLOMERATE | | kn = NEOCOM |
| | TUFFKONGLOMERATE | | qm = MORANEN |
| | AUGIT-PLAGIOKLAS - PORPHYRIT | | r = BERGSTURZMASSEN |
| | tw = WENGENER SCHICHTEN | | r = REZENTE SCHUTTBILDUNGEN,
VEGETATIONSVERDECKUNGEN |
| | tc = CASSIANER SCHICHTEN | | ra = FLUSSALLUVIONEN |
- ==== STÖRUNGEN UND ÜBERSCHIEBUNGEN

G E O L O G I S C H E K A R T E

der

PUEZGRUPPE

von Otto Reithofer

UND DES ANGRENZENDEN TEILES DER GEISLERSPITZEN

von R. Klebelsberg.

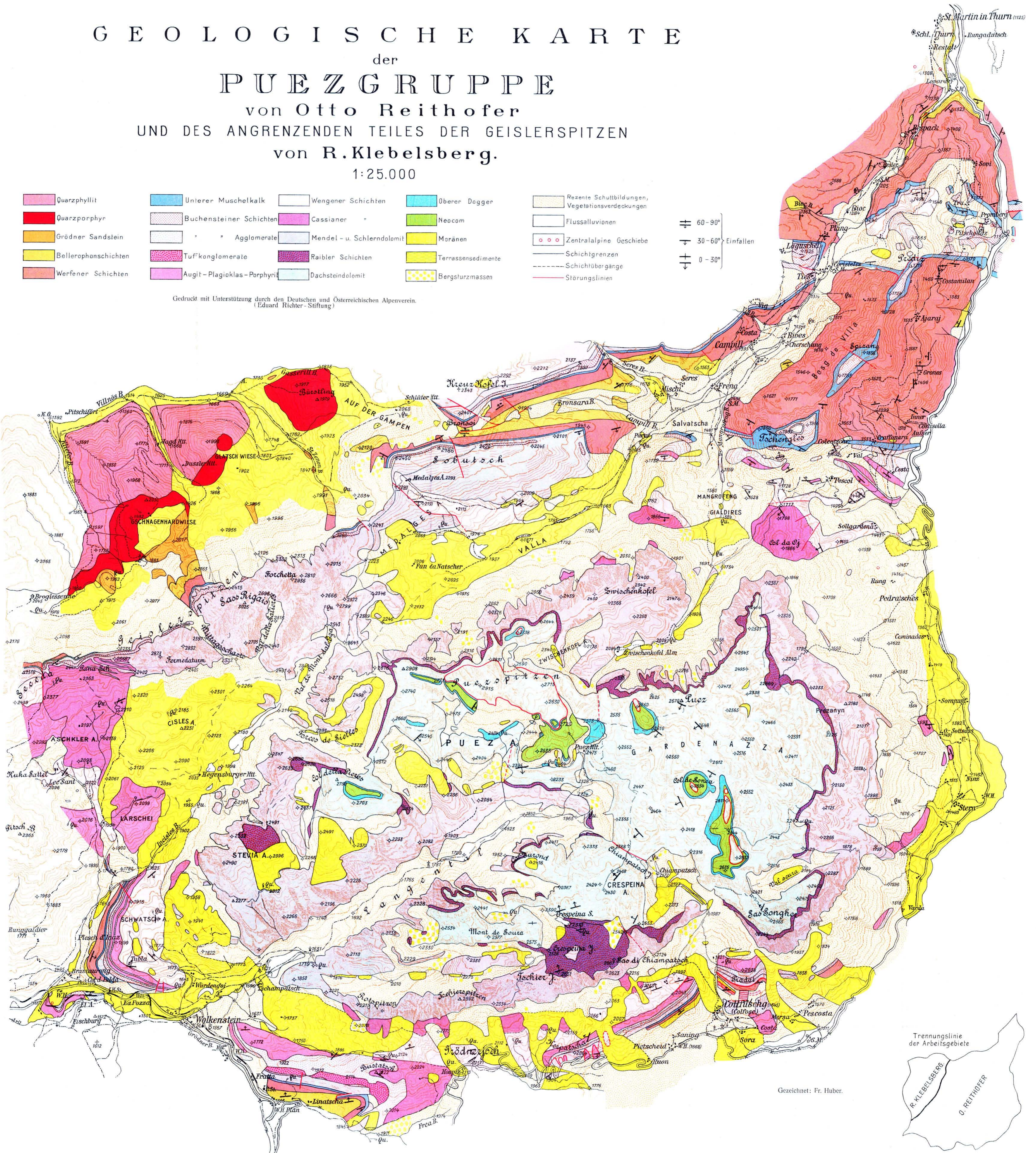
1:25.000

- | | | | |
|--|--|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> Quarzphyllit Quarzporphyr Grödnar Sandstein Bellerophonschichten Werfener Schichten | <ul style="list-style-type: none"> Unterer Muschelkalk Buchensteiner Schichten Agglomerate Tuffkonglomerate Augit-Plagioklas-Porphyr | <ul style="list-style-type: none"> Wengener Schichten Cassianer Mendel- u. Schlerndolomit Raibler Schichten Dachsteindolomit | <ul style="list-style-type: none"> Oberer Dogger Neocom Moränen Terrassensedimente Bergsturzmassen |
|--|--|---|--|

- Rezente Schuttbildungen, Vegetationsverdeckungen
- Flussalluvionen
- Zentralalpine Geschiebe
- Schichtgrenzen
- Schichtübergänge
- Störungslinien

60-90°
 30-60°
 0-30°
 Einfallen

Gedruckt mit Unterstützung durch den Deutschen und Österreichischen Alpenverein.
(Eduard Richter-Stiftung)



Gezeichnet: Fr. Huber.

