



Das Eruptivgebiet von Gleichenberg in Oststeiermark.

I. Der Werdegang der geologischen Forschung im Eruptivgebiet.

II. Der geologische Bau der im Maßstabe 1:25.000 aufgenommenen südlichen Region in der Umgebung von St. Anna, Hochstraden und Klöch.

Von Artur Winkler.

Mit einer geologischen Karte 1:25.000 (Taf. XV), drei Profiltafeln (Taf. XVI—XVIII), einer Lichtdrucktafel (Taf. XIX), einer Profiltabelle (Taf. XX) und 19 Textfiguren.

Vorbemerkung.

Dort wo das mittelsteirische Hügelland mit seinem von labyrinthischen Fäden heller Wasseradern durchzogenen Talnetz zur ungarischen Ebene niedersinkt, erhebt sich als Zeuge längst verwehelter Kraftäußerung der Erde das Trachytmassiv von Gleichenberg, umgeben von einem Kranz ragender Basaltkegel.

Dieses altbekannte Eruptivgebiet in seinen interessanten Teilen einer genauen geologischen Aufnahme zu unterziehen und einen Einblick in die vulkan-tektonischen Erscheinungen zu gewinnen, war die Absicht bei Durchführung vorliegender Arbeit. Da nun diese Aufgabe in dem südlichen Teil des Eruptivgebiets zum Abschluß gelangte und durch die Fülle der Beobachtungen genügend Material für eine Darstellung des Aufbaus dieser interessanten Scholle zu Gebote stand, entschloß ich mich zur Abfassung dieser Mitteilung.

Meine Aufnahmen wurden im Herbst 1911, Frühjahr und Herbst 1912 an Ort und Stelle durchgeführt, während die Bearbeitung des paläontologischen Materials im geologischen Institut der Universität in Graz und im k. k. Hofmuseum in Wien vorgenommen wurde.

Einteilung der Arbeit.

Die Arbeit zerfällt in zwei Hauptabschnitte.

Im ersten Hauptabschnitt wird der Entwicklungsgang der Forschung im Eruptivgebiete vom Jahre 1820 bis auf die heutige Zeit besprochen, wobei die wichtigeren Resultate dieser Arbeiten hervorgehoben werden.

Es schien mir wünschenswert, die Ergebnisse der bisherigen Forschungen meinen eigenen Untersuchungen voranzustellen, um den ergebnisreichen Bemühungen meiner Vorgänger gerecht zu werden. Da aber für die Darstellung des Werdegangs der Forschung in dem bisher nur einheitlich untersuchten Eruptivgebiete auch eine einheitliche und gemeinsame Besprechung rätlich sich erwies, so habe ich hier eine Besprechung aller auf das Eruptivgebiet Bezug nehmenden Arbeiten vorgenommen; zumal ich meine Untersuchungen auch auf die bisher noch nicht einbezogenen Teile der Vulkanregion ausdehnen werde ¹⁾. Es bezieht sich also diese historische Einleitung nicht nur auf die vorliegende, sondern auch auf die geplanten, späteren Publikationen.

Im zweiten Hauptabschnitt habe ich eine genaue Darstellung der geologischen Verhältnisse der im Maßstab 1:25.000 kartierten Region gegeben, wozu die beiliegende geologische Karte, die Übersichtsskizze, die Profiltabelle und die Profiltafeln angesehen werden mögen. Der zweite Hauptabschnitt zerfällt in drei Kapitel, von denen das erste die stratigraphischen, das zweite die tektonischen und das dritte die morphologischen Probleme in den Kreis genauerer Betrachtung zieht.

Ich fühle mich verpflichtet, an dieser Stelle auf die große Unterstützung hinzuweisen, die mir durch weil. Prof. Dr. Rudolf Hörnes, gew. Vorstand des geologischen Instituts der Grazer Universität, zuteil wurde.

Dieser leider so früh verschiedene Forscher erleichterte mir die Durchführung vorliegender Arbeit nicht nur dadurch, daß er in ganz außerordentlich liebenswürdiger Weise jederzeit die Arbeit im Institut der Grazer Universität mir ermöglichte, sondern auch durch seine rege Anteilnahme und durch Mitteilungen und Ratschläge aus dem reichen Schatze seiner Erfahrung.

Mein tiefgefühlter Dank gilt seinem Andenken.

Herrn Universitätsprofessor Dr. V. Hilber erlaube ich mir für die Bewilligung, die Joanneumsammlung (Geologische Abteilung) in Graz zu Studienzwecken benützen zu dürfen, meinen ergebenen Dank auszusprechen.

Herrn Universitätsprofessor Dr. F. E. Suess, Vorstand des geol. Instituts der Universität Wien, bin ich für die Zuwendung eines Betrages aus der „Suess-Stiftung“ und für die Ermöglichung einer Reise in das württembergische Eruptivgebiet, wobei sich mancherlei Vergleichsmöglichkeiten ergaben, sehr zu Dank verpflichtet.

Herr Gymnasialdirektor J. Glowacki hatte die Güte, mehrere von mir aufgefundene Pflanzenreste zu bestimmen, wofür ich ihm sehr zu Dank verpflichtet bin.

Herr Dr. Richard Schubert hatte die Liebenswürdigkeit, mehrere Foraminiferenkalke zu untersuchen.

Bei der geologischen Aufnahme im Felde hatte ich mich der tatkräftigsten Unterstützung von Herrn Oberlehrer F. Kolleritsch zu erfreuen.

Herr Oberlehrer Kolleritsch hat mich nicht nur auf seine zahlreichen und sehr exakten, langjährigen Naturbeobachtungen in

¹⁾ Die Aufnahme der angrenzenden Regionen ist bereits in Angriff genommen.

dem ihm so vertrauten Gebiet aufmerksam gemacht, sondern auch die Mühe nicht gescheut, alle vorhandenen und ihm stets bekannten Aufschlüsse im südlichen Teile meines Aufnahmegebiets mir zu zeigen, wodurch meine Aufgabe wesentlich erleichtert wurde.

Ich gestatte mir auch an dieser Stelle ihm meinen ergebensten Dank auszusprechen.

Die Darstellungsweise auf der geologischen Karte wurde durch die von Herrn Dr. Otto Ampferer, Adjunkt der k. k. geologischen Reichsanstalt, beschriebene¹⁾ und von ihm in so ausgezeichnete Weise angewandte Kartierungsmethode angeregt, und ich verdanke diesem Forscher viele Ratschläge für die Durchführung.

Wenn auch in dem aufschlußärmeren Tertiärgebiet die Einzeichnung der Schichten nicht so weitgehend durchgeführt werden konnte wie in alpinen Regionen, so erhält doch die Karte durch die Angabe sämtlicher Aufschlüsse und deren Natur einen größeren Grad an Genauigkeit und erleichtert bedeutend die Kontrolle derselben. Für die Darstellung der vulkanischen Bildungen und deren Tektonik erscheint diese Kartierungsmethode besonders geeignet.

Umgrenzung des Aufnahmegebiets.

Die von miocänen und pliocänen Sedimenten erfüllte mittelsteirische Tertiärbucht besitzt in ihrem östlichen Teile zwischen dem Raab- und Murlauf eine aus dem eintönigen Relief aufragende, kuppige Landschaft, welche ihre Entstehung dem Auftreten jungvulkanischer Bildungen verdankt. Das Zentrum dieses Gebietes liegt im Trachytmassiv von Gleichenberg, welches insbesondere gegen Süd, Nord und Ost von Basaltbergen umsäumt ist, welche teils Decken und Ströme, teils Tuffkegel darstellen.

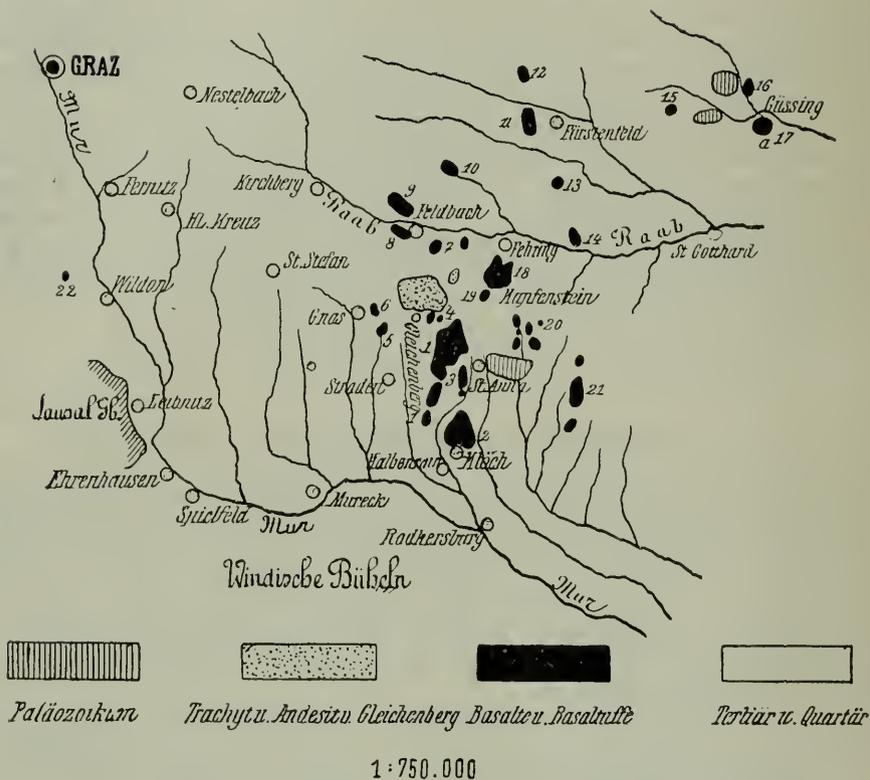
Wie man aus der Übersichtsskizze erkennt (siehe Fig. 1, pag. 4), ziehen sich die Basalt- und Tuffkegel gegen Nord über die Raablinie in isolierten Vorkommen hinaus, welche in der Umgebung der Stadt Fürstenfeld auftreten. Gegen Osten setzen sich die Tuffberge auf ungarisches Gebiet fort und bilden eine allerdings unvollkommene Verbindung mit dem großen Eruptivgebiete des Plattensee. Gegen West trifft man nach den kleinen Tuffvorkommen bei Gnas und Poppendorf erst in der Umgebung von Wildon (Graz Süd) einen Ausläufer der eruptiven Bildungen in dem isolierten Basalt von Weiten-dorf (siehe Übersichtsskizze Fig. 1).

Südlich von Gleichenberg tritt die mächtigste Entfaltung basaltischer Massen ein. Auf eine Erstreckung von zirka 15 km nehmen diese bedeutend am Aufbau der Landoberfläche bis zur Murebene bei Radkersburg Anteil. Letztere Region wurde von mir einer geologischen Detailkartierung unterzogen (siehe die geologische Karte Tafel XV).

¹⁾ Dr. Otto Ampferer, Über neue Methoden zur Verfeinerung des geologischen Kartenbildes. Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1912, Heft 1, pag. 183.

Fig. 1.

Übersichtsskizze des Ergußgebietes von Gleichenberg



Erklärung zu den Ziffern:

- | | |
|---|----------------------------------|
| 1 Basaltdecke des Hochstraden. | 11 Tuff der Stadt und Langberge. |
| 2 Klöcher Massiv. | 12 Tuff von Jobst und Lindegg. |
| 3 Basalt von Risola. | 13 Basalt von Stein. |
| 4 Tuffe der Wirberge, Sulzberge und des Mohrenkogels. | 14 Tuff von Krieselstein. |
| 5 Tuff von Poppendorf. | 15 Tuff von Kukmirn. |
| 6 Tuff von Gnas. | 16 Tuff von Toboj. |
| 7 Basalt des Steinbergs, Tuff von Bertlstein. | 17 Tuff von Güssing. |
| 8 Tuff des Kalvarienbergs und von Unter-Weißbach. | 18 Tuff von Fehring. |
| 9 Tuff des Auersbergs. | 19 Tuff von Kapfenstein. |
| 10 Tuff der Riegersburg. | 20 Tuffe und Basalt von Neuhaus. |
| | 21 Tuffe von Ober-Limbach. |
| | 22 Basalt von Weitendorf. |

I. Hauptabschnitt.

Historischer Teil.

Die geologische Erforschung des Gleichenberger Eruptiv-
gebiets.

Geologische, paläontologische und petrographische Literatur¹⁾.

1. Leopold v. Buch, Über einige Berge der Trappformation in der Gegend von Grätz. Aus den „Abhandlungen der kgl. Akademie, Berlin“, 1819. Abgedruckt in der „Steiermärkischen Zeitschrift“ 1821, Heft 3, v. Leonhard: Taschenbuch 1821, pag. 457—472.
2. C. Daubeny, Tabellarische Übersicht der vulkanischen Erscheinungen, enthaltend ein Verzeichnis der feuerspeienden Berge und ihrer Ausbrüche von der ältesten bis auf die gegenwärtige Zeit, nebst den damit zusammenhängenden bedeutendsten Erdbeben. (Aus dem Englischen übertragen.) Weimar 1819.
3. — A description of active and extinct Volcanoes. London 1826.
4. M. J. Anker, Bemerkungen über die Vulkane in Steiermark. In Boué: Journal de Geologie. Paris 1830. I.
5. Sedgwick and R. J. Murchison, A Sketch of the Eastern Alps; with Supplementary Observations, Sections and a Map, by R. J. Murchison. Aus dem „Transactions of the Geol. Society“. Vol. III. 1831. Auszug in: „Leonhard und Bronns Jahrbuch für Min., Geol. und Pal.“ 1831, pag. 92.
6. M. J. Anker, Kurze Darstellung der mineralogisch-geognostischen Gebirgsverhältnisse der Steiermark. Graz 1835.
7. P. Partsch, Geognostische Skizze der Umgebung des Gleichenberger Sauerbrunn. In: L. Langer, „Die Heilquellen des Tals Gleichenberg in der Steiermark“. Graz 1836.
8. A. Boué, Aperçu sur la constitution géologique des provinces Illyriennes. Memoires de la Soc. geol. de France. Paris. II. Teil. I. 1835, pag. 53—55.
9. Dr. Fr. Unger, Reisenotizen vom Jahre 1838. Steiermärkische Zeitschrift 1838. Leonhard und Bronns Jahrbuch für Min., Geol. und Pal. 1844, pag. 226.
10. F. v. Friedau, Skizze des Trachytvorkommens von Gleichenberg. Haidingers Berichte. 1849, pag. 238.
11. B. Cotta, Geologische Briefe aus den Alpen. Leipzig 1850.
12. C. Daubery, Die noch tätigen und erloschenen Vulkane nach deren Verbreitung und wichtigsten Verhältnissen. Bearbeitet von Gust. Leonhard. Stuttgart 1850.
13. F. v. Friedau, Über einen Alaunfels von Gleichenberg. Wöhler und Liebigs Annalen der Chemie. 1850. LXXVI. Leonhard und Bronns Jahrbuch 1851, pag. 593.
14. Dr. Fr. Unger, Die fossile Flora von Gleichenberg. Denkschriften der k. Akademie d. Wissenschaften. 1854. IV. Abteilung I, pag. 73.
15. Dr. K. J. Andrae, Vorläufiger Bericht über die geologische Aufnahme der Sektionen XIV, XVIII und XIX der Generalquartiermeisterstabkarte von Steiermark und Illyrien. 4. Bericht des geogn.-mont. Vereines für Steiermark. Graz 1854.
16. — Bericht über die Ergebnisse der geognostischen Forschungen im Gebiete der Sektionen XIV, XVIII und XIX der Generalquartiermeisterstabkarte von Steiermark. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1855. VI, pag. 265—304.

¹⁾ Die Literatur über den Basalt von Weitendorf ist nicht einbezogen.

17. Kopetzky, Übersicht der Heilwässer und einfachen Mineralien der Steiermark. Graz 1855.
18. Der Kurort Gleichenberg in Steiermark. Gleichenberg 1856.
19. Dr. S. Aichhorn, Geographische Verteilung des Schiefer-, Schicht- und Massengebirges in Steiermark. Graz 1856.
20. Dr. K. J. Andrae, Zur tertiären Flora von Gleichenberg. „Giebel und Heinz“ Zeitschrift 1856. VI, pag. 395.
21. M. Macher, Übersicht der Heilwässer und Naturmerkwürdigkeiten der Steiermark. Graz 1858.
22. A. v. Morlot, Augitandesit aus der Klamm bei Gleichenberg. In „Roth, Gesteinsanalysen“. I. 1861, pag. 19.
23. Dr. Ferd. Stoliczka, Beitrag zur Kenntnis der Molluskenfauna der Inzersdorfer Schichten des ungar. Tertiärbeckens. Verhandl. der zool.-botan. Gesellschaft. Jahrg. 1862. XII, pag. 531.
24. — Bericht über die im Sommer 1861 durchgeführte Übersichtsaufnahme des südwestlichen Teiles von Ungarn. (Anschließend an die östliche Landesgrenze bei Fürstenfeld und Gleichenberg.) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1863. XIII, pag. 1.
25. Dr. J. Gottlieb, Analyse der Konstantinquelle zu Gleichenberg in Steiermark und Analyse der Klausenquelle nächst Gleichenberg. Sitzungsberichte d. k. Akad. d. Wissensch. 1864. XLIX. Abteilung 2, pag. 351.
26. — Analyse der Emmaquelle zu Gleichenberg. Sitzungsberichte d. k. Akademie der Wissensch. 1877. LV. Abteilung 2, pag. 336
27. D. Stur, Beiträge zur Kenntnis der Flora der Süßwasserquarze, der Congerien- und Cerithienschichten im Wiener und ungarischen Becken. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1867, pag. 77.
28. — Pflanzenreste aus dem Mühlsteinbruch bei Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1867, pag. 217.
29. Karl Reissacher, Der Johannisbrunn bei Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1867, pag. 252.
30. — Der Johannisbrunn bei Gleichenberg. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1867, pag. 461—464.
31. Dr. J. Gottlieb, Analyse der beiden Johannisbrunnen nächst Straden bei Gleichenberg in Steiermark. Sitzungsberichte d. k. Akad. der Wissensch. 1869. LX. 2. Abteilung.
32. D. Stur, Geologie der Steiermark. Graz 1871, pag. 603—615, 632 u. 635—636.
33. J. Untschj, Beiträge zur Kenntnis der Basalte Steiermarks etc. Mitteilungen des naturwiss. Vereines für Steiermark. 1872.
34. K. Hofmann, Basaltgesteine des südlichen Bakony. III. Bd. der Mitteilungen aus dem Jahrb. d. k. ungar. geolog. Reichsanstalt, pag. 233.
35. C. Clar, Neue Beobachtungen aus der Gegend von Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1874, pag. 91.
36. F. A. Anger, Mikroskopische Studien über klastische Gesteine. Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen 1875.
37. J. v. Matyasovsky, Aufnahmebericht. Földt. Közlöny 1877.
38. K. Hofmann, Basalte des Bakony. Zeitschrift der Deutschen geol. Gesellschaft. XXIX. Bd. 1877, pag. 185.
39. A. Smita, Analyse eines Trachyts von Gleichenberg. Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen 1877, pag. 277.
40. J. Utschik, Analyse eines Trachyts von Gleichenberg (Villa Schuh). Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen 1877, pag. 277.
41. H. Frisch, Analyse des Quarztrachyt von Gleichenberg. Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen 1877, pag. 277.
42. F. Salzer, Analyse eines Andesit von Gleichenberg. Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen 1878, pag. 370.
43. M. Schuster, Analyse eines Halbopalz, Klause bei Gleichenberg. Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen 1878, pag. 371.
44. C. Clar, Mitteilungen aus Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 122.
45. E. Hussak, Der Trachyt von Gleichenberg. Mitteil. des naturw. Vereines für Steiermark 1878, pag. 102.
- 46^a. Dr. R. Hoernes, Zur Geologie der Steiermark. 1. Vorkommen von Leithakalk mit Congerenschichten bei Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 304.

- 46 b. Dr. R. von Fleischhacker, Das Vorkommen mariner Fossilien bei Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 53.
47. Dr. A. Penck, Über Palagonit und Basalttuffe. Zeitschrift der Deutschen geol. Gesellschaft 1879, pag. 545.
48. Dr. R. Hoernes, Das geologische Alter der Eruptivgesteine von Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1880, pag. 49—53.
49. Dr. C. Clar, Notiz über das Eruptivgebiet von Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1880, pag. 152.
50. Dr. E. Hussak, Über Eruptivgesteine von Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1880, pag. 160—162.
51. Dr. C. Clar, Boden, Wasser und Luft von Gleichenberg in Steiermark. Eine balneologische Skizze. Graz 1881.
52. M. Kispatic, Über die Bildung der Halbpale im Augitandesit von Gleichenberg. Tschemm'sk'sk. miner.-petr. Mitteilungen, Bd. IV, 1882, pag. 122—146.
53. Dr. C. Clar, Olivin von Fehring bei Gleichenberg. Tschemm'sk'sk. miner.-petr. Mitteilungen, Bd. V, 1883, pag. 85.
54. — Einwirkung CO_2 -haltiger Wässer auf den Trachyt von Gleichenberg. Tschemm'sk'sk. miner.-petr. Mitteilungen, Bd. V, 1883, pag. 385—388.
55. Peters und Ilwof (Clar), Graz, Geschichte und Topographie der Stadt und ihrer Umgebung. Graz 1875.
56. Ed. Suess, Antlitz der Erde, Bd. I, 1885, pag. 177.
57. Dr. C. Clar, Der Kurort Gleichenberg in Steiermark. Wien 1886.
58. — Über die Situation der in jüngster Zeit zur Süßwasserversorgung des Kurortes Gleichenberg herangezogenen Quellen. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1887, pag. 354—355.
59. — Zur Hydrologie von Gleichenberg. Vortrag. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1889, pag. 148.
60. Dr. V. Hilber, Sarmatisch-miocäne Conchylien Oststeiermarks. Mitteilungen des naturw. Vereines für Steiermark. Jahrg. 1891. Graz 1892, pag. 235—248.
61. Dr. C. Clar, Der Verlauf der Gleichenberger Hauptquellspalte. Mitteilungen des naturwiss. Vereines für Steiermark 1895, pag. 201.
62. Al. Sigmund, Die Basalte der Steiermark. 1. Das Basaltgebiet von Klöch. Tschemm'sk'sk. miner.-petr. Mitteilungen, Bd. XV, 1896, 5. u. 6. Heft, pag. 361—384.
63. — Die Basalte der Steiermark. 2. Nephelinit- und Palagonittuff des Hochstraden. 3. Nephelinbasanit, die Palagonittuffe, die Nephelinbasaltbomben und die Nephelinbasaltdecke des Steinberg bei Feldbach. Tschemm'sk'sk. miner.-petr. Mitteilungen, Bd. XVI, 1897, pag. 337.
64. — Die Basalte der Steiermark. 4. Der Magmabasalt und basaltische Tuff bei Fürstenfeld. 5. Der Feldspatbasalt bei Weitendorf. Tschemm'sk'sk. miner.-petr. Mitteilungen, Bd. XVII, 1898, pag. 526—543.
65. — Die Basalte der Steiermark. 6. Die Basalttuffe. Tschemm'sk'sk. miner.-petr. Mitteilungen, Bd. XVIII, 1899, pag. 377—408.
66. — Die Eruptivgesteine bei Gleichenberg. (Mit einer geol. Kartenskizze.) Tschemm'sk'sk. miner.-petr. Mitteilungen, Bd. XXI, 1902, 4. Heft, pag. 261—307.
67. Prof. E. Ludwig, Chemische Untersuchung der Konstantinquelle in Gleichenberg. (Steiermark.) Tschemm'sk'sk. miner.-petr. Mitteilungen, Bd. XVI, 1897, pag. 140.
68. Al. Sigmund und Dr. C. Clar, Führer zu den Exkursionen des internationalen Geologenkongresses in Wien 1903. Führer Nr. V. Exkursion in das Eruptivgebiet von Gleichenberg.
69. Dr. R. Hoernes, Bau und Bild der Ebenen. Sonderabdruck aus Bau und Bild Österreichs. Wien 1903, pag. 1098—1106.
70. C. Diener, Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. Sonderabdruck aus Bau und Bild Österreichs. Wien 1903, pag. 472—473 (146—147).
71. Al. Sigmund und Fr. Becke, Gesteine von Gleichenberg. Tschemm'sk'sk. miner.-petr. Mitteilungen, Bd. XXII, 1902, pag. 386—387.
72. Al. Sigmund, Ein neues Vorkommen von Basalttuff in der Oststeiermark. Tschemm'sk'sk. miner.-petr. Mitteilungen, Bd. XXIII, 1904, pag. 406—410.
73. Dr. Osk. Preiß, Die Basalte vom Plattensee, verglichen mit denen Steiermarks. Mittel. des naturwissenschaftl. Vereines für Steiermark, Jg. 1908, pag. 3—59.
74. Dr. Fr. Heritsch, Über einige Einschlüsse und vulkanische Bomben von Kapfenstein in Mittelsteiermark. Zentralblatt für Mineral., Geol. und Paläontologie 1908, pag. 297—305.

75. Dr. K. Leitmeier, Eine Opalbreccie von Gleichenberg. Zentralblatt für Mineral., Geol. und Paläontologie 1908, pag. 716.
 76. Dr. B. Granigg, Mitteilungen über steiermärkische Kohlenvorkommen. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1912.

Nachtrag:

77. Dr. K. L. Sigmund, Gleichenberg und seine Mineralquellen und der Kurort. Wien, Grätz 1840.
 78. F. Ritter v. Hauer, Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie, Blatt Nr. VI, östliche Alpenländer. Wien 1868, pag. 42—44.
 79. K. Peters, Überreste von *Dinotherium* aus der obersten Miocänstufe der südlichen Steiermark. Mitt. des naturw. Vereines für Steiermark 1871, pag. 369.
 80. J. v. Matyasovzky, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1876, pag. 27, Jahresbericht.
 81. Dr. K. Clar, Gleichenberger Wasserfragen. Mitt. des naturwiss. Vereins für Steiermark. Jahrg. 1896. Graz 1897.
 82. R. Hörnes, Die Mineralquellen der Steiermark. Mitt. d. steiermärk. Gewerbevereins. III. Jahrg. 1897, pag. 13—16.
 83. H. Benndorf und A. Vellik, Über die Radioaktivität der Konstantinsquelle in Gleichenberg. Mitt. des naturw. Vereines für Steiermark. Jahrg. 1907. Graz 1908.
 84. H. Leitmeier: Berichtigung zu H. Leitmeier: Eine Opalbreccie aus Gleichenberg in Steiermark. Zentralblatt f. Min. etc. Jahrg. 1909, pag. 76.
 85. J. Dreger, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1911, pag. 14. Jahresbericht des Direktors.
 86. Jahresbericht des Landesmuseums Joanneum. Besonders über die Jahre 1902, pag. 26; 1901, pag. 17; 1903, pag. 19 und 1908, pag. 16.

Erste Periode.

Geologische Forschungen in den Jahren 1820—1860¹⁾.

Die erste geologische Erforschung des Gleichenberger Eruptivterrains reicht in jene Zeiten zurück, als der Kampf zwischen den Anhängern des Plutonismus und denen des Neptunismus viel Anregung zum Studium vulkanischer Erscheinungen bot und als die hervorragenden Vertreter der Wissenschaft, um neue Argumente für die Richtigkeit ihrer Theorien zu finden, Reisen in die erloschenen Vulkangebiete unternahmen und so eine Klärung mancher Fragen hervorriefen. Hinter ihnen her zog sich eine zahlreiche Schar von Forschern geringerer Bedeutung, die den Fußstapfen hervorragender Männer, wie Murchison, Sedgwick, Leopold v. Buch etc. folgend, ihr Urteil über mancherlei Beobachtungen abgaben und dem Gleichenberger Eruptivgebiet in Oststeiermark den ihm seiner interessanten Erscheinungen wegen gebührenden Ruf gewannen.

Ich kann es mir nicht versagen, den Entwicklungsgang der Forschung im ganzen Gleichenberger Eruptivgebiet darzustellen, einerseits, da ich im dritten Hauptabschnitt dieser Arbeit mich mit der ganzen Vulkanzone eingehend beschäftigen werde, andererseits, weil ein inniger, unlöslicher Zusammenhang zwischen dem Gleichenberger Trachytmassiv, den es umgebenden Basaltbergen von Poppendorf, Feldbach und Kapfenstein, ebenso wie den im Süden gelegenen von mir genauer studierten Basaltmassen des Hochstraden- und Klöchermassivs sich ergeben hat.

¹⁾ Es werden hier bloß die wichtigeren Abhandlungen kurz besprochen. Die mehrfach angeführten Zitate entsprechen nur annähernd dem Wortlaut.

Der Auffindung des Gleichenberger Trachytmassivs durch Anker folgt die erste bedeutungsvolle Arbeit aus der Feder Leopold v. Buchs (1) als Resultat seiner Studienreisen, die er um 1818 nach Oststeier unternommen hatte.

Der klotzige, massige Stock des Gleichenberger Massivs schien seiner Theorie der Erhebungskratere zu entsprechen: „Der Berg deute auf eine Hebung aus dem Innern heraus; eine Bildung, die hätte ein Vulkan werden sollen, deren vulkanische Kräfte aber untätig geblieben sind, weil der Erreger derselben, das Wasser, in nicht gehöriger Menge hervorzudringen vermochte.“

Schon ihm waren die verkieselten Schotterbänke im Mühlsteinbruch, mit ihren Holzreste führenden Lagen bekannt, ebenso die Einschlüsse trachytischer Gesteine in denselben. Auch die basaltischen Eruptionen, deren Charakter er erkannte, zogen ihn an und die Olivineinschlüsse, Hornblendekristalle, Granitbrocken und gerösteten Quarzgeschiebe, die man in den Tuffen von Kapfenstein und vieler anderer Punkte antrifft, erwähnt er genauestens, wie er auch die Genesis ersterer (der Olivinbomben) durch Zusammenballung der schweren Bestandteile bei Bildung des zertrümmerten, brecciösen Basalts deutet.

Des Basaltmassivs von Klöch (siehe Karte) tut er ebenfalls Erwähnung. Der Übergang der Basaltmassen dieser Region in zellig schwammige Lagen, die auftretenden Graniteinschlüsse und das stellenweise Umsäümtsein von Schlackenmassen scheint ihm zu beweisen, daß „diese Basaltberge das Ausgehende von basaltischen Gängen seien, welche die Schichten umwickeln, die sie durchbrechen, im Innern einen festen Kern bergend. Die zahlreich auftretenden Graniteinschlüsse berechtigen zur Annahme, daß der Granit anstehe, was in Übereinstimmung sei mit der Erscheinung, daß auch „die Trachytberge gewöhnlich aus dem Innern des Granits emporstiegen“.

Dieser meisterhaften Darstellung folgte wenige Jahre später die Schilderung von Sedgwick und Murchison (5), die auch die tertiären Sedimente eingehender Betrachtung würdigte, deren paläontologischen Charakter festlegte und der eine Tafel mit oststeirischen Tertiärkonchylien beigegeben ist.

Die Autoren zählen eine sehr detailliert gegliederte Schichtfolge auf, welche sie westlich von Gleichenberg bei Poppendorf (siehe Übersichtskarte) beobachtet hatten und zeigen die mannigfache Wechselagerung von oolithischen Kalken, Muschelkalken, Mergeln, Sandsteinen und Tonen etc. mit Angabe von deren Fossilinhalt.

Wie weit sie mit ihrem Interesse für Detailfragen der Stratigraphie ihrer Zeit vorangeeilt waren, zeigt die Tatsache, daß seither in den sarmatischen Schichten Mittelsteiermarks wohl nirgends mehr eine so genaue stratigraphische Folge beschrieben wurde.

Was die vulkanischen Bildungen anbelangt, gelang es den Autoren bereits zu erkennen, daß die Eruptionen älter sind als die heutigen Talformen, indem sie eine supramarine Entstehung ersterer zur Bildungszeit der jüngsten Tertiärsedimente der Gegend annehmen.

Im Jahre 1836 publizierte P. Partsch (7) eine sehr inhaltsreiche Detailarbeit über die Umgebung von Gleichenberg, welche in

L. Langers Werk: „Die Heilquellen des Tales Gleichenberg etc.“ enthalten ist.

Aus seinen Beobachtungen sei hervorgehoben, daß er bei Darstellung der neptunischen Bildungen das Auftauchen von Kiesel-schiefer bei St. Anna am Aigen (siehe Karte) erwähnt, daß er fossil-führende Sandsteine, Ton- und Mergellager mit *Cardium*, *Tapes*, *Cerithium* und *Buccinum* sowie plastische Töpfertone aus der Gegend von St. Anna am Aigen nachweist und das Vorkommen von Grobkalk mit Roggensteinstruktur von dort angibt.

Bei Besprechung der vulkan-neptunischen Bildungen zeigt er, daß die Unterlage der Tuffe von Sandsteinbänken und Mergeln gebildet werde, daß aber auch in den Tuffen, so insbesondere in den Wirbergen (siehe Übersichtskarte), Nester von Mergeln auftreten, und daß er beim Tersichbauer im Tuff *Cardium plicatum* und *Vindobonense* angetroffen habe.

Die zahlreichen eingeschlossenen und eingeschmolzenen, selbst mehr als kopfgroßen Granitstücke bei Kapfenstein (Gleichenberg Ost, siehe Übersichtskarte) brachten ihn auf den Gedanken, daß „der Granit die Masse für den Basalt abgab und letzterer durch große Hitze aus dem Granit sich entwickelt habe“.

Die Olivinbomben interessierten ihn lebhaft und er gelangte zu der auch heute wohl als zutreffend geltenden Deutung derselben, „daß sie zweifellos Ausscheidungen aus dem Basalt darstellen, als dieser noch flüssig war. Sie wurden in Geoden ausgeworfen, während der an die Oberfläche des vulkanischen Herdes gebrachte Basalt in Aschen zerstob“.

Im Kapitel „abnorme Bildungen“ bespricht er kurz den Basalt des Hochstradner Kogels und den von Klöch (siehe Karte). In den Basalttuffen vermochte er bereits zu unterscheiden zwischen geschichteten, horizontalen oder wenig geneigten Bänken und einem Haufenwerk von Breccien, Schlacken und Basalttrümmern, indem er die Verschiedenheit beider auf größere Nähe, respektive Entfernung des vulkanischen Herdes zurückführte.

Bezüglich des Trachyts gelangte er zur richtigen und wichtigen Erkenntnis, daß derselbe vor dem Basalt hervorgedrungen sei, zu einer Zeit, als sich noch „wenig Sedimente“ abgelagert hatten, und daß bei diesem Vorgang keine gewaltsamen Gasentwicklungen stattfanden.

Das ebenfalls im selben Jahre erschienene Werk von M. A. Boué „Aperçu sur la constitution etc.“ (8) enthält bloß eine Aufzählung der Eruptionspunkte Oststeiermarks, welche insofern von Wichtigkeit ist, als hier im Zusammenhang die angrenzenden Vorkommnisse von Güssing und Ober-Pullendorf (Ungarn) und auch der vereinzelte Basalt im Lavanttal (Kärnten) Erwähnung finden.

Der wissenschaftliche Enthusiasmus um die Mitte des vorigen Jahrhunderts kommt in der Arbeit von Friedau (10) zum Ausdruck, die das Gleichenberger Trachytmassiv behandelt und trotz mannigfacher, phantastischer Ideen, — wie der Gedanke den Grad der Glutflüssigkeit im Magma nach den Bergformen zu beurteilen, — dennoch zahlreiche, interessante Beobachtungen enthält.

Er kennt bereits eine verschiedene Verteilung der Gesteine im Massiv, wies nach, daß der zentrale Teil des Berges aus einer überwiegend vorherrschenden Varietät mit rotbrauner Grundmasse gebildet werde, daß sich gegen den Nordrand hin härtere und festere phonolitartig aussehende Gesteine einstellen, während am Südgehänge eine große Mannigfaltigkeit vorherrsche (weißer Trachyt des Schaufelgrabens etc.). Bezüglich der Schotter im Mühlsteinbruch (Südabhang des Gleichenberger Kogels), gelangte der Autor gegenüber von Buch zur richtigeren Deutung, daß dieselben „nicht“ durch die Trachyteruption emporgehoben seien, sondern, wie ihre flache Lagerung zeige, nach Bildung des Eruptivgesteins sich abgelagert hätten; ihre Verkieselung sei durch Kieselsinter absetzende Quellen entstanden.

Wichtig erscheinen seine Angaben über die Beziehungen der tertiären¹⁾ Schichten zum Trachytmassiv, indem er nachweisen konnte, daß am Ostgehänge desselben Kalk aufträte:

„Seine (des Kalkes) bis in die Nähe ungestörte Lagerung, das durchweg unveränderte Gestein läßt auf eine spätere, auf dem Trachyt erfolgte, ruhige Ablagerung schließen. Stücke, welche nebst den Versteinerungen Trachyteinschlüsse enthalten, gaben volle Gewißheit über die ‚spätere‘ Entstehung des Kalksteins²⁾, der hier den Trachyt überlagert.“

Sein Schlußwort gilt auch heute noch wie zu seiner Zeit³⁾: „Von einer Bodengestaltung vor dem Hervortreten des Trachyts ist keine Spur zu sehen. Die später erfolgte Ablagerung mächtiger Schichten hat dieselbe verdeckt, womit das Alter des Trachyts spätestens Anfang Miocän sich ergibt. Nirgends ist eine Hervorragung älterer Gesteine sichtbar; erst später hüllte das Meer den Trachyt mit seinen Sedimenten ein. Die Mineralquellen von Gleichenberg sind die letzten Äußerungen der vulkanischen Tätigkeit.“

Um die Mitte des vorigen Jahrhunderts entfaltete in Steiermark der neugegründete geognostisch-montanistische Verein eine rege Tätigkeit, welche mit einer durch Kommissäre durchgeführten geologischen Aufnahme des Landes verknüpft war.

Dr. Karl J. A n d r ä ist mit der Aufgabe betraut worden, in Oststeiermark Studien zu betreiben, als deren Resultat er zunächst seinen „Vorbericht“ (15) veröffentlichte.

Er hat auf seinen ausgedehnten Touren manch neue Daten im Gleichenberger Eruptivgebiet gesammelt, wenngleich ein großer Fortschritt in der Gesamtauffassung über den Aufbau des Gebiets gegenüber den bisherigen Anschauungen nicht zu verzeichnen ist. Aus seinen zahlreichen Detailangaben sei hervorgehoben, daß er aus dem Bereiche meines engeren Aufnahmegebiets die Mergellagen und ihren Übergang zu tegeligen Massen am Fuße des Kindbergkogels, bei Tischen und bei Haseldorf angibt (siehe Karte südlicher Teil). Leitha-

¹⁾ = sarmatischen.

²⁾ Es handelt sich hier um sarmatische Kalksteine.

³⁾ Es sei dies der Angabe Sturs, daß der Trachyt auf den unteren sarmatischen Schichten anruhe, gegenüber ausdrücklich hervorgehoben (Geologie der Steiermark).

kalke ¹⁾ seien SO von Gleichenberg am Steinberg (siehe Karte, Ortschaft Steinbach) und bei St. Anna am Aigen weit verbreitet. Sie wechsellagern dortselbst mit Sanden und Mergeln und enthielten neun Spezies von *Cardium*, *Trochus*, *Buccinum*, *Modiola* und *Tapes*.

Im Flutschgraben bei Trauttmansdorf (Gleichenberg West, siehe Übersichtskarte) gelang es ihm, eine Austerbank ²⁾ zu entdecken.

Die vulkanischen Bildungen werden in ihrer Verbreitung genauer begrenzt, das Vorkommen basaltischer Gesteine am Höhenrücken Süd des Stradner Kogels (siehe Karte) erwähnt, am Seindl und Kindbergkogel (Klöcher Massiv) das Vorhandensein der Schlackenmassen als Anzeichen eines ehemaligen Eruptionspunktes gedeutet und schließlich die säulenförmige Absonderung des Basalts von Loipersdorf bei Fürstenfeld (siehe Übersichtskarte) beschrieben.

In dem im Jahre 1854 erschienenen Bericht im Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. (16) werden diese Beobachtungen genauer ausgeführt.

Es sei hervorgehoben, daß er hier eine genaue Gliederung der Tuffmassen der Wirberge südlich von Gleichenberg darlegt, den Wechsel mächtiger Konglomerat- und Breccienlagen, „welche auf einen stürmischen Bildungsakt deuten“, mit feinen sandsteinartigen Bildungen angibt und eine Überlagerung von wahren, braunen Tertiärsand „auf“ die Tuffe von Kapfenstein, als „Rest einer einst mächtigen Hangendecke“, beschreibt.

Im Bereiche meines engeren Aufnahmegebiets konstatierte er richtig ein allgemeines NW—SO-Streichen der „Leithakalke“ ³⁾. Er erwähnt die Überlagerung des durch eine sandigtonige Grundmasse und scharfkantige Trümmer aufweisenden Tuffs der Teufelsmühle (Ortschaft Hochstraden Nord, siehe Karte), durch porösen Basalt.

„Die Basalte überhaupt seien getrennt entstanden, ein Emportreten aus Spalten sei besonders an der Hochstradenkette unzweifelhaft, nur einzelne nahegelegene Punkte mögen durch spätere Erosion getrennt worden sein. Im Klöcher Massiv stellen Seindl und Hohenwart (siehe Karte) einen Lavaerguß, der Kindbergkogel einen Auswurfkogel dar.

Manche der Tuffmassen, wie die des Dollinger Kogels, Waxenegg (Kapfenstein N und NO) seien höchstwahrscheinlich durch untermeerische, schlammartige Auswürfe entstanden, wie der Peperino ⁴⁾.

Andräs Arbeiten wurden genauer besprochen, da sie, abgesehen von Prof. Siegmunds petrographischen Studien, eigentlich die einzige und auch sehr spärlich fließende Quelle, mit Angaben über mein engeres Aufnahmegebiet bilden.

Im selben Jahre (1854) erschien die wichtige Abhandlung von Unger: Die fossile Flora von Gleichenberg (14), in welcher die phytopaläontologische Ausbeute aus dem Mühlsteinbruche (Gleichenberg Nord) sowie aus den N-wärts gelegenen Sandsteinen von Gossendorf, aus den Mergeln von Kapfenstein und den Wirbergen (Süd des Kurortes) eine vorzügliche Darstellung gefunden hat.

¹⁾ = Sarmatische Kalke.

²⁾ Sarmatische Austerbank.

³⁾ = Sarmatische Kalke.

⁴⁾ Diese Tuffe sowohl wie auch der Peperin erwiesen sich später als feine schöngeschichtete subäriale Staubbuffe.

Zweite Periode.

Geologische Forschungen in den Jahren 1860—1895¹⁾.

Die erste Epoche der wissenschaftlichen Erforschung des Gleichenberger Massivs, die ich mit dem Jahre 1860 enden lasse, hat eine Fülle von Arbeiten in rascher Folge hervorsprossen lassen, die interessante Resultate über die Zusammensetzung und den Aufbau dieser jungvulkanischen Region zutage gefördert haben.

Der Anbruch einer neuen Ära wird, wie in der Geschichte der Kenntnis österreichischer Tertiärablagerungen überhaupt, durch das Erscheinen von Eduard Suess' Arbeit: „Boden der Stadt Wien“ bezeichnet.

Die dreifache Gliederung, die die jüngeren Tertiärbildungen des Wiener Beckens hier erfahren haben, war ja im Wiener Becken bekanntlich der Anlaß zu zahlreichen Publikationen, welche dasselbe zu einer klassischen Stätte für das Studium der jüngeren Tertiärablagerungen erhoben.

Daß sich derselbe Aufschwung nicht auch in der Kenntnis der Tertiärgebilde Oststeiermarks wahrnehmen läßt, mag mit lokalen Ursachen zusammenhängen, mag begründet sein durch das hervortretende Interesse an Fragen alpiner Geologie.

Denn nach den grundlegenden Arbeiten von Murchison, Buch, Partsch, Friedau und Andrá tritt eine wenig produktive Periode ein, welche in geologisch-tektonischer Beziehung nicht nur keinen wesentlichen Fortschritt in der Kenntnis des Eruptivgebiets gebracht hat, sondern manches von dem Geleisteten der Vergessenheit anheimfallen ließ.

Die zwar gerade nicht wenigen Arbeiten, welche in die Zeit von 1860—1895 fallen, sind größtenteils Mitteilungen kurzen Inhalts, Exkursionsbeobachtungen, Bestimmungen kleinerer Gesteinssuiten oder Bearbeitungen paläontologischer Funde.

In einer im zehnten Bericht des geogn.-montanistischen Vereins erschienenen Arbeit von Zollikofer über seine im Sommer 1860 durchgeführten Aufnahmen²⁾, die sich als Revisionstouren von Untersteiermark bis in das von Dr. Andrá vorher aufgenommene oststeirische Vulkangebiet ausdehnten, wird zuerst eine Trennung der brackischen Kalke von den Leithakalken vorgenommen, welche ersteren als Verbreitungsbezirk auch die Umgebung von Gleichenberg zugewiesen wird.

Doch sein Ausspruch: Es dürfte wohl das große Gebiet innerhalb der Ortschaften, Hartberg, Pichelsdorf, Gleisdorf, Wildon, Mureck, St. Leonhard in den Windischen Büheln und Luttenberg²⁾ der brackischen Stufe angehören, räumt dieser einen viel zu großen Raum ein (auf Kosten pontischer Sedimente), während Stur in der bald darauf publizierten Karte zur „Geologie der Steiermark“ die sarmatische Stufe in ihrer Verbreitung zu sehr einschränkt.

¹⁾ Auch in dieser Periode werden nur die wichtigsten Arbeiten besprochen.

²⁾ Th. v. Zollikofer, 10. Bericht des Geognostisch-montanistischen Vereins in Steiermark.

Die Übersichtsaufnahmen der geologischen Reichsanstalt in den an das Gleichenberger Eruptivgebiet im Osten angrenzenden Regionen, welche (siehe Übersichtskarte) ebenfalls noch Ausläufer der Vulkanzone umfaßte, wurde in sehr exakter Weise von Dr. Ferdinand Stoliczka durchgeführt. Da es sich hier um eine angrenzende Region handelt (meine Karte grenzt mit ihrem Ostrand unmittelbar an das von Stoliczka aufgenommene Gebiet), muß ich mit einigen Worten die Resultate dieser Arbeit erwähnen.

Stoliczka hat als erster eine Darstellung der jenseits der ungarischen Grenze östlich von Gleichenberg (siehe Übersichtskarte) bei Neuhaus auftauchenden Schieferinsel gegeben, ihren Aufbau aus Grünschiefern, graphitischen Tonschiefern (mit Brauneisenstein, Spateisenstein und Kupfer) und dolomitischen Kalken geschildert, ihre steil aufgerichtete Schichtstellung nachgewiesen und die Ähnlichkeit dieser Gesteine mit jenen, wie sie in den Alpen SW von Marburg a. d. Drau auftreten, betont.

Was das Tertiär anlangt, lieferte er eine exakte Gliederung desselben in sarmatische Bildungen, die sich um die Schieferinsel gruppieren, in Congerienschichten (mit *Cypris*-Schalen, *Congeria spathulata* und *Cardium conjungens*) und in Belvedereschotter.

In den sarmatischen Schichten wies er in der Tiefe bei der Ortschaft Krottendorf (N der Schieferinsel) eine ganz aus Cerithien aufgebaute Kalkbank nach¹⁾, während auf den Höhen bei Vizlendva und Vecseszlavec (siehe Übersichtskarte) Konchylien führende Oolithkalke²⁾ herrschen.

Was schließlich die vulkanischen Bildungen anbelangt, so zeigte er, daß die Tuffe bei Güssing und Tobaj (siehe Übersichtskarte NO von Fehring) reich an basaltischer Hornblende und Olivinbomben seien, daß bei Ober-Limbach und Neuhaus die gleichen Einschlüsse anzutreffen seien, bei letzterem Vorkommen außerdem noch Kalke mit *Cerith. pictum* und *rubig.* sowie *Cardium plicatum*; er gibt seiner Meinung Ausdruck, daß sich diese sarmatischen Blöcke auf sekundärer Lagerstätte befänden. Infolge zahlreicher Einschlüsse von Belvedereschottern in den Tuffen sei es sicher, daß die Eruptionen aus der Zeit des Süßwassersees bis zur Zeit der Flußgeschiebe angedauert haben, welche letztere er bei Neuhaus in fußmächtigen Schichten mit den Tuffen wechsellagern sah.

Im Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt 1867 veröffentlichte D. Stur seine interessanten „Beiträge zur Kenntnis der Flora der Süßwasserquarze, der Congerien- und Cerithien-schichten“ (27).

Die Bemerkungen über die Gleichenberger Gegend enthalten folgende wichtige Daten:

1. Das Auffinden von *Melanopsis Martiniana* in den Mühlsteinbrüchen bei Gleichenberg, die daher den Congerienschichten, und zwar den Belvedereschottern und -Sanden angehören und das Fließen

¹⁾ Sie entspricht dem I. Kalke meiner Einteilung der obersarmatischen Kalkzüge.

²⁾ = III. Kalk.

kieselsäurehaltiger Quellen in die Zeit nach Ablagerung derselben versetzen.

2. In einem Profil wird das Auftreten *Modiola* und *Cardien* führender Mergel am Südfuß des Trachytdoms angezeigt.

3. Bei Waldsberg S von Trautmannsdorf (siehe Karte Partie westlich des Sulzbachtals) soll über einer wahrscheinlich sarmatischen Schotterlage grauer Mergel der Congerienschichten folgen, von denen er Pflanzenreste beschreibt¹⁾.

4. Pflanzenreste aus St. Anna am Aigen, von den Wirbergen und von Kapfenstein etc. werden angeführt.

Im Jahre 1871 erschien Sturs großes Werk: „Geologie der Steiermark“ (32). Die Eruptivgebiete Oststeiermarks werden verhältnismäßig kurz abgetan. Der Verfasser erachtet es diesbezüglich bloß als seine Aufgabe, das Alter der Eruptionen festzusetzen, von denen er annimmt, daß die des Trachyts in der sarmatischen Stufe stattgefunden haben und daß der Trachyt die tieferen Schichten derselben überlagere, dagegen von deren Hangendteil überdeckt sei²⁾.

Bezüglich des Alters der Basalte gibt er folgendes an: An sehr vielen Punkten habe sich erwiesen, daß im Tuff Einschlüsse von Cerithienkalk vorhanden seien, wozu der Autor außer den bekannten Fundpunkten noch jene von Bertholdstein (Tuffvorkommen zwischen Fehring und Feldbach), der Stadt- und Langberge bei Fürstenfeld hinzuzufügen vermag. „Dadurch sei ein jüngerer Alter als die sarmatischen Schichten durch die Auflagerung der Tuffe von Kapfenstein auf Tegelgebilde, welche *Melanopsis Martiniana* führen, auch eine spätere Bildung als die Congerienschichten erwiesen.

Die weitere Tatsache, daß die Basalttuffe der Umgebung von Gleichenberg in ihren groben, konglomeratartigen Lagen große Quarzerölle eingeschlossen enthalten, führt zur Annahme, daß die Basalttuffe zur Zeit der Ablagerung des Belvedereschotters gebildet wurden. In der Tat erscheinen die Basaltberge auf der Linie Hochstraden—Klöch einer Schotterfläche wie aufgesetzt“³⁾.

Im Jahre 1872 veröffentlichte Untchj einen kurzen „Beitrag zur Kenntnis der Basalte der Steiermark“, in welchen er eine Wechselagerung von Tuff und Basalt am Seindl⁴⁾ und Überlagerung des letzteren durch eine poröse Breccie ergibt.

Unter den Basalten des Klöcher Massivs scheidet er eine dichte und eine feinkörnige Varietät, welche letztere olivinfrei sei. Auch mineralogische Zusammensetzung und chemische Analyse ließen beide verschieden erkennen.

Im Jahre 1874 veröffentlichte K. Hoffmann seine großzügige Arbeit, welche die Basaltgesteine des südlichen Bakonyerwaldes zur Vorlage hatte. Er war auf einigen Touren auch mit dem oststeirischen

¹⁾ Siehe später pag. 448 und 449. Es sind sarmatische Schichten.

²⁾ Diese Altersbestimmung erscheint nicht gerechtfertigt.

³⁾ Letztere Behauptung wurde mehrfach angezweifelt, erwies sich aber als richtig.

⁴⁾ Siehe Karte, Klöcher Massiv.

Eruptivgebiete bekannt geworden, dessen Beziehungen zu den Eruptionen im Plattenseegebiet er einer Erörterung unterzieht. Er betrachtet die Gleichenberger Vulkanzone als einen exzentrisch entwickelten Reihenvulkan, dessen eruptive Energie geringer gewesen sei als in Ungarn, indem sich die vulkanische Kraft an wenigen Punkten mit meist explosiven Ausbrüchen erschöpft habe.

Er tritt ferner der Sturschen Annahme entgegen, daß die Vulkane in die Zeit des Belvedereschotters fallen und meint, daß sie unmittelbar nach Ablagerung der Congerenschichten entstanden seien, zumal die in den Tuffen sich vorfindenden Schottergerölle nicht auf primärer Lagerstätte wären. Denn Schotterlagen kämen sowohl in sarmatischen als in Congerenschichten vor und könne sich daher ihr Auftreten in den Tuffen leicht erklären lassen. Er hält eine submarine Bildung der Eruptionen für wahrscheinlich. Das konzentrisch einwärts gerichtete Fallen der Tuffschichten bei Kapfenstein, Riegersburg und Güssing weise darauf hin, daß auch die steirischen Vulkane Ruinen ihrer einstigen Essen darstellen. Schließlich ordnet er die steirisch-ungarischen Eruptivvorkommnisse in zahlreiche Quer- und Längsreihen ein¹⁾.

Im Jahre 1874 trat Dr. Konrad Clar mit der ersten seiner zahlreichen, kleinen Publikationen hervor, die hauptsächlich dazu bestimmt waren, geologische Kenntnisse in weiteren Kreisen zu verbreiten. Es läßt sich auch ein wesentlicher Fortschritt im Laufe der Jahre in der Auffassung des Verfassers erkennen.

Die erste Mitteilung berichtet, daß das große Trachytmassiv des Gleichenberger Kogels, von der nur $\frac{1}{2}$ km südwärts, mitten im Kurort auftauchenden Insel des Praterwaldes durch ein Band sarmatischer Schichten getrennt sei.

Die Tuffe von Kapfenstein und deren sarmatische Unterlage haben eine Neigung von 30—40° Nordwest, was mit dem Auftreten der jenseits der ungarischen Grenze bei Neuhaus auftauchenden Schieferinsel in Zusammenhang gebracht wird.

In den Földtany Közlöny 1877 ist ein wenige Zeilen umfassender Bericht über die Revisionsaufnahmen der ungarischen geologischen Reichsanstalt, welche diese in den an das Gleichenberger Eruptivgebiet angrenzenden Regionen²⁾ durchführte, von Matyasovsky enthalten, welcher besagt, daß es gelungen sei, einige kleine Tuffvorkommen nahe der österreichischen Grenze bei Neuhaus aufzufinden.

Im Jahre 1878 teilt Professor Dr. R. Hörnes einige Exkursionsbeobachtungen mit (46 a), aus welchen hervorgeht, daß sich am Höhenzug von St. Anna am Aigen (SO vom Hochstraden, siehe Karte) typischer Nulliporenkalk mit *Ostrea*, *Pecten* und Krabbenresten vorfinde, daß SW vom Prödiberg (Gleichenberg West, siehe Übersichtskarte) ein glimmerreicher sandiger Mergel mit *Congeria triangularis*³⁾ auftrete, und daß die sarmatische Stufe durch oolithische Nubecularienkalke, Mergel und Sand vertreten sei.

¹⁾ Siehe später bei Besprechung der Arbeiten von Prof. Sigmund.

²⁾ Stoliczka hatte dieses Gebiet 15 Jahre vorher eingehend untersucht.

³⁾ ist *Cong. ornithopsis* Brus.

Im selben Jahre teilt Dr. R. v. Fleischhacker (46b) ein interessantes, von ihm entdecktes Vorkommen mariner Schichten bei Gleichenberg mit, welches sich auf dem Höhenzuge von Gleichenberg gegen den Stradener Kogel vorfindet¹⁾. In einem Weingarten sammelte er eine reiche Anzahl für die Grundner Schichten bezeichnender Fossilien.

In der Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft 1879 publizierte A. Penck (47) die Resultate seiner mikroskopischen Untersuchungen an den Tuffen der Sulzberge und Wirberge (Gleichenberg Süd) und an jenen des Steinbergs bei Feldbach (Gleichenberg Nord). Er wies nach, daß es sich durchweg um Palagonittuffe handle. Der Palagonit sei jedoch kein eigenes Mineral, sondern stelle ein Basaltglas dar. Die Lapilli bestünden häufig aus Limburgit, der einen in der Entwicklung stehengebliebenen Basalt, ein „Zwischenglied zwischen letzterem und dessen glasiger Ausbildung“ darstelle. Die Olivinbomben (besonders im Tuff des Steinbergs) wären infolge des Auftretens von Dampfporen in den augitischen Partien und von Glaseinschlüssen kein Tiefengestein, sondern konkretionäre Bildungen in einem durchaus flüssigen Magma.

Wieder ergriff im Jahre 1880 Professor Hörnes (48) das Wort, diesmal zu den Ansichten K. Hoffmanns über das oststeirische Vulkangebiet (siehe vorher) Stellung nehmend.

Er zeigt, daß bei Kapfenstein und an den Wirbergen (Gleichenberg S) die Tuffe den Belvedereschotter überlagern und meint, daß die Schotter in den Tuffen diesen auf fluviatile Weise zugeführt seien. Er tritt für eine subäriale Bildungsweise der Basaltvorkommen ein und erklärt, daß kein Zweifel obwalte, daß die Eruptionen der Bildung des Belvedereschotters gleichzeitig seien.

Bezüglich des Gleichenberger Trachyts, an dem zwei Jahre vorher Hussak (45) Augittrachyte, Augitandesite und Rhyolite unterschieden hatte, trat er für ein submarines Aufquellen desselben in der sarmatischen Zeit ein und meint, daß die Verschiedenheit der Gesteinsvarietäten²⁾ nicht auf einen Altersunterschied deute, sondern auch auf ein schlieriges Magma zurückgeführt werden könne.

Die Eruptionen von Gleichenberg werden schließlich in Zusammenhang gebracht mit dem Einbruch des Grazer Beckens und es wird auf eine mögliche Verknüpfung mit der Wiener Thermallinie hingewiesen.

In den Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1880 teilt Hussak (50) die Resultate einiger Gesteinsbestimmungen aus dem Basaltgebiet Oststeiermarks mit.

Nephelinbasalte seien (meist hauynführend):

1. Steinberg bei Gleichenberg,
2. Waldra (siehe Karte),
3. Rosenberg (siehe Karte),
4. Hochstradener Kogel und Teufelsmühle.

¹⁾ Es handelt sich sehr wahrscheinlich um eine in der Tuffspalte der Wirberge liegende Scholle.

²⁾ Mit Ausnahme des Quarztrachyts.

Feldspatbasalte seien:

1. Klöcher Kogel (siehe Karte),
2. Seindlberg (siehe Karte).

Nephelintephrite seien:

1. St. Jörgen (siehe Karte, Klöcher Massiv),
2. Finsterberg (siehe Karte, Klöcher Massiv),
3. Bei Klöch (siehe Karte, Klöcher Massiv),
4. Klamm bei Klöch (siehe Karte, Klöcher Massiv),
5. Westfuß des Kindbergkogel (siehe Karte, Klöcher Massiv),
6. Hainfeld bei Feldbach.

Magmabasalte seien:

1. Kapfensteiner Basalt,
2. Loipersdorf bei Fürstenfeld.

In der Schrift „Boden, Wasser, Luft von Gleichenberg“ (51) gibt Clar eine Erklärung für die Bildung der zahlreich in der weiteren Umgebung des Kurorts auftretenden Sauerlinge.

Das Regenwasser sickere ein, nehme die aus dem magmatischen Herd aufsteigende Kohlensäure und die sauren Exhalationen mit, zersetze die umgebenden Gesteine, welche für die gelieferten Säuren die Basen hergeben, wobei Kieselsäure frei werde und Opalbildungen etc. veranlasse.

Im Jahre 1882 veröffentlichte Kispatic (52) eine Mitteilung über die Opale von Gleichenberg. Es habe stellenweise eine vollständige Umwandlung der Andesite durch Einwirkung kohlenstoffhaltiger Wässer in Opale oder durch Einwirkung von Kohlensäure und Schwefelsäure in Alunite stattgefunden.

Im ersten Bande des „Antlitz der Erde“ von Eduard Suess (56) wird auf die zeitliche und räumliche Einheitlichkeit der Einbrüche am Ostrande der Zentralalpen hingewiesen, mit denen augenscheinlich das Auftreten vulkanischer Bildungen im Landseer Becken einerseits¹⁾, im Grazer Becken anderseits in Zusammenhang stehe.

In dem Werke „Peters und Ilwof: Geschichte der Stadt Graz und ihrer Umgebung“ verfaßte K. Clar das Kapitel über Gleichenberg (55).

Er sagt: „Nach Abschluß der Trachyteruptionen erfolgte der Hereinbruch des sarmatischen Meeres, das eine allseitige Umhüllung des Trachytstockes hervorrief und mit einer dem Trachyt unmittelbar auflagernden Kalkbank beginnend, aus einer Wechsellagerung von wasserdichten Mergeln, süßwasserführenden Sanden und zoogenen Kalkflözen besteht.“

Submarine Eruptionen hätten den Hermannskogel (Zug der Sulz und Wirberge Süd von Gleichenberg) gebildet, welche bereits zur

¹⁾ Basalte des Pauliberges und von Pullendorf.

sarmatischen Epoche¹⁾ begonnen hätten. In Verbindung mit diesen Eruptionen sei nochmals eine sekundäre Hebung des Trachyts vor sich gegangen, wodurch die sonst überall horizontalen Cerithien-schichten geknickt und zerquetscht wurden. Erst nach dem vollendeten Aufbau der sarmatischen Stufe erfolgte die Bildung der großen, plateauförmigen basaltischen Tafelberge.

Im Jahre 1892 veröffentlichte Professor Dr. V. Hilber eine Arbeit, betitelt: „Sarmatisch-miocäne Konchylien Oststeiermarks“ (60). In dieser beschreibt er unter anderen auch mehrere in der Umgebung von Gleichenberg aufgefundene Fossilien, insbesondere von der Ortschaft Jamm (siehe Karte). Ein breitrippiges *Cardium* aus den sarmatischen Schichten wird als *Cardium Jammense* bezeichnet.

In den „Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines (61) für Steiermark 1895“ gibt Clar eine wertvolle Darstellung seiner jüngsten Beobachtungen in Gleichenberg.

Die unmittelbare Auflagerung von Kalkbänken auf das Trachyt-massiv hatte er im Laufe der Jahre an sieben Punkten beobachtet. Der Ursprung der Gleichenberger Quellen wird in einer Nord—Süd-streichenden Spalte gesucht, die sich auch deutlich als Verwerfung erkennen lasse.

Als Beweis hierfür führt er an:

1. Eine in der geraden Fortsetzung der Quellen gelegene, bei Anlage eines Süßwasserstollens beobachtete Verwerfung (der Stollen führte unmittelbar aus Tegel nach einer Kluft in Sand), welche ein Absinken des östlichen Flügels erwies.

2. Die Höhenlage des im Kurort auftauchenden Trachyts der Praterwaldkuppe gegenüber dem unmittelbar östlich angrenzenden Röhrlkogel.

3. Die allgemeine Nord—Süd-Erstreckung beider Rücken.

4. Das Vorkommen von Kieselsinterabsätzen in dem in der Fortsetzung der Spalte liegenden Mühlsteinbruch und Opalklüfte am Sattel des Gleichenberger Kogels.

5. Die Erscheinung, daß die Konstantinquelle aus dem stehengebliebenen westlichen Teil des Trachyts entspringt, während die östlich gelegene Bachquelle erst nach Durchstoßung der versunkenen sarmatischen Schichten zutage trat.

Dritte Periode.

Geologische Forschungen in den Jahren 1895—1912.

In dem Jahre 1895 setzt eine neue Periode in der Erforschung des Gleichenberger Eruptivgebiets ein. Der große Aufschwung, der inzwischen der Petrographie zuteil ward, mußte naturgemäß den Anlaß geben, dieses interessante Vulkangebiet von neuen, petrographi-

¹⁾ Es beruht dies auf einer Täuschung durch einen in die sarmatischen Schichten eingreifenden Tuffschlot.

schen Gesichtspunkten zu betrachten, die Verteilung der vorhandenen Gesteinstypen nachzuweisen und über ihre Entstehungs- und Bildungsweise Anhaltspunkte zu gewinnen.

Das Verdienst, diese Aufgabe gelöst und eine exakte, ergebnisreiche Darstellung der Gesteine des Gleichenberger Eruptivgebiets durchgeführt zu haben, gebührt fast ausschließlich der Tätigkeit von Prof. Dr. Sigmund, der in sieben Publikationen in „Tschermaks Mitteilungen“ seine reichen Ergebnisse niedergelegt hat.

Sie bildeten die nötige petrographische Basis für meine weiteren geologischen Arbeiten und sie machten es mir möglich, „vorläufig“ ohne eingehendere Gesteinsuntersuchungen die Ergebnisse meiner geologischen Aufnahme und meiner Studien darlegen zu können.

In „Tschermaks Mitteilungen“ 1896 (62) veröffentlichte Prof. Sigmund seine Studien über Gesteine des Basaltgebiets von Klöch (siehe Karte).

Eine Wanderung durch dieses Eruptivgebiet von der Ortschaft Klöch aus zeigt folgendes:

Die „Palagonit“-Tuffe im Orte (West-Lisière) seien „ungeschichtete“ grobe Tuffe, überlagert von einer Schicht mit Basaltblöcken, in deren Hangenden sich in schlanke Säulen zerklüfteter Basalt ausbreite.

Die Tuffe erwiesen sich als palagonitführend mit Augitkristallen, Kalzitflittern, Quarzgeschieben und schließlich verschiedenen Typen basaltischer Auswürflinge.

Der Hangendbasalt als Stromstirn aufgefaßt, erwies sich als Nephelinbasanit.

Die plattenförmig abgesonderten Basalte des Seindlberges (Westteil von Klöch) gehören einem glasreichen Nephelinbasanit an. Sigmund schildert ferner den im oberen Teil dieses Berges sichtbaren Übergang des festen Basalts in ein schwammigtoniges Gestein und nimmt an, daß die Seindlkuppe aus einem zirka $\frac{1}{2}$ m mächtigen Schlackenhut bestehe, der dem kompakten Kern desselben aufgesetzt sei, als Oberflächenfazies ohne Nephelinausscheidung erstarrt.

Die Tuffe zwischen Finsterlberg (Kuppe unmittelbar West des Seindls) und Zamberg (siehe Karte) seien lagenweise sehr schön geschichtet, die Bänke fallen gegen den Berg zu und zeigen Faltungen.

Ihre Bestandteile sind:

1. Palagonit,
2. Augitkristalle,
3. Kalkspat,
4. quarzführender Magmabasalt,
5. Quarzkörner und Quarzgeschiebe bis zu Taubeneigröße,
6. Schmitzen eines gelblichen gefritteten Tons,
7. nußgroße Geschiebe von Granit.

Die fremden Einschlüsse sollen bei der Eruption mitgerissen sein. Die Schichtung der Tuffe weise keineswegs auf eine submarine Bildung hin, da ja erstere auch ohne Einwirkung des Wassers zustande komme und der Mangel organischer Reste in den Tuffen gegen eine aquatische Bildung spreche.

Die nordwärts gelegene Bucht von Jörgen (siehe Karte) sei von Belvedereschotter eingenommen. Die Bergwände beständen aus aschgrauen, oft deutlich geschichteten Palagonittuffen. Im Herrschaftsteinbruch sei der Tuff durch Palagoniteinlagerungen sehr grobkörnig. Im Gemeindesteinbruch wechsele damit graue tonige Lagen mit spärlichen Lapilli ab. Über den Tuffen liege überall eine 2 m mächtige Lehmschicht mit Basaltblöcken. Die Überlagerung des Jörgener Tuffs bestehe in einem feinkörnigen Nephelinbasanit, der in senkrechte Pfeiler zerklüftet sei.

Am Nordabhang des Kindbergkogels (siehe Karte) befinde sich auf halber Höhe ein Steinbruch, der, wie am Seindl, den Übergang des oberflächlich schwammigen Gesteins in einen festen Basanit, der den Kern der Kuppe bildet, aufdeckt.

Der Basalt ist hier in saigere Platten zerklüftet¹⁾. Prof. Sigmund läßt es offen, ob der Berg eine selbständige Quellkuppe oder das kuppenförmig aufgestaute Ende eines Lavastroms darstelle. Auch am Kindbergkogel bilden Palagonittuffe und die Unterlage dieses Nephelinbasanits.

Weiter gegen Tieschen lagere mantelförmig auf denselben ein gelbgrauer Toninergel.

Im östlichen Teil des Massivs bei der Burgruine Klöch trete ebenfalls Nephelinbasanit auf, der von dem aus einem aschgrauen, geschichteten Palagonittuff gebildeten Hohenwartrücken überragt sei (siehe Karte), dessen Streichen NS verlaufe, bei östlicher Fallrichtung.

Die Resultate faßt Sigmund kurz ausgedrückt folgendermaßen zusammen:

Die vulkanische Tätigkeit hat bei Klöch mit Glas, Lapilli und Aschenauswurf begonnen. Aus der Beobachtung des widersinnigen Fallens der Tuffe an verschiedenen Punkten, schließt er auf die Existenz eines Tuffbeckens.

Eine zweite Eruptionsperiode hat allerorts den augitreichen Nephelinbasanit geliefert, der jene Tuffmulden ausfüllte. Die Oberfläche des Berges erstarrte locker und bildete die Schlackenhüte, die die Basalte überlagern. Eine Wechsellagerung von Tuff und Basanit finde nirgends statt.

Tuff und Basalt scheinen auf zwei divergierenden Spalten gefördert zu sein, von denen die eine die Richtung Klöch—Zahrerberg, die andere die Richtung Klöch—Kindbergkogel besessen habe.

Im Jahre 1897 erschien Sigmunds zweite Arbeit, welche die übrigen Basaltvorkommnisse um Gleichenberg behandelt (63). Der Basalt des Hochstraden (siehe Karte) lagere an seiner Nord- und Ostabdachung auf sarmatischen Schichten, während gegen Süden hin isolierte Basaltvorkommnisse in einer neogenen Schotterfläche verborgen seien.

Was das Alter dieser Eruptionen anlangt, haben diese nach Analogie der Gleichenberger Basalterruptionen, nach Ablagerung der sarmatischen Schichten, nach Eruption der Trachyte, Andesite und Rhyolite stattgefunden.

¹⁾ Es handelt sich hier jedoch um eine den Kraterkegel — denn als solcher erwies sich der Kindberg — durchsetzende Radialspalte.

Da die Tuffe bei Kapfenstein und Fehring auf Congerienlehm lagern¹⁾, sind sie dort auch jünger als diese, vielleicht dem Belvedereschotter gleichalterig, wenn auch die Annahme Sturs, daß die Basalte des Hochstradens einer Schotterfläche aufgesetzt seien, nicht nachweisbar wäre²⁾. Das Gestein des Hochstradens sei ein hangreicher Nephelinit von grauschwarzer Farbe, stellenweise gruppig ausgebildet.

Unter dem Basalt des Hochstradens sei eine Tuffdecke, bestehend aus schlackigen Basalten, Quarzen, Nephelinitblöcken und einem aus zersetzten Lapilli hervorgegangenen Zement.

Resümierend gibt der Verfasser der Meinung Ausdruck, daß in einer ersten Phase Palagonittuff auf sarmatischer Unterlage sich abgelagert habe, daß in einer zweiten Phase ein Lavastrom nach Ost fließend, das Waldraplateau (siehe Karte) gebildet habe, ein anderer dagegen ein NS streichendes Tal ausgefüllt und die Bildung der in der Fortsetzung des Hochstradens bis zur Murebene gelegenen Basaltvorkommen geschaffen habe. Letzterer Strom habe sich über ein terrassenartiges Relief des Untergrundes ergossen. An Stellen flachen Gefälls lagerten sich nachträglich „über ihn“ Belvedereschotter, so daß ein Wechsel terrasserter Basalkuppen und Belvedereschotterterrassen stattfinde³⁾.

Da die übrigen beschriebenen Vorkommnisse außerhalb meines engeren Aufnahmegebietes liegen, kann ich mich kürzer fassen.

Der Steinberg bei Feldbach (Gleichenberger Masse Nord) bestehe aus einem basaltischen Sockel (Nephelinbasanit), über den Palagonittuffe folgen, die eine wenige Meter mächtige Koppe von Nephelinbasalt tragen.

Die zwischengelagerten Tuffe enthalten: Palagonitlapilli, Augitkristalle, Basaltbrocken und Olivinbomben, Hornblendekristalle, Quarzbruchstücke und große Bomben von Nephelinbasalt.

Die Eruptionsfolge zeige einen Übergang von einem relativ sauren zu einem basischen Magma.

Im Jahre 1898 publizierte Professor Sigmund eine Mitteilung (64) über die Basalte bei Fürstenfeld und die von Weitendorf (südlich von Graz) bei Wildon (siehe Übersichtskarte). Beide Vorkommen liegen weiter entfernt vom Eruptionszentrum.

Das Vorkommen von Fürstenfeld erwies sich als Magmabasalt.

Es ist wahrscheinlich einer OW streichenden Spalte aufgesetzt und besitzt eine säulenförmige Absonderung. Einschlüsse von Aplitbrocken, Glas- und Quarzkörnern, roten Tonballen und schließlich Tuffbrocken, welche von einer die Basis bildenden Partie herrühren mögen, sind darin anzutreffen. Der Basalt von Weitendorf (von dem übrigens auch eine hier nicht angeführte ältere und jüngere Literatur besteht) erwies sich als Feldspatbasalt.

Im Jahre 1899 veröffentlichte Professor Sigmund die Resultate der speziellen petrographischen Untersuchungen der Tuffe (65). Es

¹⁾ Wie schon Stur, Geologie der Steiermark, angibt.

²⁾ Siehe hierüber pag. 460.

³⁾ Bezüglich meiner Ergebnisse über diese Erscheinung und meine abweichende Erklärung siehe pag. 463.

gelang ihm nachzuweisen, daß alle Tuffe durch einen Gehalt an Palagonit (Sideromelan) ausgezeichnet seien und Magmabasaltbrocken (am Hochstraden auch solche von Nephelinit) enthielten und daß entweder eine augitische Asche mit Sedimentmaterial oder verwitterte Palagonite mit kalzitisch-natrolithischem Zement vorlägen.

Nach diesen Prinzipien lassen sich die Tuffe in fünf Gruppen einteilen:

1. Tuffe mit Zement von augitischer Asche mit tonigem oder mergeligem Sediment.
2. Tuffe mit vitrogenem und kalzitischem Zement.
3. Tuffe mit kalzitischem Zement.
4. Tuffe mit natrolithischem Zement.
5. Tuffe mit natrolithischem und kalzitischem Zement.

Vor allem lasse sich eine subäriale Entstehung nachweisen.

Von Detailbeobachtungen sei hervorgehoben, daß die Tuffe des Hohenwart (Ostrand des Klöcher Massivs) dem Typus 1 (Normaltypus) entsprechen und daß ihre erdige, graue Grundmasse aus doppeltbrechenden Körnchen bestehe, deren Bild im Mikroskop, mit denen aus sedimentären Mergeln des Untergrundes übereinstimme. Eingeschaltete Basaltbröckchen erwiesen sich als Magmabasalte. Die Tuffe weisen auf eine subäriale Entstehung an den schlammigen Ufern des regredierenden Kongeriensees hin.

Im Gebiete des Seindl nimmt der Autor an, daß der dünnflüssige Basalt stellenweise den Tuffrand ganz überflossen habe und daher letzterer an mehreren Punkten am Rande nicht hervortrete. Die Tuffe des Finsterl- und Zamberges seien durch Wechsellagerung grobkörniger Lagen aus Magmabasalt und Quarzkörnern mit wenig Zement und feinkörnigen, zementreichen Lagen bandartig gestreift. Das Zement entspreche dem Typus 3.

Der Kindbergkogel sei einem flachen Hügel aus Congerientegel¹⁾ aufgelagert und bilde einen basalen Tuffring mit einer aufgesetzten, halbkugeligen Nephelinbasanitmasse. Der Habitus des Tuffs entspreche dem Normaltuff (1).

Die Bildung der auftretenden Blocklavabreccie wird durch das Abrutschen von größeren und kleineren Stücken erklärt, welche sodann von noch nicht verfestigten Aschenmassen aufgenommen und verkittet wurden.

Am Hochstraden sei an der sogenannten Teufelsmühle (Gipfel Ost) der Kontakt zwischen den hangenden Basalten und dem liegenden Tuff aufgeschlossen, welcher ersterer auf zirka 20 m hin seine Wirkung auf den Untergrund ausgeübt habe.

Im Liegenden herrschen Normaltuffe (1) jedoch mit eckigen Nephelinitlapilli und mergeligem Zement vor, darüber folgen dieselben Tuffe kontaktlich verändert, rötlichgrau bis ziegelrot verfärbt und ohne Kalkgehalt; eine 60 cm mächtige Lage eines ziegelroten, deutlich geschichteten sandsteinartigen Tuffs mit Palagonit lagere

¹⁾ Es sind sarmatische Schichten.

darauf, überdeckt von einem rotbraunen in Brocken zerfallenden Tuff, welcher die Basis des Nephelinitstroms bilde.

Im höchsten Teil des Plateauberges liegen Fladenlavastücke herum, die ihre Rotfärbung dem Hauyn verdanken.

Die Tuffe bei Gleichenberg ¹⁾ besitzen ein teils palagonitisches, teils kalzitisches Zement mit Einschlüssen von Basalt, Andesit, Quarz, Augit, Sanidin, Amphibol und Biotit.

Der Steinberg bei Feldbach entspreche auch dem Normaltuff und lagere auf einem grünlichgelben glimmerigen Sand, der die untere Hälfte des Berges bilde.

Kapfenstein (Gleichenberg Ost), ebenfalls ein Normaltuff, stelle eine Tuffruine dar, mit konzentrisch einwärts gerichtetem Fallen, der von Palagonit, Magmabasalt, Olivinbomben und Quarzkörner gebildeten Lagen.

Die gegen Nord und NO gegen das Raabtal vorgelagerten Kuppen lagern auf Congerientegel und enthalten überall faustgroße Magmasalze, Olivinbomben, Amphibolkristalle und Sandsteinknauern.

Die oft beschriebenen Vorkommen von Poppendorf und Gnas zeigen am Kaaskogel (O von Gnas) feine sandsteinartige Tuffe ohne Zement.

Bei Perlstein (Feldbach O, siehe Übersichtskarte) herrschen gutgeschichtete Tuffe von natrolithischem Zement vor. Hervorzuheben sind Einschlüsse von Glanzkohle, Nephelinbasalt und Olivinbomben. Die Tuffe des Kalvarienbergs bei Feldbach führten neben Olivinbomben, Amphibolkristalle, Biotitandesite und Feldspatbasalte.

Bei Unter-Weißenbach (westlich von Fehring) sind rötlichgraue Tuffe mit schlierig eingelagerten schwarzen Tuffen, wahrscheinlich als Flanke eines Kraterwalls entwickelt und enthalten nebst den gewöhnlichen Einschlüssen Cerithiensandsteine.

Die Tuffe bei Auersberg zeigen als Basis die Congerienschichten und lassen nebst mehreren, genauer beschriebenen Tufftypen Glas- und Olivineinschlüsse sowie eine mitgerissene sandige Scholle und eine Gangkluft erkennen.

Die Riegersburg schließlich (siehe Übersichtskarte) stellt sich als der Erosionsrelikt eines mächtigen Tuffvulkans dar, aus porösen Magmabasaltlapilli und Palagonitkörnern und natrolithischem Zement aufgebaut. Eingebettet finden sich große Quarzgeschiebe, Amphibolbomben und Mergelknauern.

Im „Rückblick“ zeigt der Verfasser, daß in der sarmatischen Zeit rhyolitische, trachytische und andesitische Laven sich gebildet hätten (Gleichenberger Kogel), daß die größte Entfaltung der vulkanischen Energie erst nach dem Rückzug des Congeriensees eingetreten sei und nördlich und südlich des trachytischen Zentrums flache Tuffkegel bis 200 m Höhe aufbaute.

An vier Punkten kam es sodann zu Durchbrüchen von Laven, die Kratere oder Tuffvulkane erfüllten, deren Ränder überflossen und so Kuppen, Ströme und Decken bildeten.

Bei Klösch entstanden Nephelinbasanite, deren Oberflächenfazies ein Basanitoid darstelle.

¹⁾ Tuffe der Wirberge, Sulzberg und des Herrmannskogel SO des Kurortes.

Am Hochstraden floß ein hauynreicher Nephelinit aus.

Am Steinberg bei Felzbach bildete sich Nephelinbasanit mit einer Decke von Nephelinbasalt.

Bei Fürstenfeld drang Magmabasalt, bei Weitendorf Feldspatbasalt hervor.

Es seien Spaltungsvorgänge innerhalb des Magmas gewesen, welche dessen Verschiedenheit hervorgerufen haben. Jedoch weise der im allgemeinen gleiche Charakter darauf hin, daß keine bedeutenden Spaltungen sich in demselben vollzogen haben.

Der verschiedene Wassergehalt hat den Unterschied zwischen Block und Fladenlava hervorgerufen.

Als letzte Nachwehen sind die Säuerlinge von Radein, Klapping Straden und Gleichenberg anzusehen.

Die Eruptionsfolge stimme mit dem „l'ordre habituel“ Michel Levys überein, indem auf die sauren Produkte basische Laven (Trachyte, Nephelinbasanite, Nephelinbasalte etc.) einem ϑ -Magma entsprechend gefolgt seien.

Zum Schlusse vergleicht Sigmund die steirischen Basalteruptionen mit denen des benachbarten Plattenseegebietes und zeigt, daß hier wie dort die sauersten Eruptionen der Feldspatbasalte eine extreme Position besitzen, einerseits in dem Feldspatbasalt von Weitendorf (am Westrande der Grazer Bucht), andererseits in den Feldspatbasalten von Waitzen an der Donau.

Die dazwischenliegenden basaltischen Eruptionen besitzen eine höhere Basizität, wobei jedoch durch das Vorherrschen der Plagioklas führenden Nephelinbasanite in Ungarn, gegenüber den Augit führenden Nephelinbasaniten in Steiermark, erstere einem etwas sauren Typus entsprechen.

Im Jahre 1902 erschien schließlich Sigmunds letzte (66) größere Publikation, welche das Trachytmassiv von Gleichenberg zur Vorlage hat.

Was das Alter desselben anbelangt, so bemerkt der Autor, daß nach Stur der Trachyt auf dem unteren Tegel und Sand der sarmatischen Stufe aufruhe.

Auf dem Eruptivgestein lagern Belvedereschotter, die im Mühlenbruch durch Kieselsinterabsätze verkieselt sind.

Der Kern der Masse bestehe aus Trachyt, während ringsherum Andesitgesteine vorherrschen.

Der Trachyt sei erst bloßgelegt worden, als die Erosion das Dach von Andesit abgespült hatte.

Die stellenweise blasige Struktur weise auf eine supramarine Eruption hin. Am Nordostabhang des Bscheidkogels sei unweit des Gipfels ein graues Gestein mit dicht gedrängten Blasenräumen, einem aufgelockerten Trachyt der Zentralmasse entsprechend, das sich, wie die Poren zeigen, aus einer Spalte des Trachyts nach NO ergossen hat. Neogene Sedimente verhüllen die $1\frac{1}{2}$ km nördlich davon auftauchende Trachytkuppe von Gossendorf (siehe Übersichtskarte),

welche als das kuppenförmig aufgestaute Ende des Lavastroms oder als selbständige Quellkuppe zu deuten sei.

Ohne näher auf die zahlreichen petrographischen Details einzugehen, will ich angeben, daß Sigmund unter den Trachyten zwei Varietäten unterscheidet

1. Biotitaugittrachyt (Bscheidkogel etc.)
2. Biotithypersthenrachyt.

Letzterer enthält am Südwestgehänge des Gleichenberger Kogels eingeschlossene Stücke eines Glimmerdiorits.

Der Randzone gehören an

1. Trachytoide Andesite,
2. Andesitoide,
3. Andesite.

Trachytoide Biotitandesite bilden die Kuppe des Praterwaldes im Kurort selbst.

Trachytoide Biotitaugitandesite bilden den Südrand des Bscheidkogel, als grauschwarzes, hartes, olivinreiches Gestein ausgebildet.

Was die Andesitoide anlangt, so ist ein Hypersthenbiotitandesitoid sehr verbreitet, während Biotitaugitandesitoid und Glimmerandesitoide zurücktreten.

Die Andesite schließlich enthalten:

1. Hypersthenglimmerandesite,
2. Biotitandesite (Weinkogel),
3. Biotitaugitandesite,
4. Augitandesite (Westrand).

Halbopale treten im Bereiche der Randzone reichlich hervor und sind seit langem bekannt und beschrieben. Brockentuffe mit rotem trachytischen und grauen andesitischen Laven und rotem lockeren Bindemittel sind in der Klause sichtbar.

Schließlich schildert Sigmund das Auftreten des Liparits im Schaufelgraben (siehe Übersichtskarte), dessen plattige Absonderung, quellkuppenartige Bildung und wahrscheinlich höheres Alter als das des Trachyts (geschlossen aus dem Einfallen der Bankung unter letzteren). Er besitzt Einschlüsse von Granitit der Tiefenfazies des Liparits. Sein Kieselsäuregehalt sei sehr bedeutend.

Die Verschiedenheit in den Gesteinsvarietäten hat ihre Ursache in einem Spaltungsvorgang des Magmas, welche zu einer peripheren und zentralen Differentiation des letzteren, zu einer basischen Randzone geführt hat.

Im Jahre 1903 verfaßten Sigmund und Dr. Clar den Führer zu den Exkursionen des Internationalen Geologenkongresses in Wien, welcher die Ergebnisse beider Forscher in einem Auszug wiedergibt (68).

Im selben Jahre entwarf Professor R. Hörnes in „Bau und Bild der Ebenen“ (69) auf Grund der bisherigen Forschungsergebnisse ein Bild des oststeirischen Eruptivgebiets. Es sei hervorgehoben, daß auch er an dem sarmatischen Alter der Trachyte festhält und meint, daß die Eruption in mäßig tiefem Wasser des sarmatischen Binnenmeeres vor sich gegangen sei. Stellenweise mögen Partien über den Spiegel desselben hervorgeragt haben und dann blasig erstarrt sein. Das Fehlen der Tuffe spreche unbedingt gegen eine Bildung am Festland.

Die „Brockentuffe“ der Klause werden als Gehängeschuttbreccie angesehen.

Hörnes schließt sich ferner gegenüber der Anschauung von Sigmund der älteren Sturschen Auffassung an, daß die Tuffe des Hochstradenzuges einer Schotterfläche aufgesetzt erscheinen. Westlich von Fürstenfeld dagegen überlagern in den „Stadt und Langbergen“ Belvedereschotter die Tuffbildungen. Die Eruptionen fallen daher in die Zeit der Belvedereschotter, nach Rückzug des Congeriensees und mögen mit einem Nachbruch innerhalb des Gebietes der Grazer Bucht in Zusammenhang stehen.

Professor C. Diener gedenkt im „Bau und Bild der Alpen und des Karstgebietes“ (70) ebenfalls der Eruptionen Oststeiermarks; er gibt der Meinung Ausdruck, daß die meridionale Dislokation, auf der die Vulkane von Gleichenberg stehen, jünger zu sein scheint als der Randbruch der Grazer Bucht.

Im Jahre 1905 veröffentlichte Professor Sigmund (72) einen Bericht über die Auffindung eines neuen Basalttuffvorkommens nördlich von Fürstenfeld bei Jobst und Lindegg (siehe Übersichtskarte). Das Gestein entspricht einem Normaltuff.

Wichtiger ist in derselben Arbeit die Zusammenstellung der Eruptionen nach Vulkanreihen, indem er hierbei die Angaben Hoffmanns¹⁾ erweitert. An zehn beiläufig Nord—Süd streichenden Rupturen sollen die Eruptionen des Bakonyerwaldes sowie die Mittelsteiermarks stattgefunden haben.

Im Westen beginnen die Eruptionsreihen mit den Vorkommen von Auersberg—Gnas: erste Reihe,
 hierauf folgen die Riegersburg, Steinberg, Hochstraden und Klösch als: zweite Reihe,
 Lindegg—Kapfenstein bilden die: dritte Reihe,
 Steinberg bei Fürstenfeld—Neuhaus: vierte Reihe,
 Tobaj—Güssing: fünfte Reihe,

woran sich die übrigen, auf das Plattenseegebiet beschränkten Vulkanspalten anschließen.

Die im Jahre 1906 von Preiß veröffentlichte Arbeit (73) „Vergleich der steirischen Basalte mit denen des Plattenseegebietes“ brachte keinerlei neue Ergebnisse.

¹⁾ Siehe pag. 418.

Im Jahre 1908 teilte Dr. Franz Herritsch die Resultate seiner Untersuchungen über Olivinbomben und andere Einschlüsse im Tuff von Kapfenstein mit (74).

Der Autor gibt an, daß die Olivinbomben — Aggregate von Olivin und rhombischem Pyroxen — von den kleineren Olivineinschlüssen im Basalt verschieden seien und nicht auf dieselbe Weise (als Ausscheidung aus dem Magma) erklärt werden können. Ihr Zusammenvorkommen mit Belvedereschotter und tuffigem Material spreche für einen Einschluß eines fremden Gesteins.

Ferner soll die wahrnehmbare Klüftung an den Knollen, ihre Schiefriekheit und parallelipedische Form gegen die Ausscheidungs-natur beweisend sein.

Eine der Basalteruption zeitlich vorangegangene magmatische Differentiation und die Bildung einer lherzolitischen Kruste, durch deren Zertrümmerung die Olivinbomben erklärt werden könnten, will der Verfasser auch nicht zugeben. Er kommt zum Schluß, daß ein Lherzolith, der nichts mit den Basalteruptionen zu tun habe, in der Tiefe anstehe und mitgerissen wurde.

Die Herkunft der Einschlüsse von Granit im Tuff wird von einem in der Tiefe liegenden Granitlakkolith hergeleitet, der die Tiefenfazies des Gleichenberger Trachyts darstellt.

Biotit-Graniteinschlüsse stammen aus dessen Kern, die Aplite von seiner Randzone.

Gleichzeitig veröffentlicht Dr. Leitmeier eine Arbeit über die Opale von Gleichenberg (75). Er zeigt, daß die Umwandlung von Andesiten, „Andesittuffen“, in Opale und Halbopale nur durch von außen zugeführte Kieselsäure entstanden sein könne, welche in gallertartigem Zustand die Bestandteile bald nach ihrer Entstehung ver kittete und das brecciöse Gefüge hervorrief.

Das entstandene Gestein sei übrigens besser als metamorphe Bildung nach Andesit und Andesittuff zu bezeichnen.

Im Jahre 1912 gab Prof. Granigg die Resultate seiner Untersuchungen über die Kohlenvorkommnisse am Ostrande der Zentralalpen bekannt (76). Die auf das Gleichenberger Eruptivgebiet Bezug nehmenden Angaben seien hier hervorgehoben.

Die aus dem Tertiär aufragenden paläozoischen Inseln, welche in einem Zuge von der Schieferinsel des Sausals (Westrand des Grazer Beckens) zu der aus Tonschiefer und Kieselschiefer bestehenden alten Scholle von St. Anna am Aigen (Gleichenberg SO = Schieferinsel von Neuhaus) und von hier zum paläozoischen Vorkommen von Güssing (s. Übersichtskarte), Eisenberg und Rechnitz hinüberzuführen scheinen, sollen einen Grundgebirgsrücken andeuten, welcher die eigentliche Grazer Bucht von Untersteiermark und dem angrenzenden Ungarn abtrennt.

Die basaltischen Eruptionen betrachtet der Autor als Obermiocän. Nur die Basalte von Stein bei Fürstenfeld, an welchen der Autor den Kontakt mit einem sandigen Tegel der Kongerien- oder Belvederestufe aufgeschlossen sah, sollen erst im Pliocän entstanden

sein. Der Autor führt aus dem Eruptivgebiet folgende Punkte pontischer Lignite an: 1. Loipersdorf (Süd von Fürstenfeld), 2. Schiefer (Ost von Fehring), 3. Paldau (westlich von Feldbach), 4. Edelsgraben bei Hart, 5. Prädibauer, 6. Dörfla (NO von Fehring) etc.

Im Anlitz der Erde, Bd. III 2, gedenkt Ed. Suess der in den Einbrüchen am Alpenrande auftauchenden Inseln von altem Gebirge, die von jüngeren Eruptionen und Mineralquellen begleitet sind.

Schlußwort.

Der Entwicklungsgang der Forschung im Gleichenberger Eruptivgebiet zeigt, daß eine Fülle von Arbeit seit fast einem Jahrhundert verwendet wurde, um dessen Bau zu enträseln.

Dennoch klaffte noch eine gewaltige Lücke in der Kenntnis der Vulkanregion.

Brach und unbearbeitet lagen noch die mächtig ausgebreiteten, jüngeren Tertiärsedimente vor, deren Fossilinhalt seit langem nicht genau untersucht worden war, deren stratigraphische Gliederung auf eine größere Strecke hin niemals noch in Angriff genommen war.

Noch gab es viel zu tun, um die Verbreitung der basaltischen Eruptiva genauer abzugrenzen und die Fülle vulkantelektischer Fragen, die schon in der Zeit ältester Forschung aufgeworfen wurden, harren noch eingehenderen Studiums. Wenn wir aber noch die Frage nach den Erscheinungen der jüngeren Tektonik stellen, nach den Störungen, die die miocänen und pliocänen Tertiärschichten erfahren haben, nach der Verbindung der vulkanischen Eruptionen untereinander, ihrer Altersfolge und ihrem Zusammenhang mit größeren tektonischen Vorgängen, die die mittelsteirische Scholle betroffen haben, dann erblicken wir noch ein weites, großes Arbeitsfeld vor uns ausgebreitet.

Jetzt, nachdem die stratigraphische Gliederung Mittelsteiers durch die Studien Hilbers, Hörnes' und anderer einer weitgehenden Klärung zugeführt war, als sich nun der Blick erweitern konnte, als in Untersteiermark, Kroatien und Ungarn die Untersuchungen von Teller, Dreger, Gorjanovic-Kramberger, Lorenthey, Vitalis und Halavats viele neue Beobachtungen ans Tageslicht gebracht hatten, schien es mir rätlich, die Stellung des Gleichenberger Eruptivmassivs, nebst einer genau durchzuführenden geologischen Detailaufnahme, auch von einem weiteren Gesichtspunkt aus zu betrachten und zu erkennen, wie diese vielbesprochene und vielstudierte Region steirischen Bodens mit ihrer engeren und entfernteren Umgebung verknüpft ist.

II. Hauptabschnitt.

Lokalbeschreibung

des im Maßstabe 1:25.000 aufgenommenen Gebiets von „St. Anna am Aigen, Hochstraden und Klöch“ (Gleichenberg Süd).

Hiezu geologische Karte (Taf. XV).

Vorbemerkung.

Umgrenzung des kartierten Gebiets.

Die Begrenzung des von mir kartierten Gebiets südlich von Gleichenberg ist gegen Westen durch das breite, von Diluvium und Alluvium erfüllte Tal des Sulzbachs gegeben, welches die Entwässerung des nordwärts gelegenen Trachytmassivs zur Mur bildet; gegen Osten im allgemeinen durch das Tal der Kutschenitza, welches der Grenze gegen Ungarn folgend unterhalb Radkersburg ebenfalls der Murebene zustrebt; gegen Süden durch das Eintreten in das Diluvialgebiet der Murebene; gegen Norden erscheint die Grenze willkürlicher gewählt, indem sie hier im allgemeinen der Tiefenfurche folgt, welche sich zwischen das Gleichenberger Trachytmassiv im Norden und das Basaltgebiet des Hochstraden im Süden einschiebt.

Die orographische Gliederung dieses Raumes läßt erkennen, daß darin zwei ziemlich selbständige Berggruppen auftreten:

1. Der mächtige Zug des Hochstraden, welcher sich im Norden des Kartenblattes zu einem breiten, bewaldeten Bergrücken von 607 m Höhe erhebt, gegen Süden in drei durch tiefe Talfurchen getrennte Nordsüd streichende Höhenzüge sich zerlegt. Diese streben der Murebene zu und tragen stellenweise eine Basaltdecke.

2. Das Eruptivgebiet von Klöch, das ziemlich isoliert und unvermittelt aus der Ebene aufsteigt und den südöstlichen Teil des Kartenblattes einnimmt.

1. Kapitel.

Lokale Stratigraphie.

Vorbemerkung.

An dem Schichtaufbau der vorher umgrenzten Region beteiligen sich folgende stratigraphische Einheiten:

A. Paläozoikum:

Karbon??

B. Miocän:

1. Zweite Mediterranstufe.
2. Sarmatische Stufe, α) untere, β) mittlere, γ) obere.

C. Pliocän:

1. Untere Congerienschichten (Untere pontische Stufe).
2. Älterer pontischer Schotter.
3. Basalttuffe.
4. Basalte.

D. Quartär:

1. Diluvium.
2. Alluvium.

Nach der Verbreitung dieser Schichten auf dem Kartenblatt fällt mehr als die Hälfte der Oberfläche den sarmatischen Schichten zu, zirka $\frac{1}{4}$ den vulkanischen Bildungen, während sich in den Rest das Pliocän und die älteren Bildungen teilen.

A. Paläozoikum. Karbon??

Paläozoische Schichten treten im Bereiche unseres Kartenblattes nur in sehr wenig ausgedehntem Maße zutage.

Sie finden sich bloß östlich von St. Anna am Aigen in einem Seitengraben des Kutschenitzatales auf eine Erstreckung von kaum 1 km Länge aufgeschlossen.

Dieses Vorkommnis bildet den westlichsten Ausläufer des jenseits der ungarischen Grenze zwischen Neuhaus (Vas Dobra) und St. Georgen (Vis lendva) aus den sarmatischen Schichten auftauchenden paläozoischen Schichtkomplexes, dessen Ausdehnung mehrere Quadratkilometer beträgt und dessen Beschreibung Stoliczka im Jahre 1863¹⁾ gegeben hat (siehe Übersichtskarte). Die tief eingeschnittene Talfurche, welche bei St. Anna am Aigen die den Westabfall dieses Horstes umhüllende sarmatische Serie durchschneidet, entblößt in dem Grunde der Erosionsrinne noch einen Aufbruch paläozoischer Sedimente.

Es finden sich folgende Gesteine:

1. Tonschiefer.
2. Kieselschiefer.
3. Quarzit.

Ad 1. Der Tonschiefer ist ein sehr wenig metamorphes, stellenweise noch fast schieferonartiges Gestein, welches den größten Teil dieses paläozoischen Vorkommens ausmacht.

Ad 2. Der Kieselschiefer bildet am linken Bachufer eine isolierte Felsgruppe, welche bei der Bevölkerung unter dem Namen „Schwarzer Stein“ oder „Teufelstein“ bekannt ist.

Das Gestein weist deutliche Faltungerscheinungen auf. Eine kleine liegende Falte in demselben zeigte Streichen O—W (10° gegen NO).

Ad 3. Der Quarzit bildet eine Einlagerung im Tonschiefer, welche in einem kaum einen Meter mächtigen Bande im Seitengraben unterhalb St. Anna am Aigen zutage tritt.

¹⁾ Siehe pag. 415.

Die Altersfrage dieser Bildungen kann bei mangelndem Fossilinhalt sowohl hier als in der benachbarten größeren Schieferinsel nicht sicher beantwortet werden.

Für diese angrenzenden paläozoischen Gesteine besitzt nach ihrem allgemeinen petrographischen Habitus die Deutung als Karbon einige Wahrscheinlichkeit. Die Belege hierfür werden an anderer Stelle bei Darstellung der Schieferinsel „Neuhaus—St. Georgen“ in einer späteren Arbeit angeführt werden.

Ein näheres Eingehen auf die Altersfrage scheint mir wegen der Geringfügigkeit dieses Aufbruchs paläozoischer Gesteine an dieser Stelle nicht tunlich, zumal hierzu eine genaue Schilderung der benachbarten Schieferinsel „Neuhaus—St. Georgen“ sowie ein Vergleich von deren Gesteinen mit alpinem Paläozoikum nötig wäre.

B. Miocän.

Die nächstjüngeren Bildungen, die im Bereiche der Karte [zutage treten, gehören der zweiten Mediterranstufe an.

I. Zweite Mediterranstufe.

Die mediterranen Sedimente sind fast ausschließlich als Nulliporenkalk entwickelt. Wie ein Blick auf die Karte zeigt, treten die Mediterranbildungen an einem von (beiläufig) Nord—West streichenden Verwerfungen begrenzten Horst hervor, und zwar an dessen Basis, in der denselben durchziehenden Erosionsfurche des Aigentals.

Es finden sich folgende Aufschlüsse:

1. An dem Fahrweg, der von Kote 337 (St. Anna am Aigen Süd) gegen Risola hinabführt, zeigen sich am östlichen Talgehänge zahlreiche kleine Aufgrabungen, in denen man Kalklagen antrifft, ganz erfüllt mit Steinkernen von:

Pectunculus pilosus Linné

Pecten Malvinae Dub.

2. Bei Risola befindet sich ein kleiner Steinbruch in Leithakalk, dessen Bänke Ost—West streichen und 30° gegen Süd einfallen. Er erscheint von Verwerfungen durchsetzt. Das Gestein ist ein detritogener Nulliporenkalk, der einige Lagen unbestimmbarer Konchylien enthält. Erkennbar war ein Steinkern von *Helix* sp.

3. Ein größerer Steinbruch liegt am Ostgehänge des Aigentals, etwas oberhalb der Mühle bei Klapping.

Das Profil zeigt von unten nach oben eine schwach gegen Süd geneigte Ablagerung von:

1. Leithakalk, stark zerrieben, undeutlich geschichtet, 7 m mit Bryozoenstöcken und Korallen.

2. Dünneren Lagen von bituminösem Kalk und Kieselkalk mit Wurmröhren und kleinen Cardienformen.

3. Ungeschichteten Leithakalk 3 m.

4. Grünem Mergel 1 m.

5. Das Hangende bilden verkalkte untersarmatische Schotter.

Es fanden sich hier folgende organische Reste:

1. *Conus* sp.
2. *Pecten* sp.
3. *Cardium* sp.
4. *Venus cincta* Eichw.
5. *Trochus* sp.
6. *Ervilia* sp.
7. *Serpula gregalis*.
8. Bryozoen.
9. Korallen.
10. Nulliporen.

Neben der Südwand des Steinbruchs zieht die Verwerfung durch, an welcher die marinen Bildungen unter die Talsohle versinken.

4. Außer diesen geschilderten Aufschlüssen befinden sich von hier nordwärts noch einige unbedeutende Vorkommen von Leithakalk. Ich sammelte hier Bruchstücke von *Ostrea* sp.

Die Fauna der zweiten Mediterranstufe erweist sich also aus folgenden Formen zusammengesetzt:

1. *Pecten Malvinae* Dub.
2. *Pecten* sp.
3. *Pectunculus pilosus* Linné.
4. *Venus cincta* Eichw.
5. *Cardium* sp.
6. *Ostrea* sp.
7. *Ervilia* sp.
8. *Conus* sp.
9. *Trochus* sp.
10. *Helix* sp.
11. *Serpula gregalis* Eichw.
12. Bryozoen.
13. Korallen.

Prof. Hörnes¹⁾ erwähnt ferner: Krabbenreste.

Die Schichten der zweiten Mediterranstufe erscheinen als typische Flachseebildungen, wobei die bei Klapping und Risola auftretenden Lithotamnienkalken mit ihren Bryozoenstöcken, Korallen etc. der vorgeschobenen Riffzone entsprechen, während die *Pectunculus*- und *Pecten* führenden Kalkbänke am Fahrwege, welche der kristallinen Schieferinsel noch um mehr als einen Kilometer näher liegen, die der Küste beinahe unmittelbar angelagerten Strandbildungen darstellen.

2. Sarmatische Stufe.

Die Bildungen der sarmatischen Stufe beherrschen das Kartenbild. Durch verschiedene Farbentönung wurde in dem Komplex eine Dreiteilung auf der Karte zum Ausdruck gebracht, welche ihre Be-

¹⁾ Siehe pag. 418.

gründung sowohl in faunistischen Verschiedenheiten als auch in der Ausbildung der Sedimente findet.

Die sarmatischen Schichten bilden in ihrer Gesamtheit eine Serie von Seichtwasserablagerungen, welche in ihren liegenden Teilen aus Tegelmassen mit Schotterlagen (untersarmatisch), im mittleren Teil aus Mergeln und Sanden (mittelsarmatisch), im Hangenden aus Kalkbänken, Sanden, Tegeln und Mergeln bestehen. Die Stufen sollen gesondert betrachtet werden.

α) Untersarmatische Stufe.

Die Verbreitung der untersarmatischen Stufe fällt hauptsächlich in den Bereich jener schon früher als Horst charakterisierten Scholle, welche im Aigenbachtal die Mediterrankalke als Liegendes hervortreten läßt. Sie stellt eine sehr eintönige, schlecht aufgeschlossene Schichtserie dar, deren Mächtigkeit im allgemeinen 100 m übersteigen dürfte. Mit Annäherung an die Schieferinsel, an die ehemalige Strandlinie findet eine bedeutende Verringerung der Mächtigkeit dieser Schichten, ebenso wie auch der mittel- und untersarmatischen Bildungen statt¹⁾. Die Schichten bestehen vorherrschend aus grünen Tegeln mit untergeordneten Einlagerungen von Schiefertönen, sandigen Schiefertönen und feinen Sanden. In ihren liegenden Partien besitzen die untersarmatischen Schichten einen allerorts verfolgbaren Schotterzug eingeschaltet, dessen Gerölle im allgemeinen zwischen Nuß- und Haselnußgröße schwanken.

Dort, wo dieser Schotterzug unmittelbar an die mediterranen Riffe herantritt, liegt er stellenweise ohne Tegelunterlagerung unmittelbar dem Leithalkalk auf und erhält durch den aus der Aufarbeitung des Untergrundes hervorgegangenen Kalkkitt ein abweichendes Aussehen. Es entstehen feste, sehr spärlich fossilführende Bänke, welche mehrfach zu Bausteinen gebrochen werden. Es erhellt ferner aus diesem Fehlen der Tegelschichten, welche sonst überall im Liegenden des Schotterzuges aufzutreten pflegen, daß die Kalkriffe im untersarmatischen Meer anfänglich über das Bodenrelief aufragten und erst später mit Sediment verhüllt wurden. Ich habe auf der Karte den „verkalkten“ Schotter wegen seines abweichenden Aussehens besonders ausgeschieden, obgleich er nur eine fazielle Vertretung des untersarmatischen Liegend-Schotterzuges darstellt.

In dem „verkalkten“ Schotter finden sich folgende Aufschlüsse:

1. Südost von Aigen, großer Steinbruch im Graben.

Die Schichten bestehen aus abwechselnden Lagen von mehr oder minder kalkig verkittetem Schotter und fallen 50° Süd ein, hierdurch die Nähe einer Störungslinie andeutend. Der Fossilinhalt ist spärlich. Ich fand bloß

Cardien- }
Cerithien- } Abdrücke.

¹⁾ Die Verringerung der Mächtigkeit der Sedimente an der Strandlinie ist ja im Wiener Becken schon lange bekannt.

2. Bruch bei Risola im Felde. Die Bänke streichen Ost—West, Fallen Süd 13°. Auch hier sammelte ich

Cardien- } Abdrücke.
Cerithien- }

Beschreibung einzelner Aufschlüsse in der normalen Ausbildung des untersarmatischen Schotterzuges:

Bei Risola ist der Schotter in einer zum Wasserleitungsbau aufgehobenen Grube mit bedeutenden Südfallen aufgeschlossen (siehe Karte) und ließ sich von hier beiderseits des Aigenbachtals im Hangenden des Leithakalkes verfolgen.

Ein Einriß im Bach westlich von Klapping, unterhalb des unter dem Namen Brodelsulz bekannten Sauerlings zeigt folgendes Profil von zirka 8 m Mächtigkeit:

Schotter.
Diagonal geschichteter Sand.
Geringmächtige Schotterlage.
Hellgrüner Tegel mit Sandlagen.
Schotter mit haselnußgroßen Geröllen, 2 m.

Bei Klapping selbst trifft man die auf der Karte verzeichneten Aufschlüsse. In einer am Westrand des Ortes gelegenen Schottergrube zeigen dieselben Streichen OSO. Fallen: NNO 18°. In einer in der Mitte des Ortes gelegenen Grube: Streichen OW. Fallen: N.

Südlich von Klapping sind am Karrenwege einige Schottergruben, von denen die größte folgendes Profil entblößt:

Hangend:	Schotter	} 2 m
	Diagonal geschichteter Sand	
	Schotterlage	
	Diagonal geschichteter Sand	
	1 m mächtiger Schotter	
Liegendes:	Schottriger Sand.	

Die Lagen sind stark eisenschüssig.

Auch an der Westseite des Horstes tritt im Liegenden der Schotterzug östlich von Gießelsdorf und Frutten zutage.

Die Schichten sind hier durch zahlreiche Gruben sehr gut aufgeschlossen, woran ein schwaches Fallen und Untersinken der ganzen Schichtkomplexe nach Norden deutlich wird (siehe Karte). Bei Frutten fand ich nahe dem dort entspringenden Sauerling am Wege in einer dem Schotter zwischengelagerten, geringmächtigen Tegelschicht

Modiola sp. cf. volhynica Eichw.

Am Bache Ost von Frutten ist folgendes Profil entblößt:

Grüner Tegel 50 cm.
Diagonal geschichteter Sand.
Liegendes: Quarzschotter.

An der Westseite des Hochstradenzuges läßt sich der Schotterzug in der Umgebung von Sulzbach kontinuierlich an den tektonisch höher gelegenen Schollen nahe der Talsohle verfolgen und ist mehrfach in Schottergruben erschlossen. Seine Wechsellagerung mit Tegel und sein eisenschüssiger Charakter kennzeichnet ihn allerorts.

Der beste Aufschluß befindet sich oberhalb des Säuerlings Nord von Neusetzberg (Hof Ost). Das Profil gibt folgende Schichtgliederung.

Hangendes: Grüner Tegel.		
Schotter und schottriger Sand	4 m	
Hellgrauer Tegel	2 m	
Grober Sand	}	
Kleinschotter		5 m
Schottriger Sand		
Liegendes: Hellgrüner Tegel 6 m.		

Im Graben, der von Sulzbach gegen NO zum Rosenberg führt, zeigt eine Schottergrube folgendes Profil:

Hangendes: Eisenschüssiger Sand mit Mergelknuauern.
Liegendes: Gröberer Schotter.

Die untersarmatische Stufe bildet die unmittelbare Überlagerung der auftauchenden paläozoischen Schieferinsel.

Ein Profil zeigt folgendes:

Hangendes: Grober Schotterzug = Untersarmatischer Schotter.		
Plastischer, intensiv grüner Tegel	}	
Bei der Verwitterung eisenschüssige, braune		zirka 25 m
Tonplatten rücklassend		
Sehr geringmächtige Lage von Transgressions- schotter und Konglomerat.		
Liegendes: Paläozoischer Tonschiefer.		

Der Schotterhorizont tritt hier in unmittelbarer Nachbarschaft, der jenseits der Grenze höher aufragenden Schieferinsel von Neuhaus als ziemlich grober Brandungsschotter entgegen, dessen Geröllkomponenten hauptsächlich aus deren Gestein abzuleiten sind.

Aufschlüsse in den untersarmatischen Tegeln im Hangenden des Schotterzuges.

Die über dem Schotterzuge folgenden mächtigen Tegelmassen sind leider äußerst schlecht aufgeschlossen. Es mag genügen, wenige Profile anzuführen. Im Bacheinriß westlich von Tischen sieht man folgendes Profil:

Hangendes: Diluvialer Schotter.	
2 m	graugrüner geschichteter Tegel.
1 m	grauer Tegel.
	Dünne Lage von sandigem Tegel.
2 m	blaugrauer, gebänderter Tegel.
Liegendes: 3 m grauer feinsandiger Schiefertone.	

Bei Häusergruppe Dernek (Tischen Süd) befindet sich folgender Aufschluß:

2 m grüner Tegel mit sandigem Schiefertone.

Im Orte Tischen wurde ohne Erfolg auf artesisches Wasser gebohrt¹⁾. Die erreichte Tiefe betrug 60 m. Durchstoßen wurden, abgesehen von einer Alluvialschotterschicht mit humösen Lagen, bloß grüne Tegel (der untersarmatischen Stufe).

Eine Erdrutschung bei Gruisla (Klösch Ost) ist insofern von Bedeutung, als sie den einen Punkt darstellt, an dem diese Tegel²⁾ eine bestimmbare Fauna geliefert haben. Es handelt sich hier jedoch schon um eine ziemlich hangende Partie nahe der Überlagerung durch die mittelsarmatischen Mergel und Sande.

Profil: 50 cm grauer, toniger, gebänderter Tegelmargel, fossilarm.

40 „ fossilreicher (kalkhaltiger), plastischer, blauer Tegel.
Fossillage.

30 „ fossilärmer blauer Tegel.

Liegendes sandigmergeliger Schiefertone mit Lagen von verkohlten Wasserpflanzen.

Ich sammelte hier folgende Formen:

1. *Cardium plicatum* Eichwald.
2. *Cardium protractum* Eichwald.
3. *Cardium cf. obsoletum* Eichw.
4. *Mactra* sp.
5. *Modiola marginata* Eichw.
6. *Syndesmia reflexa* Eichwald.
7. *Potamides mitralis* Eichw.
8. *Cerithium cf. disjunctum* Sow.³⁾
9. *Hydrobia cf. stagnalis* Bast.
10. *Hydrobia ventrosa* Mont.
11. Schilffreste: *Typha latissima*.
12. Fucoidenartige Bildungen (Algen?).
13. Foraminiferen.

In dem wenige Meter darüber liegenden Hohlweg sammelte ich:

1. *Modiola marginata* Eichw.
2. *Hydrobia cf. stagnalis* Bast.
3. *Hydrobia ventrosa* Mont.

Außer an diesem Fundpunkt habe ich Spuren organischer Reste an dem von Patzerberg gegen Unter-Laasen (Tischen SW) führenden Karrenweg angetroffen, wo selbst unbestimmbare Schalensplitter zutage treten, ferner im Profil des Höllischgraben (siehe pag. 458—459).

¹⁾ Mitteilung des Gastwirts Tschiggerl.

²⁾ Es handelt sich hier um kalkreiche Tegel und Tegelmargel, die ungewöhnliche Kapazität für Wasser besitzen.

³⁾ Eine vierreihige Form.

Die hangenden Partien der untersarmatischen Schichten sind in dem ziemlich kontinuierlichen Profil aufgeschlossen, welches der tief eingeschnittene Pleschgraben (St. Anna West) in seinem oberen Teil zutage treten läßt.

		Meter	
Mittelsarmatisch	{	mächtige Sande	
		grüne Tegel mit Fossillagen	6
		Sande	4
Untersarmatisch	{	sandiger Schieferton	2
		insensiver, blaugrüner Tegel	2
		schöngeschichtete grüne Tegel	6
		schiefrige Sande	} 2
		Sande	
		harte Sandsteinbank	0-20
grüne Tegel			

Ein analoges, aber schlechter aufgeschlossenes Profil trifft man SO von St. Anna am Aigen infolge des durchziehenden Sprunges (siehe Karte) bis an die Sohle des Tals versenkt, mit einem Wechsel von grünen Tegeln, feinen Sanden und harten Sandsteinbänken, welche letztere kohlige Partikeln enthalten.

Es zeigt sich an diesen Profilen der allmähliche Übergang aus der tegelreichen Fazies zu der mit ausgedehnten Sandbildungen einsetzenden mittelsarmatischen Stufe.

Die Schichten der untersarmatischen Stufe erscheinen als Bildungen einer randlichen Bucht des untersarmatischen Meeres, in der fluviatile Einflüsse zur Geltung kamen.

Die Gründe hierfür sind folgende:

1. Das Vorherrschen lebhaft gefärbter grüner Tegelmassen und der vollständige Mangel an kalkiger Beimengung. (Mergel sind nur im Hangenden.)

2. Das Auftreten eines mächtigen Zuges groben Schotters, dessen eisenschüssige, rostbraune Färbung ebenso wie bei den gleichgefärbten pontischen Sanden (und Belvedereschottern) auf fluviatil-limnische Einflüsse deutet.

3. Der Mangel an Fossilien. Bloß in den hangenden Partien im Übergang zur mittelsarmatischen Stufe stellen sich fossilführende Tegelmergel ein.

4. Das Vorkommen verkieselter Hölzer.

5. Das lokale Auftreten von schmalen Kohlen- (Lignit-) Flözen. Solche fand ich in einem grünen Tegel oberhalb der Brodelsulz (Klapping W) eingelagert. Im Orte Gieselsdorf wurde eine kohlige Schicht bei einer Grabung nahe der Kapelle angetroffen.

Schließlich erwähnt Dr. Andrae¹⁾, daß bei Tischen (im Jahre 1853) eine 8 Zoll mächtige Schicht von Braunkohle sichtbar gewesen sei²⁾. Aus diesen Gründen schließe ich für die Bildung dieser Sedi-

¹⁾ Siehe pag. 413.

²⁾ Das Vorkommen mariner Formen auch in tieferen Schichten (*Cerithium*, *Modiola* etc.) schließt eine rein limnische Bildung des Liegendkomplexes aus.

mente auf das Vorhandensein einer von fluviatilen Einflüssen beherrschten Bucht des sarmatischen Meeres¹⁾.

Die Fauna der untersarmatischen Schichten besteht aus den vom Fundort Gruisla und Höllischgraben (siehe pag. 439 und 459) angeführten Formen.

β) Mittelsarmatische Stufe.

Die mittelsarmatische Stufe nimmt im Kartenblatt ein bedeutendes Areal ein. Die Höhenzüge im südlichen Teil desselben werden, soweit sie nicht von vulkanischen Bildungen überdeckt sind, größtenteils aus den mittelsarmatischen Schichten aufgebaut.

Gegen Norden tauchen sie unter die obersarmatische Serie hinab, die sich rasch zum Talboden absenkt und dann die mittelsarmatischen Bildungen nicht mehr hervortreten läßt. Wie bereits angedeutet, erleiden auch die mittelsarmatischen Schichten mit Annäherung an die Schieferinsel eine bedeutende Reduzierung ihrer Mächtigkeit und sind daselbst bloß durch Sandlagen vertreten.

Die Berechnung der Schichtmächtigkeit dieser Stufe ergab folgende annähernde Resultate²⁾:

	Meter
Gieselßdorf	90
Größing	70
Sandberg	70
Buchberg	90
Plesch	65
Schirrenkogel	20—30

} Anlagerung an
} die Schieferinsel.

Am Aufbau der mittelsarmatischen Schichten beteiligen sich folgende Sedimente:

1. feiner, toniger Sand,
2. schöngeschichtete helle Tonmergel, in Kalkmergel und Kalke übergehend,
3. pflanzenführende Schiefertone und schieferige Sande,
4. grüne fossilreiche Tegel,
5. grobe Sande und Kleinschotter.

Obwohl nun diese Bildungen, wie begreiflich ist, mannigfach faziell ineinandergreifen und sich gegenseitig verzahnen, so läßt sich dennoch eine konstante Aufeinanderfolge der vorherrschenden Komponenten nachweisen.

¹⁾ Vor kurzem erhielt ich von Herrn Oberlehrer Kolleritsch in Tischen die Mitteilung, daß bei St. Anna am Aigen (unterhalb des Friedhofs) bei einer Grabung eine Kohlenlage angetroffen wurde. Der bezeichnete Punkt liegt im Verbreitungsgebiet der untersarmatischen Schichten.

²⁾ Die Differenzen beruhen abgesehen von Berechnungsfehlern und ursprünglicher Verschiedenheit in der Sedimentation auch in einer ungleichen Erosion vor Bildung der Basalte, die als obere Grenze für die Messung (bei Größing, Sandberg Buchberg) angenommen wurden.

Im Liegenden tritt ein weitverbreiteter Sandzug auf, der Lagen eines kleinkörnigen Schotters besitzt. In dessen Hangenden tritt nach einer häufig vorhandenen Zwischenschicht von pflanzenführendem Schiefertone ein mächtiger Komplex von gelbgrauem Tonmergel auf, dessen Lagen meist eine schöne Bänderung aufweisen und mit Bänken feinen Sandes mannigfach wechsellagern.

Im Hangenden schließlich verdrängen diese Sande den Mergel, werden beinahe allein herrschend, nur stellenweise von einer Lage fossilreichen grünen Tegels begleitet.

Die Aufschlüsse sollen im Zusammenhang betrachtet werden, wobei ich auf die beiliegende Profiltabelle (Taf. XX) verweise.

1. Klöcher Massiv. Aufschluß im Ort Klöch (SO-Ecke). (Siehe Profil I, Tabelle:

Der Mergel ist glimmerarm und bröcklig, andeutungsweise geschichtet.

Ich fand darin *Planorbis* sp. Pflanzenreste: *Typha latissima* und Blattreste.

Das Auftreten der Süßwasserformen in dem marinen Sediment ist wohl daraus zu erklären, daß diese an der Oberfläche der zahlreich den seichten Meeresboden überwuchernden Wasserpflanzen gelebt haben und mit diesen nach dem Absterben den Meeresboden bedeckten.

In etwas höherem Niveau (etwas südlich der Kirche von Klöch) ist der mittelsarmatische Hangendsand in einer größeren Grube erschlossen.

Das Sediment ist ein feiner, reiner, sehr glimmerreicher Sand mit selten eingestreuten kirschkorngroßen Geröllen, in einer Mächtigkeit von 5 m aufgeschlossen.

An der Ostseite des Klöcher Massivs zeigt das Profil entlang des Fahrweges, der von Gruisla nach SW zur Straße führt, das auf Profil II (siehe Tabelle) dargestellte Bild.

Darunter folgen die schon besprochenen untersarmatischen, fossilreichen Tegel.

Im Walde südlich von Gruisla fand ich im Bereiche der mittelsarmatischen Schichten eine Steinmergelplatte mit:

Cardium obsoletum Eichw.

„ cf. *Barboti* R. H. ¹⁾.

Trochus sp.

Beim Hause an der Straße, 1 km Nord von Kote 325, wurde bei einer seichten Brunnenbohrung in den Hangendschichten der mittelsarmatischen Stufe *Ostrea crassissima* Schloth. var. *sarmatica* Fuchs zutage gefördert.

Von Bedeutung sind die Aufschlüsse am Buchberg.

Der mittelsarmatische Liegendsand und Schotterzug ist einem Bruch Nord des Buchberges in der Talsohle aufgeschlossen (siehe Profiltabelle Profil III).

¹⁾ So bezeichne ich nach Andrusow (Verh. d. kais. russ. miner. Gesellschaft zu St. Petersburg, 2. Ser., Bd. XXXIX, Nr. 2, pag. 480—481) eine von Prof. Hilber (Sarmatisch-Miozäne Conchylien Oststeiermarks, l. c. T. 18 und pag. 245) beschriebene und von mir sehr häufig angetroffene Cardienform.

Einer Tegelschicht in einer höheren Lage ist eine mächtige Bank von *Ostrea crassissima* Schloth. var. *sarm.* eingelagert.

Die fossilreiche Hangendschicht enthielt in einem bei einer seichten Brunnenbohrung herausgeworfenen Tegelmateral:

Cardium cf. *Barboti* R. H.
Modiola marginata Eichw.
Trochus cf. *quadristriatus* Dub.

Der Fundpunkt lag an der Kuppe des Berges beim Gehöft des „Buchbergsschneiders“.

An der NW-Seite des Klöcher Massivs sind die mittelsarmatischen Tonmergel in schöngebänderten Schichtbänken besonders im Walde oberhalb Pichla und am Waldrande oberhalb der Kirche von Tischen, an letzterem Orte mit Streichen NS, Fallen O, 8° aufgeschlossen.

Bei Jörgen (Westseite des Klöcher Massivs) lieferten Aufschlüsse am Nordrand des Ortes das Profil IV (siehe Profiltabelle).

In der fossilreichen Mergelschicht fanden sich folgende Formen:

Modiola marginata Eichw.
Tapes gregaria Partsch
Cardium obsoletum Eichw.
Solen subfragilis Eichw.
Trochus cf. *pictus*.

Ich gehe nun zum Hochstraden über und werde die Aufschlüsse an den 3 NS verlaufenden Rücken der Reihe nach schildern.

Indem ich mit dem westlichen Rücken beginne und die Aufschlüsse am Strendlberg, die den mittelsarmatischen Liegendsand und Schotter sowie die Mergelzone entblößen, übergehe, führe ich das Profil vom Patzerberg (Tischen W) an. Profiltabelle: Profil V.

In der liegenden Tegelmurgelschicht fand ich:

Cardium n. sp.¹⁾
 „ cf. *obsoletum* Eichw.
Modiola marginata Eichw.
Fragilia sp.

Bei Größing zeigt sich teils am Wege, teils in einer darüberliegenden Schottergrube Profil VI (Profiltabelle).

Im Mergel sammelte ich:

Tapes gregaria Partsch
Cardium obsoletum Eichw.
Modiola marginata Eichw.
Fragilia sp.

Der Südabfall des Hopfenberges entblößt die Serie Profil VII. Die Ablagerung zeigt Streichen WNW, Fallen ONO schwach.

¹⁾ *Cardium* der *plicatum*-Reihe mit vermehrter Anzahl der Rippen, welche letztere mit einem scharfen Kiel versehen sind.

Auf der Rückenhöhe, die sich südwärts der Ortschaft Neusetz erhebt (bis zum Hauptkamm), findet sich Profil VIII (Tabelle).

In der fossilführenden Sandsteinbank im Liegenden fand sich:

Cardium protractum Eichw.
Cf. Ervilia podolica Eichw.
Trochus sp.
 „ *cf. pictus* Eichw.
Hydrobia sp.

In den Mergeln nicht weit von der Basaltüberdeckung entfernt sammelte ich:

Cardium cf. obsoletum Eichw.
Modiola marginata Eichw.
Trochus sp.

Der NW-Abfall des Hopfenberg ist auf Profil IX dargestellt. Nun folgt das sehr vollkommen aufgeschlossene Profil an der Westseite des Rosenberges, welches die stratigraphische Aufeinanderfolge am deutlichsten offenbart und einer genaueren Untersuchung unterzogen wurde. Profil X (Tabelle).

In der fossilführenden Mergelbank fand ich:

Cardium obsoletum Eichw.
 „ *cf. Barboti* R. H.
Tapes gregaria Eichw.
Mactra vitaliana Orb. (= *Mactra podolica*
Eichw. var. bei M. Hörnes.)
Bulla Lajonkairiana.
 „ *truncata* Ad.
Trochus cf. quadristriatus Dub.
 „ *sp.*
Modiola marginata Eichw.
 Wurmgänge.
 Foraminiferen.

Die durch die Nordwest streichende Verwerfung (siehe Karte) getrennte Scholle, welche die eigentliche Kuppe des Rosenberges bildet, läßt unmittelbar im Liegenden des Basalts eine sehr fossilreiche (mittelsarmatische) Schicht zutage treten, welche gelegentlich der Anlage eines Wasserleitungsgrabens Frühjahr 1912 bloßgelegt war¹⁾.

Es ist ein grüner zerfließender Tegel, ganz erfüllt von gut erhaltenen dünnschaligen Organismen²⁾:

Cardium cf. Barboti R. H.
 „ *cf. Loveni* Nordm.
 **Mactra vitaliana* Orb. (= *Mactra podolica*
Eichw. bei M. Hörnes.)
Trochus quadristriatus Orb.

¹⁾ Bei einem späteren Besuch war die Stelle schon verwachsen.

²⁾ Mit dem * sind die vorherrschenden Fossilien bezeichnet.

Ervilia podolica Eichw.

**Ervilia podolica Eichw. var.*

**Modiola marginata Eichw.*

**Bulla Lajonkaiireana Bast.*

Am Südfall des Rosenbergs ist im Weingarten und am Wege folgendes Profil sichtbar:

Basalt,
roter, gebrannter älterer pontischer Flußschotter,
fossilführender Mergel mit Streichen NS,
Fallen O 10°.

Beim Abstieg vom Sattel zwischen Rosenberg und Hopfenberg gegen West sieht man einen interessanten Aufschluß in Mergeln, welcher die steile Aufrichtung derselben an der Verwerfung zeigt.

Ich maß daselbst in den Sanden knapp bei der Störung:

Streichen NS,
Fallen O 35°,

weiter unten in den Mergeln:

Streichen ONO,
Fallen 18° SSO.

Das nächste besser erschlossene Profil der mittelsarmatischen Serie findet sich im Hohlweg aufgeschlossen, der am scharf ausgeprägten Rücken, Nord von Gießelsdorf, hinabführt. Profil XI (Tabelle).

Die Ablagerung zeigt ein schwaches Fallen Nord.

In der kalkhaltigen Sandsteinbank fand ich folgende Fossilien:

Trochus sp.

Cardium sp.

Tapes sp.

Der Schieferton enthielt:

Cardium n. sp.

Modiola marginata Eichw.

Fragilia cf. fragilis Linné.

Tapes gregaria Partsch.

Trochus sp.

Am Abhang von Stradenberg nach Gießelsdorf fand ich über dem mittelsarmatischen Sand einen Mergelblock mit:

Cardium cf. Barboti R. H.

Modiola marginata Eichw.

Trochus sp.

Hiermit ist die Aufzählung der wichtigeren Aufschlüsse am westlichen Rücken des Hochstradenzuges beendet.

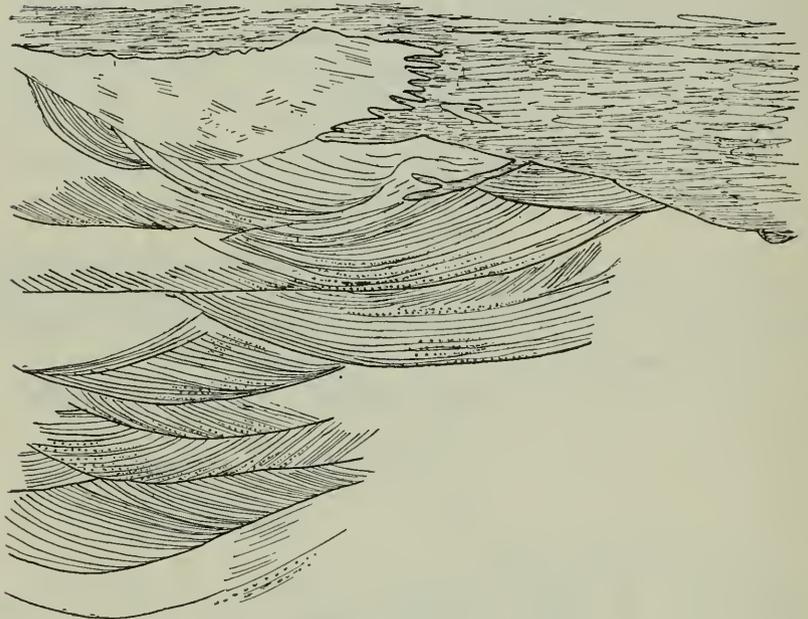
Der mittlere von den nach Süden ausstrahlenden Kämmen zeigt folgende Aufschlüsse:

Im oberen Teil des Pleschgraben (St. Anna am Aigen West) zeigt sich im Hangenden der untersarmatischen Schichten das bereits auf pag. 440 angeführte Profil.

Ich will noch hinzufügen, daß ich in den grünen (mittelsarmatischen) Tegeln folgende Formen auffand:

Cardium obsoletum Eichw.
 „ *cf. Loveni* Nordm.
 „ *cf. Barboti* R. H.
Modiola marginata Eichw.
Ervilia podolica Eichw.

Fig. 2.



Sandgrube bei Pichla.

Ein typisches Bild der mittelsarmatischen Serie geben die Aufschlüsse im Hohlweg Nord von Plesch. Profil XII (Tabelle).

Es ist insofern von Wichtigkeit, als hier die mittelsarmatische Serie im Zusammenhang mit den obersarmatischen Schichten, und zwar deutlich im Liegenden der tieferen Kalkzüge letzterer aufgeschlossen ist.

Es gelangt zur Besprechung das Profil am Auenberge* Nord von Pichla (Profil am Wege von Kote 265 zu Kote 344) Profil XIII (Tabelle). Am östlich folgenden Sandberg zeigt sich Profil XIV (Tabelle).

Schließlich verdient noch Erwähnung der am SO-Abhang des Sandberges liegende Aufschluß in der mittelsarmatischen Liegend-

sandzone, dessen diagonalgeschichtete Sedimente in Profilskizze Fig. 2 dargestellt werden.

Der östlichste der vom Stradner Kogel ausstrahlenden Rücken bildet teils infolge seiner tektonischen Position, teils infolge stärkerer Abtragung nur wenig Aufschlüsse in mittelsarmatischen Schichten.

Bei St. Anna am Aigen sind diese infolge der unmittelbar in der Nähe auftauchenden Schieferinsel sehr in ihrer Mächtigkeit reduziert.

Nördlich von Aigen bei K. 337 ist am absteigenden Fahrweg folgendes Profil sichtbar:

Hangendes: grüner Tegel im Liegenden des tiefsten
obersarmatischen Kalkbandes I.

3 m hellgrüner Sand	}	Mittelsarmatisch.
8 m feiner Sand		
Weiter unten am Wege Tonmergel		

Das Profil am Südabhang des Schirrenkogels mag Erwähnung finden, wo die mittelsarmatischen Schichten in unmittelbarer Nähe der ostwärts höher ansteigenden Schieferinsel sich befinden.

Hangend: Obersarmatische Sande mit einem Kalkzug
2 m sehr feiner, stellenweise rot verfärbter Sand.
Untersarmatische Tegel mit dem Schotterzug.

Außerhalb des besprochenen Raumes liegt schließlich ein Vorkommen mittelsarmatischer Schichten bei Waldsberg an der Westseite des Sulzbachtals, noch im Bereiche der Karte.

Der in das Tal hervortretende Hügel ist durch weithin sichtbare Anrisse gut aufgeschlossen. Ein großer, Nord der Mühle gelegener Schotterbruch zeigt folgendes:

Hangend: 10 m feiner Sand mit Diagonalschichtung und einzelnen verkohlten Holzresten und geringmächtigen Zwischenlagen von schiefrigem Sand.

6 m Quarzschotter mit nußgroßen Geröllen und Sandlagen.

Im nächstfolgenden Bruch ist das Profil von den vorigen durch die Einschaltung eines pflanzenführenden Schiefertons an der der Schotter und Sande Grenze verschieden.

In dem Schiefertone fand ich folgende von Herrn Direktor Glowacki bestimmte Pflanzenreste:

Populus latior Alex. Braun.

Celtis sp.

Echinites sp.

Sophora sp.

Typha latissima;

ferner *Planorbis*-Schalen.

Im größten und südlichsten Aufschluß zeigt sich Profil XV (Tabelle). Hier erscheint ein neuerliches Anschwellen der Schiefertone gegenüber den Sanden. In dem grünen, mergeligen Schiefertone fand ich *Planorbis* sp. Die darin vorkommenden Schilfpflanzen,

welche oft ganze Schichtflächen bedecken, gehören nach Herrn Direktor Glowacki zu: *Typha latissima* Al. Br.

Interessant ist der im Profil angegebene Wurzelhorizont, welcher senkrecht stehende Wurzeln wohl von großen Schilfpflanzen aufweist. Daß sich diese tatsächlich auf primärer Lagerstätte befinden, beweist der Umstand, daß die Schichten rings um die Wurzel ein wenig höher ansteigen.

Von diesem Pflanzenfundort Waldsberg führt Stur¹⁾ außerdem folgende Form an: *Sapindus dubius* Ung.

Ich betrachte diese Bildungen als ein Äquivalent der im Liegenden der mittelsarmatischen Schichten auftretenden Sande und Schotter, welchen ja auch anderwärts Wasserpflanzen führende Horizonte eingeschaltet sind. Die Blattreste mögen von dem schon damals aus dem Meer aufragenden Trachytmassiv von Gleichenberg herbeigeweht sein.

Die mittelsarmatischen Schichten mit ihren Sandlagen, Schotterbänken [und pflanzenführenden Schiefertönen weisen auf eine Flachseebildung hin. In dem häufigen Auftreten mariner Fossilien, in der schönen Bänderung der Tonmergelbänke und in dem Fehlen grobklastischer und eisenschüssiger Bildungen erkennen wir gegenüber den untersarmatischen Schichten das Übergewicht mariner Einflüsse.

Die Fauna der mittelsarmatischen Schichten¹⁾:

Cardium n. sp.

**Cardium* cf. *obsoletum* Eichw.

**Cardium* cf. *Barboti* R. H.

Cardium cf. *Loveni* Nordmann.

Tapes gregaria Partsch.

Maetra Vitaliana Orb. var. (= *Maetra podolica* Eichw. var.)²⁾

**Ervilia podolica* Eichw.

**Modiola marginata* Eichw.

Solen subfragilis Eichw.

Ostrea crassissima Schloth. var. *sarmatica* Fuchs.

Trochus pictus Eichw.

Trochus cf. *quadristriatus* Dub.

Bulla Lajonkaireana Bust.

Bulla truncata Ad.

Fragilia cf. *fragilis* Linné.

Hydrobia sp.

Foraminiferen: Wurmgänge.

Die Flora: *Populus latior* Alex. Braun.

Celtis sp.

¹⁾ Andrussow hat die Synonima zusammengestellt. Danach entspricht *M. Vitaliana* Orb. var. *deltoides* der *M. variabilis* Sinz. var. *fragilis* Lask. und bei M. Hörnes der *M. podolica* Eichw. auf Taf. VII, Fig. 4.

²⁾ Die mit * bezeichneten Formen sind am häufigsten. Die gesperrten Formen „fehlen“ in den sehr fossilreichen und gut erschlossenen obersarmatischen Schichten, sind daher den mittelsarmatischen (und untersarmatischen) eigentümlich.

Echinites sp.
Sophora sp.
Typhia latissima Al. Br.
Sapindus dubius Ung.

γ) Obersarmatische Schichten.

Während die beschriebenen mittel- und untersarmatischen Schichten des Kartenblattes bisher paläontologisch ganz unbekannt¹⁾ waren und ihrer stratigraphischen Position nach allgemein für pontische Bildungen gehalten wurden, hat das Vorkommen der von mir als Obersarmatisch bezeichneten Komplexe in der Literatur schon mehrfach Erwähnung gefunden (siehe historischer Teil).

Der Detailgliederung der Obersarmatischen Schichten wurde meinerseits eine große Sorgfalt gewidmet, die dank der guten Aufschlüsse der zahlreichen tief eingeschnittenen Gräben sich gut durchführen ließ.

In den folgenden Zeilen wird dargelegt werden, daß die Obersarmatischen Schichten einen von den Untersarmatischen abweichenden faziellen Typus darstellen. Sie sind Bildungen eines zwar ebenfalls seichten Wassers, kamen jedoch nicht in einem weithin ausgedehnten, flachen Becken, sondern an dem Rand einer abfallenden Küste zur Ablagerung. Ihr Hauptcharakteristikum besteht in dem Auftreten mächtiger und ausgedehnter Kalkbildungen, welche den tieferen Schichten vollständig fehlen.

Durch genaue Detailbegehungen konnten fünf Kalkhorizonte nachgewiesen werden, welche mit mehr oder minder deutlicher Konstanz die Obersarmatische Serie durchziehen. Ich bezeichne sie fortan mit der Ziffer I—V

II, III und IV lassen sich, durch einen Zwischenmittel von mindestens je 6 m und höchstens 20 m²⁾ voneinander getrennt, am konstantesten verfolgen und stellen die Kulmination der organischen Besiedlung des Meeresbodens dar.

Der liegendste und hangendste Kalkzug ist teils durch Auskeilen, teils schlechterer Aufschlußverhältnisse halber schwieriger verfolgbar.

Die fünf Kalkzüge weisen eine petrographische und faunistische Verschiedenheit auf, welche in einigen Schlagworten in dem Farbenschema der Karte zum Ausdruck gebracht wurde.

Der tiefste Kalk I erscheint als ein Agglomerat von Cerithiensteinkernen begleitet von Foraminiferen führenden Kalklagen. Die herrschenden Fossilien in diesem Kalk sind *Cerithium rubiginosum*, *Cardium obsoletum*.

Der II. und III. Kalk sind einander am ähnlichsten und stellen einen massigen, grogebankten Foraminiferenkalk von oolithischer Struktur dar. Die Oolithkügelchen sind meist regelmäßig ausge-

¹⁾ Keiner der besprochenen Aufschlüsse ist bisher in der Literatur erwähnt worden.

²⁾ Unmittelbar an der Strandlinie wird das Zwischenmittel der Kalkbänke noch geringer.

bildet und umschließen ausnahmslos Foraminiferen (zumeist Peneropliden), deren Bestimmung ich der Liebenswürdigkeit des Herrn Dr. Richard Schubert verdanke. Um jede Foraminifere bildet sich ein kleines, kugeliges Kalkhäutchen. Infolge der Gleichartigkeit des zu umhüllenden Substrats konnte die regelmäßige Oolithbildung sich ausbilden.

Bivalven und Gastropodenlagen treten in dem eigentlichen Oolith sehr zurück (bloß Cardienbruchstücke findet man häufiger); jedoch erscheinen wenig mächtige Gastropoden- und Bivalvenlagen im Liegenden und Hangenden desselben. Der II. Kalk ist im allgemeinen weniger mächtig und weniger konstant als der III. Kalk und zeichnet sich außerdem durch die Begleitung mächtiger Kalksandsteine aus.

Die herrschenden Fossilien im II. und III. Kalk sind:

Foraminiferen (zumeist *Peneroplis pertusus* Forsk. in vollkommen involuter und auch halbevoluter Ausbildung, doch durchwegs äußerst feiner Riefung der Schalenoberfläche¹⁾)

Cardium obsoletum Eichw.
Cerithium rubiginosum Eichw.
Potamides mitralis Eichw.
 „ *disjunctus* Sow.
Modiola volhynica Eichw.
Trochus sp.

Der IV. Kalk ist dadurch sehr charakteristisch, daß er entweder als Muschelkalk, wobei die Exemplare fast immer mit weißer Schale erhalten sind, oder als unregelmäßiger, oolithähnlicher Serpulakalk auftritt.

Hier erscheint die Oolithstruktur in unvollkommener Weise aus Überkrustung von Spirorbisgehäusen oder Muschel- und Gastropodenstücken hervorgegangen.

Kalksandsteine und Mergel treten selten in seiner Begleitung auf, dagegen umschließen ihn äußerst cerithienreiche Sande und Tegel. Die herrschenden Fossilien im IV. Kalke sind:

Spirorbis spiralis Eichw.
Mactra podolica Eichw. (= *M. vitaliana* Orb.)
Cardium plicatum Eichw.
 „ *obsoletum* Eichw.
Tapes gregaria Partsch.
Potamides mitralis Eichw.
 „ *disjunctus* Sow.

Im V. Kalk zeigt sich der Rückgang in der Beteiligung der Organismen am Schichtenaufbau durch das starke Hervortreten von Kalksandstein und Steinmergel, welche stellenweise den Kalk vollständig verdrängen. Im Kalke sind die zahlreichen Bivalven- und

¹⁾ Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. R. Schubert.

Gastropodenschalen stets aufgelöst und die Fossilien nur als Steinkerne und Hohldrücke erhalten. Oolithische Foraminiferenlagen begleiten denselben.

Die herrschenden Fossilien sind hier:

Foraminiferen: *Peneroplis pertusus* Forsk.
Spirorbis sp.
Maetra podolica Eichw. (= *M. vitaliana* Orb.)
Cardium obsoletum Eichw.
Cerithien div. sp.

Was die übrigen Sedimente anbelangt, so zeigt sich eine viel größere Mannigfaltigkeit als in der unter- und mittelsarmatischen Serie.

Das vorherrschende Glied stellen die Sande dar, welche insbesondere zwischen den Kalkbänken II—V auftreten. Daneben erscheinen aber auch grüne Tegel und Schiefertone in stärkerem Maße als in den mittelsarmatischen Schichten und bilden insbesondere im Liegenden eine mehrfache nachzuweisende fossilreiche Ablagerung, unmittelbar über dem I. Kalk.

Mit dem V. Kalkzug sind die obersarmatischen Schichten noch nicht abgeschlossen. Es folgt darüber ein mindestens 30—40 m mächtiger Schichtkomplex, welcher in seinem Gesamthabitus eine Ähnlichkeit mit den mittelsarmatischen Schichten aufweist. Leider hat er (wohl zum Teil auch infolge ungünstiger Aufschlußverhältnisse) keine sicher bestimmbar organischen Reste geliefert, so daß über die Möglichkeit einer Abtrennung desselben von der obersarmatischen Stufe (als Unterstufe) nichts ausgesagt werden kann.

In diesen obersten Bildungen der sarmatischen Stufe treten wieder Mergel herrschend hervor, zwischen denen Sandlagen, schiefrige Sande und Schiefertone mannigfach wechsellagern.

Was die Verbreitung der obersarmatischen Sedimente anbelangt, sind diese ausschließlich auf den nördlichen Teil des Kartenblattes beschränkt und bilden, den mittelsarmatischen Schichten auflagernd (zum Teil), die Basis der mächtigen Basaltdecke des Hochstradner Kogels und das diesem im N und NO vorgelagerte Hügelland.

Im Westen des Hochstradner Berges ließ sich infolge der sehr ungünstigen Aufschlußverhältnisse die Trennung der mittel- und obersarmatischen Bildungen nur sehr schwer durchführen und kann nur als annähernd richtig betrachtet werden.

Die merkwürdige Beschränkung der obersarmatischen Schichten auf die bezeichnete Region und ihr Fehlen im ganzen südlichen Teil des Hochstraden und des Klöcher Massivs findet seine Erklärung in einer Einengung der Strandlinie, die in obersarmatischer Zeit in dem Bereiche des Kartenblattes gelegen war.

Wie sich auch aus den Studien im angrenzenden Gebiete Mittelsteiermarks ergab, lag im südlichen Teil des Aufnahmegebietes um diese Zeit eine Festlandsregion.

Die Mächtigkeit der obersarmatischen Schichten ist infolge des Auskeilens gegen die nahe Küstenlinie sehr variabel.

Ich stelle folgende Werte zusammen:

	Meter
Waldra	zirka 140
Scheminberg	" 110
Plesch NO	" 70

Die Abnahme der Mächtigkeit entspricht der Annäherung an die alte Strandlinie. Gegen NO mit Entfernung von derselben nimmt die Mächtigkeit jedenfalls noch mehr zu, jedoch läßt sich dort infolge Abtragung des Hangenden und Untersinken des Liegenden unter das Talniveau eine Berechnung nicht anstellen.

Ich gehe zur Besprechung der Aufschlüsse über, wobei zuerst die Profile an der Ostseite des Hochstradens in der Umgebung von St. Anna, sodann die an der Nordost- und Nordseite dieses Rückens erörtert werden sollen.

Am Fahrweg, der von der Kirche in St. Anna am Aigen nach W hinabführt ergab sich Profil I (Tabelle der obersarmatischen Schichten).

Verfolgen wir die Aufschlüsse weiter nordwärts am Rücken von St. Anna: Im Kalkhorizont III findet sich gleich unter dem Gasthaus Krisper ein frischer Bruch, der den Oolith, wie immer, von einer mächtigen Sandschicht unterlagert aufweist. Streichen ist NNW, Fallen ONO 15°.

An den Bruch schließen sich nordwärts eine Reihe anderer an, die eine Absenkung der Kalke gegen NO deutlich erkennen lassen. Im Steinbruch an der Waldlisiere maß ich Streichen OSO, Fallen NNO 17°.

In dem Graben, der von der Nordlisiere des Ortes St. Anna gegen das Aigenbachtal hinabführt, trifft man Profil II (Tabelle). Nordwärts dieses Grabens finden sich im Walde Aufschlüsse von hervortretenden Bänken des III. als auch des IV. Kalks. Streichen NW, Fallen NO (flach) aufweisend.

Nun gelangen wir zu dem sehr gut erschlossenen Profil entlang des Fahrweges von Kote 397 nach SW zum Aigenbachtal (Profil III).

Zwischen III. und IV. Kalk sammelte ich:

Cerithium rubiginosum Eichw.
Potamides (*Cerithium*) *mitralis* Eichw.
 " (*Cerithium*) *Florianus* Hilb.

Im IV. Kalk:

Tupes gregaria Partsch
Cardium obsoletum Eichw.

Über denselben:

Limnaea cf. ovata Serr.
Hydrobia sp.
Helix cf. impressa Sandb.

Im Graben, der sich N des Fahrweges herabzieht, sind die Schichten nach Profil IV entblößt. Der kleine Graben der von der Ortschaft Langriegl bei Kote 365 gegen das Aigenbachtal hinabführt, zeigt

das in Profil V dargestellte Schichtenbild. In einer im Liegenden des IV. Kalkes auftretenden sehr fossilreichen Schicht mit schönerhaltenen Formen bestimmte ich:

- Cardium cf. plicatum* Eichw.
 „ *obsoletum* Eichw.
Tapes gregaria Partsch
Mastra vitaliana Orb. var. (= *M. podolica* Eichw. bei M. Hörnes)
Modiola volhynica Eichw.
Potamides mitralis Eichw.
Cerithium rubiginosum Eichw.
Trochus Poppelacki Partsch
 „ *pictus* Eichw.
Bulla Lajonkaireana Bast.
Donax lucida Eichw.
Murex sublavatus Bast.
Buccinum duplicatum Sow.

Von St. Anna entlang der Straße nach Süd gegen Aigen absteigend, erhält man einen Einblick in die liegenden Partien der oberarmatischen Schichten, welche hier mit dem I. Kalk über mittelarmatischen Sanden (siehe pag. 447) liegen.

Ein Profil am Westabhang des Schirrenkogels (St. Anna NO) zeigt die schon mehrfach erwähnte Reduzierung der Schichtmächtigkeit in der Nähe der paläozoischen Schieferinsel Profil VI.

Im Abstieg vom Schirrenkogel nach Süd tritt eine noch stärkere Mächtigkeitsabnahme ein, welche mit einem Ausbleiben der Kalkbänke I—IV verbunden ist (in unmittelbarer Nähe der Schieferinsel).

Profil: V. Kalk mit *Mastra cf. Bigogniana* Orb.
 grober, oberarmatischer Sand 30 m.

Liegendes: feine, mittelsarmatische Sande.

Westlich von St. Anna sind die oberarmatischen Schichten besonders in den Gräben des Scheminberges gut aufgeschlossen. Gegen SW zur alten Strandlinie des oberarmatischen Meeres steigen die Schichten an und verlieren fortwährend an Mächtigkeit, wobei die Kalkzüge rascher als die sie umhüllenden Sande zu verschwinden pflegen.

Der westlichste Punkt, an dem die Kalkzüge in kontinuierlichem Zusammenhang sichtbar sind, befindet sich 1 km Ost der Ortschaft Hochstraden (genauer SO Kote 380). Überlagert, wie gewöhnlich von einem spärliche Bivalven führenden Tegel, tritt hier typischer III. Kalk auf mit Streichen ONO, Fallen NNW 14°.

Südlich der Scheminkapelle trifft man in den Weingärten ein an mehrfachen Brüchen sich offenbarendes Profil (Profil VII). Es erscheint hier bemerkenswert, daß der III. und IV. Kalk fast vollständig aneinandergerückt sind und bloß durch eine Zwischenschicht von 0·25 m getrennt erscheinen, eine Tatsache, welche jedenfalls mit der besprochenen Sedimentabnahme bei Annäherung an die Küste zusammenhängt.

Die Kalkbänke streichen SO—NW¹⁾, Fallen NO 5°.

Im Graben, der von der Scheminkapelle nach West in das Aigenbachtal hinabführt, zeichnete ich Profil VIII. Die Kalke streichen NO—SW, fallen NW (schwach).

In dem zweiten nach N folgenden, tief eingeschnittenen Grabenriß ergab sich Profil IX.

Weiter gegen Nord fortschreitend, gibt die Schlucht Ost von Kote 433 einen Aufschluß im IV. und V. Kalk, letzterer wie immer von Kalksandsteinen begleitet, Profil X.

An dem breiten Rücken, der sich von der Kuppe mit Kote 360 (Schirrenkogel N) absenkt, sind die obersarmatischen Kalkzüge in 20, teilweise noch im Abbau begriffenen Steinbrüchen, erschlossen.

Bei Gleichartigkeit der Verhältnisse mag Profil XI genügen. Die Ablagerungen zeigen Streichen O—W, Fallen N 7°.

Zwischen dem III. und IV. Kalk und unmittelbar über letzterem sammelte ich:

Cardium cf. plicatum Eichw.

„ *obsoletum* Eichw.

Tapes gregaria Partsch

Maetra vitaliana Orb. var. *ponderosa* (= *Maetra podolica* Eichw. bei M. Hörnes)

Potamides mitralis Eichw.

„ *disjunctus* Sow.

In einer mehrfach wiederkehrenden pflanzenführenden Schicht im Hangenden des IV. Kalk sammelte ich hier als auch bei Jamm (zirka 2 km NW) folgende von Herrn Direktor Glowacki bestimmte Formen:

Alnus nostrata

Fagus Feroniac

Ulnus sp.

Juglans sp.

Liquidamber sp.

Sphaeria sp.

Wenn man von der Häusergruppe bei Kote 360 gegen SO fortschreitet, so gelangt man auf der Rückenhöhe nach kaum 1¹/₂ km an die hier bis über 400 m ansteigenden Gesteine der Schieferinsel.

Die Begehung der benachbarten Gräben ergab, daß in denselben (sie liegen bereits jenseits des Kartenrandes) über den mittelsarmatischen feinen Sanden wieder die tiefsten obersarmatischen Kalkbänke I und II auftreten. An letzteren maß ich Streichen NW—SO, Fallen NO flach.

An den ausgezeichnet erschlossenen Kalkbänken erkennt man ein bedeutendes Absinken gegen N und NO, welches die bei St. Anna am Aigen bis über 400 m ansteigenden Kalkbänke im Lendvatal teilweise unter die zirka 270 m hoch gelegene Talsohle versinken läßt.

¹⁾ Ein ähnliches Fallen zeigen auch die darunter auftretenden mittelsarmatischen Hangendsande. Sie haben Streichen SSO—NNW, Fallen ONO 10°.

Ganz analoge Verhältnisse zeigen die ebenfalls sehr gut erschlossenen Kalkbänke, welche in den Gräben östlich der Ortschaft Langriegel (St. Anna Nord) in mehr als 20 Brüchen zutage treten.

Profil XII zeigt die Schichtfolge im Graben, der NW Kote 397 beginnt; Profil XIII die Aufeinanderfolge in den Gräben östlich von Kote 365 (Langriegel Süd). Die Kalkbänke streichen hier konstant NW, fallen NO. Profil XIV zeigt die Verhältnisse im Graben, der von der Mitte des Ortes Langriegel nach Ost absteigt. Die Ablagerungen streichen NW. Fallen 6° NO.

Ich sammelte hier im II. Kalk:

Foraminiferen: *Peneroplis pertusus* Forsk.
Cerithium rubiginosum Eichw.
Cardium sp.
Trochus sp.

Im III. Kalk:

Cardium obsoletum Eichw.
Modiola volhynica Eichw.
Potamides mitralis Eichw.

Profil XV zeigt die durch zahlreiche Steinbrüche ausgezeichnet entblößte Schichtfolge im Graben NO von Langriegel.

Am IV. Kalk maß ich Streichen NS, Fallen O.

Fossilien dieses IV. Kalks:

Spirorbis spiralis Eichw.
Mactra podolica Eichw. (= *M. vitaliana* Orb.)
Cardium cf. *plicatum* Eichw.
 „ *obsoletum* Eichw.
Modiola volhynica Eichw.
Potamides mitralis Eichw.
 „ *rubiginosum* Eichw.
Buccinum duplicatum Sow.
Trochus sp.

Die gegen NO und Ost absinkende Schichtserie läßt in einem nordwärts der Ausmündung der vereinigten Gräben in das Lendvatal gelegenen Steinbruch (Westlich des Buchstaben „L“ von Lendva auf der Karte) auch den Hangendkalk V in typischer Ausbildung mit mächtigen Kalksandsteinen, konkretionären Sandsteinbänken mit Fließwülsten und mit Kalkmergeln hervortreten, in einer Höhenlage, welche anzeigt, daß er gegenüber seinem Auftreten bei St. Anna am Aigen um mehr als 120 m sich abgesenkt hat. Jenseits des Tales wurde bei den Häusern von Neustift (Häusergruppe in der Nordostecke der Karte) nach Aussage eines Steinbrucharbeiters eine Kalkbank (wahrscheinlich IV) bei einer Brunnenbohrung bereits unterhalb der Talsohle angetroffen.

Profil XVI gibt die Verhältnisse im Graben östlich des Stindlwirtschaftshauses wieder.

Im IV. Kalk und den begleitenden Schichten sammelte ich:

Cardium obsoletum Eichw.
Tapes gregaria Partsch.
Potamides mitralis Eichw.
Cerithium rubiginosum Eichw.
Potamides disiunctus Sow.
 „ *Hartbergensis* Hilber.

Im III. Kalk:

Foraminiferen: *Peneroplis pertusus* Forsk.
Potamides sp.

In einem Seitengraben dieser Schlucht war wieder der IV. Kalk überlagert von einem „*Potamides*“ reichen, dunkelblauen Tegel.

Profil XVII verläuft von Jamm (Häusergruppe an der Kartengrenze, an der Ausmündung des Grabens westlich des Stindlwirts) nach Süd. Die schön erschlossenen Schichten streichen NS, fallen Ost.

Von hier stammen aus dem IV. Kalk und Begleitung:

Potamides Hartbergensis Hilber.
 „ *Florianus* Hilb.
 „ *mitralis* Eichw.
 „ *Gamlitzensis* Hilb.
 „ *disiunctus* Sow.
Cardium obsoletum Eichw.
Tapes gregaria Partsch.

Nach Prof. Hilber¹⁾ außerdem.

Potamides Peneckeii Hilb.
Cardium obsoletum Eichw. var. *Vindobonense* Partsch
 „ *Jammense* Hilber
Neritina picta Fer.

Profil XVIII zeigt die Schichtfolge im Graben „westlich“ des Stindlwirts.

Profil XIX dieselbe im Graben unmittelbar Süd von Waldra.

Letzterer dürfte den vollkommensten Aufschluß im ganzen Kartenblatt darstellen. Infolge einer Verwerfung, welche im Kalk mit schön geglättetem Harnisch sich ausprägt, scheint die Serie verdoppelt.

Profil XX stellt den in den vorigen einmündenden nördlichen Waldragen dar.

In den Waldragen sammelte ich:

Eisenschüssiger Sandstein über dem IV. Kalk:

Cardium obsoletum Eichw.
 „ cf. *plicatum* Eichw.
 „ *Jammense* Hilber.

¹⁾ Sarmat.-miocäne Conchylien Oststeiermarks. Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark 1891.

Solen subfragilis Eichw.
Mactra podolica Eichw. (= *M. vitaliana* Orb.)
Donax lucida Eichw.
Tapes gregaria Eichw.
Modiola volhynica Eichw.
Trochus cf. *Poppelacki* Partsch
Potamides disjunctus Sow.

Im Sande { *Cardium* cf. *Hofmanni* Hal. ¹⁾.
Mactra aff. *caspia* Eichw.
Tapes gregaria Partsch.

Im IV. Kalk:

Cardium obsoletum Eichw.
 „ cf. *plicatum* Eichw.
 „ *Jammense* Hilber
Mactra podolica Eichw. (= *M. vitaliana* Orb.)
Tapes gregaria Partsch
Modiola volhynica Eichw.
 „ *marginata* Eichw.
Potamides mitralis Eichw.
 „ *disjunctus* Sow.
 „ *Hartbergensis* Hilb.
Cerithium rubiginosum Eichw.
Spirorbis spiralis Eichw.

Im III. Kalk:

Peneroplis pertusus Forsk.
Cardium sp.
Helix sp.

Die Schichten in den Waldräben zeigen Streichen NNO, Fallen OSO. Zirka 1 km westlich von Jamm trifft man Nord von Kote 348 die Fortsetzung der im Waldraben sichtbaren Verwerfung an. Die Kalkbänke stoßen in Form einer gebrochenen Synklinale, im Steinbruch aufgeschlossen, aneinander, überlagert von grünem, fettem Tegel. An der Westseite dieses Bruches bemerkt man: Streichen NS, Fallen Ost, bedeutend, an der Ostseite desselben: Streichen WNW, Fallen SSW 9°.

Der nächstfolgende Graben, östlich des Gehöftes Kornschober lieferte Profil XXI.

Der Graben Steinbach Ost (Kornschober NW) bildet die Verbindung zu den Aufschlüssen jenseits des Kartenblattes in der unmittelbaren Umgebung von Gleichenberg. Profil XXII. Die Fauna ist zusammengesetzt aus:

¹⁾ Übergangsform von *C. obsoletum* Eichw. zu *Cardium* der pontischen Stufe.

Über dem IV. Kalk:

Buccinum duplicatum Sow.
Cardium obsoletum Eichw.
Potamides Gamlitzensis Hilb.
 " *mitralis* Eichw.
 " *Peneckei* Hilb.
Cerithium rubiginosum Eichw.

Unter dem IV. Kalk:

Modiola cf. Letochae Hörn.
Cardium sp.

Die *Potamides*-Formen erreichen hier eine ganz besondere Größe. Bezeichnend ist das Vorkommen der *Modiola Letochae*, einer äußerst dünnchaligen Form, deren perlmutterglänzende Schälchen bloß in dem feinen Schiefertone erhalten bleiben konnten. *Modiola Letochae* scheint in der tonigen Fazies die wie es scheint mittel- (und untersarmatische) *Modiola marginata* zu vertreten.

Das Profil der „Teufelsmühle“, welches durch den in das Hochstradenmassiv tief einschneidenden Graben gegeben wird, ist durch die klare Auflagerung der obersarmatischen Bildungen, Congerierschichten, Basalte und Tuffe von Wichtigkeit¹⁾.

Profil XXIII zeigt den allmählichen Übergang der obersarmatischen in die Congerierschichten, zwischen denen eine Diskordanz nicht nachweisbar ist.

Tiefer unten im II. Kalk fand ich *Cardium obsoletum*. In einer im Liegenden auftretenden Tegelschicht: *Potamides mitralis*, *Neritina Grateloupiana* Fer. In den sandigen Schiefertönen 10 m unterhalb der Congerierschichten: *Potamides mitralis*, *Cardium* sp.

Zum Schluß gelange ich zur Besprechung des am Südabfall des Hochstradenmassivs (Nord von Gießelsdorf und SO des Ortes Hochstraden) gelegenen Profils des „Höllischgraben“, der beim Meierhof am Plateau des Stradner Kogels seinen Anfang nimmt. Die Ausbildung der Schichten zeigt eine merkliche Abweichung vom gewohnten Typus, die durch eine fremdartige Ausbildung der Kalke (Fehlen der Oolithstruktur) charakterisiert ist. Der Kalk ist hauptsächlich aus Steinkernen und Hohldrücken von *Cardium obsoletum* und *Tapes gregaria* mit *Trochus* aufgebaut. Foraminiferen führende Lagen treten im Liegenden auf.

Nach Lagerung und Beschaffenheit dürfte er vielleicht den mittelsarmatischen Schichten entsprechen. Die im Hangenden auftretenden Mergel besitzen eine Einlagerung eines blaugrauen, festen Mergels, von rostroten verwitternden Röhrenchen durchsetzt, die jedenfalls pflanzlicher Tätigkeit ihre Entstehung verdanken. Unmittelbar darüber fanden sich Reste von Schilfpflanzen. Außerdem enthielt dieser Mergel Blattreste und *Planorbis* sp.

All dies, die wasserpflanzenführenden Mergel, das Auftreten von Süßwassermollusken, die sichtbare Korrosion an den Sandbänken im

¹⁾ Das Profil der vulkanischen Bildungen siehe auf pag. 469.

Liegenden des Kalks ¹⁾, die mannigfachen Tegel und Mergel einschließen in denselben sowie ihre Schichtung und gröberes Korn deuten darauf hin, daß man es mit einer ganz seichten Bildung des sarmatischen Meeres zu tun hat.

Profil XXIV. Die Streichungsmessungen ergaben: Streichen SO, Fallen NO 5°, Streichen O—W, Fallen N 25°, Streichen O—W, Fallen N 5°.

Im Liegenden des Kalkes treten zirka 15 m mächtige Sande, deren Bildung in sehr bewegtem Wasser erfolgt sein muß, und darunter fossilreiche grüne Tegel auf, welche erstere schon dem Untersarmat angehören dürften.

Im Höllischgraben fanden sich folgende Formen:

1. In der liegenden Tegelschicht ²⁾ (untersarmatisch?):

Modiola marginata Eichw.
Cardium plicatum Eichw.
Mactra vitaliana Orb. cf. var. *deltoides*
 (= *Mactra podolica* Eichw. var.)
Syndesmia reflexa Eichw.
Cerithium cf. *Comperei* Orb.
Potamides mitralis Eichw.
Buccinum duplicatum Sow.
Murex sublavatus Bast.
Hydrobia ventrosa Montf.

2. Im Sande im Liegenden des Kalkes:

Cardium obsoletum Eichw.
 „ cf. *plicatum* Eichw.
Mactra vitaliana Orb. var. (= *Mactra podolica* Eichw.)
Cerithium rubiginosum Eichw.
Potamides disjunctus Sow.
Modiola volhynica Eichw.
Buccinum duplicatum Sow.
Trochus sp.

Untere Kalklage:

Peneroplis pertusus Forsk.
Tapes gregaria Partsch
Modiola volhynica Eichw.
Cardium sp.

¹⁾ Eine 30 cm mächtige Sandsteinbank schneidet vollständig ab.

²⁾ Nach Fauna und Fazies dürfte diese „liegende Tegelschicht“ den untersarmatischen Schichten angehören. Auf der Karte wurden die Schichten als Basalbildungen der obersarmatischen Stufe ausgeschieden. Es dürfte indessen richtiger sein, wie ich mich durch neuerlichen Besuch der Örtlichkeit und an reichem Fossilmaterial überzeugte, die liegende Tegelschicht noch als untersarmatisch, die hangenden Sande und Kalke als mittelsarmatisch zu betrachten.

Obere Kalklage :

Cardium obsoletum Eichw.
Cardium cf. plicatum Eichw.
Tapes gregaria Partsch.
Modiola volhynica Eichw.
Maetra vitaliana Orb. (= *Maetra podolica*
 Eichw. bei M. Hörnes)
Trochus cf. quadristriatus Orb.
Buccinum duplicatum Sow.
Potamides mitralis Eichw.
Cerithium cf. rubiginosum Eichw.

Hangende Mergel:

Maetra vitaliana Orb. var. *ponderosa*
 (= *Maetra podolica* Eichwald)
Tapes gregaria Partsch
Bulla sp.
 Schilffreste: *Typha latissima* Al. Br.
 Blattrest: Unbestimmbar.
Planorbis sp.

Die an der Westseite des Hochstradenzuges auftretenden ober-sarmatischen Bildungen zeigen derart schlechte Aufschlußverhältnisse, daß ich deren Beschreibung übergehe, zumal das wesentliche aus den Angaben der Karte ersichtlich ist.

Schließlich besitze ich aus der Gegend von St. Anna ein Kalkstück mit *Maetra vitaliana* Orb. var. *Fabreana*. (? V. Kalk.)

Fauna der ober-sarmatischen Schichten¹⁾:

Cardium cf. plicatum Eichw.
 * *Cardium Jammense* Hilber
Cardium obsoletum Eichwald.
Cardium obsoletum var. *Vindobonense* Partsch.
Maetra vitaliana Orb. var. *ponderosa* Eichw.
 = var. *Fabreana* Orb. (= *Maetra podolica*
 Eichwald var.)
Tapes gregaria Partsch.
Modiola volhynica Eichw.
 * *Modiola cf. Letochae* Hörnes
 * *Modiola marginata* Eichw.
 * *Solen subfragilis* Eichw.
 * *Dónax lucida* Eichw. *
Cerithium rubiginosum Eichw.
Potamides mitralis Eichw.
*Potamides Florianus*²⁾ Hilber

¹⁾ Die mit * bezeichneten Formen sind selten. Die gesperrten fand ich bisher „bloß“ in ober-sarmatischen Schichten.

²⁾ *Potam. Florianus* und *mitralis* lassen sich schwer unterscheiden.

- * *Potamides Peneckeii* Hilber
- * *Potamides Hartbergensis* Hilb.
- Potamides disjunctus* Sow.
- * *Potamides Gamlitzensis* Hilber
- Buccinum duplicatum* Sow.
- * *Murex sublavatus* Bast.
- * *Trochus Poppelacki* Partsch
- Trochus pictus* Eichw.
- Bulla Lajonkairiana* Bast.
- * *Neritina Grateloupiana* Fér.
- Neritina picta* Fr.
- Mactra cf. caspia* Eichw.?
- Mactra cf. Bigogniana* Orb.?
- Hydrobia* sp.
- Helix cf. impressa* Sandb.
- Limnaea cf. ovata*
- Planorbis* sp.

Foraminifera:

- Peneroplis pertusus* Forsh.
- Milioliden und andere Foraminiferen
- Spirorbis spiralis* Eichw.

Flora:

- Alnus nostrata*
- Fagus Feroniae*
- Ulmus* sp.
- Juglans* sp.
- Liquidamber* sp.
- Sphaeria* sp.

Die Fauna und Flora der „Sarmatischen Stufe“ ergibt sich aus der Zusammenstellung der Tabellen der drei Unterstufen¹⁾. Sie besitzt außer den für die obersarmatischen Schichten bezeichnenden Formen noch folgende Fossilien:

- Cardium protractum* Eichw.
- Cardium* n. sp.
- Cardium cf. Barboti* R. H.
- Cardium cf. Loveni* Nordm.
- Ervilia podolica* Eichw.
- Syndesmia reflexa* Eichw.
- Ostrea crassissima* Schlot. var. *sarmatica* Fuchs
- Bulla truncata* Ad.
- Cerithium cf. Comperei* Orb.
- Hydrobia cf. stagnalis*
- Hydrobia ventrosa* Mont.
- Fragilia cf. fragilis* Linné.

¹⁾ Es sei schon hier bemerkt, daß ich die faunistischen Unterschiede derselben nur zum Teil auf zeitliche Verschiedenheit zurückführe. Insbesondere das Fehlen der Cerithien in der mittleren Stufe hat sicherlich nur lokal fazielle Ursachen.

C. Pliocän.

Pliocäne, teils sedimentäre, teils vulkanische Bildungen, sind die jüngsten Schichten, die sich noch am Aufbau der Landschaft beteiligen.

I. Untere Congerienschichten.

Congerienschichten bedecken nur ein sehr geringes Areal des Kartenblattes, indem sie lediglich am Nordabfall des Hochstradenberges zutage treten. Ihr Fehlen südwärts hängt ebenso wie das der oberarmatischen Schichten mit dem Verlauf der alten Küstenlinie zusammen, welcher nun gegenüber der des oberarmatischen Meeres eine weitere Einengung erfahren hat.

Profile durch die Congerienschichten sind bloß an drei durch Fossilien belegten Fundpunkten vorhanden.

1. In der Teufelsmühle (siehe Profil XXIII der oberarmatischen Schichten). Man erkennt hier die konkordante Überlagerung der Congerienschichten über die oberarmatischen Bildungen, welche letztere wenige Meter darunter eine fossilführende Lage besitzen.

Die grünen Tegelmargelbänke der pontischen Schichten zeigen jedoch durch ihren von dem sarmatischen Sediment abweichenden Charakter deutlich den Einfluß einer Änderung in den Bildungsbedingungen.

Ich fand hier:

Congeria ornithopsis Brus.
Cardium sp.
Ostracoden.

Die Mächtigkeit ist hier sehr gering. Jedoch würde man fehlgehen, dies der mangelnden Sedimentation zuzuschreiben. Denn in dem kaum 300 m entfernten, nächsten Graben beträgt die Mächtigkeit fast das Fünffache.

Profil: Hangendbasalt mit sehr geringer Tuffunterlage
10 m brauner Sand
5 „ grüner Sand
15 „ Congerientegel mit *Cong. ornithopsis*.

Die Ursache hierfür liegt darin, daß der überlagernde Basalttuff in der Teufelsmühle den Anschnitt einer flach in die Tiefe sich absenkenden Kraterfüllung darstellt (siehe Profilskizze Figur 4). Der Tuff kam also in einer explosiv geschaffenen Vertiefung des Bodens zum Absatz. Die Richtigkeit dessen erkennt man in der Teufelsmühle, in dem hier der Tuff um zirka 2 m tiefer hinabgreift als der seitlich angrenzende Congerientegel.

2. Das Profil oberhalb Waldra gibt folgendes an:

Hangendes: Basalt,
pliozäner Schotter (erst weiter nördlich sichtbar),
brauner eisenschüssiger Sand,
Congerientegel mit *Congeria ornithopsis* und Cardien.
Liegendes: hangendste oberarmatische Mergel,
Schiefertone und Sandsteinbänke.

Nach der geringen Mächtigkeit dieses Tegels und Sandniveaus, welche sich auch mit weiterer Entfernung von der Küstenlinie nicht allzusehr zu vergrößern scheint, nach der engen Verknüpfung mit den oberen sarmatischen Schichten und nach den Resultaten der Begehung in den angrenzenden Gebieten, verweise ich diese Congerierschichten in die unterste Abteilung der pontischen Stufe ¹⁾, womit auch das Auftreten von *C. ornithopsis* übereinstimmt.

2. Älterer pontischer Schotter.

Die stratigraphische Stellung der im südlichen Teil des Hochstradenzugs auftretenden fluviatilen Schotter, hat schon Anlaß zur Diskussion gegeben ²⁾. Mehrere neueröffnete Aufschlüsse, insbesondere bei Anlage eines Weges an der Westseite des Hopfenberges, ferner Schottergruben am Rosenberg und anderen Punkten, ließen die Stursche Annahme, daß der Schotter unter dem Basalt liege, als richtig erkennen ³⁾.

Über das Alter dieser Schotter ein Urteil zu fällen, ist insofern zulässig, als sie einerseits sich jünger als die mittelsarmatischen Schichten, denen sie im südlichen Teil des Hochstradenzuges auflagern, andererseits älter als die Basaltdecke des Hochstraden erwiesen haben. Da letztere ihrem Alter nach noch der unteren Abteilung ⁴⁾ der pontischen Stufe entspricht, so würde sich der Zeitraum der „oberarmatischen“ und „unteren Congerierschichten“ für die Schotterbildung ergeben. Indessen mag ihre Ablagerung im Bereich des Klöchermassivs, wo sie zu größerer Mächtigkeit anschwellen, länger angedauert haben.

In den folgenden Zeilen werden sich genauere Anhaltspunkte nachweisen lassen.

Im Klöcher Gebiet treffen wir die Schotter allseits die basalen Tuffe umrandend und nur dort aussetzend, wo der anormale Kontakt eines Kraterandes vorhanden ist.

Sie erscheinen mächtig ausgebildet am Rückenabfall östlich von Klöch im Liegenden der Tuffe des Hohenwart. In den tieferen Lagen sind bis fast kopfgroße Gerölle vorhanden, die stark eisenschüssig verfarbt sind. Im Hangenden erscheinen sie, in einer Grube unmittelbar unter dem Tuff aufgeschlossen, weniger grob und besitzen eine schmale Einschaltung von Aschentuff, anzeigend, daß die vulkanische Tätigkeit zur Bildungszeit der Schotter bereits ihren Anfang genommen hat.

Im Hohenwartzuge lassen sich weiterhin die Schotter kontinuierlich im Liegenden der Tuffbänke verfolgen und sind an der Straße (in den Weingärten) letztere unterlagernd, sichtbar.

¹⁾ Es sei in dieser Arbeit nur hervorgehoben, daß außerhalb des kartierten Gebietes „über“ den Congerientegeln, Schottern und Basalten (Tuffen) „Sande“ lagern, welche die Fauna der „höheren“ Congerierschichten des Wiener Beckens (= nach Halavats Hangendhorizont der „unter“ pontischen Stufe Ungarns) enthalten.

²⁾ Siehe pag. 417 und 429.

³⁾ Dort, wo der Schotter scheinbar über dem Basalt liegt (Neusetz), zieht eine Verwerfung durch.

⁴⁾ Einteilung nach Halavats und Vitalis. (Resultate der wissenschaftl. Erforschung des Balatonseegebietes etc.)

An dem Fahrweg, der SW von Haseldorf von der Straße am Hohenwartrücken abzweigt, treten wieder die fluviatilen Gerölle im Liegenden der Tuffe hervor.

Ich will noch hinzufügen, daß an der Nordseite des Kindbergkogels jedenfalls gleichaltrige Schotter in gestörter Lagerung an der Basis des Kraters auftreten und daß östlich von Dernek (Tischen südlich) Schotterbänke im Liegenden der Tuffe mehrfach aufgeschlossen sind.

Schließlich verdient eine beobachtete Wechsellagerung von Tuff und Schotter Erwähnung, welche südlich von Jörgen an dem Karrenweg auf den Zamberg sichtbar ist. In den basalen Teilen der Tuffe ist eine Einlagerung von Schotter kenntlich. Deren unveränderter Zustand¹⁾ und schichtartiges Auftreten weist auf eine primäre Lagerung hin.

Der Beginn der Eruptionen fällt in die Schotterbildungsperiode.

Versteinerungen gelang es mir im Schotter nirgends aufzufinden. Wohl aber erwähnt Peters²⁾, daß von Klöch ein Dinotheriumzahn herrühre, der höchstwahrscheinlich dem Schotter entstammt.

Fig. 2.



Noch ein Beweis für das höhere Alter dieser Schotter gegenüber den Tuffen des Klöcher Massivs mag beigefügt werden. Man trifft in den letzteren häufig grobe Gerölle als sekundäre, bei der Eruption mitgerissene Einschlüsse, welche unmöglich aus älteren Schichten stammen können, dagegen die charakteristische Größe und Beschaffenheit der pontischen Schottergerölle besitzen, so daß über ihre Herkunft kein Zweifel bestehen kann.

Der Hochstradenzug zeigt deutliche Aufschlüsse in den Schottern. SW von Größing (nördlich Kote 415) erscheinen sie an einem neuangelegten Wege von einer mächtigen Basaltdecke überlagert und im Kontakt mit derselben verändert. Die Lehme und Sande sind rotgebrannt, die Gerölle besitzen einen rostbraunen Überzug. (Figur 2.) Man erkennt ferner, daß die Schotter einem denudierten, unebenen Relief eingelagert sind und daß die Basaltdecke wieder eine hügelige, gewellte Fläche überdeckt hat (Figur 2).

Am Südrande der auslaufenden Basaltplatte von Größing treten unter derselben wieder im Kontakt rotgebrannte fluviatile Lehme und Schotter zutage.

Auch die isolierte Basaltpartie beim Strandler (Größing Süd) erscheint einer Schotterfläche aufgesetzt.

¹⁾ Die mitgerissenen Gerölle in den Tuffen sind meist gerötet, an den Kanten gebrochen und stellenweise vollständig vergriest.

²⁾ Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark 1871.

Wandert man am Hochstradenzug nach Nord, so findet man am Rosenberg Spuren der Schotterbildung, welche als dünne Schicht oder als vereinzelte Gerölle zwischen die mittelsarmatischen Schichten und die Basaltdecke eingeschaltet sind.

Bei weiterer genauer Verfolgung des Schotterhorizonts kann man die Bemerkung machen, daß derselbe unter der Basaltdecke des eigentlichen Hochstradner Massivs nicht vollständig verschwindet, sondern bloß an Mächtigkeit abnimmt und lokal aussetzt.

Während am Hopfenberg noch stellenweise mächtigere Partien vorhanden sind trifft man am Rosenberg bloß wenige Geröllagen. Im Graben, der vom Orte Hochstraden gegen das Aigenbachtal hinabführt, trifft man wieder vereinzelt Schottergerölle. Ebenso scheinen die auf den Terrassen verbreiteten, wohl altdiluvialen Schotter, welche bis faustgroße Gerölle enthalten, unbedingt auf einen Schotter hinzuweisen, der unter der Basaltdecke des Hochstradenberges hinzieht.

Infolge der schlechten Aufschlüsse, besonders der Überrollung durch die Basaltschutthalde, treten sie selten zutage.

Von großer Wichtigkeit ist es, daß an der isolierten Basaltpartie NW von Waldra im Liegenden des Basalts und im Hangenden der Congerierschichten ebenfalls eine Flußschotterpartie nachzuweisen war (siehe Karte).

Es ergibt sich daraus, daß der Basalt des Hochstraden dem Congerientegel (resp. den ober- und mittelsarmatischen Schichten) nicht unmittelbar anruht, sondern von diesem durch eine zeitliche Intermitenz mit lokaler Schotterbildung getrennt ist, eine Tatsache, die nicht nur für das Hochstradenmassiv, sondern auch für das Klöcher Gebiet und noch weitere Regionen Gültigkeit hat.

Es läßt sich der Schluß ableiten, daß der (pontische) Schotter wenigstens teilweise jünger als die untersten Congerierschichten ist. Daß er in der Süd angrenzenden Region, welche zur obersarmatischen Zeit und in den untersten Congerierschichten eine Festlandregion darstellte, auch teilweise in ein etwas höheres Alter hinaufreichen mag, wäre im vorhinein nicht auszuschließen.

Da der Schotter jedoch dort (siehe Figur 2) einem Denudationsrelief eingelagert ist, wodurch stellenweise der Hangendsandhorizont der mittelsarmatischen Schichten abgetragen erscheint (siehe Karte), so dürfte nach Ablagerung des Mittelsarmatikums eine intensive Abtragung der neugebildeten Festlandregion stattgefunden haben. (Obersarmatische Stufe und unterste Congerienstufe.)

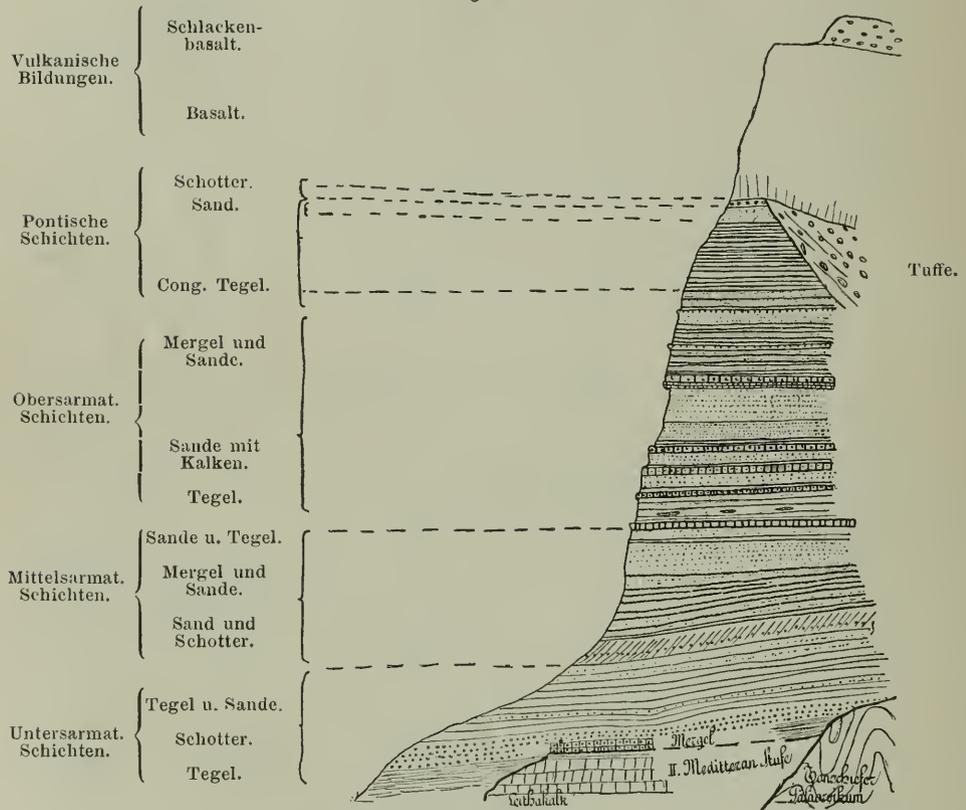
Hauptsächlich erst in einer nachfolgenden Zeit kam es sodann zur Ablagerung fluviatiler Sedimente.

Weil eine einheitliche Schotterbildung doch vielleicht besser als zeitlich einheitliche Bildung betrachtet wird, möchte ich im großen und ganzen eine spätsarmatische (und altpontische) Abtragung und eine darauffolgende, noch innerhalb der unteren Congerierschichten eingetretene, fluviatile Aufschüttung annehmen, welche bereits die untersten pontischen Sedimente überdeckte und ihrerseits wieder von Basaltdecken überlagert wird.

3. und 4. Basalttuffe und Basalte.

Da die Stratigraphie der vulkanischen Schichten mit ihrer Tektonik innig zusammenhängt, mag es vorerst genügen, darauf hinzuweisen, daß im Eruptivgebiet von Klöch allseits der Basalt von Tuff unterlagert wird. Die Radialspalte bei Pichla ausgenommen, ist mir dort kein Punkt, bekannt, an dem der Basalt unmittelbar mit tertiären Sedimenten in Berührung treten würde¹⁾. Es ergibt sich hieraus, daß im allge-

Fig. 3.



Idealprofil der Schichtfolge.

meinen die Tuffe die älteren, die Basalte die jüngeren Bildungen darstellen, wie es ja auch Prof. Sigmund bei Schilderung seines „basalen Tuffrings“ zum Ausdruck gebracht hat.

An dem Kontakt zwischen Tuff und Hangendbasalt stellt sich meist eine mehrere Meter mächtige Zone ein, in welcher die Tuffe durch die darüberfließende Basaltmasse rotgebrannt sind. Am schönsten ist diese Erscheinung wohl am Zamberg (Klöch W) sichtbar, wo dieses

¹⁾ Vielleicht außerdem noch am Seindlkrater bei Klöch.

rote Band kontinuierlich aufgeschlossen, in zahlreichen Steinbrüchen im Liegenden des Basalts sichtbar wird.

In den dichten Jungwäldern, welche sich südwärts des Kindbergkogel ausbreiten, gelang es mir an einer Stelle (im sogenannten Kreidegraben, gerade bei Buchstabe „s“ von Kindsbergkogel), im Liegenden der von oben her sich absenkenden Basaltdecke den rotgebrannten Tuff aufzufinden¹⁾.

Als jüngste Gebilde treten überall über den mächtigen Basaltmassen Schlackenströme ein, welche insbesondere den oberen Teil des Seindlberges aufbauen. Auf Grund genauer Beobachtungen ergab sich, daß dieselben eine bedeutende Mächtigkeit (bis über 50 m) besitzen²⁾ und daß sie jüngeren, schlackig erstarrten, basaltischen Nachschüben entsprechen, die mit ihren stellenweisen Einlagerungen festen Basalts ein allmähliches Abflauen der vulkanischen Förderung gegen Schluß der Eruptionsepoche darstellen.

Die Basis und das Hangende der Lavamassen zeigen ebenfalls, wie Sigmund nachwies, einen porösen, schlackigen Habitus, ob sie nun dem liegenden Tuff oder einer älteren Basaltmasse aufruhen. (Taf. XVI, Profil I und Taf. XVIII, Profil X.)

Das Hochstradenmassiv besitzt einen einfacheren Aufbau. Basale Tuffbildungen fehlen in der ganzen Erstreckung desselben. Vulkanische Explosiva treten überhaupt nur in dem als Teufelmühle bezeichneten Graben östlich des Gipfels und beim Ort Hochstraden zutage. Sie stellen hier die Ausfüllung „eines Kraterbeckens“ dar. Überlagert werden sie von der mächtigen Basaltdecke und erscheinen auch hier im Kontakt rotgebrannt³⁾.

Hangendschlacken treten nur auf der Kuppe des Hochstradner Kogels zutage und stellen wohl die jüngsten teils schlackig, teils fladenlavaartig erstarrten Nachschübe dar. (Textfigur 3 und Taf. XVII, Profil IV.)

D. Quartär.

I. Diluvium.

Da das Diluvium in dem Aufnahmegebiet wenig Interesse bietet, so verweise ich nur auf die in der Karte verzeichneten Aufschlüsse. Die Verbreitung des Diluviums fällt hauptsächlich in das breite Sulzbachtal und den dahin abdachenden Rücken des Hochstradenzuges, der von einem etwa 1 km breiten Saum diluvialer Ablagerungen bedeckt ist. Nach Süden schwillt dieser zu beinahe 2 km Breite an und bildet die Hügelkette, welche die Gehöfte Neustift und Listenberg (Laasen NW) trägt. Das Diluvium reicht hier bis über 300 m hinan. Die übrigen diluvialen Ablagerungen weisen wenig Zusammenhang auf und es erleidet ihre genaue Abgrenzung oft Schwierigkeiten. Diese isolierten Diluvialschotter, welche sich im Aigenbachtal nach Nord bis in die Gegend von St. Anna hinausziehen, weisen darauf hin, daß unter der Basaltdecke des Hochstradens größere Reste pontischer

¹⁾ An dieser Stelle konnte also die Grenze zwischen Basalt und Tuff genau festgelegt werden.

²⁾ Prof. Sigmund faßte sie bloß als oberflächlichen Schlackenhut auf.

³⁾ Siehe pag. 425.

Schotter enthalten sein müssen, heute durch Überrollung der Basaltschutthalde nur an wenigen Stellen sichtbar. Aus diesen müssen die diluvialen Wässer die groben Schottergerölle ausgewaschen haben.

2. Alluvium.

Abgesehen von den Fluß- und Bachanschwemmungen treten im Bereiche der Karte mächtige Alluvialsedimente organogener Natur in der Gegend von St. Anna auf.

Es sind dies die sehr verbreiteten Kalktuffe, welche überall dort anzutreffen sind, wo die Kalkbänder der obersarmatischen Schichten in den tief eingeschnittenen Gräben zutage treten und infolge ihrer größeren Härte kleine Stufen mit Wasserfällen bilden. Dort erscheinen die Wände der Gräben überzogen mit einer oft mehrere Meter mächtigen Umkleidung von Kalktuff, der stellenweise prächtige Kaskaden bildet.

Der Kalktuff geht aus der Überkrustung der am Boden wuchernden Moose hervor und läßt deren Struktur gut erkennen

Als Beimengung finden sich allerorts schönerhaltene Buchenblätter. An manchen Stellen läßt sich ganz deutlich der Übergang des noch lebenden Moores in das übersinterte erkennen.

An einigen Punkten in der Umgebung von Tischen finden sich Spuren prähistorischer (oder altrömischer) Grabstätten. Im Orte Tischen wurde bei meiner Anwesenheit ein Steingrab¹⁾ mit vollkommen erhaltenen Urnen, Aschen und Glasresten geöffnet. Im Walde zwischen Tischen und Größing finden sich zahlreiche Tumuli, welche Urnen und Aschenreste bergen, als Zeugen eines großen Gräberfelds.

2. Kapitel.

Lokale Tektonik.

1. Vulkantektonik.

A. Hochstradenzug.

Im stratigraphischen Teile habe ich ausgeführt, daß die vulkanischen Bildungen des Hochstraden zum größten Teil aus einer wenig unterbrochenen Basaltdecke bestehen, die spätere tektonische Bewegungen zerstückelten. Die Aufnahme hat die Verbreitung der Basaltmassen gegenüber der bisherigen Darstellung beträchtlich vermehrt, den Zusammenhang der Basalte aus der Gegend von Waldra mit denen des Ortes und Gipfels vom Hochstraden dargetan. Ebenso wurden die isolierten Basaltpartien zwischen Rosenberg, Größing und Unter Laasen genauer abgegrenzt und beträchtlich vermehrt sowie der stellenweise Zusammenhang der Basaltreste erkannt²⁾. War schon durch die Einheitlichkeit des Gesteins³⁾ der innige Zusammenhang der südlichen Bildungen mit denen des Hochstradenberges gegeben,

¹⁾ Sie befinden sich im Besitz von Herrn Oberlehrer Kolleritsch in Tischen.

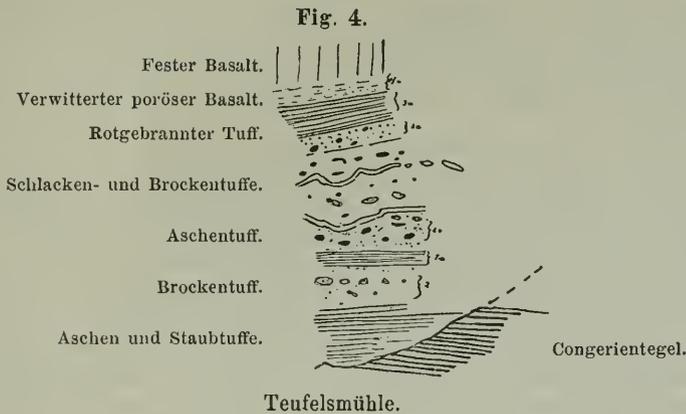
²⁾ Professor Sigmund vermutete bereits den Zusammenhang.

³⁾ Siehe pag. 424 und 419.

so wurde er durch die fast kontinuierliche Verfolgung der Basalte bis in die Gegend von Laasen noch erhärtet.

Es läßt sich daher wohl mit Sicherheit aussprechen, daß der ganze Hochstradenzug mit seinen Anhängseln und Ausläufern nichts anderes als den Rest einer einheitlichen, mächtigen Basaltdecke darstellt.

Beweise für die Deutung als selbständige Quellkuppen lassen sich nirgends aufbringen. Der an zahlreichen Punkten sichtbare Kontakt des Basalts mit dem Liegenden, der eine normale Überlagerung auf pontische Schotter aufweist, das gleichmäßige Niveau, das im allgemeinen die Basaltmassen einnehmen, die Struktur derselben und ihre Klüftungsformen, die durchweg einer strömenden und nicht einer quelligen Masse entsprechen, schließen eine solche Annahme aus. Auch der vollständige Mangel an Tuffen im ganzen Zuge (mit Ausnahme der Kraterregion) stimmen mit dem Deckencharakter überein. Daß aber die Basalte des Hochstradenrückens nicht die Gestalt eines



eine flache Rinne ausfüllenden Lavastroms besessen haben, sondern von breiter Ausdehnung waren, zeigen die von mir aufgefundenen Basaltdeckenreste am Gipfel des Sandberges (zwischen Klapping und Größing siehe Karte), welche dortselbst in drei isolierten Vorkommen als normale Überlagerung auf pliozänem, fluviatilem Lehm anzutreffen sind.

Die Lavamassen haben also nach diesen „Zeugen“ zu schließen mindestens eine Breite von 3 km besessen (Taf. XVI, Profil I). Wie erwähnt treten im Bereiche des Hochstraden nur an zwei Stellen im Norden unter den Basalten Schlacken und Tuffmassen hervor. Die besser erschlossene Partie befindet sich im Teufelsmühlgraben NO des Hochstradengipfels. Sie zeigt, daß die Schlacken und Tuffe nicht als normale Überlagerung des Congerientegels auftreten, sondern diesem in einer wohl explosiv geschaffenen Vertiefung angelagert sind¹⁾. Man hat es meiner Meinung nach hier mit einem Anschnitt eines Tuffbeckens zu tun, das mit Schlackenbänken, Brockentuffen und Lapillituffen mit unter-

¹⁾ Siehe pag. 462 und Profilskizze Figur 4.

geordnetem Aschenlager erfüllt ist. Bergwärts sinken die Massen gegen das Zentrum des Beckens in die Tiefe, im Kontakt mit den überlagernden Basalten rotgebrannt¹⁾.

Die Verbreitung dieser Schlacken und Tuffe ist nur ganz lokal. Denn schon im nächsten, zirka 300 m Ost gelegenen Graben fehlen sie fast vollständig, woselbst der Congerientegel beinahe unmittelbar vom Basalt überlagert wird. Nach Westen hin lassen sie sich zirka 500 m weit verfolgen, brechen jedoch dann plötzlich ab, ohne an der Westseite des Hochstradenberges, noch in den Aufschlüssen bei Waldra, noch S und SO der Ortschaft Hochstraden unter dem Basalt hervorzutreten²⁾.

Diese geringe Verbreitung von Auswurfsmaterial am Stradnerkogel zeigt, daß die explosive Tätigkeit sich nur ganz lokal entwickelt hat und daß deren Bildungen bloß die breiten Schlote und Kraterbecken ausfüllen.

Ein oberflächlicher Aufschüttungskegel hat sich wohl niemals am Hochstraden erhoben; denn der ersten, ein Kraterbecken erzeugenden Phase folgte der ungehemmte Austritt mächtiger Lavamassen nach, deren Material einen Raum von vielen Quadratkilometern bedeckte. Indessen dürfte als Ausflußpunkt der Hauptmasse dieser Deckenbasalte eher die noch zu erwähnende Spalte von Risola in Betracht kommen.

Ob nun das Schlackentuffvorkommen im Orte „Hochstraden“ den Gegenflügel zum Tuff der „Teufelsmühle“ bildet und so den Krater gegen SO begrenzt, oder, was mir unwahrscheinlicher erschiene, ob es sich hier um eine selbständige Kraterfüllung handelt, läßt sich infolge mangelnder Aufschlüsse nicht entscheiden.

Als Ausnahmen von diesem einfachen Bau, der das Hochstradenmassiv charakterisiert, treten drei Vorkommen hervor.

1. Eine spaltförmige Basaltmasse, südlich des Ortes Hochstraden, die im Tertiär aufsitzt und soweit kenntlich, mit saigerem Kontakt an letzteres angrenzt.

2. Die mehr als kilometerlange aufgefundene Basaltmasse, welche am Rücken zwischen Plesch und Klapping (St. Anna SW) auftritt. Sie ist sehr schlecht aufgeschlossen. (Bruch an der Ostseite und verlassener Steinbruch im absteigenden Ausläufer im Westen.) Soweit sich aus der genau durchgeführten Verfolgung der Lesestücke und Bodenbedeckung nähere Anhaltspunkte gewinnen ließen, ergab sich das auf der Karte dargestellte Bild, welches nach dem Herabziehen der Basaltmassen, zwischen den die Höhe einnehmenden sarmatischen Schichten ganz den Eindruck einer mächtigen Spaltausfüllung macht. (Taf. XVI, Profil I.)

Es scheint also das Gebiet von einer fast 200 m mächtigen, zirka NSstreichenden vulkanischen Spalte durchsetzt zu sein, die gegen Nord sich zerteilt und annähernd senkrecht darauf schmale Seitenäste gegen WNW entsendet hat. Im Kontakt rotgebrannte Tertiärschichten

¹⁾ Siehe pag. 425.

²⁾ An letzterem Punkt in dem sogenannten „Höllischgraben“ zeigen sich die obersarmatischen Mergel im Liegenden des Basalts von Harnischen und Gleitflächen durchzogen, welche wohl mit einer Bewegung der Massen bei der explosiven Bildung des „Hochstradner“ Tuffbeckens zusammenhängen.

sind an diesen seitlichen Abzweigungen an mehreren Punkten beobachtet worden. Aus der folgenden Schilderung der Bruchtektonik wird sich ergeben, daß das Auftreten dieser Vulkanspalte mit einer Region sehr starker Zertrümmerung des Gebirges annähernd zusammenfällt¹⁾. (Tafel XVII, Profil V u. VI und Tafel XVIII, Profil VII.)

3. Nördlich der Ortschaft Größing befindet sich an der isolierten Waldparzelle ein kleines getrenntes Basaltvorkommen, das gegenüber den benachbarten Decken eine tiefere Lage aufweist. Seiner makroskopischen Beschaffenheit nach ist es sehr homogen und sticht von den Deckenbasalten des Hochstraden merkwürdig ab.

An der Oberfläche liegen Platten von fast unverwittertem, klingendem, hartem Basalt herum, Gesteine, wie sie mir nur aus den Radialspalten des Kindbergkraters bekannt sind.

Aus diesen Gründen und wegen seiner Tiefenlage halte ich diesen Basalt für einen vereinzelt durchbruch eruptiven Magmas, für einen bloßgelegten Stiel.

Es erscheint nun sehr interessant, daß derselbe an dem Kreuzungspunkt zweier Verwerfungen liegt. Wahrscheinlich hat das gleichzeitig mit den Eruptionen des Klöcher Massivs aufdringende Magma (siehe später) auch an dieser geschwächten Stelle der Erdkruste seinen Ausweg genommen.

B. Klöcher Massiv.

Viel interessanter und wechselvoller sind die vulkantelektischen Erscheinungen im Klöcher Massiv. Wie schon im stratigraphischen Teil erwähnt wurde, bilden Tuffe die stete Unterlage der Basaltmassen. Die basalen Auswurfsprodukte, welche mit Ausnahme von zwei Unterbrechungen (im Norden am Kindbergkogel zwischen Tischen und Pichla, im Süden zwischen Klöch und Klöchberg) das Eruptivgebiet umsäumen, erwiesen sich als Denudationsreste einer mächtigen, sehr schön geschichteten Tuffdecke. Es sind die feineren Aschen und Staubteilchen, welche hier gesaigert als vulkanischer Staub, Asche oder Lapilli niederfielen. Die Schichtung ist derart fein und schön gebändert wie bei einem normalen Sediment. Es wechselt eben entsprechend der rhythmischen Zu- und Abnahme der vulkanischen Tätigkeit gröberes und feineres Material miteinander ab. Auch bei jeder einzelnen Eruption setzten zunächst die gröberen Lapilli und Aschen sich zu Boden, während die feinen Staubpartikelchen länger von der Atmosphäre getragen wurden. Stellenweise erscheinen die feinen Staubbänke mit schönen Rippelmarkfurchen versehen, welche andeuten, daß der Wind über die vulkanischen Staubmassen hingefegend, in denselben die Spuren seiner Wirksamkeit hinterlassen hat. Die äolische Bildungsweise dieser Tuffe, die man ursprünglich wegen ihres Palagonitgehalts für submarin hielt, hat Professor Sigmund bereits dargetan²⁾. Der Charakter dieser Tuffe ist wesentlich beeinflusst durch den beträchtlichen Gehalt an Sedimentmaterial, worin Quarze die Hauptrolle spielen.

¹⁾ Da ausgedehnte Deckenergüsse zumeist aus „Spalten“ ausfließen, ist man berechtigt, anzunehmen, daß die Basaltdecke des Hochstraden in geringeren oder größerem Ausmaß dieser Spalte entstammt.

²⁾ Siehe pag. 422.

Sie sind meist im Kontakt gerötet oder gebrannt, bröcklig, sandig umgewandelt und kantig zerbrochen. Ihre Herkunft ist teils aus den liegenden pontischen Schottern, zum größeren Teil aus ausgeblasenen, sarmatischen Sandschichten abzuleiten. Werden die Tuffe feinkörniger, so verschwinden die Quarze und es vertreten Glimmerblättchen ihre Stelle, welche ¹⁾ einer Zerstäubung von Mergeln und Tegeln ihren Ursprung verdanken.

Da diese Tuffe unmittelbar der pontischen Schotterfläche aufgesetzt sind und, wie sich ergab, eine Wechsellagerung in den liegendsten Partien zwischen Tuff und Schotter stattfindet, so bilden erstere die ältesten „vulkanischen“ Produkte des Klöcher Massivs.

Was ihre Lagerung anbelangt, so muß diese im allgemeinen als horizontal betrachtet werden. Wohl treten vielfach auch starke Neigungen in den Tuffen ein; jedoch erwiesen sich diese durch das Auftreten von Verwerfungen, Überschiebungen und Faltungen durch jüngere Vorgänge entstanden, die die ursprünglich normale Lagerung nicht vollkommen zu verwischen vermochten. Dort, wo diese Massen in mächtigster Ausbildung vorhanden sind, so insbesondere am Hohenwartrücken im Osten und am Zamberg im Westen, lagern die Tuffschichten, in zahlreichen, großen Brüchen erschlossen, horizontal oder schwach geneigt. Es ist mir nicht zweifelhaft, daß diese basalen Tuffe einem ruhigen, gleichmäßigen Eruptionsrhythmus entsprechen. Sie bedeckten als ein weithin vertragener Staub und Aschenregen die pontische Schotterfläche und ihre einstige Verbreitung hat sicher ein die heutige Ausdehnung weit übersteigendes Ausmaß besessen ²⁾. Alle Störungen und Neigungen, die diese Tuffplatte erfahren hat, sind die Vorgänge einer jüngeren Eruptionsepoche, deren Zeugnis wir nun betrachten wollen.

Wenn man von der Ortschaft Klöch nach NO blickt, so sieht man den aufragenden Rücken des Hohenwarts vor sich, der über einem Sockel von sarmatischem Schotter, Mergel und Sand eine mächtige (zirka 60 m) Tuffkappe trägt. (Taf. XVIII, Profil IX und X.)

Die prachtvoll geschichteten Gebilde sind horizontal gelagert sowohl in den Weingärten mauerartig hervortretend (am S- und SW-Abhang), als auch in mehreren Brüchen in der Umgebung der neu erbauten Schloßvilla erschlossen. Nähert man sich gegen Westen dem Basaltrand, so zeigen sich die Tuffe überall von Störungen durchsetzt. Profilskizze 5 zeigt jene, welche sich beim Meierhof oberhalb Klöch in den dem Basalt sehr genäherten Tuffbänken wahrnehmen lassen. Am Rücken des Hohenwart gegen Nord fortschreitend, stellen sich ausgeprägte Faltungen in den prachtvoll geschichteten Tuffbänken ein, wie solche insbesondere in einem Steinbruch knapp unter dem Kamm sichtbar sind (Profil Fig. 6 und Photographie Taf. XIX). Eine prächtige Synklinale von mehreren Metern Durchmesser erscheint hier aufgeschlossen, von sehr regelmäßigem Bau, die in ihrer Streichrichtung beiläufig mit

¹⁾ Siehe pag. 422.

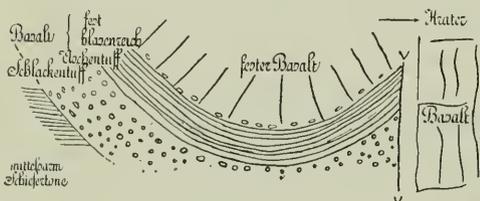
²⁾ Jenseits der ungarischen Grenze bei der Ortschaft Görlianc (zirka $1\frac{1}{2}$ km Ost der Kartengrenze) fand ich am Talgehänge eine abgerutschte Scholle von Tuff. Diese würde darauf hinweisen, daß vielleicht im Diluvium der Höhenrücken noch von den sicher aus dem Klöcher Massiv stammenden Tuffen bedeckt war.

steiler Stellung sich an den Tuff und an dessen sedimentäre Basis anlehnt.

Die Lösung für diese Lagerungsverhältnisse bieten die Verhältnisse westlich von Klöch. In kontinuierlichen Aufschlüssen, deren größter in Profilskizze Fig. 7 dargestellt ist, zeigt sich am Westrand des Ortes, daß die Basaltdecke des Seindlberges gegen Nord absinkt und gerade am Nordausgang des Ortes die Talsohle erreicht (mit ihrer Basis). Im Liegenden der Basalte treten Tuffe zutage¹⁾. Der makr. Charakter dieser Tuffe ist sehr verschieden von denen am kaum 100 m entfernten Hohenwartrücken. Dort waren es Aschen- und Staubsuffe, hier sind es äußerst grobe Schlackentuffe und Brockentuffe mit einzelnen Lapilli- und Aschenlagen, dort schön geschichtete, gebänderte, gesaigerte Materialien, hier ein fast ungeschichtetes, höchstens andeutungsweise gebanktes Haufenwerk von groben Schollen, einfallend gegen Nord.

Geht man von diesem Aufschluß 100 m nach Süden, so trifft man in noch höherem Niveau (siehe allgemeines Profil, Taf. XVIII) mittelsarmatische Sande in einer Grube aufgeschlossen. Hier

Fig. 7.



grenzt (wie am „Hohenwartrand“) schon der hangende Basalt unmittelbar mit steilem Kontakt an die sarmatischen Sedimente, über denen höher oben noch pontische Flußschotter liegen.

Man erkennt²⁾, daß die im Liegenden des Basalts auftretenden Tuffe sowohl ihrer Lagerung als ihrer Beschaffenheit nach, unmöglich mit den Tuffen des Hohenwarts identifiziert werden können. Diese Tuffe von „Klöch“ haben sich, ebenso wie der Basalt, an einem Steilrand an die tertiären Sedimente und deren Tuffdecke angelagert.

Diese Erscheinungen sind nur verständlich unter der Annahme, daß auf die erste Eruptionsphase, die die mächtige und weitverbreitete basale Tuffdecke mit ihren feingeschichteten Sedimenten geliefert hat, ein zweiter, mit einer gewaltigen Explosion verbundener Paroxysmus eingetreten ist, welcher die Tuffdecke zersprengte, die Reste derselben versinken ließ und ein gewaltiges Kraterbecken schuf. An dessen Rändern rief er die am Hohenwart und anderen Punkten zu beobachtenden Faltungen und Überschiebungen hervor. Das Becken selbst füllte sich zuerst mit grobem Explosivmaterial (Tuffe von Klöch)

¹⁾ Siehe pag. 422.

²⁾ Sigmund hat bereits das Ungeschichtesein dieser Tuffe hervorgehoben.

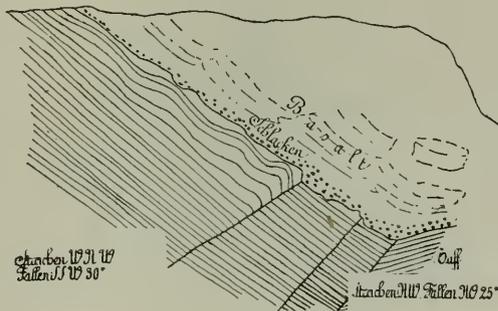
hierauf aber mit Basaltmassen, deren Mächtigkeit beinahe 150 m erreicht.

Es ist der Kern des Kraterbeckens, welcher bei Klöch im tief eingerissenen Tal zutage tritt.

Nur aus der Füllung eines tiefen Kraters läßt sich die Mächtigkeit der Basalte am Seindlberg und Umgebung erklären, nur aus einer vorangegangenen Explosion die Anlagerung des Basalts an die mittelsarmatischen Sande, Mergel, an pontische Schotter und Basalttuffe begreifen, nur als eine Beckenfüllung erscheinen die groben Schlackenmassen im Orte Klöch verständlich und nur aus einer derartigen Bildungsart ist das Auftreten der miocänen und pliocänen Sedimente unmittelbar daneben (um 50 m höher) deutbar.

Der Rand des Kraters ist bei Klöch durch das tief eingeschnittene Tal entfernt und es sind die basalsten Partien des Eruptivkerns abgeschlossen. Es ist eine geöffnete Pforte, welche hier einen Einblick in die Tiefe des Kraterbeckens gewährt.

Fig. 8.



Westwärts von Klöch steigt der bogenförmige Rand des Kraters gegen SW, indem er weiterhin allmählich gegen O—W umwendet.

Infolge der tiefergreifenden Denudation ist hier bereits der obere Teil der Umrandung des Kraterbeckens entfernt. Die den schöngeschichteten Tuffen des Hohenwarts entsprechenden Bildungen sind hier bereits abgetragen, die pontischen Schotter sind nur stellenweise noch erhalten, die mittelsarmatischen Schichten stark zergliedert. Der Kontakt der vulkanischen Bildungen mit den Sedimenten ist auch hier am Südfuß des Seindls ein steiler, der die Schlacken, Tuffe und Basalte des Kraters von den südlich angrenzenden sarmatischen Schichten trennt (Profil Fig. 7)¹⁾.

Das Gebiet des Zamberges zeigt nun den im Westen auftretenden Gegenflügel zum Hohenwart, indem hier wieder die normale Schichtfolge von den mittelsarmatischen Schichten über die pontischen Schotter zur schöngeschichteten Tuffdecke sichtbar ist. Das Kraterbecken hat sich bereits vor dem Zamberg gegen Nordwest gewendet. Am Rande

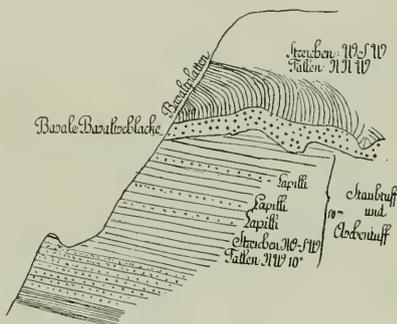
¹⁾ Ich fand hier in dem groben Tuff Blöcke von basalem Staubtuff, der hier also auf sekundärer Lagerstätte liegt.

desselben erscheinen wieder die basalen Tuffe gestört. Profilskizze Fig. 8 zeigt diese zu einer gebrochenen Synklinale gestaut, welche noch eine Überlagerung von Basalt trägt.

Wieder sind es die wunderbar ebenmäßig geschichteten Tuffe mit dem feinen Rythmus in der Saigerung des Eruptivmaterials. Der Unterschied vom Hohenwart besteht nur darin, daß die Tuffe eine geringere Mächtigkeit besitzen und daß hier ein Überfließen der jüngeren Basalte aus dem Becken heraus stattfand, welche sich auf die inzwischen gestörten, gefalteten und vielleicht auch gesenkten Schollen ergossen. Die Verwerfung, welche NW streichend herabzieht, scheint mit der Entstehung des Kraterbeckens zusammenzuhängen. (Siehe später.)

Der Zamberg erweist sich als eine regelmäßig gebaute Platte, welche schwach nach NW sich neigt und daher nach dieser Richtung Basalte und Tuffe tiefer absenkt (Profil Fig. 9).

Fig. 9.



Betrachtet man nun den NW-Rand des Seindlkraters in der Umgebung von Jörgen, so treten hier interessante Erscheinungen in den basalen Tuffen zutage.

Profil Fig. 10 zeigt den in den schön geschichteten Tuffen angelegten Bruch (Herrschaftsbruch). Man erkennt, daß die Störungsphase, welche, wie überall im Klöcher Massiv, der Basaltüberdeckung voranging, mit einer Überschiebung der Tuffmassen verbunden war, welche sich in einem gegen das Kraterbecken zu sich steiler stellenden, anormalen Kontakt äußert.

Die auf mehr als 100 m hin erschlossenen Tuffbänke sind zu einer sehr flachen Antiklinale gestaut. Die Überschiebungsflächen sind von einem prächtigen Harnisch überzogen, dessen Striemen gegen den Krater hinweisen. Über der großen Überschiebung zieht eine sekundäre Gleitfläche durch, welche mit einer Zertrümmerung der Tuffe verbunden war. Das Hangende bildet, diskordant gelagert, die Basaltdecke, die mit einer Block- und Schlackenschicht beginnt¹⁾.

¹⁾ Siehe pag. 423.

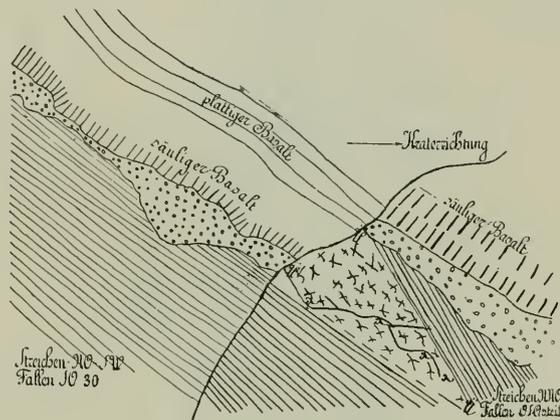
Daß diese Überschiebung keine rein lokale Erscheinung darstellt, beweist ihr Wiederauftauchen in dem Gemeindesteinbruch (Jörgen Ost). Profil Fig. 11. Die Tuffbänke erscheinen sehr gestört. Über ihnen lagern diskordant Schlacken und Basaltbänke im Liegenden des festen Basanits.

Die Überschiebungsfläche schließt ein mylonitisches Haufenwerk mit Striemen und dazwischengelagerten Bändern von Lettenschmier ein. Auch hier fällt die Bewegungsfläche steil gegen den Krater ein.

Diese Aufschlüsse erweisen, daß auch der W- und NW-Rand des „Seindl“kraters von einer Störungszone umgeben ist, welche sogar zu Überschiebungen der Tuffmassen, zu Mylonitisierung derselben, zur Bildung von Harnischen und Lettenschmier Anlaß gegeben hat.

Da im Steinbruch von Jörgen die Überschiebungsfläche gegen das Kraterbecken zu sich steiler stellt, scheint mir die Bewegung eine nach außen gerichtete gewesen zu sein. Ich fasse auch hier diese

Fig. 11.



Bildungen als das Zeugnis einer gewaltigen Explosion auf, welche nach Ablagerung der basalen Tuffe und vor jener der Basalte eingetreten ist. Die basalen Tuffbänke lassen sich von hier kontinuierlich bis zum Kindbergkogel verfolgen, an dessen Kraterand¹⁾ sie abstoßen. Jedoch treten dabei die Staubbänke mehr zurück und werden schöngeschichtete Aschentuffe mit Lapillilagen vorherrschend. Die Schichten erweisen sich auch hier stark gestört und fallen meist steil gegen SO ein. Da ihre Entstehung mit der Bildungsgeschichte des Kindbergkraters zusammenhängt, will ich sie mit diesem besprechen.

Ich gehe daran, der jüngeren Ausfüllung des mächtigen Seindlkraterbeckens einige Worte zu widmen. Den bei Klösch Magmabasalte, sowie Gneiß und Granitbruchstücke²⁾ enthaltenden Tuffe überlagert Nephelinbasanit. Dieser setzt (siehe Profilskizze Fig. 12) mit einer nur wenige Meter mächtigen, älteren Basaltpartie ein, die im Hangenden

¹⁾ Der Kindberg stellt einen zweiten Krater dar.

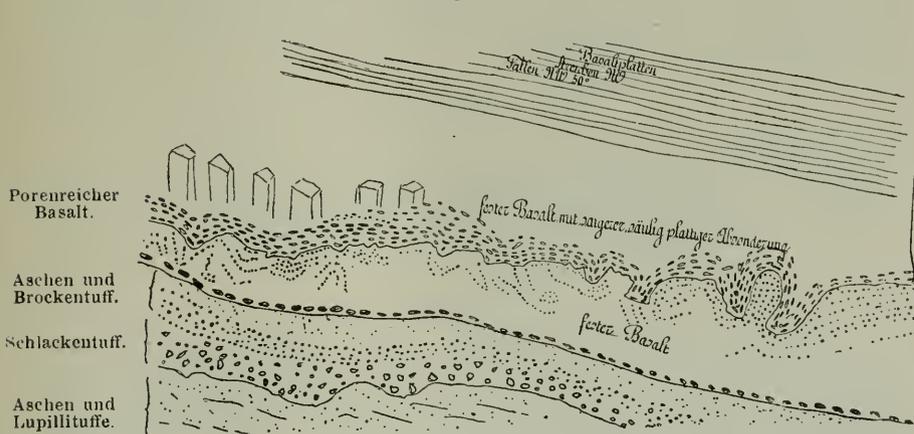
²⁾ Siehe pag. 411.

und Liegenden einen Schlackenpanzer trägt. Darüber lagert sich der kontinuierliche Ausfluß basaltischen Magmas, der an seiner Basis wieder mit einem porenreichen Basalt beginnt und fast 60 m kompakten Nephelinbasanit umfaßt.

An der Basis dieser größeren Masse erscheinen säulig-plattig Absonderungen, deren Achse senkrecht zur Unterlage gerichtet ist. Wenige Meter darüber sind jedoch stark bergeingeneigte, mächtige Platten erschlossen, die in ihrer Streichungsrichtung mit der der Unterlage der Basalte übereinstimmen (siehe Profilskizze Fig. 12 und Photographie).

An der Hand der Karte läßt sich am Seindlgehänge deutlich der parallele Verlauf der Basaltplatten mit dem des Kraterrandes verfolgen.

Fig. 12.



Im Klausengraben (Nord von Klöch) schwenken die Plattenklüfte entsprechend dem Kraterrand aus NO-Richtungen in die NS-Richtung um; nähert man sich nun dem Nordrand des Kraters, so biegen die Platten aus dem NS-Streichen, wie man deutlich erkennt, in ein NW- und schließlich sogar in ein O—W-Streichen um. Es wird also von den Basaltklüften ein dem Kraterrand paralleler Halbkreis beschrieben, der das mit Nephelinbasanit und Schlackenströmen erfüllte Becken umsäumt.

Die Massen, welche die Höhe des Seindlberges aufbauen¹⁾, bestehen aus mannigfach wechselnden Lagen von schlackigem Basalt mit Schlackenströmen und Bänken festen Basanits. Je höher man hinaufsteigt, desto mehr nehmen im allgemeinen die Schlackenmassen überhand, während der homogene Basalt zurücktritt.

Es zeigt sich hier das allmähliche Schwächerwerden der vulkanischen Kraft, die nicht mehr imstande war, mächtige Ergüsse zu fördern, sondern nur schwache, dünne Ströme, die, blasig aufgebläht,

¹⁾ Über der 60 m mächtigen Masse festen Basalts.

das Kraterbecken füllten. In der Kammregion des Seindl schließlich herrschen allein die porösen Schlacken vor, infolge ihres hohen Eisengehalts rotbraun gefärbt¹⁾. Die Mächtigkeit der überwiegenden Schlackenfazies an den Gehängen des Seindls erreicht sicher 60 m^2 .

Die Tatsache, daß der Tuff am Hohenwartrücken eine bedeutend größere Mächtigkeit als am Zamberg besitzt, möchte ich mit der vorherrschenden Luftströmung in Zusammenhang bringen. Denn, da im Pliocän von den heutigen nicht allzusehr abweichende, paläographische Verhältnisse geherrscht haben, erscheint es wahrscheinlich, daß auch damals Westwinde gewelt haben²⁾. Daher wurden die äolisch verfrachteten Tuffsedimente am Ostrand des Massivs in bedeutenderer Mächtigkeit angehäuft als am Westrande desselben.

Eine isolierte Stellung im Klöcher Massiv nimmt der Kindbergkrater ein, der einen gegen Nord vorragenden Sporn darstellt. Ziemlich schroff erhebt sich der Kogel über seine Umgebung, schon äußerlich an seiner regelmäßigen Gestalt als vulkanischer Auswurfkegel kenntlich.

Fig. 13.



Man hat hier die innere Schale eines hauptsächlich mit losem Auswurfmaterial erfüllten Kraters vor sich, teils Massen, die sich unter dem einstigen Oberflächenniveau einer explosiv geschaffenen Vertiefung des Bodens angelagert hatten und durch Abtragung des sedimentären Randes bloßgelegt wurden, teils Material, das, sich über den Krater aufbauend, den Kern des Schlackenkegels bildete.

Der bogenförmige Rand, der auf der Karte im W, N und O die vulkanischen Bildungen des Kindbergkogels begrenzt, ist daher der Rand einer explosiv gebildeten Kratertiefe, die mit Schlacken und Tuffmaterial sich füllte. Die Störungen, welche bei Bildung des Beckens sich vollzogen, lassen sich am aufsteigenden Fahrweg Süd von Pichla beobachten (siehe Profilskizze Fig. 13). Man erkennt, daß Schollen von mittel-sarmatischen Mergeln übereinandergeschoben sind, zwischen welchen geringe Tuffpartien und Reste von dem vor der Eruption die Oberfläche bedeckenden pontischen Schotter eingezwickelt erscheinen. Ein wirres Haufenwerk verschiedener Schichten erscheint durch die raumschaffende Explosion bei Eruptionsbeginn am Rand des Kraters vereinigt⁴⁾.

¹⁾ Siehe pag. 422.

²⁾ Im Graben am Südabhang des Seindls finden sich auch in den tieferen Basalten mehrfach poröse Einlagerungen.

³⁾ Für das Diluvium ist dies bekanntlich durch Lößverteilung erwiesen.

⁴⁾ In diesen Tuffschollen fanden sich Pflanzenreste (Schilfpflanzen und Blätter).

Das Verhältnis der basalen schön geschichteten Tuffe des Seindlgebieten zum Kindbergkrater läßt sich am besten an Profilskizze Fig. 14 erkennen. Die Tuffbänke brechen plötzlich an den Brocken und Schlackentuffen des Kindbergkraters ab, eine Erscheinung, die aber durchaus nicht gegen eine Herkunft der ersteren aus dem Kindberg-schlott spricht. Der scharfe Rand an dem die basalen, geschichteten Tuffe abbrechen, mag das Werk einer jüngeren Explosion darstellen. Daß solche auch zur Zeit der Ablagerung der schön geschichteten Basalttuffe stattfanden, zeigt eine in denselben (und zwar in ziemlich liegenden Bänken) auftretende prächtige Falte, welche durch die gegen Nord geneigte Antiklinalachse ihre Entstehung auf eine aus dem Kindbergkrater wirkende Kraft zurückführt (siehe Profilskizze Fig. 14).

Vielleicht mag damit die interessante Erscheinung im Zusammenhang stehen, welche man an der SO-Seite des Kindbergkraters beobachtet. Auf der Karte ist eine NW in die Länge gezogene Partie von Leithakalk verzeichnet. Das Vorkommen läßt nur die Deutung zu, daß man es hier mit einer aus der Tiefe mitgerissenen losen Scholle zu tun hat, welche, da sie noch von Tuffen überdeckt wird, einer älteren Phase der Eruption ihre Entstehung verdankt.

Das Hervortreten dieser Kalkmasse an der Verwerfung sowie ihre Längserstreckung scheinen mir darauf hinzuweisen, daß der Sprung, der die Tuffplatte durchsetzt, die basaleren Tuffpartien an dem stehen gebliebenen Flügel bloßlegte. In dem Kalk fanden sich folgende Fossilien:

1. *Serpula gregalis*,
2. *Cardium* sp.

Außerdem lagen vergesellschaftet mit dem Nulliporenkalk Blöcke eines Sandsteins umher.

An der SO-Seite des Kindbergkraters trifft (gerade über der liegende Falte) man (siehe Profil Fig. 14) in den hangenden Tuffpartien Blöcke von prächtigem, marmorisierten Leithakalk, welche Kopfgröße erreichen.

Das Material, das den Kindbergkogel aufbaut, besteht aus einem bunten Wechsel der größten Auswurfmassen. Es ist ein grobgebanktes Haufenwerk von Basaltbomben und Blöcken, mächtigen Schlackenauswürflingen, mitgerissenen Trümmern und Fetzen sedimentärer Gesteine von tertiärem und paläozoischem Alter, mit gröberen und feineren Schlackentuffen, Brockentuffen und Einlagerungen von Lapilli- und Aschenmassen. Dazwischen schalten sich sehr zahlreiche Schlackenströme, Bänke von typischer Fladenlava, Lagen von festem Basalt und schließlich die die ganze Masse senkrecht durchsetzenden Radialspalten ein (Profil Fig. 14). Der Nordrand des Kindbergs entblößt die erste der mit homogenem Basalt erfüllten Radialspalten, an welche sich gegen Osten fünf weitere Gänge anreihen. Sie zeigen im allgemeinen ein deutliches Konvergieren gegen das Zentrum des Berges (siehe Profil Fig. 14 und Karte).

NO-wärts am Bergfuß weiterwandernd gelangt man zu einer mächtigen Kaskade von Basaltblöcken, welche sich als Ausfüllung einer zirka 30 m mächtigen Radialspalte von der Höhe absenkt. Der Basalt

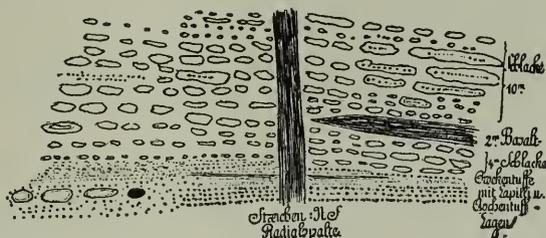
ist ungemein homogen, ganz unzersetzt und von wollsackähnlicher Verwitterungsform (wie zum Beispiel die Granite des Böhmerwaldes).

Über einen Aufschluß, der gegen diese Spalte sich hinabliegende Schlackentuffe entblößt, gelangt man zum Anschnitt: Profil Fig. 15.

Man steht vor einer durch Steinbruchsbetrieb sehr schön erschlossenen, zirka 2 m mächtigen Radialspalte, welche parallel den Wänden in schöne Platten zerklüftet ist; sie durchsetzt Brockentuffe mit Lapilli, Asche und Basaltzwischenlagen, die im Hangenden von Schlackenströmen überlagert werden. Meist im Kern poröse oder auch mit einer porösen Rinde versehene Basaltblöcke sind in den Tuffen eingebettet. Profil Fig. 15. (Erklärung für beide Typen siehe im Anhang, Kapitel pag. 497.)

Nach einer weiterhin erschlossenen, von saigeren Platten durchzogenen Radialspalte trifft man auf einen Steinbruch, der einen vollständig ungeschichteten, nur von Klüften durchsetzten Schlacken- und Brockentuff aufschließt, ein wirres explosives Haufenwerk.

Fig. 15.



Es handelt sich hier sicherlich um die Füllung eines Eruptionskanals, vielleicht einem randlichen Schlot im großen Krater angehörig. Einschlüsse von metamorphem Schiefer, im Kontakt stark verändert, zeichnen ihn aus.

Nach Erreichen der durch eine mächtige Blockhalde gekennzeichneten östlichsten Radialspalte stehen wir wieder an dem steilen Abbruch, der basalen, schön geschichteten Tuffbänke, die vom Höhenwartrücken herüberziehen. Der Kontakt beider ist sehr markant und gut verfolgbar. Während die basalen Tuffe normal über mehrfach sichtbarem pontischem Schotter aufrufen, reichen die Schlackenmassen entsprechend dem Ausschnitt des Kraterbeckens tiefer hinab. Im Walde sind die Schlacken und Brockentuffe in tieferem Niveau als die angrenzenden sarmatischen Schichten erschlossen¹⁾.

Der Südrand des Kindbergkraters ist mit dichtem Jungwald bedeckt. Es läßt sich aber erkennen, daß mächtige Schlackenströme vorherrschen, die gegen Süden den basalen Tuffen auflagern²⁾. Dort, wo der Sattel zwischen Kindbergkogel und Seindl sich befindet, läßt sich ein kontinuierlicher Zusammenhang dieser Schlackenmassen mit

¹⁾ Ein Ausläufer der östlichsten Radialspalte ist noch in den Feldern draußen sichtbar.

²⁾ Siehe pag. 467.

den Basalten erkennen, welche den Nordabhang des Seindls bilden (siehe Karte). Kindbergkogel und Seindl verschmelzen hier miteinander.

Das Plateau des Kindbergkogels ist von zwei Basaltmassen gekrönt. Sie mögen den letzten Rest der Füllung des einstigen, offenen Kraterbeckens darstellen, welches ursprünglich von einem Tuffkranz umgeben, heute durch die Denudation von letzterem befreit ist und diese härteren Partien die Kuppenhöhe einnehmen läßt.

Da der Zusammenhang zwischen den Schlackenmassen des Kindbergsüdabhangs und den Basalten (mit ihren Schlackenzwischenlagen¹⁾ am Seindl nur wenig durch Abtragung unterbrochen ist (siehe Karte), so möchte es mir wahrscheinlich erscheinen, daß die Ausfüllung des durch eine Explosion geschaffenen Seindlbeckens vom Kindbergkogel her mit Basaltströmen erfolgte. Das Vorwiegen der Basalte gegenüber den Schlacken am Seindl erscheint ganz naturgemäß, indem eben das ausfließende Magma seinen Schlackenpanzer zurückläßt, während die mächtigen Lavamassen in das tiefe Becken sich ergießen und sich zur homogenen, kompakten Basaltmasse aufstauen. Erlahmte die Kraft der vom Kindbergkogel herabfließenden Lavaströme, so zog sich die schlackige Fazies bis in das Seindlbecken hinein, um von einem neuerlichen Basaltaufschluß überdeckt zu werden.

Daß das Überwiegen der Schlackenströme in den höheren Partien des Seindls auf das allgemeine Absterben der Eruptionen deutet, habe ich bereits früher erwähnt.

II. Bruchtektonik.

Ein Blick auf die Karte zeigt, das geradlinige Verwerfungen das Gebiet durchsetzen und es in eine Reihe mehr oder minder scharf begrenzter Schollen auflösen.

Wenn man die Richtung dieser Sprünge prüft, so kann man darin zwei Hauptssysteme erkennen, von denen das eine durch fünf zirka NW streichende Verwerfungen gegeben ist, während das andere durch vier gegen Ost konvergierende Brüche vertreten ist. Außer den genannten treten noch zwei nur auf kurze Strecken verfolgbare, NS streichende Sprünge zutage.

Die tektonisch höchstgelegene Scholle läßt die Leithakalke im Aigenbachtal im Liegenden hervortreten und bei Gießelsdorf und Frutten die tiefsten untersarmatischen Schichten ziemlich hoch hinansteigen. Ich bezeichne sie als „Risola“horst.

Begrenzt erscheint er im Norden von der „Hochstradner“ Verwerfung, welche die Basaltdecke des eigentlichen Stradner Kogels nordostwärts tiefer senkt. Am Südostende der Bruchlinie erscheinen die „verkalkten“ untersarmatischen Schichten steil aufgerichtet²⁾.

Im Süden ist der „Risola“horst durch den „Fruttener“ Bruch begrenzt³⁾, der im Steintal deutlich sichtbar, den untersarmatischen

¹⁾ Solche Schlackenzwischenlagen finden sich im Graben Ost von Jörgen auch in tieferen Basaltpartien.

²⁾ Siehe pag. 436.

³⁾ Ein sekundärer Bruch scheint schon bei den Stradenberg-Häusern durchzuziehen.

Schotterzug deutlich abbrechen läßt¹⁾. Die Basaltdecke des Rosenbergs erscheint durch ihn tiefer gesenkt.

Der zwischen diesen Brüchen gelegene Risolahorst ist nicht ganz horizontal gelagert, sondern zeigt (besonders im Steintal sichtbar), eine an dem untersarmatischen Schotterzug deutlich kennbare Neigung gegen Nord. Sie gibt sich auch in den Leithakalken und verkalkten untersarmatischen Schottern bei Risola zu erkennen²⁾.

In der Umgebung der vulkanischen Spalte (Risola NW) sind die Schichten besonders stark gestört.

Im Norden gliedert sich das gegenüber dem „Risola“horst um zirka 40 m versenkte mächtige Gebiet an, das den eigentlichen Stradner Kogel und seine obersarmatische Unterlage trägt.

Ich bezeichne es als Scholle von „St. Anna“.

Die dieselbe im Süden begrenzende „Hochstradner“ Verwerfung zeigt entlang ihres Verlaufes, an mehreren Punkten sichtbar, merkwürdig veränderte Gesteine. Am Westabhang des Hochstraden befindet sich eine Blockhalde eines hellgrauen Basaltgesteins, welches trotz Änderung seiner Färbung keine Einbuße an seiner Härte erfahren hat. Meiner Meinung nach handelt es sich hier um ein durch aufsteigende Gase, die entlang der Verwerfung empordrangen, gebleichtes, umgewandeltes Basaltgestein. Im Einklang damit steht die große Ähnlichkeit mit einem Handstück aus der Solfatara³⁾, das auch durch aufsteigende Schwefeldämpfe eine Bleichung erfuhr.

Beim Bau einer Wasserleitung im Orte Hochstraden (Frühjahr 1912) wurde dort, wo deren Trasse die Verwerfung kreuzte, der Übergang von normal verwittertem Basalt wieder in diese entfärbten Varietäten sichtbar⁴⁾.

Das geradlinige Aneinanderreihen dieser Vorkommen⁵⁾ entlang der Verwerfung scheint mir zugunsten einer nachträglichen Bildung durch aufsteigende Gase zu sprechen. Es weist die Erscheinung anderseits darauf hin, daß die Verwerfungen „nicht“ allzulange nach den Eruptionen eingetreten sein können, da aufsteigende Gase noch eine bedeutende Umwandlung von Gesteinen am Sprunge hervorzurufen imstande waren.

Im übrigen zeigen die Schichten der Scholle von „St. Anna“ ein kontinuierliches bedeutendes Fallen gegen NO (und N) und lassen nach dieser Richtung hin die älteren Bildungen versinken. An den schön erschlossenen obersarmatischen Kalkbänken erkennt man ein bedeutendes Absinken derselben von den Höhen bei St. Anna am Aigen von über 400 m (Kalk III und IV) bis auf 250 m im Lendvatal bei einer Erstreckung von kaum 4 km.

Verwerfungen scheinen daran, wenn auch vorhanden, in geringerem Maße beteiligt zu sein. Eine solche beschrieb ich bereits auf

¹⁾ In den untersarmatischen Schottern Ost von Frutten zeigt sich am Wege eine kleine Verwerfung, welche ebenfalls die WNW-Streichrichtung besitzt.

²⁾ Siehe pag. 434 u. 437.

³⁾ Sammlung des geologischen Museums der Wiener Universität.

⁴⁾ Es fanden sich hier außerdem sonderbare rote Verwitterungsprodukte.

⁵⁾ Auf der Karte sind noch andere eingezeichnet, die in Hohlwegen zutage treten.

pag. 456 (mit Harnisch). Eine andere ist im Graben östlich von Langriegel (St. Anna N) vorhanden mit zirka 8—10 m Sprunghöhe¹⁾.

Diese Senkung erreicht an der Kartengrenze noch nicht ihr höchstes Ausmaß, sondern läßt sich von hier nord- und nordostwärts weiterhin verfolgen, indem nun durch das Untersinken der sarmatischen Schichten die pontischen Sedimente die Oberfläche des Landes bilden. Knapp jenseits der nordöstlichen Kartenblatteecke, oberhalb der eingezeichneten Häusergruppe, lassen sich über den hangendsten sarmatischen Schichten²⁾ grüne Tegel nachweisen (wahrscheinlich Congerientegel) und darüber ein grober, eisenschüssiger Schotterzug von zirka 10 m Mächtigkeit (= älterer pontischer Schotter). Hier (an der NO-Ecke der Karte) hat die Senkung die pontischen Schichten bis nahe an die Talsohle herabziehen lassen, um die Congerientegel wenige Kilometer N und NO dieselbe unterteufen zu lassen.

Im Süden des „Risola“-horstes tritt man in eine mehr zerstückelte Region, deren einzelne Schollen durch NW streichende Verwerfungen getrennt werden.

Unmittelbar an den Risolahorst angrenzend unterscheide ich von W nach O folgende Schollen:

1. „Hopfenberg“-scholle,
2. „Rosenberg“-scholle,
3. „Mühlwald“-scholle (SO von Klapping).

Die „Hopfenberg“-scholle ist ein flachgelagertes Schichtpaket, das aus unter- und mittelsarmatischen Bildungen sowie geringem pontischen Schotter und Basalt besteht. Gegen SW erscheint sie durch einen Bruch begrenzt, den ich nach seiner Fortsetzung zum Kindbergkrater als „Kindbergspalte“ bezeichne.

Die „Rosenberg“-scholle, an die vorige angrenzend, bildet eine mäßig flach gegen NO abfallende Platte, an der Verwerfung steiler aufgeschleppt. Nach Osten hin spitzt sie sich zwischen dem „Fruttener“ Bruch und dem sie südwärts begrenzenden „Klappinger“ Bruch aus, wobei sich westlich von Klapping starke tektonische Komplikationen einstellen. Es nähert sich nämlich hier neben den beiden genannten Verwerfungen auch der die „Mühlwaldscholle“ gegen SO begrenzende „Igelsberger“ Bruch. Auch die geradlinige Fortsetzung der Basaltspalte (westlich von Risola) scheint in einem Bruch sich zu verlängern und so eine Verbindung mit dem „Kindbergkrater“ herzustellen.

Wir befinden uns also hier nahe den Kreuzungspunkten von vier Verwerfungen, an der Verbindungslinie zweier großer Eruptionspunkte und auch an der Stelle, wo, sicher im Zusammenhang mit dieser Zertrümmerung drei Säuerlinge³⁾, darunter der weitaus mächtigste und an Kohlensäure reichste der Gegend (Brodelsulz), entspringen.

¹⁾ Östlich des Kartenblattes treten in der Fortsetzung ausgedehntere Verwerfungen hervor.

²⁾ Die obersarmatischen Kalkbänke sind bereits unter der Talsohle. Siehe pag. 455.

³⁾ Im weiteren Umkreis 5 Säuerlinge.

Die „Mühlwald“-scholle erweist sich durch das Auftreten von Leithakalk nahe der Talsohle und mächtiger untersarmatischer Schichten tektonisch höher angelegt als die gegen SW folgende: „Sandberg-Buchberg“-Scholle. Die Begrenzung derselben bildet der „Klappinger“ Bruch im N, der „Igelsberger“ Bruch im NO und die „Kindbergspalte“ im SW.

Diese Region, welche im Bereiche des Sand- und Auenberges eine Neigung der Schichten gegen NO aufweist, baut sich vorwiegend aus mittelsarmatischen Schichten und vulkanischer Überdeckung auf¹⁾. Im östlichen Teil der „Sandberg-Buchberg“-Scholle herrscht eine Neigung gegen das Lendvatal (gegen O), welche auch noch in der SW angrenzenden „Klöcher Scholle“ zum Ausdruck kommt und zu Rutschungen großen Stils gegen das Tal hin Anlaß gibt²⁾. Die „Klöcher Scholle“ erscheint vorwiegend aus vulkanischem Material und mittelsarmatischen (auch untersarmatischen) Schichten aufgebaut.

Die Neigung dieser Scholle ist im Bereiche des Hochstradenzuges, also in der Gegend von Größing, konstant ostwärts gerichtet. Es ist dies als die Fortsetzung der gleichen Erscheinung in der N angrenzenden „Rosenberg“-scholle zu betrachten.

Diese Neigung ist ferner die Ursache für das Höheransteigen untersarmatischer Schichten am Westabhange des Höhenzuges, für deren Tieferlage am Ostabhang bei Größing und Patzerberg und schließlich deren bedeutendes Tiefersinken bis nach Tieschen.

Gegenüber der nördlich gelegenen Hopfenberg- und NO angrenzenden „Sandberg-Buchberg“-scholle ist die Klöcher Scholle gesenkt. Schließlich erübrigt noch die Anführung der „Preguckenbergscholle“, welche die SW-Ecke des Kartenblattes einnimmt und das tektonisch tiefste Glied darstellt, getrennt von der „Klöcher Scholle“ durch den „Laasener“ Bruch.

Die Basaltdecke des Hochstraden, die am „Fruttener“ Horst fast 500 m hoch gelegen war (mit ihrer Basis), ist bei Preguckenbergs bis 340 m herabgesenkt (also um zirka 160 m); die Basalttuffe des Zamberges sind sogar bis zirka 300 m (also um 200 m) tiefer gebracht.

Auch hier kommt die Neigung der Platte gegen Ost in der Tieferlage der Schichten am Zamberg gegenüber Preguckenbergs zum Ausdruck. Schließlich scheint noch im Südosten des kartierten Gebietes eine Verwerfung durchzuziehen, welche NO streichend sich in das System der gegen Ost konvergierenden Verwerfungen einordnet. Es ist hier eine Partie pontischen Schotters mit einer kleinen Basaltüberdeckung sichtbar.

III. Resultate über den Zusammenhang von Brüchen und Vulkanen.

Was den Zusammenhang der Verwerfungen mit den Eruptionen anbelangt, so ist erkennbar, daß ein Sprung NS verlaufend den Kindbergkrater mit dem als Eruptionsspalte gedeuteten Basalt westlich von Risola verbindet und daß sich beiläufig am Kreuzungspunkt desselben mit der „Kindbergspalte“ der Kindbergkrater erhebt.

¹⁾ Ob noch ein sekundärer Sprung (siehe Karte) durchzieht, ist zweifelhaft.

²⁾ Siehe morphologischer Teil pag. 496.

Es ergab sich ferner, daß dort, wo der „Klappinger“ Bruch mit der „Kindberg“spalte zusammentrifft, ein Gestein angetroffen wird, das nach seiner orographischen Lage, seiner ungewöhnlichen Festigkeit und Härte als denudierter Stil anzusehen ist. Schließlich scheint ein kleiner Tuffschlot im Lendvatal, südlich von Gruisla (siehe Karte), an der „Kindberg“spalte zu liegen, dort, wo diese mit dem zuletzt angeführten (hypothetischen) Sprung sich vereinigt.

Es sieht also danach aus, als ob stellenweise eine sekundäre Abhängigkeit der vulkanischen Durchbrüche¹⁾ von rupturrellen Störungen im Bau des Untergrundes vorhanden ist. Es scheint der magmatische Herd für die Aussprengung seines obersten Durchbruchs im Aufdringen schwache Stellen der Erdkruste, Sprünge und Verwerfungen benützt zu haben.

Bei Betrachtung der „Kindberg“spalte erscheint es sehr auffallend, daß dieselbe einerseits die Basaltplatte des Hochstradenberges, andererseits die basalen Tuffe des Klöcher Massivs verwirft und dabei den „Kindberg“krater quert. Es ist vielleicht nicht zu weit gegangen, anzunehmen, daß die Verwerfung im Laufe der Eruptionen eingetreten ist.

Es wäre demnach die Kindbergspalte nichts anderes als ein vom Klöcher Eruptivgebiet ausgehender Riß, — eine Senkung, die sich vielleicht auch unter Einfluß des sich entleerenden Magmabeckens durch Nachsackung an dieser Stelle gebildet hat²⁾.

Eine ähnliche Entstehung mag auch der Unter-Laasener Bruch besitzen, dessen Zusammenhang mit dem Seindlbecken schon früher angedeutet wurde.

Was schließlich das relative Alter der Eruptionen anbelangt, so erscheinen die Eruptionen des Hochstradens, der Ausfluß seiner mächtigen Nephelinitdecke aus zweifachen Gründen älter als die des Klöcher Massivs.

1. Zeigt sich in den in der Nähe des Klöcher Massivs gelegenen Deckenresten des Hochstraduer Basalts (Größing, Rosenberg, Auenberg etc.) „keine“ Spur einer auch noch so geringen Tuffaufschüttung unter dem Nephelinit. Es scheint unverständlich, daß von den mächtigen, weitverbreiteten Tuffen, die an der Basis des Klöcher Massivs auftreten, an den nur 2 km entfernten genannten Punkten unter dem Basalt, falls dieser später oder gleichzeitig abgelagert ist, nichts anzutreffen wäre. Es müssen sich also die Tuffe über den Basalt des Hochstradens gelagert haben und heute bereits denudiert sein. Dann ist aber die Eruption des Hochstradens älter als die des Klöcher Massivs.

¹⁾ Es ist dies gerade bei den Durchbrüchen: Größing, Risola W, Gruisla S sichtbar. Da die Verwerfungen „jünger“ als die Basaltdecke des Hochstradens und die Basalttuffe von Klöch sind, gilt diese Abhängigkeit von den Verwerfungen natürlich nur für diese kleinen und, wie es scheint, jüngsten selbständigen Durchbrüche.

²⁾ Um nicht mißverstanden zu werden, möchte ich betonen, daß ich durchaus an der primären Natur der Senkung gegenüber den vulkanischen Bildungen festhalte. Nur eine sekundäre Begünstigung für die Ausbildung der Verwerfungen bei länger andauernder Bruchbewegung scheint mir an jenen Stellen vorzuherrschen, wo eben „infolge“ großer senkender Vorgänge Magma aufgedrungen ist.

2. Scheinen Verwerfungen, die gleichzeitig mit den Eruptionen des Klöcher Massivs eintraten und von diesem ausgingen, die bereits erstarrte Decke des Hochstraden durchsetzt zu haben.

Im Klöcher Massiv selbst scheinen die weit verbreiteten, schön-geschichteten, basalen Tuffe vom Kindbergkrater gefördert zu sein, da mit Annäherung an diesen sich gröbere Lagen einschalten. Der am N-Rand des Massivs gelegene Kindbergkogel stellt also das Eruptionszentrum für die älteren Bildungen des Klöcher Massivs dar; der südlich davon gelegene Seindlkrater ist das Werk einer nachfolgenden paroxysmatischen Phase, dessen Basaltfüllung schließlich wieder von dem andauernd tätigen Kindbergkrater ausgeflossen zu sein scheint.

Für den Hochstraden, den Kindbergkogel und Seindl ergibt sich also eine zeitliche Aufeinanderfolge ihrer Entstehung, welche ihrer räumlichen Anordnung von Nord nach Süd entspricht, ein Wandern der Eruptionstätigkeit in dieser Richtung.

Die kleinen Durchbrüche (Basalt von Gröbzing, Tuffschlot südlich von Gruisla) scheinen den späteren Eruptionen des Klöcher Massivs gleichaltrig zu sein. Denn sie zeigen sich abhängig in ihrem Auftreten von Verwerfungen, die wahrscheinlich erst im Verlaufe der Eruptionstätigkeit des Klöcher Massivs eingetreten sind. Das Vorkommen der durch Gase gebleichten Basalte an der Hochstradner Verwerfung zeigt überdies an, daß die Zertrümmerung der Basaltplatte wohl bald nach deren Ausfluß entstanden ist, vielleicht zu einer Zeit, da im Klöcher Massiv die vulkanischen Kräfte sich noch regten.

Das absolute Alter der Eruptionen entspricht sicherlich einem kürzeren Zeitabschnitt innerhalb der pontischen Stufe.

In einer späteren Arbeit werde ich darlegen, daß auch die übrigen mittelsteirischen Basalte und Tuffe im großen und ganzen einem einheitlichen und gleichen Zeitraum angehören.

Für das Kartengebiet ergibt sich folgende, schematisch dargestellte Folge der Ereignisse:

1. Ablagerung des pontischen Schotters über sarmatische Schichten oder untersten Congerientegel.
2. Ausfluß der Basaltdecke des Hochstraden.
3. Bildung des Kindbergkraters, Basalttuffe des Klöcher Massivs.
4. Explosion und Bildung des Seindlkraters.
5. Bildung der Hochstradner Verwerfung, Kindbergspalte, Laasener Bruch etc.
6. Ausfluß der Basalte vom Kindberg, Füllung des Seindlbeckens, Radialspalten des Kindberges.
7. Aufdringen des „Stiels“ bei Gröbzing, Tuffschlot südlich von Gruisla.

IV. Sauerlinge.

Das Kartengebiet ist sehr reich an Sauerquellen, welche jenem großen und reichen Bezirk angehören, der sich zwischen der Drau und der Raab ausbreitet und dessen Ruf durch die Kurorte Gleichenberg und Radein in weiteren Kreisen bekannt ist. Das Auftreten der Sauerlinge zeigt sehr interessante Beziehungen zur Tektonik, in dem

sich bei allen (mit einer einzigen Ausnahme) nachweisen ließ, daß ihr Auftreten an Sprünge gebunden ist. Viele derselben liegen überdies an Stellen, wo eine Kreuzung von Verwerfungen stattfindet oder nahe derselben. Die stärkste und größte Sauerquelle, die Brodelsulz bei Klapping, liegt in der stärksten Zerrüttungszone dort, wo drei Sprünge sich durchkreuzen.

Im SO des Kartenblattes entspringt nahe dem Tuff (Süd von Gruisla) an der Kreuzung der Kindbergspalte mit dem NO streichenden Bruch ein Sauerwasser. Infolge starker Beimischung von Bachwasser steht es nicht mehr in Benützung.

In der Ortschaft Pichla, ebenfalls an der Kindbergspalte, wurde bei einer Brunnengrabung Sauerwasser erbohrt. NW des Igelsberges liegt an der Verwerfung im Tal eine Sauerquelle. Der Klappinger Bruch ist ein reicher „Säurebringer“. Bei Neusetzberg N entspringt an demselben ein in ein Becken gefaßter Sauerling. Bei Klapping entspringt auf der Wiese gegenüber der Mühle ein Sauerwasser.

Die mächtige „Brodelsulz“ liegt nahe letzterem an der Kreuzung des „Igelsberger“ Bruches mit der Fortsetzung der Basaltspalte (Risola West). Diese Sauerquelle wird durch einen andauernden, mächtigen Strom von Kohlensäure in brodelnde Aufwallung versetzt. Daneben entspringen im Bach zahlreiche kleinere Sauerlinge.

An dem NS streichenden Bruch, der von der Brodelsulz zum Kindbergkogel führt, liegt in der Wiese eine Sauerquelle (sogenannter Sauerling von Pichla).

Der „Fruttener“ Bruch läßt OSO des Ortes (beim neuerbauten Haus) eine Sauerquelle hervortreten. (Angeblich ein Bitterwasser.)

An der Hochstradner Verwerfung liegt ganz nahe ihres Zusammentreffens mit dem „Klappinger“ Bruch knapp jenseits der Kartengrenze (Aigen OSO) am sogenannten „Aigner Feld“ im Tal ein Sauerling.

Schließlich dürfte auch am Hochstradenberg, an der gleichnamigen Verwerfung, unweit des Ortes ein Sauerwasser entspringen (nach älteren Angaben). Bei Unter-Laasen (S des Ortes) ist ein säurereicher Hausbrunnen. In der Sauerlingsliteratur fand ich noch die Bemerkung, daß an der W-Seite des Hochstradenberges in den Wäldern bei „Dirnbach“ Sauerwässer entspringen.

Es sei noch des als Trinkquelle sehr beliebten Johannisbrunnens Erwähnung getan, der zwar außerhalb des Kartenblattes, aber kaum 1 km westlich von Hof (Sulzbachtal) entspringt (Wort-„brunn“ der Karte). Er liegt in der geraden Fortsetzung des Klappinger Bruches und nach Clar¹⁾ in der Südverlängerung der Gleichenberger Quellspalte. Es ist die bedeutendste Mineralquelle Mittelsteiermarks.

Der Klappinger Bruch verbindet fünf Sauerquellen: 1. Johannisbrunn; 2. Neusetz Sulz; 3. Brodelsulz (nahe demselben); 4. Klappinger Sulz; 5. Sulz am Aigner Feld. In der Fortsetzung nach Ost liegt die Sauerquelle von Szottina in Ungarn, deren Wasser auch versendet wird.

¹⁾ Siehe pag. 421.

3. Kapitel.

Lokale Morphologie.

I. Bemerkungen zur Talasymmetrie.

Professor Hilber¹⁾ hat nachgewiesen, daß die der Mur in ihrem westöstlichen Verlauf (in Mittelsteier) von Norden her zustrebenden Seitentäler eine deutliche Asymmetrie der Talgehänge aufweisen. Das Ostgehänge jedes Tälchens ist steil, das Westgehänge dagegen flach. Professor Hilber führt als Entstehungsursache der Asymmetrie die verschiedene Höhenlage der Erosionsbasis in je zwei benachbarten Tälern an. Da jeder wasserscheidende Rücken auf einer Seite von dem tiefergelegenen Tal mit größerem Erosionseffekt, auf der anderen Seite vom flußaufwärts gelegenen Seitental mit geringerem Erosionseffekt angegriffen wird, so findet eine Verschiebung dieses wasserscheidenden Rückens gegen das flußaufwärts gelegene Tal hin statt. Es bildet sich ein steiler Ost-, ein flacher Westabfall.

In den an das Sulzbachtal nach West angrenzenden Seitentälern tritt diese Erscheinung mit vollkommener Konstanz zutage. Dagegen besitzt das Sulzbachtal an der Ostseite ein ganz flaches Gehänge, an

Fig. 16.



der Westseite einen ausgeprägten Steilabfall. Diese scheinbare Umkehrung des Hilberschen Gesetzes läßt sich theoretisch leicht begründen.

Die Ursache bildet das Auftreten vulkanischer Bildungen an der Ostseite des Sulzbachtales.

An der Skizze (Profil Fig. 16) ist mit ausgezogenen Linien der Durchschnitt durch die asymmetrischen Täler (westlich des Sulzbachtals) gegeben. Mit punktierten Linien ist die Änderung in der Talform bezeichnet, die durch eine aufgesetzte Basaltmasse hervorgerufen wird.

Da die aufgesetzte Basaltmasse wie ein mächtiges Reservoir wirkt²⁾, das bedeutende Flüssigkeitsmengen aufzustappeln vermag, wird sie einen viel größeren Erosionseffekt auszuüben vermögen als die benachbarten, bloß aus Sediment bestehenden Gehänge. Ein Tal, das auf einer Seite von den aus der Basaltdecke kommenden Wässern angegriffen wird, wird an dieser eine viel stärkere Abtragung erfahren. Ein flaches Gehänge wird von der Basis der Basaltdecke in das Tal sich absenken. Da dieser Einfluß nun den „nach Hilber“ aus der verschiedenen Höhenlage sich ergebenden ungünstigen Effekt bei

¹⁾ Petermanns Mitteilungen 1886.

²⁾ Die wasserreichen Quellen entspringen stets unter der Basaltdecke (Wasserleitung von Gleichenberg).

weitem übersteigt, ist der mit Basalt bedeckte Rücken beiderseits von sehr flachen Gehängen begrenzt. Die andere Seite des Tales muß naturgemäß einen Steilabfall aufweisen, da hier die Erosionskraft fast lahmgelegt ist.

Die Basaltüberdeckung bildet also aus einem asymmetrischen Rücken einen symmetrischen, mit beiderseits flachem Abfall der Hänge. Sie muß dadurch ihr Areal auf Kosten der benachbarten Regionen ausdehnen; sie wird zwischen den Talfurchen einen breiten Rücken stehen lassen, im Gegensatz zum benachbarten Sedimentgebiet.

Daß dieser Prozeß der Erweiterung des Rückens, der Vergrößerung des durch seine Basaltdecke ausgezeichneten Hochstradenrückens auf Kosten der angrenzenden WS streichenden Höhenzüge noch im Diluvium und später stattgefunden hat, beweist die Verbreitung der diluvialen Sedimente.

Im Sulzbachtal sind sie in großer Mächtigkeit bloß am östlichen Talgehänge vorhanden; am westlichen dagegen ist ein junger Erosionsanschnitt, ohne Spuren diluvialer Schotter, aber mehrfach mit Abtruschungen der steilen Gehänge versehen. (Besonders bei Waldsberg.)

Auch heute ist noch die Tendenz vorhanden, die Talsohle des Sulzbachtals nach Osten zu verlegen und durch Rechtsdrängen das Einzugsgebiet von seiten des wasserreichen Hochstradenmassivs zu vergrößern.

Ich will noch erwähnen, daß auch das Klöcher Massiv fast rings von flachen Gehängen umgeben ist, entsprechend der gegebenen Erklärung.

Das Kutschenitzatal (ohne seitlichen Basaltrücken) zeigt wieder ganz entsprechend dem Hilberschen Gesetz ein flaches West- und ein steiles Ostgehänge. Ähnliche Beispiele ließen sich noch anführen.

Was den Einfluß der Basaltüberdeckung auf die Größe des abgetragenen Materials anbelangt, so ergibt sich, daß durch die Bildung flacher Gehänge die Abtragung gefördert wird, dagegen durch das Stehenlassen eines breiten Rückens zwischen den Erosionsfurchen eine Verminderung der Denudation stattfindet.

Der Einfluß der Basaltdecke für die Konservierung des Schichtmaterials ist jedenfalls nicht so bedeutend, als man auf den ersten Blick vermeinen möchte.

2. Talanzapfung.

Ich gelange zur Besprechung einer anderen morphologischen Erscheinung.

Das sogenannte Langwiesental, der Graben, welcher östlich des Kindbergkogels beginnt und der Ortschaft Klöch zustrebt, zeigt in seinem oberen Teil einen zirka 1 km langen ebenen Verlauf. Gegen Nord bricht er unvermittelt an einem Steilabfall gegen das Aigenbachtal ab. Man denkt unwillkürlich an eine einstige Fortsetzung dieser breiten, offenen, plötzlich endenden Talfurche über das Aigenbachtal hinaus. Es ist eine erstorbene, angezapfte Talrinne, die einstige Fortsetzung des Aigenbachtals gegen Süd. Letzteres hat früher, also nicht wie heute, die Umbiegung gegen Pichla vollführt, sondern strömte

direkt an der Ostseite des Kindbergkogels über Klöcher der Mur zu. Vielleicht kann man es auch wagen, der Ursache dieser Anzapfung näherzutreten. Das Mühlbachtal bei Tischen und Laasen, welches ja die Anzapfung des heutigen oberen Aigenbachtals herbeiführen mußte, liegt beiderseits zwischen mächtigen basaltischen Massen eingebettet. Im Westen liegt die ausgedehnte Basaltdecke des Hochstraden, im Osten der aufragende Kindbergkogel und Zamberg. Es ist anzunehmen, daß diese reichlich entwässerte (Wässer aus dem Reservoir der Basaltdecke) Talfurche eine stärkere Erosion auszuüben vermochte als das hauptsächlich sarmatisches Gebiet durchziehende Aigenbachtal. Da sich nun am Nordrand des Klöcher Massivs durch die vom Kindbergkogel abströmenden Wasser leicht eine Erosionsfurche ausbilden konnte, so war diese bei Tieferlegung des Haupttals bei Tischen (Mühlbachtal) leicht imstande, das obere Aigenbachtal anzuzapfen und dessen südliche Fortsetzung in eine tote Strecke zu verwandeln.

Das Rückschreiten der Erosion an dem Steilabfall der Tuffe östlich des Kindbergkogels läßt sich gegenwärtig noch mit großer Deutlichkeit verfolgen, indem der ganze Abfall bloß aus niedergebrosenen und versunkenen, stellenweise mehr als hausgroßen Tuffschollen besteht, die vielleicht durch Auswaschung ihrer Unterlage, wohl aber noch mehr durch ein plastisches Auseinanderfließen der sarmatischen Tegel im Untergrunde in Bewegung geraten sind.

Der Saum der Tuffumrandung an der N- und NO-Seite des Klöcher Massivs ist in andauerndem Sinken begriffen. Es vollzieht sich auch heute noch das Rückschreiten der Erosion gegen jene alte Talfurche hin, welche in vielleicht schon jungpliocäner Zeit dadurch von ihrer einstigen Fortsetzung abgetrennt ward.

3. Terrassen.

Wenn man diese alte Talfurche gegen Süd verfolgt, so findet man im gleichen Niveau eine Fortsetzung in einigen ebenen, plateauartigen Stücken, welche zwischen den jungen erosiven Einschnitten südlich des Kindbergkogels erhalten geblieben sind. Sie führen hinüber zu jenem so wunderbar ausgeprägten Plateau, welches sich zwischen Kindbergkogel und Seindl ausbreitet und seinen deutlichsten Ausdruck im isolierten Zamberg findet. (Profilskizze Fig. 17.) Diese Terrassen stellen sicherlich ein altes, vielleicht jungpliocänes Einebnungsniveau dar, das Verwerfungen und Sprünge, Basalte und Tuffe in gleicher Weise durchschneidet und selbst von keiner Störung betroffen erscheint.

Seine Höhe beträgt zirka 370 m.

Dasselbe Niveau kehrt mit großer Deutlichkeit ausgeprägt in den abgeflachten Regionen um die Ortschaft Waldra (Hochstraden NO) wieder und bildet ein schwach gegen NO sich senkendes Plateau in einer Höhe von 370—390 m.

Nach Osten findet es seine Fortsetzung in dem horizontalen Kamm um die Ortschaft Langriegl.

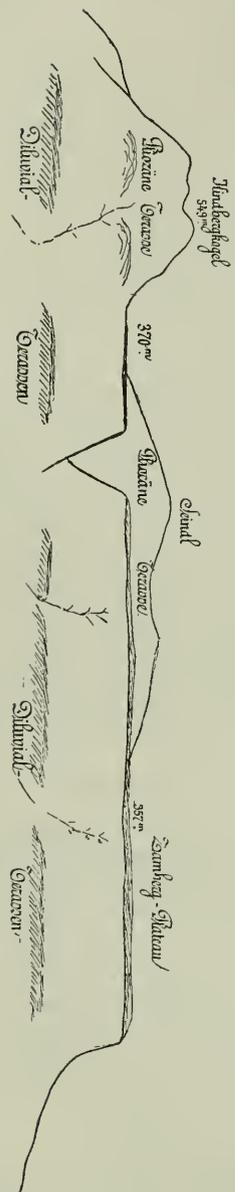


Fig. 17.

Nach Norden hin ist es deutlich ausgeprägt in den jenseits der Kartengrenze auftretenden, schönen Plateaustrecken (in 370 *m* Höhe) um die Ortschaft Kölldorf, die alte Einebnungsfläche kundgebend.

b) Ein höheres und älteres Niveau stellt das Plateau mit der Ortschaft Hochstraden dar, zirka 530 *m* aufweisend, über das sich noch als „Zeuge“ der einstigen Hügellandschaft die schön gerundete Kuppe des Hochstradengipfels um zirka 80 *m* höher erhebt.

Eine Wanderung auf dem Basaltplateau läßt mit Klarheit die alte Landoberfläche erkennen, deren nächstgelegene Rudimente erst in dem jenseits des Kartenblattes gelegenen Trachytmassiv von Gleichenberg als Terrassen zutage treten. Auch diese 520—530 *m* hoch gelegene Einebnungsfläche durchschneidet die Verwerfungen, erweist sich somit jünger als diese.

Ihr Alter mag vielleicht dem Mittelpliocän entsprechen. Eine schon stark abgetragene Basaltoberfläche dürfte sich damals allseits flach abgesenkt haben, allmählich übergehend in die von pliocänen Sedimenten aufgebaute Ebene und sich erstreckend bis an die näheren oder ferneren Ufer des pontischen Sees.

c) Tiefere Terrassen als die eben genannte ließen sich zwar mehrfach anführen, da sie jedoch nicht so konstant verfolgbare sind, verzichte ich darauf.

Erst die tieferen Diluvialbildungen zeigen sich wieder deutlicher terrassiert, wobei sich Reste einer hangenden Stufe mit Schottern in einer Höhe von 310—325 *m* nachweisen lassen.

Eine tiefere Akkumulationsterrasse läßt sich ferner entlang des Sulzbachtals verfolgen, mit zirka 290 *m* bei Merkendorf (im Norden) beginnend und sich bis 250 *m* bei Radochen (im Süden) absenkend.

d) Auf der Ebene zur Mur wandernd, überschreiten wir noch einmal einen ausgeprägten, kontinuierlichen Steilabfall, der eine ältere von einer jüngeren Alluvialterrasse trennt; und schließlich stehen wir vor dem Alluvium der Mur, welche in letzterer ihren Lauf gegraben hat.

Es ergibt sich folgende Aufeinanderfolge der Terrassen:

1. mittelpliocäne? Terrasse zirka 530 *m* Hochstradenplateau;
2. jungpliocäne? Terrasse zirka 370 *m* Zamberg, Langwiesental, Waldra;
3. ältere Diluvialterrasse zirka 320 *m* Neustift, Dernek, Igelsberg, Risola, Plesch;
4. jüngere Diluvialterrasse zirka 290—250 *m* Sulzbachtal;
5. ältere alluviale Terrasse zirka 230 *m* Murtal;
6. jüngere alluviale Terrasse zirka 220 *m* Murtal;
7. Rezenten Murlauf zirka 210 *m* Murtal.

4. Erosionsphänomene.

Zum Schluß will ich noch einige interessante Denudationsercheinungen erwähnen, welche vielleicht für das rasche Fortschreiten der Abtragung in diesem Tertiärgebiet nicht ohne Interesse sind. Überall am Hochstradenzug und im Klöcher Massiv sind die Spuren gewaltiger Bewegungen der Gehänge sichtbar.

Allerorts trifft man im Rutschen begriffene Schotter und abgesunkene Waldpartien zeigen an der Oberfläche deutlich den Einfluß dieser Vorgänge an. Insbesondere dort, wo große Tegelmassen (wie in den untersarmatischen Schichten) oder Tegelmargel (wie in den mittelsarmatischen Schichten) auftreten, erweisen sich die Schichten häufig mit Wasser durchtränkt¹⁾. Der große Feuchtigkeitsgehalt steigert die Plastizität der Massen bedeutend und ermöglicht ein Abgleiten derselben unter den darüberliegenden festen Material.

Dort, wo eine Basalt- oder Tuffdecke vorhanden ist, tritt diese Erscheinung um so deutlicher zutage, einerseits da der Druck im Hangenden vermehrt, andererseits, da für reichliche Zufuhr von Wasser gesorgt ist.

Es bricht das Gehänge unter seiner eigenen Last zusammen, indem es seitlich ausweicht, teils rupturrell, teils plastisch der Druckwirkung nachgibt. Als besonders markante Punkte seien das Gehänge in der Umgebung von Größing genannt, das Gehänge im Steintal östlich von Frutten und die schon früher erwähnten Aufschlüsse am Nordfuß des Kinderbergkogels.

Die großzügigste Rutschung der Gegend liegt im Kutschenitzatal, südlich von Gruisla (siehe Karte), bei der Bevölkerung unter dem Namen „Erdpreßgraben“ bekannt und mit Sagen verknüpft.

Auf eine Erstreckung von einem halben Kilometer zieht sich parallel dem Gehänge schnurgerade eine 8 *m* tiefe und 10 *m* breite Kluft hin, deren Wände fast senkrecht sind und deren Boden von einer langgezogenen Wasserfläche eingenommen wird. Von dieser großen Kluft zweigt ein nur wenige Meter breiter Spalt ab, dessen Erstreckung auch geringer ist.

Dieses Phänomen läßt nur die Deutung zu, daß an dem Talgehänge auf eine Erstreckung von einem halben Kilometer plötzlich durch den Druck der hangenden Massen die Belastungsgrenze überschritten wurde, ein Abbruch einer ausgedehnten randlichen Partie und ein Seitwärtsrutschen derselben um 10 *m* stattfand.

Eine erst vor kurzem eingetretene Rutschung in den Feldern, unmittelbar südlich von Gruisla, zeigt, daß tatsächlich ganz gleichartige Rutschungen noch jetzt stattfinden. Man kann diese Rutschung als ein Modell des „Erdpreßgrabens“ betrachten, indem hier an einem ganz mittelmäßig geneigtem Gehänge, in Tegelmassen, eine zirka 4 *m* tiefe und 12 *m* lange und 0·5 *m* breite Kluft sich bildete und die Schichten dabei schollig niederbrechen ließ.

In beiden Fällen wird die Auslösung der Bewegung begünstigt worden sein durch das allgemeine, gegen das Lendvatal gerichtete Fallen der sarmatischen Schichten.

Die Großzügigkeit der Erscheinung an dem vorerwähnten Beispiel und die weite Verbreitung derartiger Rutschungen und Gleitungen scheint mir dafür zu sprechen, daß neben dem normalen Vorgang der Erosion an der Abtragung dieses Tertiärgebiets den Gleitungen und Rutschungen der Gehänge und der daraus resultierenden Erniedrigung

¹⁾ Ein Handstück eines untersarmatischen Tegels erwies sich noch nach mehr als einer monatlichen Aufbewahrung im Zimmer ganz feucht.

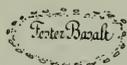
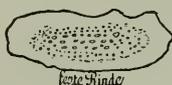
der Bergformen eine wichtige Rolle beigemessen werden muß. Es brechen die Talwände von selbst nieder und arbeiten dadurch der rückschreitenden Erosion der Bäche und Flüsse bedeutend vor.

Anhang.

1. Studie über basaltische Auswürflinge.

In den Schlacken und Brockentuffen von Klöch (insbesondere am Kindbergkrater) läßt sich die Beobachtung machen, daß weitaus die Mehrzahl der ausgeworfenen Basaltblöcke sehr „porös“ ausgebildet ist, daß die Porengröße im Kern am bedeutendsten ist, gegen den Rand zu dagegen kleiner wird, und daß die Bombe häufig von einer festen Rinde umkleidet wird.

Fig. 18 und 19.



Diese Erscheinung läßt sich daraus erklären, daß die Gasentwicklung infolge schwierigeren Entweichens der Blasen in der Mitte der Bomben viel weiter fortschritt und zur Bildung eines großporigen Kerns Veranlassung gab, während am Rande infolge rascherer Abkühlung und Entweichens der Gasblasen eine feste Rinde sich bildete.

Außer den genannten Blöcken trifft man jedoch häufig Basaltauswürflinge, welche die entgegengesetzte Erscheinung aufweisen, nämlich aus einem mächtigen, kompakten Kern bestehen, der von einer geringen porösen Hülle umgeben ist. In diesem Fall handelt es sich, wie auch die homogene Beschaffenheit dieser Basalte wahrscheinlich macht, um am Rande neu aufgeschmolzenen Bomben, die langsam wieder erstarrend eine poröse Rinde ansetzten. Es handelt sich in diesem Falle um Bruchstücke eines in der Tiefe anstehenden Basalts, die bei einer späteren Eruption mitgerissen wurden (Profil Fig. 18).

Es mag noch hervorgehoben werden, daß man im Eruptivgebiet von Klöch und des Hochstraden „keine Olivinbomben“ auftrifft. (Nur Olivineinschlüsse trifft man bei Klöch stellenweise im Basalt und auch noch in der Fladenlava.) Ebenso fand ich nirgends lose Hornblendekristalle. Diese Tatsache verdient bei dem so ungemein häufigen Auftreten von Olivinbomben und Hornblendekristallen in anderen Tuffvorkommen des Gleichenberger Eruptivgebietes (außerhalb des kartierten Raumes, zum Beispiel in Kapfenstein) besonders hervorgehoben zu werden.

2. Resümee.

Im stratigraphischen Teil der Arbeit hat sich ergeben, daß auch auf österreichischem Gebiet ein Ausläufer der jenseits der Grenze auftauchenden Schieferinsel von Neuhaus anzutreffen ist, aus Ton-schiefern, Kieselschiefer und Quarzit aufgebaut; daß Mediterranschichten in der Fazies des Leithakalkes als Unterlage der jüngeren Gebilde zutage treten, und daß die sarmatischen Schichten gegenüber der Darstellung auf der Stur-Karte von Steiermark eine weit größere Verbreitung besitzen als die dort eingetragenen pontischen Gebilde.

Es gelang ferner, eine Gliederung der sarmatischen Schichten in drei Stufen vorzunehmen, die auch nach paläontologischen Prinzipien Gültigkeit besitzt, indem die einzelnen Stufen durch das Vorherrschen gewisser Faunenelemente charakterisiert sind.

Die untersarmatischen Schichten erwiesen sich als mächtige Tegelmassen mit Schotterlagen, die mittelsarmatischen Schichten als Mergel, von einem Liegendschotterzug und einem Hangendsandzug begleitet. (In diesen konnten zirka 20 neue Fossilfundstellen namhaft gemacht werden.)

Die obersarmatischen Schichten gaben sich als eine wechselvolle Serie von oolithischen Foraminiferenkalken, Spirorbiskalken, Bivalven- und Gastropodenkalken, Kalksandsteinen, mächtigen Sandmassen, Tegeln, Schiefertönen und Mergeln, häufig in sehr fossilreicher Entwicklung zu erkennen.

Die pontische Stufe wurde gegenüber der Darstellung auf den bisherigen Übersichtskarten sehr eingeengt; neben dem bisher einzig bekannten Fossilfundpunkt gelang es, zwei weitere aufzufinden und zu erkennen, daß diese Schichten aus Congerientegel und geringmächtigem, braunen Sand bestehen.

Es ergab sich ferner, daß sowohl die basaltischen Bildungen des Klöcher Massivs als auch jene des Hochstraden (soweit sie nicht eruptive Durchbrüche darstellen), „nicht“ unmittelbar den Congerien-schichten (oder sarmatischen Schichten) auflagern, sondern daß sich zwischen die Ablagerung beider eine Festlandsperiode einschaltet, welche ihre Spuren in den lokal an- oder abschwellenden Schottermassen hinterlassen hat, die im Liegenden den pontischen Eruptiva an zahlreichen Punkten nachgewiesen werden konnten und deren Alter ebenfalls noch als unterpontisch gedeutet wurde.

Es ergab sich ferner, daß diese Schotterfläche einem denudierten Relief eingelagert ist, und daß der Basalt wieder eine unebene Landoberfläche bedeckte.

Die Studien über die Vulkantektonik des Klöcher Massivs haben ergeben, daß dieser Gebirgsstock aus einer Zusammenschweißung zweier Eruptionszentren hervorgegangen ist.

Der Kindbergkrater, wahrscheinlich von viel längerer Eruptionsdauer, hat mit dem Auswurf mächtiger, feiner Tuffmassen begonnen, welche einen regelmäßigen Rhythmus seiner Tätigkeit andeuten und welche auf die pliocäne Schotterfläche niederfallend, heute das Vulkan-gebiet größtenteils umsäumen.

Diese ältere Eruption war mehrfach von Paroxysmen begleitet, die zur Förderung mächtiger Schollen von Leithakalk aus der Tiefe und zur Bildung von Faltungerscheinungen am SW-Rand des Kraters Anlaß gaben.

In der mit der basalen Tuffdecke überzogenen Region entstand nun südlich des Kindbergkraters ein zweites Eruptionsbecken, das sich mit einer großen Explosion Raum schaffte und dabei sowohl an seinem Ostrand als auch im Westen und Nordwesten Überschiebungen der randlichen Tuffmassen und Faltungen in denselben hervorrief.

Dieses Explosionsbecken füllte sich erst mit groben Brockentuffen und Schlacken, welche an dessen Südrand (West von Klöch) heute gut sichtbar sind.

Mächtige Basalte, wahrscheinlich von dem fortdauernd tätigen Kindbergkrater ausfließend, erfüllten weiter die neuentstandene Senke und bildeten, zu großen Massen sich aufstauend, einen gewaltigen Bau von homogenem Basalt. Später wurde die vulkanische Tätigkeit schwächer; im Kindbergkrater häuften sich Schlacken und Brockentuffe mit Fladenlava und basaltischen Zwischenlagen übereinander und ließen, je schwächer die Eruptionskraft wurde, desto mehr schlackenreichere Ströme gegen das Seindlbecken ausfließen, letzteres bis über den Rand erfüllend und teilweise darüber hinausfließend.

Sechs Radialspalten durchsetzten als jüngste Bildungen die Kratermassen des Kindbergkogels, indem sie das offene Kraterbecken desselben mit basaltischem Magma erfüllten, welches als letzt zutage getretener Nachschub heute den Gipfel krönt.

Wohl gleichzeitig mit den Eruptionen bildeten sich zwei nordweststreichende Verwerfungen, von denen die eine den Kindbergkrater durchkreuzt, die andere eine Tiefersenkung des südwestlichen Randes des Klöcher Massivs hervorruft und dortselbst ein Überfließen der Basalte begünstigte.

So lassen sich im Klöcher Massiv die Zeugen großer, vulkanischer Energie mit Überschiebungen, Faltungen und Förderung tiefliegender Schollen, der regelmäßige Rhythmus einer periodisch sich wiederholenden Eruptionsphase, ebenso wie das langsame Ersterben des Vulkanismus, wie an einem klaren Modell verfolgen.

Der Hochstradenrücken hat sich deuten lassen als eine gewaltige Decke basaltischen Magmas, die nahe der Ortschaft selbst und in der Teufelmühle ein mit Schlacken und groben Tuffen erfüllte Becken zutage treten läßt. Die Nephelinitmassen haben sich bis beinahe an die heutige Murebene ergossen, jetzt durch Verwerfungen zerstückelt und durch die Denudation in Zeugen aufgelöst. Denudationsreste am östlich gelegenen Auenberg zeigen die einstige weite Verbreitung derselben an.

Außer diesen beiden großen, altbekannten vulkanischen Massiven gelang es noch, vier bisher unbekannte selbständige Durchbrüche basaltischen Magmas aufzufinden, von denen einer als Tuffschlot, einer als Basaltstiel, die beiden übrigen als Spalten aufzufassen sind. Jene von Risola erreicht mehr als Kilometerlänge.

Die Verfolgung der Tektonik hat ergeben, daß das Gebiet einerseits von mehreren NW streichenden Verwerfungen durchzogen ist, andererseits ein gegen Ost konvergierendes Bruchsystem aufweist, wozu noch zwei NS verlaufende Rupturen treten.

Durch diese Störungen wurde das Gebiet in eine Anzahl von Schollen zerlegt (Risola-Horst, Scholle von St. Anna, Hopfenberg-scholle, Rosenbergscholle, Sandberg-Buchbergscholle, Mühlwaldscholle, Klöcher Scholle, Preguckenbergs-Zamberg-scholle), welche anzeigen, daß die Region von dem südlich des Hochstradengipfels gelegenen Horst, mehrfach zerteilt, zur Murebene um zirka 200 m schollig niederbricht.

Die „Scholle von St. Anna“ im Norden, an Größe die übrigen übertreffend, senkt sich gegen Nordost stetig um zirka 150 m ab und läßt daher in dieser Richtung jüngere, pontische Schichten auftreten. Dieselbe Neigung ist auch am „Risola-Horst“ bemerkbar, während an den zahlreichen, südlich gelegenen Schollen die Tendenz zu einem Verflachen nach Osten vorhanden ist, woraus das Auftreten älterer (sarmatischer) Schichten an ihrem Westrande sich ergibt.

Es wurde aus dem Fehlen der Tuffe unter der Hochstradendecke geschlossen, daß die Eruptionen dieses Massivs älter sein müssen als die des Klöcher Massivs, der Kindbergkogel hinwiederum, der die basalen Tuffe dortselbst geliefert hat, jünger sei als der Seindlkrater. Es gebe sich daher ein Wandern der vulkanischen Tätigkeit in der Richtung von Nord nach Süd zu erkennen.

Da die Verwerfungen der „Kindbergspalte“ und des Laasener Bruchs gleichzeitig mit den Eruptionen des Klöcher Massivs eingetreten zu sein scheinen und an diese Störungslinien, und zwar dort, wo sie sich mit anderen Verwerfungen kreuzen, zwei der kleinen neu aufgefundenen, selbständigen Durchbrüche sich knüpfen, so dürfte sich für letztere ein etwa mit den Späterruptionen des Klöcher Massivs gleichzeitiges Alter ergeben.

Das Vorkommen vollkommen gebleichter, umgewandelter Basalte an der „Hochstradner“ Verwerfung scheint auch für eine den Eruptionen nahestehende Bildungszeit der letzteren zu sprechen. Die zahlreich auftretenden Säuerlinge erwiesen sich abhängig von den Bruchlinien, wobei in der tektonisch am stärksten zerrütteten Region auch die stärkste Sauerquelle ihren Ursprung nimmt.

Im morphologischen Teil konnte nachgewiesen werden, daß insbesondere zwei deutliche, wahrscheinlich pliocäne, Einebnungsterrassen im Hochstraden und Klöcher Gebiet sichtbar sind, deren Bildungszeit jünger als die Störungen und Eruptionen ist.

Die tieferen Diluvialterrassen bedecken mit ihren Sedimenten eine weite Strecke (teils Schottern, teils Lehmen). Aus deren Verbreitung lasse sich eine Verlagerung der Achse des Sulzbachtals seit dem Diluvium in der Richtung von Ost nach West erkennen. Es wurde ferner darauf hingewiesen, daß sich die scheinbare Umkehrung des Hilberschen Gesetzes von der „Asymmetrie der Täler“ durch die eingeschaltete Basalttafel im Bereiche des Kartenblattes leicht erklären läßt.

Ein an der Ostseite des Klöcher Massivs gelegenes, angezapftes altes Tal wurde zur Darstellung gebracht, welches sich in die allgemeinen Denudationserscheinungen gut einfügen ließ.

Schließlich wurde auf die Bedeutung der heute noch sehr wirk-samen Gehäugerutschungen und auf die große Wichtigkeit dieser Vor-gänge für die Talbildung aufmerksam gemacht.

Ich habe in dieser Arbeit der Versuchung widerstanden, über den engen Rahmen des Aufnahmegebietes hinauszutreten und die Ver-folgung der Erscheinungen auf einer weiteren Strecke einer nächsten Publikation vorbehalten, die, wie ich hoffe, die Wichtigkeit mancher in diesem Gebiete gewonnenen Beobachtungen ergeben wird und aus denen sich andererseits eine Lösung für einige innerhalb der engen Grenzen der geschilderten Region unlösbaren Probleme bieten wird.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite	Seite
Vorbemerkung	403	[1]
Einteilung der Arbeit	403—405	[1—3]
Umgrenzung des Aufnahmegebiets	405—406	[3—4]

I. Hauptabschnitt.

Historischer Teil:

Die geologische Erforschung des Gleichenberger Eruptiv- gebiets	407—431	[5—29]
Geologische, paläontologische und petrographische Literatur	407—410	[5—8]
Erste Periode: Geologische Forschungen in den Jahren 1820—1860	410—414	[8—12]
Zweite Periode: Geologische Forschungen in den Jahren 1860—1895	415—421	[13—19]
Dritte Periode: Geologische Forschungen in den Jahren 1895—1912	421—431	[19—29]
Schlußwort	431	[29]

II. Hauptabschnitt.

Lokalbeschreibung:

Vorbemerkung	432	[30]
1. Kapitel: Lokale Stratigraphie	432—468	[30—66]
Vorbemerkung	432—433	[30—31]
A. Paläozoikum, Karbon??	433—434	[31—32]
B. Miocän	434—461	[32—59]
1. Zweite Mediterranstufe	434—435	[32—33]
2. Sarmatische Stufe	435—461	[33—59]
α) Untersarmatische Stufe	435—441	[33—39]
β) Mitte'sarmatische Stufe	441—449	[39—47]
γ) Obersarmatische Stufe	449—461	[47—59]

	Seite	Seite
C. Pliocän	462—467	[60—65]
1. Untere Congerienschichten	462—463	[60—61]
2. Älterer pontischer Schotter	463—465	[61—63]
3. und 4. Basalttuffe und Basalte	466—467	[64—65]
D. Quartär	467—468	[65—66]
1. Diluvium	467—468	[65—66]
2. Alluvium	468	[66]
2. Kapitel: Lokale Tektonik	468—490	[66—87]
I. Vulkantektonik	468	[66]
A. Hochstradnerzug	468—471	[66—69]
B. Klöchermassiv	471—484	[69—82]
II. Bruchtektonik	484—487	[82—85]
III. Resultate über den Zusammenhang von Brüchen und Vulkanen	487—489	[85—87]
IV. Säuerlinge	489—490	[87—88]
3. Kapitel: Lokale Morphologie	491—497	[89—95]
1. Bemerkungen zur Talasymmetrie	491—492	[89—90]
2. Talanzapfung	492—493	[90—91]
3. Terrassen	493—495	[91—93]
4. Erosionsphänomene	495—497	[93—95]
Anhang	497—501	[95—99]
1. Studien über basaltische Auswürflinge	497	[95]
2. Resümee	498—501	[96—99]

Nachtrag.

Zu pag. 445: Herr Oberlehrer Kolleritsch sammelte einen im Kontakt mit der Basaltdecke rotgebrannten Mergel (sarmatisch) mit *Solen subfragilis* und *Cardium sp.* oberhalb Gießelsdorf.

Zu pag. 434: Bei neuerlichem Besuch war auch die Hangendpartie im Steinbruch von Klapping zugänglich, der mit „3.“ bezeichnete „Leithakalk“ ist ein Korallenriffkalk.

Zu pag. 456: In Jamma sammelte ich noch: *Maetra vitaliana* Orb., *Donax lucidus* Eichw., *Cerithium rubiginosum* Eichw. und *Buccinum duplicatum* Sow.

Zu pag. 455: Im V. Kalk am Schirrenkogel fand ich: *Solen subfragilis* Eichw. und *Buccinum duplicatum* Sow.

Zu pag. 481: Im Tuff oberhalb der „Falte“ fanden sich auch zahlreiche Blöcke von paläozöischem Tonschiefer, wie er die Schieferinsel Neuhaus-St. Georgen aufbaut.

Berichtigung.

Pag. 463, Zeile 20 von oben, ist statt der unteren Abteilung der oberen Abteilung zu setzen.

Pag. 465, Zeile 4 von unten, hat statt der unteren Congerienschichten der Congerienschichten zu stehen.

A. Winkler. Eruptivgebiet von Gleichenberg (Blatt: Hochstraden, St. Anna am Aigen und Klösch). Aufgenommen im Jahre 1912.

Tafel XV.

- Paläozoisch
 - Tonschiefer
 - Kieselschiefer
 - Quarzit
- 2. Mediterranstufe
 - Im allgemeinen
 - Leithakalk
 - Verkalkter Schotter
- Untere sarmatische Stufe
 - Im allgemeinen
 - Tegel und Schiefertone
 - Schotterzug im liegenden Teil
 - Im allgemeinen
- Mittlere sarmatische Stufe
 - Mergel und Schiefertone
 - Größere Sande und Schotter im Liegenden, feine Sande im Hangenden der Mergel



- Unterste Kongerienschichten
 - Congeritiegel mit Cong. ornithopsis
 - Pontischer Sand
 - Im allgemeinen
 - Kontakt mit der Basaltdecke
- Älterer pontischer Schotter
 - Schotter mit Lehmilagen
 - Kontakt mit der Basaltdecke
- Basalttuffe
 - Basale Aschentuffe mit Lapillilagen
 - Schlackentuffe, Schlacken, Aschentuffe und Fladenlava des Kindbergkraters n. Hochstraden
 - Grobe Tuffe des Seindkraters
 - Kontakt mit Basalt
- Basalte (Nephehn)
 - Fester Basalt
 - Schlackenbasalt im Liegenden, Basaltschlackenströme

P I O Z O N

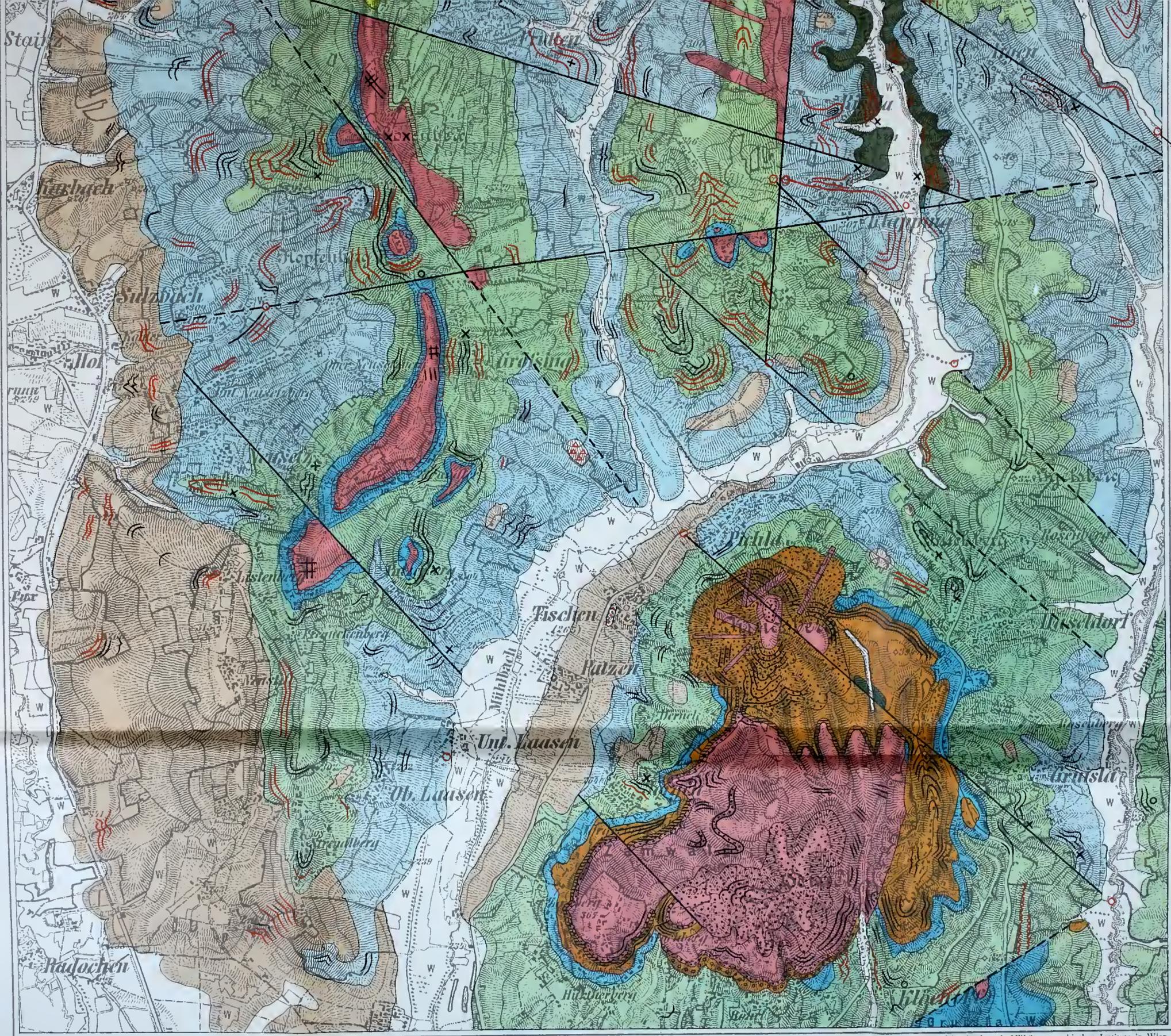
Z ä n

Mittlere sarmatische Stufe

- Schotterzug im liegenden Teil
- Im allgemeinen
- Mergel und Schiefertone
- Größere Sande und Schotter im Liegenden, feine Sande im Hangenden der Mergel
- Kontakt mit der Basaltdecke

Obersarmatische Schichten

- Im allgemeinen
- Tegel, Schiefertone und Mergel
- Sande
- Kontakt mit der Basaltdecke
- Cerithium rubiginosum, Kalk mit Foraminiferenlagen
- Oolithische Foraminiferenkalke
- Bivalvenkalke mit Cerithien- und Spirorbis-Kalken
- Mächtige Kalksandsteine mit Kalkbänken



- straden
- Grobe Tuffe des Seindkraters
- Kontakt mit Basalt
- Fester Basalt
- Schlackenbasalt im Liegenden, Basaltschlackenströme
- An der Verwerfung ungewandelter Basalt
- Plattig abgesonderter Basalt
- Säulenformen
- Im allgemeinen
- Lehm
- Schotter und Sand
- Im allgemeinen
- Tumuli
- Kulturschicht

tuffe
 Basalte (Nephelinbasalt und Nephelint)
 Diluvium
 Alluvium

S. 4.382

Sänerling

Fossilfundpunkt: phytogene Reste

Fossilfundpunkt: zoogene Reste

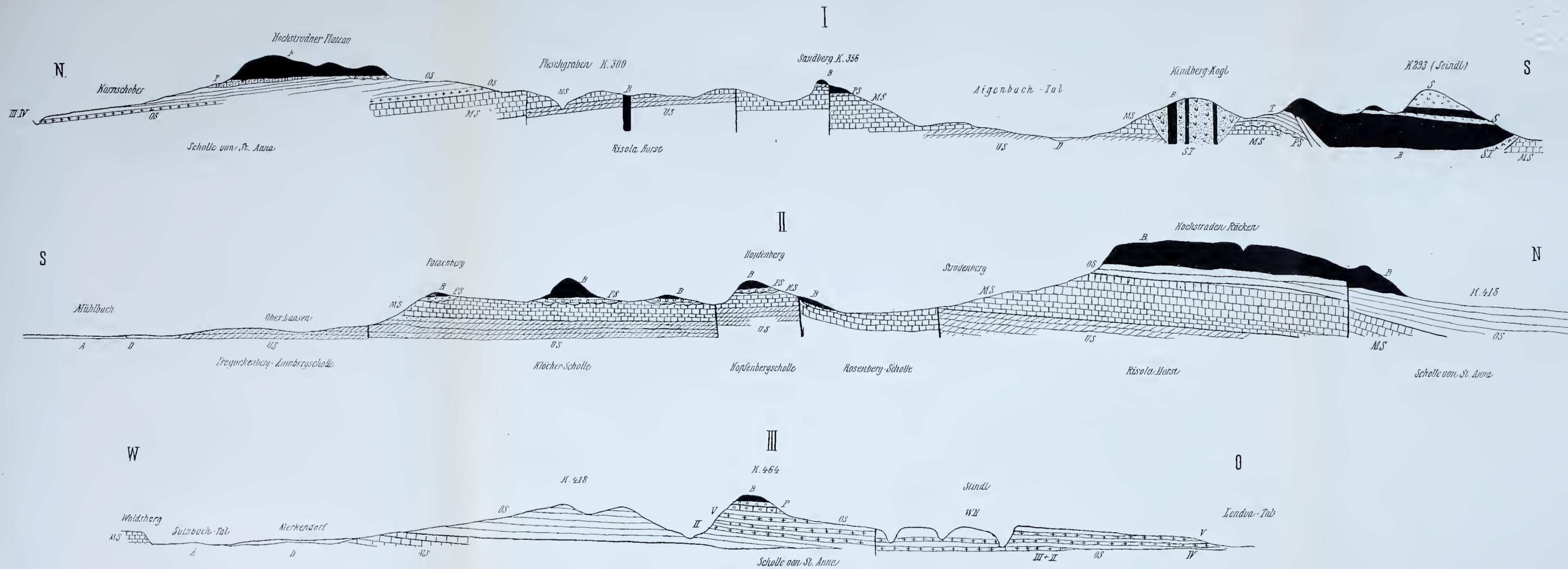


Verwerfung

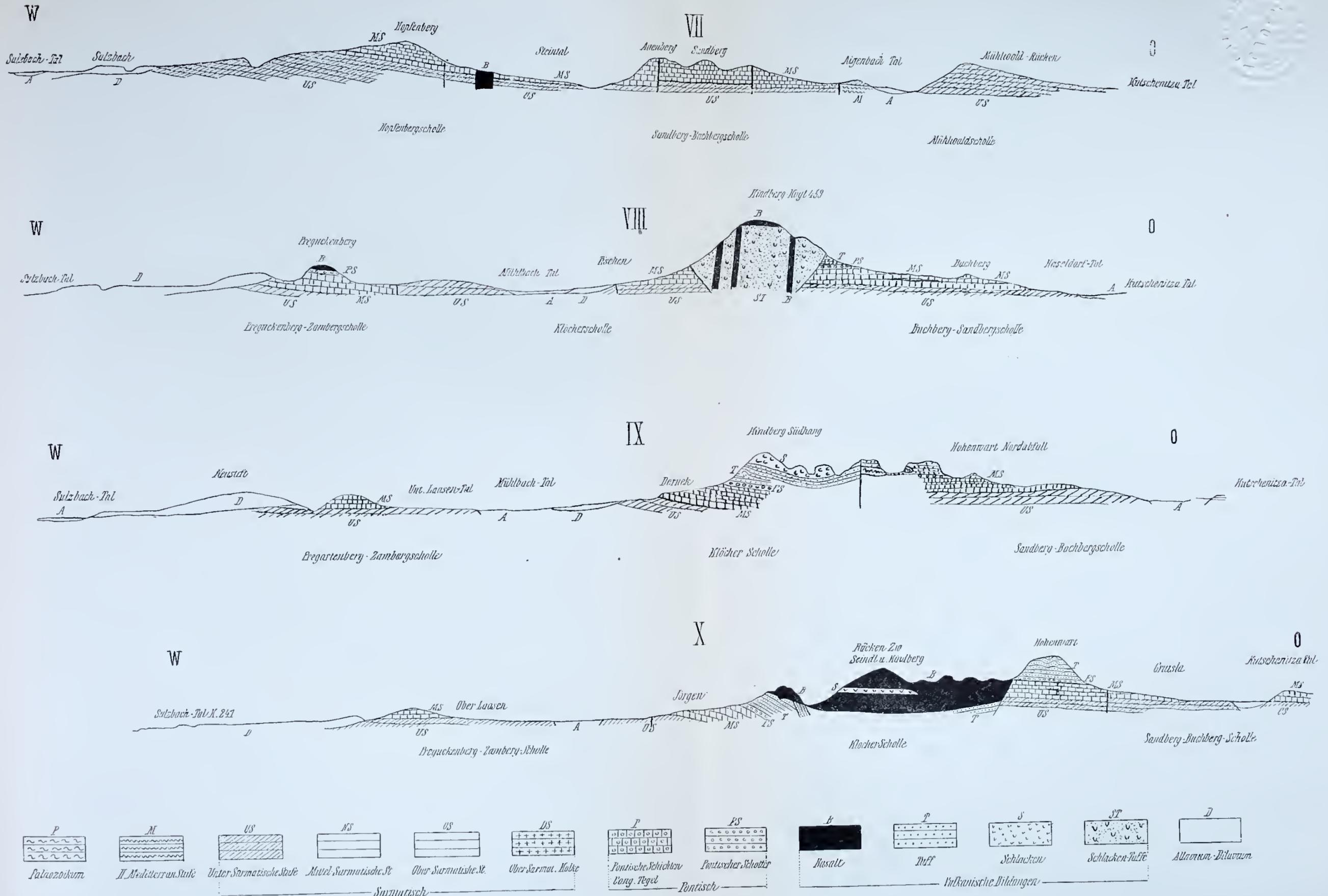
Wahrscheinliche Verwerfung

Gehäugerutschung

Ausgeführt im k. u. k. Militärgeographischen Institute in Wien.



A. Winkler: Das Eruptivgebiet von Gleichenberg.



A. Winkler: Eruptivgebiet von Gleichenberg.

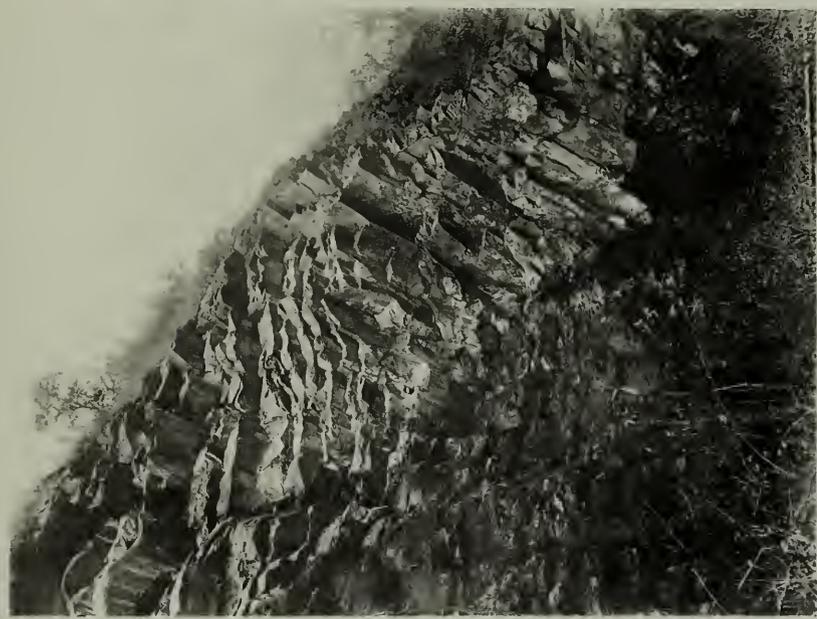


Fig. 1

Taf. XIX.



Fig. 2

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LXIII, 1913.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, Ill., Rasumoffskvasse 23.

Profile der mittelsarmatischen Schichten

Profil

I Klösch O	II Grousla SW	III Buchberg	IV Jürgen N	V Patzerberg	VI Grössing	VII Hopfenberg S	VIII Neusetz S	I St. Anna SW	II Graben St. Anna W	III St. Anna N Fahrweg ins Aigentäl	IV St. Anna N Graben SW von K. 365	V St. Anna N Graben W von K. 365	XI St. Anna Graben NW von
Pontischer fluviatiler Schotter					Basalt	Basalt	Pontischer Schotter im Liegenden des Basalts						
Sande					7 m tonig-glimmerreicher Sand	2 m Sand				20 m Schiefertone m. Sanden 4 m gelbbrauner Sand Sand u. Schotter mit Bergmehlkonkretionen 1 m Sand Graue Mergellage 2 m Sand			Schieferton Sand
1 m Mergelbänke Pflanzenreste führende Schicht (Wasserpflanzen und Blätter) 2 m Mergel 2 m Tonmergel (feinsandig-glimmerig) 30 cm toniger Sand 75 cm diagonalgeschichteter Sand 3 m heller Schotter m. haselnußgroßen Geröllen	4 m Mergel (an der Straße) Austernbank 2 m feiner toniger Sand Mächtige Mergel mit Zwischenlagen von tonig-glimmerreichem Sand	3 m äußerst fossilreiche blaue Tone Mehrere Meter Tonmergel Grüner Tegel mit 30 cm mächtiger Austernbank Keine Aufschlüsse		Mergel, hellgrau	Keine Aufschlüsse Brauner Sand	1 m braune und graue sandige Schiefertone 10 m schön geschichtete typische Tonmergel mit Pflanzenreste führenden Lagen (Wasserpflanzen)	5 m fossilreicher Mergel 5 m graue sandige Schiefertone	Sande (Ortsstraße)		V. Kalk { 1-20 m Oolith 30 cm Bivalv. und Gastropodeokalk 30 cm Oolith 5 m Kalksandsteine 15 m Sande 2 m Schiefertone Dünne Muschelkalklage Sand mit Schiefertoneagen Grüner Schiefertone mit Hydrobia und Lymnaeus.	3 m sandiger Tegel Steinmergel Tegel Steinmergelbank 20 cm fossilreicher Sand Grüner Tegel	2 m Sand mit Schiefertone 1 m toniger Sand Fester sandiger Steinmergel 3 m Tegel mit Sand 8 m Sande Grüne Tegellagen	V. Kalk 2 m Sand mit Fossilien Muscheltegellage 15 m Sand Feste Sandsteinbänke 10 m Sand
	5 m hellgelbgraue Tonmergel		4 m Tonmergel, sehr fossilreich	1 m toniger Sand, eisenschüssig 5 m blaugraue Mergel Grauer plattiger Tegelmergel mit Fossilien	25 m typischer Tonmergel mit Fossilien	2 m brauner Sand und schottriger Sand (Ort Grössing)	10 m schön gebänderter hellgrauer Tonmergel	IV. Kalk (bei der Schüle) 10 m feine Sande	75 cm IV. Kalk 2 m Sand Feste Sandsteinbank 1 m Sand Sandsteinbank 18 m Sande	IV. Kalk 40 cm mächtiger Muschelkalk 3 m Sand 1 m grüner Tegel mit Potamidens mitralis 2 m grüner Tegel mit Muscheln	IV. Kalk Muschelkalk mit grobem oolithartigem Spiterbis 7 m gelber Sand Kalklage mit Potamidens	Muschelkalk äußerst fossilreich Sand mit Tapas Cardium, Trochus Potamidens 6 m Sand	IV. Muschelkalk 12 m Sand
	Kein Aufschluß	Schieferton und sandige Schiefertone 3 m diagonalgeschichteter Sand	2 m feiner toniger Sand 20 cm schottriger Sand 50 cm feiner toniger Sand 1 m Wechsel von tonigen u. schottrigem Sand				20 m Sand mit konkretionären Sandsteinbänken 2 m Schiefertone und sandige Schiefertone mit Fossilien Dünne Schetterlage 8 m fossilführende Sandsteinbänke	III. Kalk mit Kalksandstein (unterhalb Kirche) 15 m Sand	III. Oolith. Foraminiferenkalk Feste Kalksandsteine Sandiger Schiefertone 8 m Sand Schieferiten mit Muscheln	III. Oolith. Kalk (4 m Foraminiferenkalk) m. Cardien Grüne schiefelige Sande Muscheltegellage Grüner Sand mit Potamidens und Tapas Harte Sandsteinbank Grüner Tegel	III. Mächtiger Oolithkalk (Foraminiferenkalk)		III. Ool. Foraminiferenkalk 10 m Sand
	Untersarmatische fossilreiche Tegel						2 m feiner gelber Sand 10 m feine Sande	II. Kalk (in Lesestücken) 25 m grüner Tegel mit konkret. Sandstein					II. Ool. Foraminiferenkalk mit Kalks
							Untersarmatischer grüner Tegel (im Bachbett sichtbar)	50 cm I. Kalk mit Foraminiferenlagen					

Profile der mittelsarmatischen Schichten

Profile der obersarmatischen Schichten

IX Hopfenberg N	X Rosenberg W	XI Gießelsdorf N	XII Plesch N	XIII Auenberg	XIV Sandberg	XV Waldsberg	VI Schirrenkegl W	VII Schemiahberg S	VIII Graben W der Schemin-kapelle	IX Graben NW der Schemin-kapelle	X Graben von K. 360 nach NO	
Pontischer Flußschotter	Basalt mit geringmächtiger Unterlage von Pontischem Schotter		Obersarmatische Sande		Basalt und pliocäne Lehme			Basaltdecke d. Hochstraden			Eisenschüssige Sande mit Konkretionen 2 m grüner Sand 20 cm grüner Schiefertone	
Mehrere Meter feine Sande	4 m brauner Sand 1 m grünlicher Schiefertone 4 m Sand und Schotter 2 m feingeschichtete Sande 3 m tonige ungeschichtete Sande 4 m feiner Sand 1 m kleiner Schotter 2 m grünlicher Schiefertone m. tonigem Sand	Mächtige tonige Sande	Sande	20 m mächtige tonige Sande	30 cm grüner Tegel	25 m tonige Sande mit geringen Lagen von Schiefertone u. Tegel 1 m Schiefertone 5 m hellgraue gebänderte Mergel 2 m grauer toniger Sand 3 m graue schön gebänd. Tonmergel Graugrüne fette Mergel	V. Kalk aus Bivalven und Gastropodensteinkernen mit Oolithlagen Kalksandstein 20 m Sand 20 cm feste Tegellage 1 m Potamidens-reicher, graublauer sand. Tegel 50 cm Muschelsand	25 m Sand Grauer Schiefertone 75 cm toniger Sand 30 cm sandiger Schiefertone Sandlagen 1-20 m grauer sandiger Schiefertone Grünlicher Schiefertone	6 m Sand 4 m schottriger Sand 1 m feiner glimmeriger Sand Bräunliche sandige Schiefertone m. Pflanzenresten 1 m grünlich sand. Schiefertone 3 m Sande, Schiefer. Sande 1 m sandiger Schiefertone 3 m tiefgrüner Tegel	V. Kalk mit Cardien, Tapas und Potamidens-Abdrücken Mächtige Kalksandsteine m. Fließwäldern Oolithische Kalklage 30 m Sand mit Schotterlagen 3 m Sand mit Diagonalschichtung 30 cm sandiger Schiefertone mit Pflanzenresten 1 m grüner zäher Schiefertone 30 cm schottriger Sand 1 m toniger Sand 1 m sandiger Schiefertone 40 cm graublauer zäher Tegel mit Potamidens, Cardien		
40 m mächt. schön gebänd. Tonmergel feste Steinmergelbank grüner Schiefertone mit Sandlagen	2 m Schiefertone mit tonigem Sand wechselnd 1 m toniger Sand 2 m Sande mit festen Kalkmergelbänken 3 m feine bröcklige Sande 6 m schöngebänderte Tonmergel mit wenig mächtigen Sandlagen 2 m grüner Tegelmergel 8 m schöngebänderte Tonmergel 2 m sehr fossilreiche hellgraue Tonmergel 1 m toniger Sand Keine Aufschlüsse 1 m sandiger Mergel mit braunen Sandlagen wechsellagernd 2 m fetter, tegeliger Schiefertone mit Pflanzenresten (Schilffresten) 2 m toniger Sand 3 m diagonalgeschichteter Sand 2 m Schetter mit haselnußgroßen Geröllen 2 m Schetter mit Tegeleinschlüssen 1 m grünlicher Sand 1 m toniger Sand 3 m Sand	10 m Tonmergel Kalkhaltige Sandsteinbank m. Fossilien Sandiger Schiefertone mit Blattresten Schieferiten fossilreich	20 m mächtige Tonmergel mit graugrünen Schiefertonen 10 m Tonmergel	5 m gebänd. heller Mergel 15 m hellgraue plattige Mergel und Tonmergel	10 m kein Aufschluß	10 m fossilerer hellgrauer Sand mit einer Mergellage 2 m schiefrige Sande 2 m brauner sand. Schiefertone mit Wurzelherizont 3 m grüner mergel. Schiefertone mit Schilfpflanzen u. Süßwassermollusken Sandiger Schiefertone Sand und Schetter	IV. Kalk Muschelkalk mit grobem, oolithähnlichem Spirorbis-kalk	IV. Oolithischer Spirorbis-kalk 75 cm Muschelsand 15 cm Muschelsand 10 cm Sand mit Potamidens	Sande III. Kalk Reiner Oolith Sand 1 m sandiger Schiefertone	III. Kalk Reiner oolithischer Foraminiferenkalk Kalkmergel 8 m Sand m. grünem Tegel	III. Kalk. Reiner Foraminiferenkalk Oolith 1-20 m 2 m fossilreiche Schiefertone und sand. Schiefertone mit Mergelbänken Grüner Schiefertone	IV. Kalk 1 m Spirorbis-Kalk (Gruher Oolith m. Muscheln) 3 m toniger Sand 50 cm grauer Schiefertone mit 3 Cardienlagen 30 cm grüner Schiefertone 60 cm toniger Sand
10 m toniger Sand m. Quarzschetterlagen	10 m untersarmatische grüne Tegel	Untersarmatische Tegel u. Schiefertone	Untersarm. Tegel im Ort Plesch	Untersarmat. Tegel	Untersarmat. Tegel	Untersarmat. Tegel		II. Kalk Wenig mächtiger oolith. Foraminiferenkalk Oolith. Kalksandstein	II. Kalk. Oolith. Foraminiferenkalk Mächtige Kalkmergel 2 m tonige Sande 6 m Sande und Tone 2 m Tegel mit Fossilien Grauer Mergel mit Steinkernen Sand mit Potamidens-Lage 4 m feiner gelber Sand 30 cm Sandstein mit Fossilien Cardium, Tapas, Potamidens	II. Kalk. Reiner Foraminiferenkalk Oolith 1-20 m 2 m fossilreiche Schiefertone und sand. Schiefertone mit Mergelbänken Grüner Schiefertone		

NB. Die Mächtigkeiten und die detaillierte Gliederung entsprechen natürlich nur annähernd den wirklichen Verhältnissen und mußten an den aufschluß

Profile der obersarmatischen Schichten

AW	III St. Anna N Fuhrweg ins Aigentäl	IV St. Anna N Graben SW von K 365	V St. Anna N Graben W von K. 365	XI St. Anna N Graben NW von K. 397	XII St. Anna N Graben NO von K. 397	XIII St. Anna N Graben O von K. 365	XIV Graben O von Langriegel	XV Graben Langriegel NO	XVI Waldrä NW (Graben Ost des Stadtwirt)	XIX u. XX Waldrägräben	XXIV Teufelsmühle (Steinbach Süd)
	20 m Schiefertone m. Sanden 4 m gelbbrauner Sand Sand u. Schotter mit Berg- mehlkongretionen 1 m Sand Graue Mergellage 2 m Sand V. Kalk { 1-20 m Oolith 30 cm Bivalv. und Gastropo- denkalk 5 m Kalksandsteine 15 m Sande 2 m Schieferton Dünne Muschelkalklage Sand mit Schiefertonlagen Grüner Schieferton mit Hy- drobion und <i>Lymnaeus</i> .	3 m sandiger Tegel Steinmergel Tegel Steinmergelbank 20 cm fossilreicher Sand Grüner Tegel	2 m Sand mit Schieferton 1 m toniger Sand Fester sandiger Steinmergel 3 m Tegel mit Sand 3 m Sande Grüne Tegellage	V. Kalk 2 m Sand mit Foss. Muschellegel 15 m Sand Feste Sandsteinbank 10 m Sand	V. Kalk (Verlassene Brüche) 24 m Sand m. Steinmergel- bänken	V. Kalk (lose Blöcke) Mächtiger brauner Sand 30 m Gastr. und Bivalven- kalklage Sand mit Muscheln	Mächtiger Sand mit Schotterlagen Toniger Sand 4 m sand. Schiefer- ton 1 m grüner Tegel	V. Kalk Mächtige Sande Grauer Schieferton Fester grüner Schieferton Sandiger Schieferton Bivalentegel	Sande 2 m Tegel mit Biv. 3 m Sand 3 m grüner Schiefer- ton 1 m tiefgrüner Tegel mit <i>Cerithium</i> Sand mit Schiefer- lagen	Basalt Sand Congerien Tegel mit <i>C. or- nithopsis</i> 2 m sandiger Schieferton 1 m grünl. Schieferton 3 m grüner toniger Sand 20 m keine Aufschlüsse Fester Mergel 3 m grüner toniger Sand 50 cm grüner fest. Schiefer- ton 30 cm sandiger Schieferton 30 cm schieferer Sand 3 m toniger Sand 1 m Biv.-Tegel 4 m sandiger Schieferton 2 m fester fetter Tegel 1 m Foram. Muschelsand 4 m gelbe Mergel Schieferiger Sand 8 m toniger Sand, diagona- geschichtet mit Schotter- lagen 2 m grüner Tegel 1 m brauner Sand 2 m tiefgrüner Tegel	Basaltuff 5 m Congerietegel 1-50 m Schiefertone 2 m sandiger Schieferton 2 m Sand mit eisenreichen Lagen Schiefrige Sande Sandiger Schieferton mit <i>Card. Cerith.</i> Mergelbank 2 m grauer schief. Sand 1 m grünlichgrauer resch. Sand Schiefrige Sande Mehrere Meter feiner weißer Sand Tegel u. Schiefertone, fossil- leer Schieferton mit Sandlagen III. Ool. Foraminiferen- kalk Schiefriger Sand Sandiger Schieferton ? II. Harte Sandsteinbank und Kalk Sandiger Schieferton mit Bivalven Corithiensand mit <i>Neritina</i> Pflanzenführender kobliger Tegel 2-50 m Sand 2 m grauer toniger Sand m. eisenschüssigen Lagen Grüngrüner Tegel mit Pflanzenresten Keine Aufschlüsse Grünliche und bräunliche Sande und Schiefertone

Profile der obersarmatischen Schichten

VII eminberg S	VIII Graben W der Schemin- kapelle	IX Graben NW der Schemin- kapelle	X Graben von K. 360 nach NO	XVII Jamm S	XVIII Graben W des Stadtwirt	XXI Waldrä N (Jamm W)	XXII Östl. von Kornschöber	XXIII Steinbach SO	XXV. Höllschgraben Gießelsdorf N
ke d. Hochstruden d chieferton iger Sand diger Schieferton aner sandiger rton r Schieferton ischer <i>Spirorbis</i> - kalk 75 cm schelsand id mit <i>Potamides</i> lith ger Schieferton ichtiger oolith. iferenkalk ksandstein	Sande II. Kalk. Oolith. Fora- miniferenkalk Mächtige Kalkmergel 2 m tonige Sande 6 m Sande und Tone 2 m Tegel mit Fossilien Grauer Mergel mit Stein- kernen Sand mit <i>Potamides</i> -Lage 4 m feiner gelber Sand 30 cm Sandstein mit Fos- silien <i>Cardium</i> , <i>Tapes</i> , <i>Potamides</i>	IV. Kalk. Muscheln- und Gastropodenreicher Kalk Grob, oolithartig 6 m Sand 2 m grauer Schieferton III. Kalk Reiner oolithischer Fora- miniferenkalk Kalkmergel 3 m Sand m. grünem Tegel II. Kalk. Reiner Foram.- Oolith 1-20 m 2 m fossilreiche Schiefer- tone und sand. Schiefer- tone mit Mergelbänken 1 m Mergel mit Fossilien Grüner Schieferton	Eisenschüssige Sande mit Konkretionen 2 m grüner Sand 20 cm grüner Schiefertone V. Kalk mit <i>Cardien</i> , <i>Tapes</i> und <i>Potamides</i> - Abdrücken Mächtige Kalksandsteine m. Fließwästen Oolithische Kalklage 30 m Sand mit Schotter- lagen 3 m Sand mit Diagona- lschichtung 30 cm sandiger Schiefertone mit Pflanzenresten 1 m grüner zäher Schiefer- ton 30 cm schottriger Sand 1 m toniger Sand 1 m sandiger Schiefertone 40 cm graublauer zäher Tegel mit <i>Potamides</i> , <i>Car-</i> <i>diea</i> IV. Kalk 1 m <i>Spirorbis</i> -Kalk (Grober Oolith m. Muscheln) 8 m toniger Sand 50 cm grauer Schiefertone mit 3 <i>Cardien</i> lagen 30 cm grüner Schiefertone 60 cm toniger Sand III. Kalk. Oolith 1 m 3 m <i>Tapes</i> -führender Sand	Mächtige Sande mit Schiefertonen 10 m Sand m. feinen Muscheln 6 m Sand Pflanzenführender Schieferton 2 m grauer Schiefer- ton 2 m toniger Sand 3 m blauer Tegel IV. Kalk Grüner Tegel mit <i>Cerithien</i> 1 m brauner <i>Cerith.</i> - Sand 30 cm Biv.-Gastropo- den-Schicht 1 m grauer toniger Sand	Mächtige Sande m. Schiefer- tonlagen Grauer Schiefertone m. Biv. und Gastropoden 1 m diagonal geschichteter eisenschüssiger Sand 30 cm grüner Bivalentegel IV. Kalk (Bivalven und Gastropoden) Sehr fossilreicher Sand Tonige Sande IV. Kalk <i>Fotamides</i> -Schicht 5 m tonige Sande Kalklage 2 m sandiger Schiefertone mit Fossilien, graugrün III. Ool. Foraminiferen- kalk 8 m feiner grauer Sand 3 m Schiefertone mit Foss.	Mächtige Sande 4 m eisenschüssige Sande diagonal geschichtet Schiefrige Sande Keine Aufschlüsse Sandiger Schiefertone 8 m fossilereer Sand 1 m grüner Schiefertone IV. Kalk 10 m Oolith. Sand m Kalk- lagen 3 m grüner Sand mit Biv. 1 m fetter grüner Tegel 20 cm fossilfüh. Schiefertone Kalkmergel 4 m toniger Sand mit Muschellagen 3 m grüner Schiefertone III. Ool. Foraminiferen- kalk III. Ool. Foraminiferen- kalk	Grünlicher fossilereer Sand <i>Tapes</i> -Schicht 4 m toniger Sand mit <i>Cer-</i> <i>ithien</i> 1 m sandige Kalksand- steinbank 2 m grüner plast. Tegel IV. Kalk mit Kalkmergel Grünlicher Schiefertone Kalkbank mit <i>Card. plic.</i> <i>obsol.</i> etc. Foraminiferenkalk 7 m Sand mit Sandstein- bänken 2 m gelbgrauer Schiefertone 1-50 m Sand Feste Sandsteinbank 4 m Sand mit Schiefertone im Hangenden (mit Kon- kretionen und Mergel- brocken) 2 m grünlich sand. Schiefer- ton 2 m hellgrauer Mergel 1 m fester splittriger Kalk- mergelsand 2 m Mergel 30 cm toniger Sand 2 m grünlich. sand. Schiefer- ton 4 m blaugrauer Tegel mit <i>Maetra</i> 5 m grauer sandiger Tegel <i>Potam. mitralis</i> 7 m grüner Tegel mit <i>Car-</i> <i>dium</i> , <i>Synedsmia</i> , <i>Bucci-</i> <i>num</i> Untersarm.	30 cm Muschelsand 5 m toniger Sand mit Muscheln Verwerfung XXV. Höllschgraben Gießelsdorf N	

natürlich nur annähernd den wirklichen Verhältnissen und mußten an den aufschlußarmen Partien schematisch dargestellt werden.