

APR 20 1904

ZUR GEOLOGIE DER KLEINEN KARPATEN.

Eine stratigraphisch-tektonische Studie

von

Dr. Heinrich Beck und Dr. Hermann Vettors.

Mit einer geologischen Karte, zwei Profiltafeln und 40 Textfiguren.

Einleitung.

Die Anfänge der geologischen Erforschung des Wiener Beckens sowie der dasselbe umrahmenden Gebirge liegen weit zurück. Dennoch ist dieses Arbeitsgebiet noch weit davon entfernt, völlig erschöpft zu sein, harret noch so manche gewichtige Frage ihrer Lösung.

Am dürftigsten wohl sind unsere Kenntnisse von den Kleinen Karpaten, obwohl gerade dieses Gebirge von ganz besonderem Interesse ist. Vollzieht sich doch hier der noch wenig geklärte Übergang aus den Alpen in die Karpaten. Nachdem fast ein volles Menschenalter vergangen ist, ohne daß eine eingehendere und allgemeinere Arbeit über dieses Gebirge erfolgt wäre, und da in der Zwischenzeit die geologischen Kenntnisse über die Alpen und ganz besonders die Karpaten bedeutende Fortschritte gemacht haben, scheint es angemessen, diese Lücke auszufüllen, die Geologie der Kleinen Karpaten einem eingehenderen Studium zu unterwerfen, sie im Lichte der neueren Anschauungen zu betrachten.

In Paul Partsch' »Erläuternden Bemerkungen zur Geologie des Wiener Beckens sowie der Gebirge, die dasselbe umrahmen« (Wien 1844), finden wir zum erstenmal eine zusammenfassende Darstellung der Kleinen Karpaten, die unter dem Bilde eines plutonischen Ellipsoides mit schmaler, auf den Nord- und Westrand beschränkter Sedimentärzone vorgeführt werden. Partsch kennt auch bereits die jüngeren vulkanischen Vorkommnisse bei Breitenbrunn, die er als Augitporphyre und Mandelsteine bezeichnet.

Im Jahre 1853 erschien in den Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt eine kurze Notiz von Foetterle, in welcher die Quarzite und Kalke des südlichen Teiles bis zur Zone der roten Sandsteine und Melaphyre als Grauwacke, die nördlich daranstoßenden Bildungen als Buntsandstein und Guttensteiner Kalk angesprochen werden.

In gleicher Weise werden in der den nördlichen Teil des Gebirges umfassenden Arbeit des Schemnitzer Professors Bergrats Pettko vom Jahre 1856 die roten Sandsteine als Werfener Schichten und die darüberlagernden Kalke des Raxturnzuges als »dunkle Kalke der Werfener Schichten« (Guttensteiner Kalke) bezeichnet. Der große Fortschritt gegenüber den früheren Arbeiten liegt darin, daß Pettko die Kalke des Pernek-Losoncer Zuges von der Grauwackenzone abtrennt und teils analog den Raxturnkalken als Trias (Visoka), teils als Lias auffaßt und somit zu einer der besten Auffassungen der Stratigraphie gelangt. Welche Rolle Pettko den jüngeren Eruptivmassen, die er als nachjurassisch ansieht, bei der Erklärung der

Tektonik gemäß der damals herrschenden Erhebungstheorie zuweist, soll an späterer Stelle ausführlich gesagt werden.

Den Irrtum in der Auffassung des Alters und der Bedeutung der Melaphyre berichtigte Stur in seiner »Geologischen Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra 1860«. Gegenüber der Meinung Pettkos hielt Stur an dem permischen Alter der Melaphyre fest und da er ihre Gleichalterigkeit mit den roten Sandsteinen erkannte, rechnete er beide zum Perm und brachte damit auch die bisher als Grauwacke bezeichneten Quarzite in Zusammenhang. In den, wie erwähnt, gleichfalls der Grauwacke zugezählten Kalken und Schiefen sah Stur Vertreter der jüngeren Formationen von der Rhätischen Stufe bis zur Kreide. Da er ferner die Kalke und Dolomite des Weißen Gebirges aus petrographischen Analogien mit anderen karpatischen Vorkommnissen der Kreide zurechnete, erscheint die Trias bei ihm ohne Vertretung, was sich wohl daraus erklärt, daß er leider bloß den östlichen Teil des Gebirges genauer kannte.

In den Jahren 1863—1864 wurde die sogenannte Detailaufnahme der k. k. geologischen Reichsanstalt durch Bergrat Paul und Freiherrn von Andrian durchgeführt. Ihr voran geht eine kurze Notiz von Bergrat Foetterle im Jahre 1863: »Durchschnitte durch die Kleinen Karpathen«, welche das Wesentlichste des später von Paul und Andrian im Detail wiedergegebenen enthält. Die Abweichungen gegenüber den von Stur erzielten Resultaten liegen darin, daß die Ballensteiner Kalke durch Fossilfunde sicher als Lias erwiesen wurden und daß mit diesen Kalken auch diejenigen des Visoka- und Raxturnzuges identifiziert wurden, demgemäß die von Pettko als liasisch bezeichneten Kalke nördlich der Visoka in höhere Jurahorizonte gerückt und die südlich davon gelegenen lichten Hornsteinkalke (bei Pettko teils Lias, teils Trias) als vermutlich triadisch angesprochen wurden.

Diesen Arbeiten schließt sich unmittelbar die im nächsten Jahre erschienene »Physiographische Beschreibung der Preßburger Gespanschaft« von Hofrat Kornhuber an (1865), der einige kleinere Änderungen auf Grund seiner eigenen eingehenden Studien durchführte. In der Folgezeit erschienen nun kleinere Arbeiten, die hauptsächlich den südlichen Teil betreffend, zumeist aus der Feder Kornhubers, des unermüden Erforschers seiner Heimat, stammen.

Der Wichtigkeit des Gegenstandes wegen sei hier noch der Abhandlung Dr. Schaffers über die »Dachschiefer von Mariatal« gedacht, welche uns eine genaue Kenntnis der Fauna dieser in vielfacher Hinsicht interessanten Ablagerung vermittelt, die schon im Jahre 1860 von Professor Ed. Suess als der Zone des *Harpoceras bifrons* angehörig dargetan wurde. Herrn Hofrat F. Toulou verdanken wir noch eine Notiz über die Kalke von Theben-Neudorf.

Von weitaus größerer Bedeutung als die Vorarbeiten über die Kleinen Karpaten selbst ward für die moderne Auffassung der stratigraphischen, faziellen und tektonischen Verhältnisse unseres Gebirges die Arbeit Professor Uhligs über die Geologie des Tatragebirges sowie die in jüngster Zeit erschienene Abhandlung desselben über das Fatra-Krivangebirge (Denkschriften der kais. Akademie d. Wissenschaften math. nat. Kl. LXIV. B. 1897 und LXVIII B. 1899 sowie LXXII B. 1902).

Zweck unserer in den Jahren 1902—1903 ausgeführten Arbeit war eine stratigraphisch-tektonische Studie. Dabei stellte sich jedoch eine genauere kartographische Aufnahme als unumgänglich notwendig heraus. Trotz der gerade darauf verwendeten Sorgfalt erhebt die beigegebene geologische Karte durchaus nicht den Anspruch, das Ergebnis einer Detailaufnahme im strengsten Sinne des Wortes zu sein. Es wurden die außerhalb unseres Zieles gelegenen Fragen, namentlich betreffend den kristallinen Kern sowie die tertiären Randbildungen nur in zweiter Linie berücksichtigt beziehungsweise die Ergebnisse der älteren Aufnahmen mit geringen Änderungen übernommen. Überdies erschweren die mangelhaften Aufschlüsse der Kleinen Karpaten das geologische Studium dieses Gebirges in ungewöhnlichem Grade und bedingen manche Unsicherheit der geologischen Karte.

Die Arbeitsteilung wurde nach mehrfachen Gesichtspunkten, die sich im Verlauf der Zeit ergaben in der Weise vorgenommen, daß H. Vettters die Aufnahme des nördlichen, H. Beck die des südlichen Gebirgsabschnittes durchführte.

Zu großem Danke fühlen wir uns Herrn Professor Dr. F. Becke sowie seinem Assistenten Herrn Dr. H. Tertsch verpflichtet, welche uns bei der Bearbeitung der kristallinen Gesteine mit der größten Liebens-

würdigkeit an die Hand gingen, insbesondere aber unserem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. V. Uhlig, dem wir nicht bloß den Hinweis auf dieses interessante Gebiet, sondern vor allem so manchen bedeutsamen Wink für das Verständnis der zu lösenden Fragen verdanken, der uns mit gewohnter Freigebigkeit den reichen Schatz seiner in den Karpaten gewonnenen Erfahrungen zur Verfügung stellte.

Zum Schlusse sei uns noch gestattet, der Verlagsbuchhandlung Braumüller für das liebenswürdige Entgegenkommen die so reiche Ausstattung unserer Arbeit mit Textfiguren, vor allem aber für die Drucklegung der beigegebenen geologischen Karte und der Profiltafeln unseren verbindlichsten Dank auszusprechen.

Wien, am 9. Oktober 1903.

Dr. Heinrich Beck, Dr. Hermann Vettors.

Literatur über die Kleinen Karpaten.

1834. K. Lill v. Lilienbach, Journal d'un voyage géologique fait à travers toute la chaîne de Carpathes en Bukovine, en Transsylvanie et dans le Marmarosh Mém. Soc. géol. de France. Paris, I, pag. 239. (Notiz über die Marientaler Schiefer.)
1844. P. Partsch, Erläuternde Bemerkungen zur Karte des Wiener Beckens und der Gebirge, die dasselbe umgeben. pag. 16f. Wien. 1844.
1847. Fr. v. Hauer, Über D. Sturs Geognostische Untersuchungen in der Gegend von Pressburg und Modern. Haidingers Berichte III, pag. 320 ff.
1851. A. Kennigott, Über die Gemengteile eines Granites aus der Gegend von Pressburg. Jahrb. d. geol. Reichsanst., II. Bd., 3. Heft, pag. 42.
1852. J. Czjžek, Geologische Verhältnisse der Umgebung von Hainburg, des Leithagebirges und der Ruster Berge. Jahrb. d. geol. Reichsanst., III. Bd., pag. 35.
1853. Foetterle, Geologische Aufnahmen im nordwestlichen Ungarn. Jahrb. d. geol. Reichsanst., IV. Bd., Verhdl., pag. 850.
1854. Foetterle, Die geognostischen Verhältnisse von Bösing. Jahrb. d. geol. Reichsanst., V. Bd., pag. 204.
1854. Lengyel de Przemysl, Die Heilquellen und Bäder Ungarns. Pest.
1856. J. v. Pettko, Bericht über die im Auftrage der geologischen Gesellschaft für Ungarn im Herbst 1852 ausgeführten geologischen Untersuchungen des an die March grenzenden Theiles von Ungarn. (Mit einer geol. Karte.) Arb. der geol. Gesellschaft für Ungarn. Pest, I. Bd., pag. 53.
1856. G. A. Kornhuber, Die geologischen Verhältnisse der nächsten Umgebung von Pressburg. Verh. d. Vereines f. Naturkunde zu Preßburg, I. Bd., pag. 1.
1856. G. A. Kornhuber, Barometrische Höhenmessungen in den Karpathen. Ebenda, pag. 56. (Mit einer Rubrik geognostisch. Bemerkungen.)
1856. G. A. Kornhuber, Über das Thonschieferlager von Mariatal. Verh., d. Ver. f. Nat. Preßburg, I. Bd. Sitzungsber., pag. 25.
1856. G. B. Kornhuber, Über die geologischen Verhältnisse der Porta Hungariae. Ebenda. Sitzungsber., pag. 40.
1856. J. Fr. Krzisch, Der Wetterlin in den kleinen Karpathen. Eine pflanzengeograph. Skizze. (Mit geol. Bemerkungen. Ebenda, I. Bd., pag. 51.
1857. G. A. Kornhuber, Über die Verbreitung der Eocänformation in Ungern. Ver. f. Nat. Preßburg II. Bd. 1. Heft Sitzungsber., pag. 11.
1857. G. A. Kornhuber, Naturhistorische Verhältnisse der Umgebung von Bösing. Ebenda. Sitzungsber., pag. 61.
1857. G. A. Kornhuber, Über ein neues Vorkommen von Tertiärpetrefacten bei Hainburg. Ebenda. Sitzungsber., pag. 65.
1857. G. A. Kornhuber, Über den Diorit im »Tiefen Weg«. Ebenda, 2. Heft, Sitzungsber., pag. 7.
1858. G. A. Kornhuber, Barometrische Höhenmessungen in Ungarn. (M. geogn. Bem.) Verh. d. Ver. f. Nat. Preßburg, III. Bd., 2. Heft, pag. 20.
1859. G. A. Kornhuber, Schichten mit Lignitspuren in Blumenthal. Verh. d. Ver. f. Nat. Preßburg, IV. Bd., Sitzungsber., pag. 7.
1859. G. A. Kornhuber, Über Brauers Analyse des Mineralwassers von St. Georgen. Ebenda. Sitzungsber., pag. 36.
1857. G. A. Kornhuber, Die geognostischen Verhältnisse der Umgebung von Ballenstein. Ebenda. Sitzungsber., pag. 71.
1859. E. Mack, Höhlen im Weißen Gebirge. Ebenda. Sitzungsber., pag. 63.
1859. A. Schneller, Lignitspuren in Presburg. Ebenda. Sitzungsber., pag. 60.

1859. A. Bauer, Untersuchung der Mineralquelle des Erzherzog Stephan-Schwefelbades zu St. Georgen. Sitzungsber., d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien, XXXIV. Bd., pag. 446.
1859. F. Foetterle, Geologische Karte von Nordwest-Ungarn. Jahrb. d. geol. Reichsanst., X. Bd. Verh. pag. 55.
1860. D. Stur, Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrb. d. geol. Reichsanst., XI. Bd., pag. 17.
1860. Note über das geologische Alter der Thonschiefer von Mariathal. Verh. d. Ver. f. Nat. Preßburg, V. Bd., pag. 69.
1860. G. A. Kornhuber, Barometrische Höhenmessungen in Ungern. Ebenda pag. 85. (Mit geol. Bemerkungen.)
1861. F. v. Hauer, Vorlage eines Ammonites bifrons von Mariathal. Jahrb. d. geol. Reichsanst., Verh., pag. 46.
1861. G. A. Kornhuber, Ammonites bifrons Brugh. in den Schieferen von Mariathal. Ver. f. Nat. Preßburg, V. Bd., Sitzungsber., pag. 88.
1862. E. Suess, Der Boden der Stadt Wien. Wien. (Beschreibung des Sandberges b. Neudorf.)
1863. F. Foetterle, Durchschnitte durch die kleinen Karpathen, Jahrb. d. geol. Reichsanst., XIII. Bd., Verh., pag. 50.
1863. C. M. Paul, Aufnahmen in den Kleinen Karpathen. (Vorläufiger Bericht.) Jahrb. d. geol. Reichsanst., XIII. Bd., Verh., pag. 59.
1863. C. M. Paul, Knochenreste der Höhle von Detrekö Szt. Miklos. Ebenda. Verh., pag. 72.
1863. C. M. Paul, Geologische Zusammensetzung der Waag- und Marchebene. Ebenda. Verh. pag. 134.
1863. F. v. Andrian, Geologische Aufnahmen in den kleinen Karpathen. (Vorläufiger Bericht.) Jahrb. d. geol. Reichsanst., XIII. Bd., Verh., pag. 62 und pag. 73.
1863. F. v. Andrian und K. M. Paul, Die Ebene zwischen der March und den kleinen Karpathen. (Vorläufiger Bericht.) Ebenda. Verh., pag. 51 f.
1864. F. v. Andrian und K. M. Paul, Die geologischen Verhältnisse der kleinen Karpathen und der angrenzenden Landgebiete im nordwestlichen Ungarn., Jahrb. d. geol. Reichsanst., XIV. Bd. pag. 325—367.
1864. F. v. Andrian, Jüngere Gebilde am Nordwestabhang der kleinen Karpathen. (Vorläufiger Bericht.) Ebenda Verh., pag. 47.
1864. F. v. Andrian, Krystallin. Gesteine der kleinen Karpathen (Vorläufiger Bericht.) Ebenda. Verh., pag. 90.
1864. K. M. Paul, Kalkgebilde der kleinen Karpathen. (Vorläufiger Bericht.) Ebenda. Verh., pag. 12.
1864. F. Foetterle, Aufnahmskarten der II. Sektion aus dem nordwestlichen Ungarn. Ebenda. Verh., pag. 42.
1864. A. Madelung, Vorläufiger Bericht über Melaphyrgesteine des Riesengebirges und der kleinen Karpathen. Ebenda. Verh., pag. 135.
1865. G. A. Kornhuber, Beitrag zur physikalischen Geographie der Presburger Gespanschaft. In »Presburg und seine Umgebung«, pag. 23 bis 78. Preßburg 1865.
1865. G. Tschermak, Über das Auftreten von Olivin im Augitporphyr und Melaphyr. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. math.-nat. Klasse. Wien, LII. Bd., pag. 265.
1866. F. v. Hochstetter, Über die Schieferbrüche von Mariathal. Jahrb. d. geol. Reichsanst., XVI. Bd., Verh., pag. 24.
1866. F. Foetterle, Petrefakten aus dem Schieferbruch zu Mariathal bei Stampfen. Ebenda. Verh., pag. 139.
1866. D. Stur, Das Erdbeben vom 1. December 1866 in den kleinen Karpathen. Ebenda. Verh., pag. 202.
1867. F. v. Hauer, Ammoniten aus den Dachschiefern von Mariathal. Verh. d. geol. Reichsanst., 1867, pag. 63.
1868. Th. Fuchs, Die Tertiärablagerungen in der Umgebung von Presburg und Hainburg. III. Teil von F. Karrer und Th. Fuchs: Geolog. Studien in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens. Jahrb. d. geol. Reichsanst., XVIII. Bd., pag. 276.
1869. Fr. v. Hauer, Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der österreichischen Monarchie. Blatt II., Jahrb. d. geol. Reichsanst., XIX. Bd., pag. 3.
1869. G. Tschermak, Porphyrgesteine Österreichs. Wien 1869, pag. 232.
1874. C. W. Gümbel, Die sogenannten Nulliporen und ihre Betheiligung an der Zusammensetzung der Kalkgesteine. II. Teil. (Notiz über das Alter des Wetterlingkalkes.) Abh. d. k. bayr. Akad. d. Wissensch., math.-phys. Klasse. XI. Bd., pag. 279.
1875. F. v. Hauer, Die Geologie und ihre Anwendung auf die Bodenbeschaffenheit der österr.-ungar. Monarchie. Wien 1875., 2. Aufl., 1878, pag. 213, 328, 464 f, 526.
1877. Hoffmann, Crinoiden in den Kalken von Hainburg. In den »Mitteilungen der Geologen« der ungar. Reichsanstalt über ihre Aufnahmen im Jahre 1876. Verh. d. geol. Reichsanst., 1877, pag. 17.
1878. F. v. Hauer, siehe 1875.
1881. G. Stein, Die Melaphyre der kleinen Karpathen. Tschermaks Mitteilungen, III. Bd., pag. 411.
1881. L. Bürgerstein, Vorläufige Mitteilung über die Therme von Deutsch-Altenburg und die Chancen einer Tiefbohrung daselbst. Verh. d. geol. Reichsanst., pag. 289.
1882. L. Bürgerstein, Geologische Studien über die Therme von Deutsch-Altenburg an der Donau. Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch., Wien, Math.-nat. Klasse, XLIV. Bd.
1886. F. Toula, Über ein neues Vorkommen von Kalk der sarmatischen Stufe am Thebner Kogel. Verh. d. geol. Reichsanst. 1886. pag. 404.

1896. F. Toula, Über das Vorkommen von Congerenschichten am Hundsheimer Berge zwischen Hundsheim und Hainburg. Ebenda, pag. 405.
1894. D. Stur, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien. Geol. Reichsanst., 1894, Blatt 6.
1897. X. Schaffer, Die marinen Tegel von Theben-Neudorf. Jahrb. d. geol. Reichsanst., XLVII. Bd., pag. 533.
1897. Kurze Übersicht der geologischen Verhältnisse der Länder der ungarischen Krone. Text zur Karte von Ungarn der ungar. geol. Gesellschaft. Budapest 1897.
1898. G. A. Kornhuber, Naturhistorisches aus Presburg und seiner Umgebung. I. Teil. Fossile Kohle von Mariathal. II. Teil. Der Thebener Kobel. III. Teil. Die Mariathaler Schiefer. V. Teil. Weitere Schicksale der Braunkohlenschürfung bei Mariathal. VI. Teil. Ballensteiner Kalkindustrie daselbst. Morgenblatt d. Preßburger Zeitung, Nr. 142, 24. Mai, 156, 8. Juni, 166, 18. Juni, 27. Aug., 3. Nov.
1899. X. Schaffer, Fauna der Dachschiefer von Mariathal. Jahrb. d. geol. Reichsanst., XLIX. Bd., pag. 649.
1899. A. Kornhuber, Naturhistorisches aus Preßburg und seiner Umgebung. VII. Die Steinstätte Preßburg-Bisternitz. Nochmals die Mariathaler Kohle, Preßburger Zeitung Nr. 13, 13. Jänn.
1896. G. A. Kornhuber, Der Thebener Kobel. Verh. d. Ver. f. Natur- und Heilkunde. Preßburg, XIX. Bd., pag. 1.
1900. A. Kornhuber, Naturhistorisches aus Preßburg und seiner Umgebung. IX. Felsbildung und Gesteinsgruppen im Granit-Terrain von Preßburg und um Ratschdorf. Beil. zur Preßburger Zeitung v. 23. März.
1901. F. Toula, Die sogenannten Grauwacken oder Liaskalke von Theben-Neudorf. Verh. d. Ver. f. Natur- und Heilkunde. Preßburg, XXIII. Bd., pag. 1.
1901. J. Knett, Vorläufige Mitteilung über die Fortsetzung der Wiener Thermenlinie. Verh. d. geol. Reichsanst., 1901, pag. 245.
1901. A. Kornhuber, Naturhistorisches aus Preßburg und seiner Umgebung. X. Über das Nashorn von Hundsheim und den Weg zu seiner Fundstätte. XI. Der »Pfahl« im bayrischen Walde und das »Steinerne Thor« in den Kleinen Karpathen, eine geologische Parallele. Preßburger Zeitung Nr. 3, 3. Jänn., Nr. 167, 20. Juni.
1902. H. Vettors, Vorläufiger Bericht über Untersuchungen in den Kleinen Karpathen. Verh. d. geol. Reichsanst., 1902, pag. 387.
1903. H. Beck, Geologische Mitteilungen aus den Kleinen Karpathen. Verh. d. geol. Reichsanst., 1903, pag. 51.
1903. V. Uhlig, Bau und Bild der Karpaten. Wien 1903, pag. 750—755.

I. Teil: Die Hainburger Berge und die südliche Partie der Kleinen Karpaten.

Von

Dr. Heinrich Beck.

Der kristalline Zentralkern.

Die Bezeichnung der Kleinen Karpaten als plutonisches Ellipsoid durch P. Partsch ist vollkommen dem Charakter des Gebirges angepaßt, denn ein langgestrecktes Ellipsoid mächtiger Intrusivmassen bildet den eigentlichen Kern, dessen Ausdehnung weitaus die der randlichen Sedimentärzonen überwiegt.

Den Grundstock der Kleinen Karpaten bilden Granite, neben denen ganz beträchtliche Massen kristalliner Schiefergesteine, Gneise und Phyllite auftreten. Diese Schiefer teilen oberflächlich den granitischen Kern in zwei Parteien, eine größere südliche Granitmasse — Preßburger Masse — und eine nördliche Masse, welche selbst wieder durch einen mächtigen Zug jüngerer Quarzite in das eigentliche Modreiner Granitgebirge und in die sogenannte nördliche Masse oder den Granitstock des Mittelberges zerlegt wird. Als wichtig für die späteren Erörterungen ist ferner noch der nördlichste Granitstock zu erwähnen, der kleine Aufbruch von Glashütten.

Zu der Preßburger Granitmasse gehören die südlich der Donau gelegenen kleinen Granitgebiete von Hainburg und Wolfstal. Den größten Teil des Westrandes des Zentralkernes nehmen kristalline Schiefer ein. Sie ziehen vom Fuß der Hainburger Berge unter den jungen Bildungen zwischen Thebener Kobel und Preßburger Granit hindurch zur Blumenauer Senke, wo sie in dem kleinen Höhenzug der »Köpfe« wieder zu Tage treten. Nördlich von Blumenau setzen dieselben kristalline Gesteine wieder an und ziehen am West-

abhäng des Cymbal und Sekile vrh zum Szántoberg nach Ballenstein. Sie erleiden hier infolge der komplizierten tektonischen Verhältnisse eine kleine Unterbrechung. Ein schmaler Zug von Phylliten schiebt sich zwischen die permisch-mesozoischen Gesteine des Stare hajne ein, ein zweiter Zug begleitet das östliche Gehänge des Ballensteiner Propadle bis in die Nähe von Košariska. Vom Limbacher Gemeindewald ziehen nun die Phyllite in breitem Saum über Ahornberg, Szamárhegy, Kasparova und Klokocina nach Pernek.

Im Osten grenzt dieser Zug an eine langgestreckte, unregelmäßig begrenzte Masse von sedimentären Gneisen — die Gneismasse des Altstättertals. Zwischen diesen Gneisen und den Quarziten und Kalken der Zeiler Kögel liegt abermals eine Zone von Phylliten. Im oberen Altstättertal taucht am Kappelberg eine kleine Granitmasse auf. Der ganze weite Raum zwischen Drinova hora und Steinernem Tor einerseits und Smelek-Baba andererseits wird allein von Phylliten eingenommen. Nach dem höchsten Punkt können wir sie als die Phyllite des Čertov kopec bezeichnen. Im Gebiet der großen nördlichen Granitmasse treten die kristallinen Schiefer fast ganz zurück. Nur bei Glashütten spielen sie eine wichtigere Rolle. Von Königsdorf an bilden Phyllite — mit einer einzigen Unterbrechung im Tal von Pila — den Ostrand des Gebirges bis Ober-Nußdorf (Felső Dios).

Die Granite der Kleinen Karpaten erweisen sich als nicht besonders variabel in ihren petrographischen Eigenschaften.¹⁾ In Wolfstal erscheint in den Steinbrüchen am Rande des Gebirges eine pegmatitisch-aplitische Randfazies. In einem eng umgrenzten Gebiet im oberen Altstättertale bei Limbach tritt am Nordende des kleinen Granitstockes zwischen Gneis und den Zeiler Serizit-Quarzphylliten eine rein aplitische Fazies auf. Mächtige Quarzgänge kommen in der Gegend des Malinski und Sekile vrh östlich von Mariental sowie am Mittelberg westlich des Kessels von Pila vor.

Besondere Erwähnung verdienen die dioritischen Bildungen der Umgebung von Preßburg²⁾ sowie die teilweise schiefrig entwickelten Diorite von Pernek und Kuchel, welche letztere einen schmalen Saum an der Grenze des kristallinen Kerns gegen die jüngeren Sedimente bilden.

Da, wie in der Einleitung hervorgehoben, das kristalline Zentralmassiv größtenteils außerhalb unseres Beobachtungsgebietes gelegen ist, beschränke ich mich hier nur auf die dürftigsten Angaben und verweise auf die diesbezüglichen genaueren Ausführungen von Andrian und Kornhuber.

An den Wolfstaler Granit schließt sich südwestlich eine Masse von Granitgneisen an, bald als Flaser- und Augengneise, bald als körnige und schiefrige Gneise ausgebildet. Sie scheinen aus den Graniten entstanden zu sein. Nördlich der Donau, in den eigentlichen Kleinen Karpaten, finden wir sie nicht wieder, wohl aber in deren südlicher Fortsetzung, dem Leithagebirge.

Die im Weidritztal bei Preßburg sowie die im Altstättertale auftretenden Gneise erweisen sich im Gegensatz zu den Orthogneisen von Wolfstal als reine Sedimentärgneise. Die Masse des Altstättertals ist sehr bedeutend; die Schichten fallen fast durchwegs mit 60—70° gegen Süden. Diese Gneise gehen im Tal Pod-Babu östlich von Pernek allmählich in gneisähnliche Phyllite über, die sich ihrerseits wieder nicht sicher gegen die normalen Quarzphyllite des Čertov kopec abgrenzen lassen.

Den Übergangsgesteinen des Pod-Babu außerordentlich ähnlich sind jene, welche die Glavica und den Zug der »Köpfe« bei Kaltenbrunn sowie den Westabhang des Cymhal, Ceria, Sekile vrh und Banjeberges nächst Mariental bilden.

Auch südlich der Donau, am Ostabhang des Braunsberges und des Hundsheimer Kogels finden sich dieselben Gesteinsarten. Herr Professor Becke hatte die Freundlichkeit, auf mein Ersuchen diese Gegenden zu besichtigen. Er bezeichnet die kristallinen Schiefer des Braunsberges als Biotit-Gneis-Phyllite. Der größte Teil des vorerwähnten Zuges bis zum Banjeberg bei Mariental dürfte von diesen Gesteinen gebildet sein. Der Zug der »Köpfe« weist Gesteine auf, die sich stellenweise sehr einem Glimmerschiefer nähern, die Hauptmasse jedoch bilden auch hier die Biotit-Gneis-Phyllite. Am Banjeberg und Szántoberg schließen sich normale Quarzphyllite diesen Gesteinen an.

Dieselben Quarzphyllite beherrschen nunmehr fast die ganze Masse der kristallinen Schiefer, sowohl die große Masse des Čertov Kopec, als auch den großen randlichen Zug von Dubova bis Ober-Nußdorf (Felső

¹⁾ Siehe darüber die ausführlicheren Berichte von Andrian, Jahrb. G. R. A. 1864, und Kornhuber: Preßburg 1865 (Festschrift).

²⁾ Kornhuber l. c.

Dios). Es sind meist dunkle, fast schwarze quarzreiche Schiefer, leider jedoch derart verändert, daß die Untersuchung im Mikroskop sich äußerst schwierig gestaltet. Dies trifft bei allen kristallinen Schiefergesteinen der Kleinen Karpaten zu, so daß es bei dem völligen Mangel guter Aufschlüsse wohl sehr schwer sein dürfte, eine Gliederung dieses mächtigen Komplexes durchzuführen. U. d. M. erscheint stets nur Quarz, Serizit und Glimmer in unregelmäßiger Verwachsung, eine Reihe von Neubildungen verschiedener Art, aber nichts, was eine Sonderung bestimmter Gesteinstypen rechtfertigen könnte.

Eine besondere Art kristalliner Gesteine findet sich am Ostri vrh bei Kuchel (Konyha), schwarze, bröckelige Schiefer mit großem Eisen- und Mangangehalt. (Siehe II. T., S. 50.)

Es bleibt nun noch eine eigentümliche Gruppe kristalliner Gesteine zu erwähnen übrig, die in dem großartigen Profil am Thebener Schloßberg inmitten der kristallinen Schiefer als selbständige Masse auftreten. Sie gehören zu den von Rosenbusch unter dem Namen Porphyroide zusammengefaßten veränderten Eruptivgesteinen. Es sind meist hellgrüne, körnigschiefrige Gesteine, u. d. M. den Porphyroiden des Harzes sehr ähnlich. Die Quarzkörner zeigen sehr häufig die Erscheinung der sogenannten Taschen und durchaus undulöse Auslöschung. Orthoklas, Plagioklas und Mikroklin bilden nebst den Quarzkörnern die wichtigsten Einsprenglinge, Glimmerblättchen treten nicht sonderlich hervor. Die feinkörnige Grundmasse besteht größtenteils aus einem Gemenge von Quarz und Feldspat, untermengt mit Glimmer und Serizit. Dasselbe Gestein fand sich in losen Stücken am Abhang der Visoka gegen Herrenhaus und Oberheg.¹⁾

Porphyroide wurden bereits an verschiedenen Punkten der Karpaten beobachtet. Schafarzik beschrieb ein solches Vorkommen aus dem Zips-Gömörer Erzgebirge.²⁾

Während das nordwestliche Gebiet der Kleinen Karpaten im Zug der roten Sandsteine ausgezeichnet ist durch das massenhafte Auftreten von Melaphyren, findet sich im südlichen Teil nur eine einzige Stelle, wo ein derartiges Gestein im Gerölle aufgefunden werden konnte. Das betreffende Melaphyrstück stammt vom kleinen Ahornberg gegen Gaisrücken im Limbacher Gemeindebezirk. Anstehender Melaphyr wurde südlich vom Zug der roten Sandsteine nirgends beobachtet.

Quarzite, Sandsteine und Arkosen (Permformation).

Über den kristallinen Gesteinen liegt eine mächtige Ablagerung von größtenteils außerordentlich harten und festen Quarziten, Quarzkonglomeraten und -Breccien, Sandsteinen, an einigen Punkten auch feinkörnigen Arkosen.

Leider sind die Quarzite auch in den Kleinen Karpaten wie in den anderen Teilen des Gebirges völlig versteinungsleer. Vorherrschend sind feinkörnige bis dichte, klein- und mittelkörnige Varietäten. Feinkörnige Quarzite finden wir in der Umgebung von Hainburg am Hundsheimerkogel und am Braunsberg. Hier stellenweise kleine Felskanzeln und Wandstufen bildend, mit dicken Bänken und glatten Flächen. Meist ist die Schichtung nicht leicht zu erkennen; oft erscheinen die Quarzite als starre, ungeschichtete Massen. Die Farbe der Quarzite von Hainburg ist ein ziemlich gleichförmiges, mattes, liches Rosenrot mit stellenweisen Abänderungen in Rötlichgrau und Grau. Gewöhnlich nimmt bei diesen letzteren Varietäten die Größe des Kornes zu. Sehr häufig zeigen die feinkörnigen Quarzite eine den Schichten parallel laufende Schieferung. Auf den Schieferungsflächen stellen sich dann fast regelmäßig feine Belege von winzigen Muscovitschüppchen oder von Serizit ein. Zwischen Ballenstein und Kupferhammer findet sich ein schräg zur Schichtung geschieferter Quarzit von feinem Korn mit starken serizitischen Belegen auf den Schieferungsflächen. Ausgezeichnete Schieferung zeigt der rötlichweiße Quarzit vom Gr.-Zeilerkogel am Westrande des Modreiner Gebirges, ferner der Quarzit der unteren Lintavy bei Lozorn, der Quarzitzug oberhalb des Jagdhauses Košariska im Ballensteiner Revier. Auch die Quarzite der Bibersburg zwischen Pila und Schattmannsdorf weisen stellenweise eine mit der Schichtung nicht ganz zusammenfallende Schieferung und sehr feines bis mittelkörniges Gefüge auf. Die das Gestein in großer Menge durchsetzenden kleinen und größeren Sprünge,

¹⁾ In dem vorläufigen Bericht in der Verh. g. R. A. 1903, Nr. 2, erwähnte ich Porphyroide aus dem Modreiner Gebirge, doch beruht diese Angabe auf einer falschen makroskopischen Bestimmung der knapp vorher dort aufgefundenen Arkosesandsteine, von denen leider noch kein Dünnschliff vorlag.

²⁾ Schafarzik: Földtani Közlöny 1902, XXXII. Bd., Heft 7—10.

Klüfte und Verwerfungen bedingen ebenfalls sehr häufig eine Absonderung in dünnere oder dickere Platten, doch sind solche Fälle von der eigentlichen Schieferung leicht zu unterscheiden.

Die besprochenen Quarzite zeichnen sich gleich denen der Hohen Tatra nach Professor Uhlig durch eine große Gleichförmigkeit aus. Im wesentlichen bestehen sie aus kleinen, mehr oder weniger abgerundeten Quarzkörnern, die durch kieseliges Bindemittel aneinander gefügt sind; verstreut finden sich, wie erwähnt, Muskovitschüppchen und Serizitbelege. Die Größe der einzelnen Körner ist ziemlich beständig, die Farbe des Gesteines dagegen wechselt sehr rasch, und zwar finden sich alle Übergänge von weißen in rötliche Quarzite; einförmig graue, grünlich gefleckte, licht- und graugrüne Varietäten sind vorherrschend, außerdem finden sich braunrote, selbst tiefblutrote Varietäten zwischen Glashütten und dem Jagdhaus Karlubek am Südfuße des Geldek und in der Harmonie bei Modern. Die Ursache der verschiedenen Färbung ist hauptsächlich in der wechselnden Beschaffenheit des Bindemittels zu suchen. In der Regel kann man die farblosen Quarzkörner sehr deutlich sich vom gefärbten Bindemittel abheben sehen. Fein verteilte Serizit-schüppchen bedingen häufig die gründliche Färbung mancher Quarzite.

Die weitaus überwiegende Mehrheit der Quarzitvorkommnisse zeichnet sich durch sehr festes Gefüge aus, die einzelnen Körner schließen eng aneinander, das kieselige Bindemittel erfüllt alle Hohlräume, manchmal aber erscheint das Gefüge weniger fest, so daß poröse Abarten zu stande kommen.

In den Kleinen Karpaten finden wir auch in den Quarziten von gleichmäßig kleinem Korn Lagen von Quarzkonglomeraten eingeschaltet. Stellenweise treten nur solche Konglomerate zu Tage. In dem am Donauufer aufgeschlossenen Profil am Thebener Schloßberg sind sie wohl am leichtesten zugänglich und hier lassen sich auch ihre charakteristischen Eigenschaften am besten studieren. Die Farbenunterschiede sind besonders auffallend. Oft sind die einzelnen erbsen- bis über nußgroßen, glasartig durchsichtigen oder milchweißen Kiesel unterlegt von grünen Serizithäuten, daneben treten eingestreute tonige Partien mit grellgelben, mit roten und braunen Farben hervor, dazwischen silberglänzende Glimmerschüppchen und granatrote Kieselkörner. Manche Partien des Gesteines sind mehr oder weniger porös, manche auch von zelligen Hohlräumen durchsetzt, besonders jene von brecciöser Struktur. Wir finden abgerollte Kiesel neben solchen mit scharfen Ecken und Kanten regellos durcheinander gemengt, oft in einem und demselben Handstück. In großen Blöcken lösen sich die Konglomerate aus den Hängen los und bedecken im bunten Durcheinander den Strand der Donau zwischen der Marchmündung und der Dampfschiffstation Theben.

Dieselben Konglomerate und Breccien finden sich zwischen Ballenstein und Kupferhammer auf Stare hajne, auf Kameneč, an der obersten scharfen Biegung des Ballensteiner Propadle, am Abhang des Volhovisko gegen das Lozorer Propadle, auf der oberen Lintavy und auf dem Gipfel des Vrsky östlich von Lozorn. Am Westabhang des Szamárhegy trifft man im Walde versteckt dunkle Felspartien, aus denen schon auf größere Entfernung die nußgroßen, weißen Kiesel hervorleuchten, ebenso auf den Wiesen unten im Haupttal der Hutjen von Apfelsbach, sehr häufig auf den von Quarziten gebildeten Gipfeln zwischen diesem letztgenannten Orte und Pernek: auf Lipy, Hrubi Mach und Kaniovske, in Pernek selbst bei der Kirche und an vielen anderen Punkten, gewöhnlich aber stark zurücktretend gegenüber den körnigen Quarzit-varietäten. Der mächtige Quarzitzug, der mit einer kleinen Unterbrechung zwischen dem Ottental und dem Tal von Schattmannsdorf von Ober-Nußdorf (Felső-Diós) über die Bibersburg zur Harmonie bei Modern zieht und dann scharf nach Westen und vom Föhrenteich wieder eben so scharf nach Südosten in die Gegend von Bösing abschwengt, weist gleichfalls an vielen Punkten Konglomerate der beschriebenen Art auf, so auf dem Gipfel des Bolehav, auf Schischoritny am Kuklaberg bei Pila und in der ganzen Umsäumung der Modreiner Granitmasse, wo die feinkörnigen Varietäten fast völlig verschwinden. Auch auf der isolierten Quarzitpartie des Pfefferberges in der Harmonie finden sich Konglomerate und Breccien.

Die Quarzite und namentlich die Quarzkonglomerate sind schon auf größere Entfernung leicht an ihrem eigentümlichen Fettglanze zu erkennen, namentlich die hellgefärbten, weißen und grauen Varietäten. Vermöge ihrer bedeutenden Härte und Widerstandsfähigkeit gegenüber atmosphärischen Einflüssen unterliegen sie den zerstörenden Wirkungen derselben nur in sehr geringem Maße. Bei den lichtrosenroten Varietäten des Braunsberges bei Hainburg läßt sich manchmal eine scharf vom frischen Gestein abge-sonderte Verwitterungsregion feststellen, die gegenüber dem spröden, glänzenden, frischen Gestein matte,

gebleichte Farben und weniger festes Gefüge aufweist, aber immer nur auf die äußersten Partien beschränkt ist und niemals bei anstehendem Fels beobachtet werden konnte, sondern nur an kleineren losen Stücken. Der Transportkraft des fließenden Wassers ist es zuzuschreiben, daß man in den Tälern, namentlich an der Westseite der Kleinen Karpaten, ja selbst noch weit draußen in der Ebene sehr häufig gewaltige Quarzblöcke, oft von Stubengröße antrifft, die aus dem Innern des Gebirges stammen.

Vielfach geht der Quarzit in mehr oder weniger lockere, mürbe Sandsteine von meist dunkelbrauner Verwitterungsfarbe über. In vielen Fällen sind diese Sandsteine stark porös, weisen meist großen Gehalt an tonigen und glimmerigen Bestandteilen auf und gehen hie und da in lockere Konglomerate über; an manchen Stücken erkennt man auch undeutliche Diagonalschichtung. Meist sind sie gut geschichtet und finden sich dann als plattig nach den Schichtflächen abgesonderte Stückchen verstreut in den Wäldern. Leider zeigt sich im ganzen Gebirge nirgends ein größerer Aufschluß, der geeignet wäre, genaue Anhaltspunkte über den Zusammenhang der Sandsteine mit den Quarziten zu liefern. Auch die Sandsteine erweisen sich als fossilleer.

Sie finden sich in ziemlich großer Ausdehnung zwischen Ballenstein und Mariental, nördlich von Ballenstein in dem schon mehrfach erwähnten Ballensteiner Revier, wo sie einen wesentlichen Anteil an dem Aufbau des Gebirges zu nehmen scheinen. Meist folgen ihnen hier die Talungen oder sie bilden sanftgeneigte Hänge. In dem Quarzitzug Panske čisto-Spalenisko treten an mehreren Stellen mürbe Sandsteine auf, so namentlich westlich vom Jagdhaus Skala und am Ostabhang des Spalenisko gegen das Lozerner Propadle, ferner finden wir sie auf der Westseite des Prični vrh und auf der Einsattlung zwischen Gaisrücken und Volhovisko, wo auch lockere, sandige Konglomerate auftreten. Dieselben Konglomerate und Sandsteine mit reichlicher Beimengung von Muskovitblättchen begleiten in schmalem Zuge den Nordwestrand der isolierten Kalkpartie des Gaisrückens im Limbacher Gemeindegebiete. Die festen Quarzite und Quarzkonglomerate, die den Westfuß der Kasparova bei Pernek bilden, gehen ebenfalls stellenweise in sandige Konglomerate und lockere Sandsteine über.

In dem großen Quarzitzug an der Ostseite der Kleinen Karpaten fehlen dem Anscheine nach die besprochenen sandigen Bildungen. Dafür aber tritt an einigen Punkten Arkosandstein, allerdings nur in geringer Ausdehnung auf. Die Arkosen vom Glatz- und Spiegelberg im oberen Ottental sind grünlichgraue, ziemlich feste Gesteine, die an der Basis des Quarzites liegen und nur ganz geringe Mächtigkeit aufweisen. Sie bestehen der Hauptsache nach aus Quarzkörnern, stark zersetztem Feldspat (Plagioklas, Mikroklin und Orthoklas) und ziemlich spärlichen Muskovitblättchen; auch Serizit erscheint hie und da beigemengt. Auf frischen Bruchflächen erkennt man die Feldspate meist als weiße Kaolinflecke, die hie und da noch die Umrisse der Kristalle zeigen. Die nach der Zersetzung und Auslaugung der Feldspate restierenden Hohlräume sind meist sekundär von Quarz ausgefüllt. Im Dünnschliff weist das Gestein Mörtelstruktur auf. Die Zwischenräume zwischen den einzelnen Quarzkörnern und den Feldspaten sind durch kleine Quarzkörnchen ausgefüllt. Die Feldspate lassen sich meist nur durch eine halbverwischte Streifung oder Gitterung als Plagioklas oder Mikroklin erkennen; Orthoklas ist anscheinend selten. Wahrscheinlich ist, daß er ebenso wie die anderen Feldspate der Zersetzung und Auflösung anheimgefallen ist; aber während sich diese durch die erhaltene innere Struktur noch zu erkennen geben, fehlen ihm diese Kennzeichen und nur die am besten erhaltenen Kristalle werden im Dünnschliff sichtbar.

Es liegt die Annahme nahe, daß die lockeren, mürben Sandsteine und Konglomerate der Westseite unseres Gebirges wohl aus Arkosen hervorgegangen sein möchten, deren Feldspat der Verwitterung anheimgefallen ist und deren festes Gefüge auf diese Weise gelockert wurde. Dafür spricht auch noch ein weiterer Umstand, nämlich der ziemlich beträchtliche Gehalt dieser Sandsteine an tonigen Substanzen, die möglicherweise aus den Zersetzungsprodukten der Feldspate stammen.

Für die stratigraphische Stellung der vorerwähnten Sandsteine und Konglomerate ist das Auftreten von Grundkonglomeraten und -breccien von größter Bedeutung. Habituell unterscheiden sich diese Vorkommnisse nicht wesentlich von den Sandsteinen. Sie zeigen dasselbe lockere Gefüge, manchmal auch nehmen sie die Form größerer Konglomerate an, besitzen gelbbraune bis dunkelbraune Farbe, bestehen hauptsächlich aus Quarzkörnern, hie und da treten auch größere Kiesel darin auf, daneben aber Fragmente der kristallinen Gesteine des Grundgebirges, namentlich des dunklen Phyllites, so daß über ihre Stellung

als Basalkonglomerat kein Zweifel sein kann. Diese allerdings nur an sehr wenigen Punkten auftretenden Bildungen stehen immer in direktem Zusammenhang mit den Sandsteinen und falls diese den Arkosen der Ostseite des Gebirges entsprechen, würde dies eine Teilung des ganzen mächtigen Schichtenkomplexes in Basalkonglomerat, Sandsteine, lockere Quarzkonglomerate und Arkosen und in darüberliegende feste Quarzite und Konglomerate rechtfertigen. Ganz analoge Verhältnisse konnte Professor Uhlig für den Permquarzit der Hohen Tatra nachweisen. Dort ist freilich das Grundkonglomerat anders und viel typischer als in den Kleinen Karpaten, doch ist auch dort ein Übergang aus dem roten Granitkonglomerat in geschiebearme, lose zementierte, grusige, grobsandige Partien und in Quarzsandstein erkennbar. (Profil vom Kupferschächtenpaß in den Béler Kalkalpen.)

Echtes Grundkonglomerat findet sich in den Kleinen Karpaten in einem nur wenige Schritte breiten Streifen zwischen Kožlisko und Stare hajne, am besten sichtbar auf dem Südost verlaufenden Kamme des Kožlisko unterhalb der höchsten Erhebung; desgleichen am Südostabhänge des Stare hajne oberhalb der Kalköfen des Ballensteiner Propadle, anstoßend an eine Partie rötlichgelben Zellenkalkes, ferner im obersten Teil der Bachrunse zwischen Vrchne čisto und Ostrovec und in dem schmalen Quarzitstreifen oberhalb des Gaisrückens im Limbacher Gebiet. Überall treten diese Vorkommnisse nur in Verbindung mit Quarzsandsteinen auf. Meist sind diese letzteren sehr porös und nicht selten zeigen die Poren die Umrisse von Feldspatkristallen, was wohl auf ausgelaugte Arkosen schließen läßt (Kožlisko).

Die Anhaltspunkte für die Bestimmung des stratigraphischen Horizontes, in den dieser große Komplex von Sandsteinen und Quarziten zu stellen ist, sind äußerst dürftig und unsicher. Sie beschränken sich im allgemeinen auf die Analogie mit den Vorkommnissen in den anderen oberungarischen Kerngebirgen insbesondere mit dem bestbekanntesten, der Hohen Tatra. Der einzige sichere Nachweis des permischen Alters der Quarzite durch die Auffindung einer permischen Landpflanze — *Calamites leioderma* Gutb. — durch Dionys Stur im Kuneradertal bei Rajec im Mincsov-Gebirge (Jahrb. d. G. R. A. 1870, Bd. XX, Seite 189) ist durch die neueren Untersuchungen von Professor Uhlig hinfällig geworden, indem sich die betreffenden Sandsteine nicht als permisch, sondern als Äquivalent des alpinen Lunzer Sandsteines erwiesen haben. (Uhlig: Denkschriften der k. Akad. d. W. in Wien, Bd. 72, 1902.) Trotz dieses Irrtums, führt die Stursche Auffassung zu weitaus befriedigenderen Resultaten als die älteren Ansichten von Partsch und Čížek, wonach die Quarzite der »Grauwackenformation« einzureihen wären. Der Meinung Sturs sind auch alle späteren Karpatengeologen gefolgt. Wie sich aus den Untersuchungen von Vettors ergibt, gehen die Quarzite und Sandsteine nach oben ohne scharfe Grenze in die fossilführenden Werfener Schichten über, bilden somit deren unmittelbar Liegendes. Dasselbe gilt für die Hohe und Niedere Tatra und das Fätra-Kriváengebirge.

Die Quarzite und Sandsteine stellen zweifellos ein Sediment dar, zu dem das kristallinische Grundgebirge das Material geliefert hat. Die Art der Sedimente läßt uns einerseits auf küstennahe Bildungen in einem seichten Litoral schließen, läßt aber auch ebensogut die Möglichkeit einer terrestren Entstehung nach Art der Sandwüsten zu, wie sie vielfach für gewisse Teile des deutschen Buntsandsteines angenommen wird. Die allerdings selten beobachtete Diagonalstruktur einzelner Quarzit- und Sandsteinbänke scheint auf Dünenbildung hinzuweisen, wie wir sie sowohl an einem sandigen Meeresufer wie in einer Wüste finden. Das Fehlen von Fossilien in einem gewiß lebhaft bevölkerten Litoral ist sehr auffällig und könnte eventuell darauf zurückgeführt werden, daß die Hartgebilde zertrümmert und aufgelöst wurden, wenn man nicht andererseits gerade diesen Umstand gegen die Auffassung von der marinen Entstehung der Quarzite und Sandsteine ins Treffen führt. Da die Erwartung, Landpflanzen in den Quarziten zu finden, bisher getäuscht hat, kann vorläufig die Frage nach ihrer Entstehung noch nicht als ganz sicher gelöst betrachtet werden. Wie sich aber später zeigen wird, bietet die Annahme einer Wüstenbildung bei der Erklärung der komplizierten stratigraphischen und faziellen Verhältnisse weit geringere Schwierigkeiten als die Annahme einer marinen Entstehung der Quarzite.

Die äußere Ähnlichkeit der in den Karpaten als permisch angesprochenen Quarzite mit den alpinen Vorkommnissen des Verrukano ist schon zu wiederholten Malen betont worden. (Stur: J. G. R. A.

1860, Fötterle *ibid.* 1863, Paul und Andrian 1864, Kornhuber.) Andererseits wird eben so sehr die Übereinstimmung mit dem außeralpinen Rotliegenden hervorgehoben.

Alle diese Analogien sind jedoch nur auf rein äußerliche Merkmale begründet und fallen bei Beurteilung der stratigraphischen Stellung nur wenig ins Gewicht. Im weiteren soll jedoch der in der Karpatenliteratur so allgemein eingebürgerten Anschauung Rechnung getragen und die Bezeichnung Permquarzit und —Konglomerat verwendet werden.

Bei der Angabe des Auftretens dieser Quarzite und Konglomerate muß ich mich einer größeren Genauigkeit befleißigen, da uns einerseits der Verlauf der einzelnen Quarzitzüge die wichtigsten Anhaltspunkte für das Studium der Tektonik liefert, andererseits aber in der bisherigen Literatur sich infolge ungenauer Aufnahmen mehrfach Fehler eingeschlichen haben. Allerdings wird die kartographische Darstellung der zu Tage tretenden Formationen durch die äußerst ungünstigen Aufschlüsse sehr erschwert, doch bieten sich in Form kleiner Lesesteine oder größerer Blöcke immerhin noch genug Anhaltspunkte, um mit ziemlich großer Genauigkeit die einzelnen Züge auf weite Strecken hin zu verfolgen.

Hainburger Berge. Die alte Stursche geologische Spezialkarte der Umgebung von Wien zeigt an der Ostseite des Hainburger Schloßberges einen kleinen keilförmigen Zug von Quarzit (Silurquarzit, Grauwacke), überlagert von nach Westen fallenden »Silur«-Kalken und aufruhend auf dunklen Phylliten, ferner am Braunsberg einen auf der Süd-, Ost- und Nordostseite die Hänge des Berges bildenden Mantel von Quarzit, ebenso eine isolierte Partie dieses Gesteines südlich der Ruine Rottenstein, bis an das Steilufer der Donau reichend. Die von Stur angegebenen Grenzen entsprechen nahezu vollkommen den tatsächlichen Verhältnissen. An der Nordostseite des Braunsberges konnte ich außerdem noch eine durch Verwerfung bedingte Wiederholung der Schichtfolge feststellen und eine zweite Partie Quarzit in den Obstgärten am Augelarm unterhalb der Phyllite ausscheiden. Weiters war ich in der Lage analog dem Schloßberg und Braunsberg auch an der Ostseite des Hundsheimerkogels einen beiläufig 950 m langen NS verlaufenden Quarzitzug festzustellen, der zwischen den dunklen Kalken des Hundsheimerkogels im Hangenden und den Phylliten und Graniten des Grundgebirges gegen Süden gerade östlich vom Gipfel des Kogels auskeilt und jenen kleinen Rücken bildet, welcher auf der Spezialkarte 1:75.000 die Höhenziffer 310 trägt. Auf dem höchsten Punkt dieses Rückens liegt eine kleine Scholle von miozänem Lithothamnien- und Bryozoenkalk. Das konstante Auftreten der Quarzite an der Ostseite der Hainburger Inselberge als Basis der großen Kalkmassen, erklärt sich durch die allgemeine Neigung der Schichten nach Westen.

Thebener Kobel. Im direkten Zusammenhange mit den Quarziten des Braunsberges stehen die Quarzite und Quarzkonglomerate des Thebener Schloßberges und des Kobels. Wie schon im vorhergehenden erwähnt, finden wir im Donauprofil des Thebener Schloßberges einen schmalen Zug von Quarziten und Konglomeraten, der quer über den ganzen Berg in nordöstlicher Richtung von der Donau bis zum Ort Theben verläuft. Nur im Profil selbst erkennt man einen zweiten Quarzitzug, der, vom Phyllit überschoben, in umgestürzter Lagerung auf dem jüngeren Kalk liegt, aber nicht die Höhe des Berges, ja kaum die Höhe des Uferweges erreicht.

Durch quartäre und jungtertiäre Bildungen wird der Thebener Schloßberg von der Hauptmasse des Kobels getrennt, dessen höchste Teile vom Quarzit gebildet werden.

Der vom Gipfel des Kobels zur Neudorfer Zementfabrik hinabziehende felsige Rücken einerseits, die Glavica mit ihrer Fortsetzung, den sanft gerundeten »Köpfen« andererseits, schließen ein kleines Senkungsfeld ein, in dem allem Anscheine nach ein großer Teil des Quarzites zur Tiefe gesunken ist. Die jungmiozänen Bildungen, welches dieses Senkungsfeld, den Kessel von Neudorf, erfüllen, reichen sehr hoch an den Hängen des Kobels hinauf und schließen im Vereine mit den Kalken der Nordwestseite und den jungen Bildungen der Südseite die große dreieckige Quarzitpartie ein, in der exzentrisch etwas gegen Nordwest verschoben, der Gipfel des Kobels liegt. Die Spitze des Quarzitreieckes ist gegen Norden gekehrt und endet am Kamme oberhalb der Schafställe.

Ballenstein-Perneker-Zug. Die breite Tertiärbucht von Blumenau trennt das Thebener Gebirge von der zusammenhängenden Hauptmasse der Kleinen Karpaten im Norden. Bis zu dem in der geologischen Literatur durch seine Dachschieferbrüche bekannten Wallfahrtsort Mariental finden wir nirgends an-

stehenden Permquarzit. Allerdings bemerkt man im Grmolinskital zwischen Banyeberg und Sekile vrh an der Grenze zwischen den kristallinen Schiefen und dem Dachschieferzug von Mariental im Bett des Baches zwei große Blöcke eines Quarzits, der den dichten Varietäten unseres Permquarzits sehr ähnlich sieht. Anstehender Permquarzit ist jedoch nirgends zu finden. Offenbar stammen die beiden Blöcke aus jener kleinen Partie von kristallinischem Gangquarzit vom Nordabhange des Sekile vrh, woher sie auch Hofrat Kornhuber erwähnt.¹⁾

Erst an dem gegen Ballenstein gewendeten Abhang des Szántoberges treffen wir wieder anstehenden Quarzit und Sandstein des Perm. Der von Ballenstein nach Mariental führende Fußsteig quert den Quarzit der Länge nach in nordöstlicher Richtung und verläßt ihn erst auf der Höhe des gegen Stampfen nordwestwärts ziehenden Rückens des Szántoberges, wo tertiäre Bildungen und Löß die permisch-mesozoischen Ablagerungen überdecken.

Weit wichtiger für die Erkenntnis des geologischen Baues ist das Verhältnis der Quarzitzüge nördlich von Ballenstein bis in die Gegend von Pernek. Schon beim ersten Anblick fällt auf der Karte die scharfe, nahezu rechtwinklige Umbiegung des Streichens am Sattel bei Košariska auf. Zwischen den Hutjen von Apfelsbach und diesem Sattel verlaufen parallel zueinander drei lange schmale Quarzitzüge in nördlicher und nordöstlicher Richtung. Südlich von Košariska ist deutlich ein Ost-Weststreichen der Quarzite erkennbar.

Eine durch ihre petrographischen Eigentümlichkeiten sehr interessante Quarzitmasse erstreckt sich vom östlichen Ende von Ballenstein bis an die grünlichgrauen Phyllite von Kupferhammer. Die Form ist die eines in ostwestlicher Richtung gestreckten Parallelogramms. Die Eckpunkte liegen im Westen wenige Schritte von der Stiege über den Drahtzaun entfernt auf dem Wege von Ballenstein nach Košariska und unten im Tal an der Straße hinter dem letzten Haus des Dorfes; im Osten etwas weiter voneinander entfernt, und zwar der nördliche am Abhang beim ersten Kalkofen hart am unteren Stare hajne-Bach, der südliche auf einem kleinen Riegel ober den Fischteichen von Kupferhammer. Während im östlichen Teil dieser Partie feinkörnige Quarzite mit Quarzkonglomeraten vorherrschen, finden sich gegen Ballenstein zu gut geschieferte Varietäten, an einer Stelle, wie früher schon erwähnt, Schieferung schräg zur Schichtung.

Der Quarzit des Stare hajne ist schwer zu verfolgen. Am besten sichtbar ist er anstoßend an eine Partie rotgelben Zellenkalkes über den Kalköfen des Ballensteiner Propadle und neben einem dolinenartigen Einbruch im Kalk des oberen Stare hajne-Grabens. Der Umfang dieser Quarzitmasse ist beiläufig der eines Trapezes. Von der Nordwestecke desselben zieht nach Westen quer über den Kamm der Kožlisko hinüber der eingangs besprochene, nur wenige Schritte breite Zug von porösen Sandsteinen und Konglomeraten zur Trubska cesta.

Wohl am schwersten ist infolge der ganz außerordentlich ungünstigen Aufschlüsse die Umgrenzung jenes Zuges festzustellen, der vom Kamme Vrchne čisto-Koreneč zum Vapeničnjarek nach Westen streicht. Die einzigen sicheren Anhaltspunkte bieten die mit Quarzitblöcken übersäeten Waldblößen am Kameneč und das nördliche Gelände des Vapeničnjarek. Auch die beiden vom Koreneč herabziehenden Gräben bieten nur sehr spärliche Anhaltspunkte. Bemerkenswert ist es, daß man unter den Granitkonglomeraten an der Straßenböschung im Vapeničnjarek die Quarzite auf eine ziemlich lange Strecke wieder auftauchen sieht. Nach Süden gehen die Quarzite sicherlich nicht über das jarek hinüber, denn jenseits des Baches liegen bereits die dunklen Ballensteiner Kalke. Die Grenze des Quarzites ist also nach verschiedenen Richtungen hin problematisch, doch haben etwa vorkommende Fehler in der Einzeichnung der Grenzen wohl keine besondere Bedeutung.

Tektonisch am interessantesten ist zweifellos die Quarzitmasse des Ostrovec. Mit einer scharfen Bruchlinie schneidet sie am Westabhang des Ballensteiner Propadle gegen die Kalke ab, in ihrem südlichen Teil wird sie von einer seitlichen Verschiebung zerrissen; das losgerissene Stück bildet einen kleinen aber sehr markanten Felsvorsprung, um den sich das Propadle in scharfer Wendung herumbiegt. Diese seitliche Verschiebung, ein Blatt im Sinne von Professor Ed. Suess, ist auch an den Kalken und Phylliten deut-

¹⁾ Geognostische Verhältnisse der Umgebung von Ballenstein. Verhandlungen d. Ver. f. Naturk. zu Preßbg. 1859.

lich zu beobachten. Wir können im Ostrovec Quarzit einen nördlichen und einen westlichen Ast unterscheiden. Den Scheitel des Winkels bezeichnet ein zu beträchtlicher Höhe aufragender Kalkfelsen auf dem südöstlichen Ausläufer des Ostrovec.

Zug des Spalenisko und der Lintavy. Am Nordabhang des Ostrovec treten in einem schmalen Zuge etwas poröse, grauliche und rötlich weiße Quarzite auf, welche über die Wasserscheide zwischen Suchi potok und dem Stampfener Bach zum Spalenisko hinübersetzen, an dessen östlichem Abhang sie in etwa 50 *m* Höhe über dem Boden des Lozerner Propadle mit etwas geringerer Breite als auf der vorerwähnten Wasserscheide parallel dem Tal nach NNO. verlaufen. Bei einer kleinen Gruppe von Kalkfelsen in der Mitte zwischen Spalenisko und Panske čisto schwenken die Quarzite, in gleicher Breite fortlaufend, ziemlich scharf in die Richtung NNW. gegen N ab und endigen dann stark verbreitert im Thale zwischen der unteren Lintavy und dem breiten Rücken der Bukovina. Nirgends verläuft der Spalenisko-Lintavyzug auf der Höhe des Kammes, immer bildet er das sanfte Gehänge. Er dürfte wohl, wie die spärlichen Aufschlüsse sowie die seltenen losen Fundstücke glaubhaft machen, vorherrschend aus Sandsteinen bestehen. Die Bukovina stellt die direkte Fortsetzung dieses Quarzituges dar, doch liegen hier die Quarzite größtenteils unter Granitkonglomeraten und -schottern begraben; nur am Sattel gegen Lipy finden sich noch lose Quarzitblöcke verstreut unter der großen Überzahl der Konglomerattrümmer.

Vrski. Die höchste Erhebung zwischen Lozorn und der unteren Lintavy, der Vrski (405 *m*), wird gleichfalls von Quarzit und Quarzkonglomerat gebildet. Auf den älteren Übersichtskarten findet sich an dieser Stelle Kalk ausgeschieden, was wohl nur als Irrtum bei der Kolorierung der Karte aufzufassen ist. Da ein direkter Zusammenhang dieser kleinen Quarzitpartie mit dem Spalenisko-Lintavy-Zug kaum angenommen werden kann, liegt die Annahme nahe, daß wir es hier mit einem Teil eines noch weiter westlich verlaufenden, unter den jüngeren Bildungen begrabenen Quarzituges zu tun haben.

Zug des Lozerner Propadle. Tektonisch recht interessant ist der zweite große Quarzitug des Lozerner Gebietes, der Zug des Lozerner Propadle, der am Südwestfuß des Volhovisko im Tal beginnend, in gerader Richtung gegen NNO. verlaufend und den Westfuß des Volhovisko bildend, wenige Meter über der Talsohle zum Haupttal der Hutjen zwischen Prični vrh und Szamár hegy zieht und an seiner breitesten Stelle nicht ganz 300 *m* erreicht. In seinem nördlichen Teile überwiegen feste Quarzkonglomerate.

Skalazug. Im Zusammenhang mit diesem Zug steht der schmale Quarzitstreifen im Tal der Skala zwischen Panske čisto und Prični vrh, meist aus körnigen Quarziten gebildet, offenbar durch seitliche Verschiebung aus dem Zusammenhang mit dem letzterwähnten Zuge losgerissen. Seine direkte Fortsetzung findet er in der aus den jüngeren Konglomeraten aufragenden Quarzitkuppe des Lipy bei Apfelsbach (A Im á s), wo die Gipfelblöße von großen fettglänzenden Quarzitblöcken übersät ist.

Zug des Szamár hegy. Ziemlich komplizierte Grenzen weist der größte der Quarzitüge, der Szamár hegy-Zug, auf. Er beginnt im Süden in bedeutender Breite (fast 2 *km*), östlich vom Jagdhaus Košariska an der scharfen Bruchgrenze gegen den Granit der Preßburger-Masse. Gegen Westen schiebt sich nördlich am Kalkfelsen von Košariska vorbei ein schmaler Sandstein- und Quarzitstreifen zum Abhang des Ostrovec. Die westliche Begrenzung des großen Zuges verläuft anfangs geradlinig und parallel zum Zug des Lozerner Propadle von der Granitecke zwischen Košarisko und Horvatka am Ostabhang des Volhovisko zum großen Ahornberg und nähert sich am Szamár hegy bis auf etwa 200 *m* dem Propalde-Zug. Die Ostgrenze ist komplizierter. Lappenförmig liegt der südöstliche Teil des Quarzites auf dem Granit des Grundgebirges. Westlich vom Gaisrücken erleidet der Zug eine starke Verengung (seine Breite beträgt hier beiläufig 100 *m*). Er verbreitert sich jedoch gleich wieder an den Abhängen des Ahornberges und Szamár hegy. Knapp unter dem Gipfel des letzteren ist der ganze Zug in ostwestlicher Richtung abgebrochen. Das Terrain verrät nichts von den stattgehabten tektonischen Vorgängen; einförmig fließen die sanften Bergformen ineinander über, kein kühn aufragender Gipfel, keine Änderung im Verflachen des Geländes bezeichnet die Grenzen der hier aneinander stoßenden so verschiedenartigen Formationen, die endlose Hochwalddecke liegt über dem ganzen Gebiete.

In einzelne Fragmente aufgelöst, setzt sich nunmehr der Zug des Szamár hegy gegen Norden fort. An der scharfen Ecke im Haupttal der Hutjen finden wir gerade nördlich vom Szamár-Gipfel eine kleine,

dreieckig begrenzte Partie eines teilweise porösen, grauen und rötlichen Quarzites. Auf dem Gipfel des Hrubí Mach scheint die weitere Fortsetzung zu liegen, ebenfalls eine räumlich sehr beschränkte Partie. Ob die große Quarzmasse des Kaniovske auch hicher zu rechnen ist, läßt sich nicht mit Sicherheit behaupten, doch ist es sehr wahrscheinlich.

Zug der Kasparova. Am weitesten nach Osten gerückt erscheint an der Grenze des permisch-mesozoischen Gebietes an den westlichen Abhängen der Kasparova noch einmal ein kleiner Zug von Permkonglomerat und -Konglomerat. Er reicht vom Nordfuß des Turecki vrh bis an den Westabhang des Klokočini. Seine größte Breite beträgt etwa 300—320 m.

Pernek. Im Ort Pernek selbst treten bei der Kirche und den untersten Häusern der Lesčina Quarzkonglomerate auf, die dem Zug der Drinova hora angehören und bereits der nordwestlichen Zone zuzurechnen sind.

Im Lozorn-Perneker Gebiet können wir also im ganzen folgende Quarzzüge unterscheiden: Am weitesten im Westen tritt der Quarzzug des Vrski auf, der größtenteils von jüngeren Bildungen überdeckt wird. Gegen Osten folgen sodann der Zug Spalenisko-Lintavy, darauf der Zug des Lozerner Propadle, der, Skala und des Lipy, als vierter Zug endlich der des Szamár hegy mit seiner Fortsetzung über die Hutjen, Hrubí Mach und Kaniovske und schließlich ganz im Osten der Quarzzug der Kasparova. Somit können wir fünf im großen ganzen parallele Quarzzüge verfolgen, denen ebenso viele Kalkzüge entsprechen, woraus wir auf das regelmäßige staffelartige Absinken des Westrandes der Kleinen Karpaten gegen die Ebene des Wiener Beckens schließen können.

Zu erwähnen bleibt noch eine ganz kleine Partie von dunkelbraunen bis braunroten permischen Sandsteinen und Konglomeraten, gemengt mit Grundkonglomerat, bei den »drei Bründln« an der Südostseite des großen Ahornberges, bereits dem Limbacher Gemeindegebiete angehörig. Die Längsausdehnung beträgt etwa 300 m, in der Breite mißt der Zug nur wenige Schritte.

Auf der alten, nach den Aufnahmen von Fötterle, Stur, Paul und Andrian von der k. k. geologischen Reichsanstalt herausgegebenen Übersichtskarte, die im wesentlichen die Grundlage der Kornhuber'schen Karte bildet, sind die Quarzite in einem mächtigen, zusammenhängenden Zug von Ballenstein über Szamár hegy und dann in geringerer Breite als randliche Begrenzung des Mesozoikums gegen das Grundgebirge bis zum Südfuß des Geldek eingezeichnet, was den tatsächlichen Verhältnissen, wie wir gesehen haben, durchaus nicht entspricht. Doch ergibt sich schon daraus das für die Kleinen Karpaten durchwegs gültige Gesetz, daß die älteren Schichten gegen Osten unter den jüngeren emportauchen, somit ein regelmäßiger Abfall der permisch-mesozoischen Bildungen der Westseite vom Gebirge.

Quarzite im Übergangsbereich und an der Innenseite der nordwestlichen Faltingszone. Die schmalen Quarzzüge der Drinova hora, der Rožniová, des Rajt, vom Oberhegy und der lange Zug am Südfuß der Bila skala und des Geldek fallen bereits in das Arbeitsgebiet Vettters, (Siehe darüber II. Teil, Seite 51.) Im Zusammenhang mit diesen schmalen Zügen stehen die Quarzite in der Umrandung des kristallinen Aufbruches von Glashütten. Allem Anscheine nach spielte der granitische Aufbruch von Glashütten in permisch-triadischer Zeit die Rolle einer niedrigen Bodenschwelle und war von den Sandablagerungen der Wüste überdeckt. Zeugen dieser ehemaligen Decke sind zwei isolierte Schollen von Quarzit, welche die höchsten Punkte des Kristallinen einnehmen. An der Basis des großen triadischen Schichtkopfes am Geldek finden wir den Quarzit als ein schmales Band gleich den daraufliegenden Kalken um die Ostkante des Geldek herumschwenken. Bald jedoch keilt er aus und tritt erst wieder an der Boraj unter dem Kalk hervor. Wie sich aus dem Einfallen der Quarzite ergibt, bildeten sie mit ihrer granitischen Unterlage ein flachdomförmiges Gewölbe, dessen mittlerer Teil bis auf zwei kleine Relikte abradert wurde, so daß die Unterlage zum Vorschein kam.

Quarzite der Ostseite. Die Hauptmasse der Quarzite in den Kleinen Karpaten findet sich an der Ostseite in dem schon mehrfach erwähnten Zug Bösing-Ober-Nußdorf. Wir können getrennte Partien unterscheiden: Im Norden den Zug der Schischoritni, der bei Ober-Nußdorf am Ostabhang der Ribnikarka beginnt, bald aber in SW. gerichtetem Verlauf den Kamm des ganzen Höhenzuges bildet. Ihm gehören die Gipfel des Bolehlav (531 m) der vorderen, mittleren (505 m) und hinteren (509 m) Schischoritni

und des Klokočina (549 *m*) an. Dieser Zug endigt hoch oben im nördlichen Gehänge des Ottentales unter dem Gipfel des letztgenannten Berges. Zwischen dem Ottental und dem Tal von Schattmannsdorf (Ceste) ragen die Quarzitgipfel des Glatz (581 *m*) und des Spiegelberges (584 *m*) als dominierende Punkte aus der Umgebung von Phyllit- und Kalkbergen empor. Sie bilden die Fortsetzung des Quarzites des Klokočina.

Im Ottental begegnen wir zwischen dem Jagdhaus Zabite und der Papiermühle zahlreichen größeren und kleineren Blöcken von rötlichem Quarzit und Quarzkonglomerat, die aus den beiderseitigen Hängen stammen. Ganz dasselbe finden wir in dem benachbarten Schattmannsdorfer Tale. Dort, wo dieses Tal aus der südöstlichen in eine rein ostwestliche Richtung (talaufwärts) übergeht, kommt vom Glatz herunter ein kleiner Bach, der beiläufig der Kalk-Phyllitgrenze entspricht. Wo dieses kleine Seitental sich mit dem Schattmannsdorfer Bach vereinigt, steht ein kleines Häuschen, der Gschwandtner, das einen wichtigen Orientierungspunkt abgibt, leider aber nicht in der Spezialkarte 1:75.000 verzeichnet ist. Kaum 200 Schritte unterhalb desselben zeigt sich eine schwache Bodenschwelle, die von Stur als anstehender Quarzit gedeutet wurde. Tatsächlich besteht die Schwelle fast nur aus Quarzitblöcken, doch erkennt man unschwer, daß es sich hier nur um eine lokale Anhäufung von Trümmern handle, die teils durch das kleine Seitental vom Glatz, teils durch das Haupttal heruntergefördert wurden und sich hier zu einem größeren Haufen stauten. Der Schattmannsdorfer Bach hat durch diese Schwelle hindurch sein Bett in den Quarzphyllit eingeschnitten. Wir werden noch bei einer späteren Gelegenheit auf das Profil Sturs durch das Ottental zurückkommen müssen, wo die Verhältnisse nicht weniger klar sind als hier. Auch dort handelt es sich nur um Trümmeranhäufung, nicht um anstehenden Quarzit.

Dem Kalchberg (547 *m*) folgend, ziehen die Quarzite anfangs schmal, aber rasch an Breite zunehmend, in südlicher Richtung zur Bibersburg (Vöröskö), 339 *m*. Am Ausgang des Pilatales zwischen der Walchmühle und dem Weißischen Kupferhammer hängt der Quarzit der Bibersburg mit dem des Kuklaberges zusammen, womit der große Modreiner Quarzitzug beginnt. Meist sind es feinkörnige rötliche und graue Quarzite, die hier zu Tage treten, häufig unterbrochen von festen Bänken gröberer Konglomerats. Zwischen dem Jagdhaus Fugelka und dem Kupferhammer von Pila treten stellenweise auch Arkosesandsteine von ziemlich feinem Korn auf. In den prächtigen Felsbildungen am Saume des Modreiner Gebirges zeigen sich die Quarzite durchwegs trefflich geschichtet. Im allgemeinen verläuft der große Quarzitzug von Pila in west-west-südlicher Richtung bis zum Föhrenteich, wo er wieder senkrecht umbiegt und über den großen und kleinen Zeilerkogel gegen Südost in die weite Bucht von Zeil (Cajla) hinunterzieht. Die Grenzen dieses Zuges sind teils natürlich, teils folgen sie Brüchen.

Beim Kalkofen hinter Pila findet sich in einem tief in den Abhang des Kuklaberges eingeschnittenen Graben eine Partie von dunklem Kalk, der seine Erhaltung der Einklemmung zwischen Brüchen verdankt. Der Quarzit setzt sich westlich über die Papierwiese bis zum Kamm der Tanirkarova fort; die Grenze läuft von dort einem Bruch entlang wieder gegen Südosten zurück, in die Nähe der Holzhauerhütte auf der Schönwiese und zieht dann in einem langen, schwach S-förmigen Bogen an der Ansiedlung »Am Sand« vorbei, über das Steinerne Tor, dem Dreireiterberg folgend, zum Jagdhaus am Föhrenteich. Von hier verläuft sie, mehrmals durch eingeklemmte Kalkmassen unterbrochen, im tiefen Einschnitt des Hrubí dla (Zeilertal, »In der Zeil«) bis zur Zumberg-Mühle oberhalb des Dorfes Zeil.

Die südliche und östliche Begrenzung des Modreiner Quarzituzes läßt an mehreren Stellen eine Reihe von Brüchen erkennen, an denen die permischen Ablagerungen zur Tiefe gesunken sind. Von der Walchmühle in Pila verläuft die Grenze zwischen Quarzit und Phyllit in ziemlich gerader Richtung über das Jagdhaus Fugelka und biegt dann treppenförmig, einem System O. W. und N. S. streichender Brüche folgend, in das Haupttal der Harmonie von Modern ein. Die von der Harmonie zum »Sand« führende Straße quert gerade die breiteste Stelle des Quarzites. Die prächtigen und ihres landschaftlichen Reizes wegen ja auch so viel gerühmten Felskämme des Gr. Modreiner Kogels (708 *m*), des Steinernen Tores (624 *m*), des Dreireiterberges, bezeichnen auf eine Strecke von 5 *km* die Erosionsgrenze im Süden.

Die Neigung der Quarzite zu Felsbildungen äußert sich auch in den Gipfelfelsen des Gr. und Kl. Zeilerkogels (382 *m*). Das südöstliche Ende des ganzen Zuges wird durch einen schmalen Streifen von

Phyllit in zwei große Lappen geteilt; der eine zieht gegen Zeil hinunter, der andere den Zuckersdorfer Bach entlang gegen Zuckersdorf (Csukárd). Getrennt von der Hauptmasse der Quarzite verläuft westlich von der Harmonie ein zweiter kurzer Zug, dem der Schloßberg und Pfefferberg (485 m) angehören.

Höchst interessant ist die Einklemmung eines ganz schmalen, beiläufig 1·2 km langen Streifen von dunklem halbkristallinen Kalk am Fuße des Gr. Modreiner Kogels. Die älteren Autoren, Andrian und Paul und später Kornhuber, haben nur einen Teil des großen Quarzituges gekannt. So findet sich auf ihren Karten eine schmale Zone dieses Gesteines auf dem Kamme der Schischoritni, ferner die Quarzite des Glatz und Spiegelberges verzeichnet, die Quarzite der Bibersburg, eine kleine Partie am Kuklaberg bei Pila und ein langer, aber ganz schmaler Streifen als nördliche Begrenzung der Modreiner Granitmasse vom Kamme des Gr. Modreiner Kogels zum Zeilerkogel ziehend und die gegabelte Fortsetzung desselben in die Zeilerbucht. Außerdem sind noch ganz kleine isolierte Partien am Schloßberg in der Harmonie verzeichnet. In der Tat aber kommt, wie sich durch die Studien des letzten Sommers ergeben hat, den Quarziten der Ostseite eine weitaus größere Verbreitung zu.

Zu erwähnen bleibt noch eine ganz kleine Quarzitpartie an der Basis eines kleinen, aber sehr markanten Kalkhügels in den Weingärten oberhalb Königsdorf, östlich unter der Kalkmasse des Dolinki vrh.

Zwischen Ober-Nußdorf und Königsdorf liegen die Quarzite auf den Phylliten u. zw. nur auf den höchsten Erhebungen; die einzelnen Unterbrechungen in der Kontinuität des ganzen Zuges erklären sich somit leicht als Wirkung der Erosion. In der Tiefe der Täler kommen unter den Quarziten die Phyllite wieder zum Vorschein. Im Modreiner Gebirge bilden meist Granite die Unterlage. Die isolierte Quarzitpartie des Pfefferberges und Schloßberges verdankt ihre Lostrennung von der Hauptmasse des Modreiner Quarzits wohl zum größten Teil Brüchen, denn obwohl sie dasselbe nordnordwestliche Fallen zeigt, liegt sie gegenwärtig tiefer als die Hauptmasse, ist also wohl abgesunken.

Die kalkigen Ablagerungen: Ballensteiner Kalke.

Das nördliche Gebiet der Kleinen Karpaten ist charakterisiert durch eine verhältnismäßig reiche Entwicklung triadischer und jurassischer Sedimente. (Siehe Vettors, II. Teil.) Über dem Quarzit liegen die fossilführenden Werfener Schiefer und Sandsteine, darüber folgen in kalkiger und dolomitischer Ausbildung teilweise ebenfalls fossilführend die Äquivalente des alpinen Muschelkalkes, in der oberen Trias finden sich die roten Schiefertone des bunten Keupers, stellenweise nach oben abgegrenzt durch wenig mächtige Kalkbänke mit *Terebratula gregaria*, den Kössener Schichten der Rhätischen Stufe. Es folgen ferner teils sandig, teils in Form von Crinoidenkalk die Grestener Schichten des Unterlias, sowie Knollen- und Hornsteinkalke mit mittelliasischen Fossilien; die höheren Abteilungen der Juraformation lassen sich der Kleinen Karpaten nur vermuten; sichere Beweise für ihr Vorhandensein fehlen.

Die südliche Grenze dieses Gebietes verläuft von Pernek über die Rožnyova, zwischen Ostri vrh und Rajt bei Kuchl (Konyha) über Oberheg zum Südfuß der Bila Skala, folgt den niederen Steilabstürzen derselben zum Geldek, zieht hier über Karlubek im scharfen Bogen nach Glashütten, verfolgt am Abhang des Polamane eine Strecke weit des Fischereital, schneidet die scharfe Kurve desselben am Komperek, gewinnt über den Gipfel dieses Berges ziehend das Fischereital bei der Dampfsäge von Losoncz wieder und verliert sich am Sivavec unter der diluvialen Schotterdecke der Waagebene.

Südlich und östlich von dieser, orographisch gar nicht so besonders ausgesprochenen Linie verändert sich der geologische Charakter des Gebirges mit einem Schlag. Über den mächtigen Quarziten finden wir überall nur Kalke, die von denen des nördlichen Gebietes verschieden sind, nur an einigen wenigen Punkten Fossilien geliefert haben, zweifellos aber zueinander in inniger Beziehung stehen, zu einer größeren Einheit geschlossen erscheinen.

Als Ausgangspunkt für die Betrachtung dieser Bildungen eignet sich am besten die Gegend von Ballenstein, weil einerseits die Lagerungsverhältnisse gut zu beobachten sind, andererseits sich treffliche Aufschlüsse vorfinden (Ruine, Ballensteiner Propadle), in denen die ganze Menge der verschiedenen

petrographischen Eigentümlichkeiten der Kalke deutlich zum Ausdruck kommt, und schließlich, weil die Steinbrüche unter der Ruine von Ballenstein die einzigen sicheren stratigraphischen Resultate geliefert haben.

Petrographie der Kalke von Ballenstein.

Die Mauern der Ruine von Ballenstein ruhen auf den steil aufgerichteten Schichten eines hellgrau verwitternden, am frischen Bruch dunkelgrauen bis blauschwarzen Kalkes. Wenige Schritte unter der Ruine ist dieser Kalk in zwei kleinen Steinbrüchen gut aufgeschlossen. Von dort her stammende Steine bezeichnet man in der Umgebung allgemein als schwarzen Marmor und in der Tat haben geschliffene Stücke ein marmorartiges Aussehen; denn der dunkle Kalk ist nach allen Richtungen durchsetzt von unzähligen Kalkspatadern der verschiedensten Dimensionen. Adern von 30 cm Mächtigkeit sind durchaus nicht selten, ja es finden sich noch bedeutend mächtigere. Andererseits gibt es wieder eine Unzahl so feiner Äderchen, daß sie mit freiem Auge nicht mehr wahrnehmbar sind und erst im Dünnschliff sich zeigen. Diese weißen oder auch gelblichen Adern und Äderchen verleihen dem dunklen Kalk sein charakteristisches marmorartiges Aussehen.

Sehr bemerkenswert ist jedoch die Tatsache, daß fast regelmäßig mit dem Kalkspat auch Quarzausscheidungen¹⁾ vergesellschaftet sind. Der Quarz ist in der Regel wasserhell, durchsichtig, bildet oft rundum vollkommen ausgebildete Kristalle und tritt immer in der Gangmitte auf, randlich vom Kalkspat begleitet. Häufig zeigt dieser, wie erwähnt, eine gelbe Färbung, wodurch dann die glasartigen Quarze noch deutlicher hervortreten. Hie und da verschwindet der Kalzit vollständig und wir haben mitten im Kalk einen reinen Quarzgang vor uns. Häufig genug finden wir die Trümmer solcher Gänge als lose Stückchen verstreut im Gebiet der Kalke namentlich im »Ballensteiner Revier«.

Die dunkle Farbe des nahezu dichten Kalksteines ist wohl auf Beimengung bituminöser Substanzen zurückzuführen; sie wechselt jedoch lokal stark und wir kennen auch lichtere hellgraue Varietäten des Ballensteiner Kalkes im Gebiet von Ballenstein selbst (Propadle).

Ein äußerst charakteristisches Merkmal für unsere Kalke ist das Auftreten von kleinen Mergellinsen, die sich teils verstreut im Gestein vorfinden, teils in Lagen angeordnet sind und dann als gelbe Bänder schichtenweise verlaufen, aber bald und unregelmäßig auskeilen. Die Linsenform ist nicht überall gewahrt, hie und da finden sich gelbe Mergelpartikel als Ausfüllung unregelmäßiger Hohlräume. Der Reichtum an bituminösen und mergeligen Substanzen ist stellenweise sehr bedeutend, nur an wenigen Punkten finden sich dagegen reinere Kalke.

Mit der Beimengung toniger und mergeliger Substanzen hängt die häufig zu beobachtende Serizitierung zusammen. Im Ballensteiner Propadle zeigen sich die Schichtflächen des Kalkes bald von feinverteilten Glimmerschüppchen bedeckt, bald sind sie von dünnen Serizithäutchen überzogen. Am deutlichsten sind die serizitischen Belege auf den Schichtflächen der dickbankigen Kalke des Thebener Kobels im Steinbruch an der March am Süden von Neudorf. Diese dickbankigen Kalke gehen am Rande des Steinbruches, nach Norden zu, in schiefrige Kalke über, die gleichfalls starke serizitische Belege aufweisen.

Im Bereiche des Ballensteiner Kalkes treffen wir an einigen Punkten auf lokal sehr beschränkte Partien von Zellenkalk. Eine kleine rötlichgelbe Zellenkalkpartie findet sich oberhalb der Kalköfen von Kupferhammer im Ballensteiner Propadle. Sie bildet den südöstlichen Ausläufer des Stare hajne und grenzt im Norden unmittelbar an die eingangs beschriebenen Quarzite und Konglomerate. Die Zelligkeit des Kalkes ist hier bedingt durch eine ganz besondere Anreicherung an mergeliger Substanz. Auch hier ist der Reichtum an Kalkspatadern bemerkenswert. Hie und da zeigt der Zellenkalk auch brecciöse Struktur. Er geht allmählich in den gewöhnlichen dunklen Ballensteiner Kalk über.

¹⁾ Über diese Erscheinung berichtet schon Hofrat Dr. Kornhuber in den Verh. d. Vercines f. Naturkunde zu Pressburg 1859 (Sitzung v. 31. Oktober: Die geognostischen Verhältnisse der Umgebung von Ballenstein) und erwähnt dabei auch die gleiche Beobachtung Lills (*Memoires de la société géol. de France, tom I, p. 239*). Lill sagt: »*En se dirigeant sur Stampfen, on remarque que le calcaire se prolongue au nord et renferme de petits filons de spath calcaire empâtant du quartz.*« Paul und Andrian haben die Richtigkeit dieser Beobachtung geleugnet und lassen nur reine Kalkspatadern gelten. Wir werden bei Besprechung der Marientaler Schiefer uns noch einmal mit dieser Frage beschäftigen müssen.

Eine zweite Partie von Zellenkalk findet sich am Ende des gegen Pila hinunterziehenden Kammes des Mittelberges (404 m). Es ist ganz dasselbe Gestein wie auf Stare hajne. Wie aus den bisherigen Angaben hervorgeht, treffen wir in den dem kristallinen Kern unmittelbar aufliegenden mesozoischen Gürtel nur ausnahmsweise reine Kalke. In der Regel sind sie mehr oder minder stark verunreinigt. Das ist ein wesentliches Charakteristikum gegenüber den Kalken im Gebiete nördlich der Linie Pernek-Losoncz. Die Hauptmasse des Thebener Kobels, fast das ganze Gebirge zwischen Ballenstein und Pernek, ebenso der größte Teil des Ribnikarka Zuges weist mit bituminösen und tonigen Substanzen imprägnierte Kalke auf.

Wo wir dagegen reineren Kalken begegnen, stellt sich sofort eine Neigung zur Dolomitisierung ein. Solche Fälle finden sich in der Umgebung der Modreiner Masse, in geringerem Maße im Lozorn-Perneker Revier, bedeutend stärker schon am Holy vrh bei Bisternitz südlich von Mariental; am Südabhang des Thebener Kobels überwiegt stellenweise Dolomit über Kalk (Partien an der March, Arpadfelsen) und jenseits der Donau stellen sich in den Heimbürger Bergen neben reinen und dolomitischen Kalken ziemlich mächtige Massen eines mindestens sehr kalkarmen dunklen Dolomites ein (Hundsheimer Kogel, Pfaffen- und Hexenberg).

Eine weitere wichtige Erscheinung in den in Rede stehenden kalkigen Ablagerungen ist das oft massenhafte Auftreten von Crinoidenfragmenten. Einzelne Stielglieder finden sich verstreut fast überall, stellenweise aber treten mächtige Bänke von Crinoidenkalk zu Tage (Ballensteiner Tiergarten und Ruine); auch kleineren, von Crinoidenfragmenten gebildeten Nestern begegnen wir ziemlich häufig. Derartige Vorkommnisse weisen jedoch nur auf eine rein lokale Fazies hin und haben keine stratigraphische Bedeutung, da sie sich niemals im Zusammenhange verfolgen lassen und sowohl in höheren als auch in den tieferen Horizonten unserer Kalke ganz willkürlich auftreten. Im ganzen Zug der Ribnikarka, im Ballenstein-Perneker Gebirge, am Thebener Kobel und in den Bergen von Hainburg sind sie eine häufige Erscheinung. Trotz dieser Häufigkeit ist es bisher noch nicht gelungen, eine Bestimmung nach Art und Genus durchzuführen. Es sind fast durchwegs größere und kleinere Stielglieder, an denen wohl ein Nahrungskanal aber kaum die leisesten Andeutungen einer äußeren Struktur zu beobachten sind. Wir haben es offenbar mit Angehörigen sehr verschiedener Arten und Genera zu tun.

Während die bisher besprochenen Crinoidenkalke stets nur in geringer Ausdehnung und willkürlich verstreut auftreten, finden wir im oberen Fischereital, an den Abhängen des Klokočina und der Schischoritni hellgraue Crinoidenkalke von ganz bedeutender Ausdehnung. Sie erstrecken sich von den Abhängen der Boraj und des Polamane bis zur Fischerei und dem Jagdschloß Solirov. Das hellgebleichte Gestein zeigt im frischen Bruch dunklere Färbung und besteht aus kleinen Crinoidenstielgliedern, zwischen denen sich spärliches kalkiges Bindemittel befindet — ein Crinoidensand. Die Stiele zeigen meist kreisförmigen Querschnitt von höchstens 2.5—3 mm Durchmesser, ihre Länge dürfte etwa 4—5 mm betragen. Manche Stücke lassen polygonalen Querschnitt vermuten, doch ist auch hier der Erhaltungszustand derart, daß an eine genauere Bestimmung nicht gedacht werden kann.

Die Crinoidenkalke von Solirov gehen an einigen wenigen Punkten in Kalksandstein über, wie wir ihn auch in der nächsten Umgebung Ballensteins im Zusammenhang mit Quarzsandstein beobachten können. Geht man nämlich durch die einzige Quergasse des genannten Dorfes, die gegenüber der Kirche in die Hauptstraße einmündet, zur Ruine hinauf, so trifft man hinter einem im Granitkonglomerat tief eingeschnittenen Hohlweg am Waldesrand einen kalkigen Sandstein, der sich durch großen Reichtum an kleinen Quarzkörnchen auszeichnet. Bald trifft man mehr quarzreiche, bald mehr kalkreiche Sandsteine, mit einem Worte alle Übergänge von Kalk in Sandstein, und schließlich findet man auf der Troubska cesta gerade unter dem Gipfel des Kožlisko auf eine Strecke von etwa 15 Schritten am abgefahrenen Rand dieser Waldstraße eine größere Anzahl loser Steine, die petrographisch vollkommen mit dem durch Fossilfunde sicher als den Grestener Schichten zugehörigen Sandsteinen und Quarziten der nördlichen Zone der Kleinen Karpaten übereinstimmen. Sie sind das Analogon zu den Pisana-Sandsteinen Professor Uhligs in der Hohen Tatra.

Wiewohl die Dicke der einzelnen Bänke der bisher besprochenen kalkigen Sedimente sehr variiert sind sie doch in der Regel als dickbankig zu bezeichnen. Stellenweise zeigen sich die Kalke gut geschichtet (Braunsberg bei Hainburg). Daneben finden sich auch sehr häufig scheinbar ungeschichtete, massige Felsen, an vielen Stellen aber, und zwar namentlich dort, wo die größte Anreicherung an bituminösen und tonigen Substanzen auftritt, erscheinen die Kalke plattig-schiefrig (Profil im oberen Vapenični jarek).

Die plattig-schiefrigen Kalke bilden den wohl vermittelten Übergang aus den Kalken zu den in der geologischen Literatur oft genannten

Marientaler Schiefen,

die, wie schon die älteren Beobachter (Fötterle, Stur, Andrian und Paul, Kornhuber) angeben, häufig durch deutliche Wechsellagerung mit den Kalken verbunden sind. Ich bespreche sie aus diesem Grunde auch im Zusammenhang mit den Kalken, bevor ich an die Erörterung ihrer gegenseitigen stratigraphischen Stellung schreite. Die bisher übliche Bezeichnung der Marientaler Schiefer als Tonschiefer muß wohl mit Rücksicht auf die ganz unkristalline Beschaffenheit derselben fallen gelassen und durch den Ausdruck Schiefertone beziehungsweise Mergelschiefer ersetzt werden, je nachdem sie mehr kalkig oder tonig entwickelt sind.

Am besten kann man die Schiefer in dem bekannten Dachschieferbruch von Mariental selbst studieren. Detailliertere Angaben darüber finden sich in der kleinen Abhandlung von Dr. Schaffer: Fauna des Dachschiefers von Mariental bei Preßburg (Jahrb. G. R. A. 1899, 49. Bd., 4. Heft). Ich zitiere die betreffende Stelle: »Die Mächtigkeit des Schieferzuges ist eine beträchtliche. Ungefähr 60 m sind durch den Abbau bloßgelegt, und mit 140 m wurde er . . . bei einer Bohrung nicht durchsunken. Die Lagerung ist in dem Aufschluß durch eine Flexur, die die Schichten gegen SO., d. i. gegen den Urgesteinskern des Gebirges einfallen läßt, stark gestört. Zahlreiche tektonische Klüfte, die damit im engsten Zusammenhang stehen und teilweise mit mechanischem Zerreibsel ausgefüllt sind, durchsetzen allenthalben die mächtige Wand. In anderen hat sich rhomboedrischer Kalkspat abgesetzt und sie heben sich als blendend weiße Adern scharf von dem dunklen Grunde ab. Diese Kluftausfüllungen haben, wie an vielen Stellen gut zu erkennen ist, nachträglich energische Bewegungen mitgemacht. Ihre Stärke ist sehr wechselnd, sie beträgt oft mehrere Dezimeter, manchmal erreicht sie nur Papierstärke.

Der Schiefer besitzt eine bläulich-schwarze Farbe, eine geringe Härte, die ihn sofort von den Schiefen des Paläozoikums unterscheidet, und eine ausgezeichnete Spaltbarkeit. Eine feine Fältelung auf den Schichtflächen ist eine Folge des Gebirgsdruckes. Die Schichtung fällt nahezu mit der Schieferung zusammen.

Der Schiefer hat nur einen geringen Wassergehalt und blättert sich nicht in der Hitze. Dem unbewaffneten Auge und unter der Lupe erscheint er durchaus dicht und homogen. Nur hie und da zeigen sich vereinzelte Glimmerschüppchen. Die Färbung ist durch kohlige Substanzen bedingt und verblaßt rasch, wenn man das Gesteinspulver glüht. Eisenkies bildet bisweilen Konkretionen und tritt als Verdränger organischer Substanzen auf.

Im Dünnschliff erkennt man unter der Menge von Kaolin- und Kalkschüppchen Pyritkörner und Blättchen von Magneteisen, zwischen denen zahlreiche, winzige, farblose Nadelchen liegen, die von Säuren nicht angegriffen werden und wohl gleich den in den anderen Tonschiefen eingebetteten Nadelchen nach van Werveke und Cathrein als Rutil angesehen werden müssen.

Der Kalkgehalt des Schiefers ist ein beträchtlicher. In den reineren Partien, die frei von makroskopischen organischen Einschlüssen sind, bestimmte ich ihn zu 30%, doch nimmt er stellenweise so überhand, daß man bei Behandlung mit verdünnter Salzsäure nur geringen Rückstand erhält.

Dieser Beschreibung ist noch einiges hinzuzufügen, vor allem über das Auftreten von bald reinen, bald analog den Ballensteiner Kalken mit Kalzit gemengten Quarzadern in weitaus überwiegender Mehrzahl gegenüber den von reinem Kalzit erfüllten Adern. Ich verweise hier auf das schon anlässlich der Kalke Gesagte und sehe mich veranlaßt, auch eine Fußnote Andrians (J. B. d. G. R. A. 1864, 1. c.) zu zitieren, in der es heißt: »Die Bezeichnung der Marientaler Schiefer als ‚Glimmerschiefer‘ mit ‚Quarzadern‘ im

Maiheft der Berichte des Niederöstr. Gewerbevereines kann wohl nur Heiterkeit erregen, indem die angeblichen Quarzadern aus Kalkspat bestehen, Glimmer aber höchstens in kleinen Schüppchen vorkommt.« Freilich ist die Bezeichnung Glimmerschiefer gänzlich zurückzuweisen, doch war nur die einfachste Härteprobe, ja bloß ein genaues Zusehen mit freiem Auge nötig, um die überwiegende Mehrzahl der Adern als Quarzadern zu erkennen. Übrigens hat ja Hofrat Kornhuber schon im Jahre 1859 auf diese Erscheinung nachdrücklichst aufmerksam gemacht.

Sehr häufig findet sich reines Bitumen in den Schiefen, meist an den Gängen; die Glimmerschüppchen erscheinen allerdings in der Regel sehr vereinzelt, manchmal aber bilden sie stärkere Belege und häufig treten auch leichte serizitische Anflüge auf den Schichtflächen auf.

Pyritkörner gehören nicht allein zu den mikroskopischen Einschlüssen, wie Dr. Schaffer angibt, sondern treten auch in Kristallen von mehreren Millimeter Durchmesser auf, sowohl in den Klüften als auch auf den Schichtflächen.

Was den Kalkgehalt der Schiefer anbelangt, muß vor allem erwähnt werden, daß er selten größer wird als im Bruch von Mariental selbst, in der Regel ist er viel geringer, manchmal ist er nur in ganz schwachen Spuren vorhanden, hie und da, allerdings sehr selten, fehlt er ganz in vollkommen zersetzten Schiefen. (Umbraschiefer von Ballenstein.)

Wie die Schiefer durch Glühen ihre Farbe verlieren, bleichen sie auch bei der Verwitterung und nehmen eine lichtgraue, gelbliche oder bräunliche Farbe an. Sie fühlen sich dann oft etwas fettig an, besonders die kalkarmen Varietäten, sind bald fest, bald erdig und zerreiblich und führen hie und da Erze, namentlich Eisen- und stellenweise auch Manganerze.

Vertikale Verbreitung der kalkigen und mergeligen Sedimente.

Wie aus den bisherigen Angaben hervorgeht, ist es trotz der im Detail so mannigfaltigen Gestaltung der beschriebenen Sedimente kaum möglich, eine regelmäßige zeitliche Folge ihrer Ablagerung zu ermitteln. Doch scheint eines ziemlich sicher, daß nämlich die Crinoidenkalke von Solirov sowie die analogen Kalksandsteine und Pisanasandsteine von Ballenstein lokal das tiefste Glied der Schichtserie bilden. Allerdings ist gerade dort die Schichtfolge nicht normal, sie wird durch tektonische Phänomene verschleiert. Der Grund zu der vorliegenden Annahme liegt in den Ergebnissen der stratigraphischen Untersuchung, wie im folgenden gezeigt werden wird. Ballenstein und Solirov sind jedoch die einzigen Punkte, wo eine besondere Ausbildung des tiefsten Schichtgliedes zu finden ist. Überall sonst finden wir eine vollkommen gleichartige kalkige Entwicklung von der Basis an. Besonders deutlich tritt uns diese Erscheinung in dem Gebirge von Hainburg und Theben entgegen, wo jede andere Erklärung infolge der äußerst einfachen tektonischen Verhältnisse ausgeschlossen ist.

Aus einer Reihe von Lokaldurchschnitten erhellt ferner mit ziemlich großer Sicherheit, daß die Mergelschiefer (Marientaler Schiefer) die Reihe der kalkigen Sedimente nach oben abschließen, den höchsten Horizont bilden. (Hrabnik, Lintavy, Pernek, Schischoritni, Theben-Neudorf.)

Somit haben wir es mit zwei engverbundenen Hauptmassen von Sedimenten über dem sogenannten Permquarzit zu tun, von denen die untere, an Mächtigkeit und Beständigkeit weit überwiegende, hauptsächlich kalkig (und dolomitisch), die obere dagegen in Form von Schiefen und Mergeln entwickelt ist.

Die Mächtigkeit beider Massen läßt sich kaum annähernd bestimmen. Sie wechselt lokal beständig und wird außerdem durch tektonische Prozesse bald um ein Vielfaches übertrieben, bald auf ein Minimum reduziert.

Metamorphose.

Eine der wichtigsten Erscheinungen in unserem Gebiete ist die allorten zu beobachtende, mehr oder weniger weit vorgeschrittene Metamorphose. Wie schon im Vorhergehenden erwähnt wurde, finden sich in den Kalken sehr häufig fein verteilte Glimmer und Serizitschüppchen, ja stellenweise (Ballensteiner Propadle, Thebener Kobel, Ribnikarka) starke serizitische Belege auf den Schicht- und Schieferungsflächen. Weit aus in höherem Grade erscheint diese Metamorphose in den Mergelschiefern, die nicht selten

ein geradezu phyllitisches Aussehen annehmen (Zabite-Glashütten). Auf dieselben Ursachen ist auch die oft zu beobachtende halbkristalline Struktur mancher Kalke zurückzuführen (Ballenstein, Hainburg, Modreiner Gebirge). Wir werden uns noch öfter mit den Erscheinungsweisen dieser Metamorphose beschäftigen müssen.

Kalke der Hainburger Berge und des Thebener Kobels.

Der Thebener Kobel bildet den nördlichen Pfeiler der Porta Hungarica, am Südufer der Donau steht als Gegenstück der massive Braunsberg mit seinen steilen felsigen Hängen und den deutlich abgegrenzten Terrassen. Von Hainburg an bis unter die Ruine Rottenstein (Ödes Schloß), wird das rechte Donauufer von fast senkrechten Abstürzen mit einer durchschnittlichen Höhe von 20 bis 30 m gebildet. Über der schmalen, den ganzen Berg von Hainburg bis zu den Auen entlang ziehenden Terrasse erhebt sich mit einer ziemlich gleichmäßig geneigten, begrastem Lehne der eigentliche Braunsberg, der namentlich im Westen und Süden in felsigen Schroffen und niedrigen, aber steilen Wänden absinkt. Gegenüber dem Hainburger Friedhof weist er eine Höhle auf, die einen höchst interessanten Einblick in das Gewirr von kleinen Klüften erschließt, welche die Kalke durchsetzen.

Sowohl am Steilufer der Donau als auch an den Hängen des eigentlichen Braunsberges finden wir jene Kalke wieder, die wir am Holi vrh, am Thebener Kobel und in Ballenstein kennen gelernt haben. In der vorerwähnten Höhle zeigen die den Witterungseinflüssen und namentlich dem Sonnenlicht mehr entzogenen Kalke eine dunkle blauschwarze oder graue Färbung, die Schichten sind außerordentlich regelmäßig, scharf gegeneinander abgegrenzt und wenig mächtig, etwa 5—10 cm. Da sieht man nun, wie der ganze Komplex von dickeren und dünneren Schichten nach den verschiedensten Richtungen von Sprüngen durchsetzt ist und wie an diesen die mannigfachsten Veränderungen der ursprünglichen Lage vor sich gegangen sind, Verschiebungen, Rutschungen, Quetschung, Stauung und Faltung, Überschiebungen und Zerreißung u. s. w. und dabei zeigt die Höhle bloß die Dimensionen eines großen Zimmers.

Das Streichen der Kalke am Braunsberg ist NS. gegen NNO., das Fallen gegen W. gerichtet. Die Kalke liegen konkordant auf den Quarziten. Hie und da finden sich Spuren von Dolomitisierung. Je weiter wir nach Süden gehen, desto stärker wird die Aureicherung an Dolomit. Schon auf dem Hainburger Schloßberg finden wir reichlich Dolomit, der Gipfel des Hundsheimer Kogels besteht ganz aus Dolomit. Die große zusammenhängende Masse des Hundsheimer Kogels, Hexenberges und Pfaffenberges besteht jedoch nicht gleichmäßig aus Dolomit, sondern meist aus dolomitischem Kalk. Nur an wenigen Stellen verschwindet das kalkige Element vollständig, in der Regel aber überwiegt es und die betreffenden Gesteinsproben brausen bei Behandlung mit Salzsäure ziemlich lebhaft auf.

Die petrographischen Eigentümlichkeiten der Ballensteiner Kalke finden sich hier unverkennbar wieder, auch die Crinoidenstielglieder, wiewohl etwas seltener, am Pfaffenberg und Braunsberg (Toula l. c.). Die Kalke des Spitzerberges bei Edelstal schließen sich in allen Punkten den Kalken der anderen Hainburger Berge an.

Die unmittelbare Zusammengehörigkeit der Hainburger Berge mit dem Thebener Kobel ist schon seit jeher behauptet worden. In allen Arbeiten, die dieses Gebiet berühren, wird sie als naturgemäß und selbstverständlich angesprochen. Die petrographische Gleichheit der Kalke und Quarzite, die Fortsetzung des Granitmassivs in den Wolfstaler Bergen, das Wiederauftauchen derselben Phyllite unter den Quarziten der Inselberge wie unter denen des Thebener Kobels, alle diese Faktoren zusammen lassen wohl einen Zweifel an dieser so oft aufgestellten Behauptung nicht zu. Immer hat man die Quarzite und Kalke zu beiden Seiten der Porta Hungarica entweder als Grauwacke, als devonisch oder als permisch-liasisch, zuletzt als permisch-triadisch angesehen, aber niemals hat man sie stratigraphisch getrennt. Boué meint in seinem geognostischen Gemälde Deutschlands, die Donau habe sich langsam jene Pforte selbst in den einheitlichen Fels gegraben, hier habe sie ihre Katarakte gehabt. Eine ganz kurze, aber vortreffliche Skizze der Geologie der Hainburger Berge findet sich in J. Čížek: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Hainburg, des Leithagebirges und der Rusterberge. Jahrb. d. G. R.-A. 1852, II. Bd., Heft 4. Die Kalke und Quarzite sind daselbst noch als Grauwacke bezeichnet.

Über den Thebener Kobel liegt uns eine eingehende Monographie von Hofrat Kornhuber vor. (Verh. d. V. f. Natur- u. Heilkunde zu Preßburg, XIX. Band, Jahrg. 1897—1898.) Da derselbe in dieser Arbeit alle seine in früheren Aufsätzen und Vorträgen niedergelegten Beobachtungen über den Thebener Kobel zusammenfaßt, ist es wohl angezeigt, hauptsächlich auf diese Arbeit hinzuweisen.

Gehen wir von dem Ort Neudorf am Ufer der March nach Süden, so finden wir gleich hinter den letzten Häusern einen mächtigen Steinbruch in einem dichten, dunkelgrauen Kalk. Wir haben diesen Kalk schon früher erwähnt; er ist ausgezeichnet durch reichliche tonige und serizitische Belege auf den Schichtflächen. Hie und da ist er auch dolomitisch.

Weiter gegen Theben zu finden wir noch an mehreren Stellen den dunklen, stellenweise dolomitischen Kalk, wo er unter den miozänen Strandbildungen auftaucht. Je weiter wir nach Süden kommen, desto größer wird die Anreicherung an Dolomit. Das Streichen der Kalke ist überall dasselbe, im allgemeinen NO., das Fallen NW.

Vom Gipfel des Thebener Kobels zieht in südwestlicher Richtung, erst weniger scharf ausgeprägt, in seinem unteren Teil aber auffallend scharf gezeichnet, ein felsiger Kamm gegen das Nordende des Ortes Theben hinunter. Der obere Teil wird von Quarzit gebildet, der untere dagegen erhält durch die entblößten, hellgrauen Schichtköpfe des Kalkes sein markantes Aussehen. Auch hier wieder dasselbe Streichen und Fallen. Das Gestein gleicht ganz dem der Ballensteiner Ruine und des Holy vrh und ist nicht dolomitisch. Crinoidenstielglieder und Mergelausscheidungen finden sich in großer Menge.

Die direkte Fortsetzung dieses Kammes ist der steilaufragende Thebener Schloßfels, auf dem zur Feier des Millenniums des Königreiches Ungarn eine Arpadsäule errichtet wurde. Trotz der allgemein dunklen Außenseite dieses Felsturmes erkennt man doch namentlich dort, wo das Gestein rein kalkig ist, wider die helle Verwitterungsfarbe des Ballensteiner Kalkes. Die dolomitischen Partien sind allerdings dunkler gefärbt. Die frischen Bruchflächen des Dolomits zeigen blaugraue bis schwarze Farbe. Mergelauffüllung kleiner Hohlräume finden sich durchgehends, Crinoidenspuren ebenfalls. Der ganze mächtige Felsturm ist nach den verschiedensten Richtungen von großen Klüften durchschnitten, die als enge, glattwandige Kamme an der Außenseite hervortreten. Auch die charakteristischen Kalkspatadern fehlen hier nicht. Im Profil nächst der Dampfschiffsstation Theben erscheint, von Brüchen umschlossen, noch eine zweite, ganz gering mächtige Partie von Kalk in überkippter Lagerung.

Durch eine mächtige Decke von miozänen Ablagerungen, glimmerreichen Sanden, Nulliporen und Lithothamnienkalken, Konglomeraten und Breccien werden die am Marchufer auftretenden Kalkpartien von der Hauptmasse des Kalkes am Nordwest- und Nordabhang des Thebener Kobels oberflächlich getrennt.¹⁾ Die besten Aufschlüsse finden sich in den schluchtartigen Gräben der Nordseite. Auch hier tritt wieder das Nordwestfallen der Kalke deutlich zu Tage. Gleich den Kalken der Hainburger Berge liegen auch die des Kobels konkordant auf Quarzit.

Holy vrh und Marientaler Schieferzug.

Die breite Tertiärbucht von Blumenau löst nun auf eine Strecke von etwa 4 km die Kontinuität der permisch-mesozoischen Bildungen des Westrandes. Erst im Holy vrh südlich von Bisternitz setzen sie wieder an, um nunmehr in ununterbrochenem Verlauf den Saum des Gebirges zu bilden. In einem schmalen Zug können wir die Marientaler Schiefer vom Südabhang des Szántoberges angefangen bis zum Holy vrh verfolgen. Sie begleiten die Abhänge des Malinsky- und Sekile vrh und des Cymbalberges. Mehrere kleine Steinbrüche hinter Bisternitz und Leopoldshof geben recht interessante Aufschlüsse. In den tieferen Partien dieser Brüche erscheint noch der unveränderte Schiefer, wie in der Grube von Mariental, nach außen zu aber wird das Gestein immer blasser und mürber. Marines Strandgeröll, aus dem Schiefermaterial gebildet, bedeckt die darunterliegenden Hänge und im anstehenden Fels kann man häufig genug die Löcher von Pholaden und der *Modiola lithophaga* erkennen; wir befinden uns direkt am Strande des miozänen Meeres.

¹⁾ Ich habe bei der Kartierung dieser Kalkmasse die kleinen Relikte von Miozän, die sich im Bereich des Kalkes wie der Quarzite vorfinden, außer acht gelassen, um das Bild des Zusammenhanges nicht allzuschr zu stören.

Zwischen den dünn-schichtigen Schiefern liegen ab und zu dickere Kalkbänke mit Crinoidenstümpfen; gegen Süden werden diese Bänke stärker und zahlreicher, bis wir im Holy vrh wieder einen mächtigen Kalkklotz vor uns haben, der wie aus den Schiefern herausgewachsen erscheint.

Gebirge von Ballenstein und Pernek.

Das Tal von Ballenstein bedeutet für die permisch-mesozoischen Ablagerungen der Westseite eine kleine durch tektonische Vorgänge bedingte Unterbrechung. Finden wir am Nordgehänge des Ballensteiner Tales feste Quarzite und Quarzkonglomerate, so erscheinen am Südgehänge, am Szántoberge, überwiegend Quarzsandsteine. Die dickbankigen Kalke der Ruine sowie die mehr schieferigen und serizitischen Kalke des Propadle erscheinen am Szántoberg nurmehr in einem kleinen von Quarzit und den kristallinen Schiefern eingeschlossenen Zwickel hinter dem Jagdhaus, gegenüber den letzten Häusern von Ballenstein. Am Südabhang beginnt, wie eben erwähnt, der Zug der Marientaler Schiefer.

In der unmittelbaren Nähe des Ortes Ballenstein selbst, wenige Schritte von der ehemaligen Pulvermühle entfernt, finden wir in einigen kleinen Gruben vollkommen zersetzte, erdige Schiefer, die als Umbranderde gewonnen werden. Sie gehören zu den Marientaler Schiefern und stellen wohl das Endprodukt einer Reihe von Veränderungen vor, denen diese Schiefer unterliegen. Ähnliche Erscheinungen sind in den Mergelschiefern unseres Gebietes fast die Regel.

Im Gebiete von Ballenstein und Pernek haben die älteren Beobachter, Andrian und Kornhuber bekanntlich einen westfallenden Zug von permischen Quarziten und konkordant darüber liegenden Ballensteiner Kalken und über diesen ganz am Westrand von Marientaler Schiefern angegeben. Die Verhältnisse sind aber weitaus komplizierter, das Gebirge ist dort, wie schon aus dem Verlauf der Quarzitzüge hervorgeht, von zahlreichen Brüchen durchzogen, einzelne Partien sind tiefer, andere weniger tief abgesunken und die Grenzen der Schiefer sind daher ebenfalls meist durch Brüche gegeben. Doch gestatten die ungünstigen Aufschlüsse nirgends, sie mit Sicherheit allseits gegen die Ballensteiner Kalke abzugrenzen. Ihrer tonigen Natur entsprechend, bedingen die Schiefer häufige Sumpfbildung, so namentlich im Gebiet des oberen und unteren Lintavy im Lozerner Revier.

Die Aufschlüsse in den Kalken beschränken sich im allgemeinen auf wenige Felspartien, die wegen ihrer Seltenheit alle auf der Spezialkarte 1:75.000 trotz ihrer meist sehr geringen Ausdehnung verzeichnet sind: auf Vrhne čisto und Ostrovec im Ballensteiner Revier, auf Panske čisto, Prični vrh, Turecki vrh, Kasparova und Hextun im Lozorn-Pernecker Gebirge. Dieselben Kalke bilden den scharfen felsigen Kamm des Gaisrückens im Limbacher Gemeindegebiet und den Nordostfuß des kleinen Ahornberges im obersten Bärengrund.

Bei normaler Schichtfolge liegen die Kalke stets konkordant auf Quarzit, wie aus einer Reihe von Profilen hervorgeht. Ich verweise diesbezüglich auf die dem tektonischen Abschnitt beigegebenen Textfiguren.

Die Marientaler Schiefer treten im Ballensteiner Revier selbst gegenüber den Kalken bedeutend zurück, erregen aber durch ihren Erzreichtum besonderes Interesse. Gleich oberhalb Ballenstein quert der nach Košariska führende Fußweg eine kleine, von Brüchen allseits begrenzte Partie von schieferigen, serizitischen oder auch tonigen Mergelkalken, die vollkommen mit denen von Neudorf a. d. March übereinstimmen und die Fortsetzung des durch das Ballensteiner Tal unterbrochenen und seitlich verschobenen Mariental-Bisternitzerzuges bilden. Sie nehmen fast den ganzen Volavec ein.

In dem tief eingeschnittenen Bachbett im oberen Vapenični jarek zwischen Vrhne čisto und Kožlisko findet sich der bereits erwähnte interessante Aufschluß über die Wechsellagerung zwischen Kalken und Schiefern. (Siehe S. 44.)

Auf Hrabnik erkennt man auf der von Kosariska nach Stampfen führenden Straße mäßig steil nordfallende, stellenweise manganhaltige, auch schwach sandige Mergelschiefer von gelbbrauner Farbe. Sie scheinen besonders reich an Manganerzen zu sein, weshalb gegenwärtig dort ein Tagbau eingeleitet wurde. Die nächsten Aufschlüsse in den Schiefern finden sich unter der oberen Lintavy am Westabhange des Spalenisko. Wir finden hier bereits das Nordnordost-Streichen des Lozorn-Pernecker Gebirges ausgeprägt, aber

dieselben Gesteine wie auf Hrabnik. Auf der anderen Seite des Tales verschwinden sie unter den miozänen Konglomeraten des Vrski. Wie weit sich die Schiefer nach Osten erstrecken, ist ohne künstliche Aufschlüsse nicht zu ermitteln, doch finden sich gerade im Bereich der Lintavy eine größere Anzahl sumpfiger Stellen, die auf tonige Unterlagen schließen lassen. Ebenso wie die früheren Beobachter fand auch ich mich veranlaßt, auf Grund der Lagerungsverhältnisse diese Schiefer mit denen von Mariental in Zusammenhang zu bringen. Dazu kommt eine große Ähnlichkeit in der petrographischen Zusammensetzung.

Verfolgen wir den Weg von der unteren Lintavy zum Jagdhaus Skala und über dieses hinaus in das Tal zwischen Hruby Mach und Lipy, so treffen wir nach wenigen Schritten von der Skala talabwärts auf eine kleine, gegenwärtig im Betriebe stehende Mangangrube. Das mit dem Erz angereicherte Gestein ist dasselbe, welches wir auf Rabnik und Lintavy angetroffen haben. Es ist ein sehr gut und regelmäßig geschichteter gelb und rotbrauner Mergel, der bei Behandlung mit Salzsäure nur ganz schwach aufbraust, also mit sehr geringem Kalkgehalt. Dagegen ist der Gehalt an Manganerzen ziemlich beträchtlich.

Auf den Hutjen von Apfelsbach scheinen diese Schiefer in weit größerer Ausdehnung aufzutreten. Dort werden sie auch seit einigen Jahren abgebaut, allerdings in so bescheidenem Maßstabe, daß dabei nur sehr wenig gefördert wird. Die Schichten fallen ziemlich flach und wechsellagern nach unten mit erzarmen, dafür aber kalkreichen Lagen. Die Eisen- und Manganerze scheinen also nur in dem der Verwitterung zugänglichen Teil sich ausgeschieden und angereichert zu haben, während die tieferen Schichten immer ärmer werden. Nach Aussage der Bergleute soll man bei einer Bohrung schon nach wenigen Metern auf reinen Kalk gestoßen sein.

Auf den Hutjen finden sich ebenso wie auf Hrabnik zwischen Stampfen und Kosariska Manganknollen in den Schiefen eingebettet. Diese Knollen zeigen schon durch ihr bedeutendes Gewicht den großen Erzeichtum an, den sie enthalten.

Die vom Manganbergbau nach Apfelbach hinunterführende Straße entblößt schon im Bereich der tertiären Konglomerate noch einmal die Manganschiefer am Westausläufer des Hruby Mach.

Am steilen Nordabhang des Hextun, im Orte Pernek selbst, treten abermals die Schiefer, diesmal in bedeutender Mächtigkeit auf. Sie zeigen das normale Streichen nach NO. bis NNO. und fallen gegen die Ebene.

Kalkzone an der Grenze gegen das nordwestliche Gebiet und an der Ostseite der Kleinen Karpaten.

Im Gebiete von Pernek und Kuchel erfolgt ein allmählicher Übergang der Ballensteiner Kalke in ihre nördliche, durch Knollen- und Hornsteinkalke gebildete Fortsetzung. Eine Grenze zwischen den beiden Faziesgebieten ist unmöglich festzustellen, der Übergang vollzieht sich äußerst langsam, nur ganz allmählich nehmen die Ballensteiner Kalke den Knollenkalktypus der analogen Bildungen des nordwestlichen Gebirgsteiles an.

Mit etwas veränderten Eigenschaften ziehen die Ballensteiner Kalke von Pernek weiter über die Drinova hora, Bačkorova, Rožniova und Ostri vrh zum Oberheg-Sattel zwischen Visoka und Bila Skala als Glieder der nordwestlichen Faltungszone der Kleinen Karpaten. Auf der Strecke vom Oberheg bis zur Einsattelung zwischen Bila Skala und Geldek sind sie von den mitteltriadischen Kalken des Visoka-Geldekguges überschoben. Die gegen Süden in ziemlich bedeutenden Wänden abstürzenden Triaskalke der Bila Skala fußen größtenteils direkt auf dem Granit des Grundgebirges, in der östlichen Hälfte dieses Berges treten rötliche Quarzite am Fuß der Wände hervor und erst am Südabhang des Geldek finden wir wieder einen schmalen Streifen von Ballensteiner Kalk, überschoben von dem südlichen Schichtkopf des Triaszuges und konkordant unterlagert von den Quarziten.

Dieser ganze Zug von Pernek bis Glashütten schließt sich tektonisch vollkommen dem nordöstlichen Gebiet an, er bildet die innerste Schuppe des nordwestlichen Faltengebietes. Er fällt jedoch bereits in das Arbeitsgebiet meines Kollegen Vettors und ich begnüge mich hier mit dem Hinweis auf seine diesbezüglichen Angaben (II. Teil).

Von Glashütten an streicht über die Boraj, über Solirov, Sove und Ribnikarka der mächtige Zug der Ribnikarka nach NO. in die Waagebene hinaus, wo er sich unter diluvialen Bildungen verliert. Er zeigt ganz dieselben Gesteine, wie wir sie im südlichen und westlichen Teil der Kleinen Karpaten finden, dickbankige dunkle Kalke mit Mergelausscheidungen, stellenweise tonigen und serizitischen Belegen auf den Schichtflächen geschieferter Varietäten (Steinbruch gegenüber der Dampfsäge von Losoncz im unteren Fischereital), verstreute Fragmente von Crinoiden von derselben Art wie die von der Ballensteiner Ruine, weißgebleichte Plattenkalke ähnlich denen des Braunsberges bei Hainburg (Mergelkalke Stur's), kurz eine Reihe untrennbar miteinander verbundener, in einander übergewandelter Varietäten, die wir als Charakteristika der Ballensteiner Kalke im Westen kennen gelernt haben.

Nach SW. erstreckt sich der Zug der Ribnikarka bis zum Nordabhange des Berges Kukla bei Pila. Die Grenze gegen das kristallinische Grundgebirge zwischen Glashütten und der Papierwiese hinter Pila ist allem Anscheine nach auf Absinken des ganzen östlichen Gebirgsteiles an einem System von Brüchen zurückzuführen, von denen die einen SW. bis WSW. verlaufen, die anderen SO. bis OSO., also nahezu im rechten Winkel aneinanderstoßen und sich schneiden. Die Grenzen sind außerordentlich scharf und geradlinig. Auf der Strecke Glashütten—Sivavec fallen die Ballensteiner Kalke unter die Triaskalke des Visoka-Geldekzuges ein; die Quarzite der Schischoritni bilden ihr Liegendes.

Im oberen Ottental treten zwischen Zabite und dem kristallinen Aufbruch von Glashütten stark veränderte Mergelschiefer auf, die ich hier nur erwähne, ohne auf ihre Geschichte in der geologischen Literatur zurückzugreifen, da dies in einem nächsten Abschnitt eingehend geschehen wird. Nördlich von Zabite befinden sich im oberen Fischereital die schon im vorhergehenden besprochenen Solirover Crinidenkalke.

Im kristallinen Gebirge zwischen Königsdorf (Kralowan) und Dubova finden sich vereinzelt kleine Kalkpartien mitten in den Quarzphylliten. Die größte dieser Massen ist die des Dolinki vrh (387 m). Sie besteht aus demselben Kalk wie er in den Steinbrüchen unter der Ballensteiner Ruine aufgeschlossen ist, wie wir ihn vom Thebener Kobel und den Heimbürger Bergen kennen. Die Schichten streichen fast NS. und fallen unter 12° Neigung nach W. In den Weingärten unterhalb des Jagdhauses Fugelka befindet sich ein kleiner isolierter Kalkhügel, an dessen Fuß auch Quarzitgerölle vorkommen, ohne daß anstehender Quarzit nachzuweisen wäre. Wahrscheinlich bildet eine ganz dünne Quarzitlage das Liegende des Kalkes. Zweifellos ist diese kleine Kuppe durch Denudation von der Masse des Dolinki vrh getrennt worden.

Oberhalb Dubova treten in den Weingärten am Ostabhang des Kukla an mehreren Stellen lose Kalkstücke auf. Sie sind meist auf schmale Streifen zwischen den Gärten zusammengetragen, in den Gärten selbst findet man nur Phyllit, desgleichen auch an der ganzen Lehne des Kuklaberges bis zu den Quarziten hinauf. Wir müssen aber trotzdem annehmen, daß die ziemlich zahlreichen und oft recht umfangreichen Kalktrümmer doch von dort her stammen, wo wir sie finden, vielleicht sind sie die Überreste von ganz dünnen, längst schon zerstörten Decken von Kalk aus dem Bereiche der Phyllite von Dubova. In der Harmonie selbst begegnen wir abermals einer kleineren, isolierten Kalkpartie an der Grenze zwischen Phyllit und Granit, etwa 150 Schritte vom Jagdhaus im Straßengraben aufgeschlossen. Die Kalke fallen unter 30° nach SO., die Phyllite gegen SW. Die letzteren sind über den Kalk hinübergeschoben.

Das Modreiner Gebirge enthält nur sehr wenig Kalkpartien. Eine solche findet sich am Nordabhang des großen Modreiner Kogels. Sie zeigt einen langgestreckten, linsenförmigen Umriß, die Streichrichtung ist entsprechend der des Quarzituges OW. mit einer leichten Beugung nach SW., das Fallen gegen N. gerichtet. Die Kalke zeigen ein etwas höher kristallines Gefüge, ähnlich denen des Dolinki vrh, was wohl auf tektonische Vorgänge zurückzuführen sein dürfte.

Am Dreireiterberg und am Großen Zeiler Kogel findet sich gleichfalls Kalk in größeren Partien. Der Weg vom Dreireiterberg in die Blatina schneidet eine solche Partie am Abhange des nach SO. ziehenden Grabens. Dieser Kalk zeigt alle Eigentümlichkeiten des Kalkes im Ballensteiner Revier. Die Straße zum Föhrenteich und die Pernek-Bösinger Straße schließen einen schmalen, aber relativ sehr hohen Rücken ein, der zum größten Teil aus Phyllit besteht, in seinem südlichsten Ausläufer jedoch von einem steil aufragenden Kalkfelsens gebildet wird. Diese Kalkpartie gehört zu der umfangreichen Kalkmasse des

Zeiler Kogels, die auf den älteren Karten gleich der vom Modreiner Kogel und Dolinki vrh als kristalliner Kalk des Grundgebirges verzeichnet ist. Doch mit Unrecht, denn auch hier stimmen sowohl die petrographischen wie die Lagerungsverhältnisse vollkommen mit jenen auf der Westseite der Karpaten zwischen Hainburg und Pernek überein.

Stellenweise ist der Kalk dolomitisch. Zahllose Adern durchsetzen ihn nach allen Richtungen, und wie uns diese Adern im kleinen die Heftigkeit der tektonischen Kräfte veranschaulichen, erkennen wir dieselben auch in den vier großen Steinbrüchen zu beiden Seiten des Hauptbaches. Die durch die fortgesetzten Sprengarbeiten aufgedeckten Kalke geben das Bild einer vollständig zerstückelten Masse. Das spröde Gestein konnte offenbar gewaltigen Pressungen, die hier herrschen mußten, nicht ausweichen, wurde jedoch nicht gefaltet oder über die benachbarten Gesteine als Deckscholle hinaufgeschoben, sondern zerquetscht und zertrümmert und die Trümmer liegen wirt durcheinander, gewissermaßen eine riesenhafte Breccie, bei der die einzelnen Gesteinstücke hausgroße Blöcke sind.

Daraus ergibt sich unmittelbar die Ursache, warum es hier unmöglich ist, trotz der herrlichen Aufschlüsse, eine gemeinsame Streichrichtung aufzufinden.

Zwischen der Holikmühle und der Palfymühle im unteren Zeilertal trifft man abermals an der Straße eine kleine Partie von normalem Ballensteiner Kalk, aber weitaus nicht so gestört, wie die Kalkmasse des Zeiler Kogels.

Fassen wir nunmehr das über die Verbreitung der Kalke und Schiefer gesagte zusammen, so ergibt sich, daß sie in einer mehr oder weniger zusammenhängenden Zone den zentralen kristallinen Kern des Gebirges umsäumen, ja, daß stellenweise Kalkpartien mit ihrer quarzitischen Unterlage als isolierte Schollen aus dem kristallinen Untergrund emporragen (Dolinki vrh, Fugelka, Gaisrücken). Ferner ist hervorzuheben, daß dort, wo die Ballensteiner Kalke in das nordwestliche Gebiet übergehen, eine Änderung ihrer faziellen Verhältnisse eintritt, daß sie also gerade nur in der unmittelbaren Umrandung des kristallinen Kernes ihre charakteristischen faziellen Eigenschaften bewahren.

Zur Morphologie der Ballensteiner Kalke.

Morphologisch sind die Ballensteiner Kalke im Gebiete zwischen Ballenstein und Pernek charakterisiert durch die Neigung zur Karstbildung. Auf dem Wege, der von Ballenstein durch das Volavec über Stare hajne und Vrchne čisto nach Kosariska führt, fallen beim Übergang über den Kamm des Kožlisko grubenartige Vertiefungen in dem sonst ganz ebenen Waldboden auf, deren Grund mit hellgebleichten Kalksteinen bedeckt ist. Dieselbe Erscheinung zeigt sich am Ostrovec, auf Okopanec, Volhovisko, Szamárhegy auf der Umgebung der Hutjen von Apfelsbach, in der ganzen Perneker Gegend, ebenso bei Zabite und Solirov im Zug der Ribnikarka und endlich am Westabhang dieses Berges selbst. Diese grubenartigen Vertiefungen erreichen selten eine namhafte Größe, ihr größter Durchmesser beträgt in der Regel 6—10 m, die Tiefe 1—2 m. Sie werden meist leicht übersehen, da sie mit abgefallenem Laub überdeckt sind, doch sind sie für die Kalke charakteristisch, wenn auch nicht im geringsten für die Landschaft.

Im oberen Stare hajne-Graben treten hintereinander zwei große echte Dolinen auf. Sie liegen hart an der Grenze von Kalk und Quarzit, wenige Schritte oberhalb der sumpfigen, von großen Quarzitblöcken umgebenen Quelle. Ihre Tiefe sowie die Neigung der Wände des trichterförmigen Einsturzes sind sehr bedeutend. Bei den Slowaken der Umgebung haben sie zu verschiedenen sagenhaften Vorstellungen Anlaß gegeben.

Einstürze und Höhlen sind eine außerordentlich häufige Erscheinung. Recht interessant ist der Verlauf des Stampfener Baches. Er entspringt aus mehreren kleinen Bächen in den Hutjen und fließt durch das Haupttal derselben zum Ostfuß des Panske čisto (528 m). Soweit zeigt er gar nichts merkwürdiges, aber gerade östlich von der Spitze dieses Berges hat er sich einen kleinen tiefen Kessel mit steilen felsigen Wänden ausgewaschen und darin verschwindet er mit lautem Getöse durch ein paar Löcher wirbelnd in die Tiefe. Erst zwischen Volhovisko und Spalenisko sehen wir den Bach nach 1.8 km langem unterirdischen Lauf unter dem Schutt des Talbodens wieder auftauchen, aber kaum mehr

mit der Hälfte der ursprünglichen Wassermenge. Nnmehr begleitet uns der Bach bis Košariska zum Eingang des Ballensteiner Propadle, wo er abermals versiegt. Sein Bett im Propadle ist weit und tief, er benützt es jedoch nur zur Zeit der Schneeschmelze oder bei heftigen Regengüssen, sonst liegt es trocken. Bei den Kalköfen oberhalb Kupferhammer sehen wir mit einemmal unseren Bach aus einer breiten Felsspalte mit bedeutender Wassermasse hervorschießen. Ganz ähnliche Erscheinungen treten auch an vielen anderen Bächen in den Kleinen Karpaten auf, wenn auch nirgends mehr so typisch wie hier. Höhlen von oft recht bedeutenden Dimensionen finden sich in dem Kalkgebirge der Kleinen Karpaten im südlichen wie im nördlichen Teil. Man findet sie in der älteren Literatur mehrfach erwähnt.

Stratigraphie der Kalke und Mergelschiefer.

Die ältesten Angaben in bezug auf das Alter der Quarzite, Kalke und Mergelschiefer am Westrande der Kleinen Karpaten zwischen Theben und Kuchel finden sich in P. Partsch: »Erläuternde Bemerkungen zur geognostischen Karte des Beckens von Wien, 1844«, wo es heißt, daß die grauwackenartigen, öfters fast in Quarzfels übergehende Gesteine eingelagerte Grauwackenkalken enthalten, die sich von Kuchel bis Ballenstein ausdehnen und auch am Thebener Kobel auftreten. Über die Gegend der Hainburger Inselberge schreibt Čížek im Jahrb. d. Geol. R.-A. 1852: »Weder im Quarz noch im Kalkstein konnte man bisher die mindeste Spur von Fossilien entdecken, es dürfen also wohl diese Gebilde einer azoischen Periode oder der untersten Grauwacke zugeteilt werden.«

Diese Auffassung der Quarzite und Kalke als Grauwacke erhielt sich nun lange Zeit und wurde noch bestärkt durch den Fund eines Cephalopoden in den Dachschiefern von Mariental, der als Goniatis angesehen wurde. Die Marientaler Schiefer wurden demnach dem Devon zugeteilt. Die Übersichtsaufnahmen von Pettko (Arbeiten der geologischen Gesellschaft für Ungarn, 1. Heft, Pest 1856) erstrecken sich nur über die nördliche Hälfte der Kleinen Karpaten. Er rechnet die Quarzite des Pila-Nußdorf-Zuges zur Grauwacke und erwähnt bereits ihr bergwärts gerichtetes Einfallen. Seine Vorstellung vom Bau der Kleinen Karpaten gibt uns am besten den Grund für die stratigraphische Stellung an, die er den einzelnen Formationsgliedern zuweist. Nach seiner Auffassung wurde nämlich das ganze Gebirge, das aus flach nordwestlich fallenden, regelmäßig übereinander folgenden Schichten der Trias und des Jura bestand, durch einen mächtigen Spalt geteilt, an dem die Melaphyrmassen der nordwestlichen Zone emporquollen, wodurch der Nordwestflügel gehoben wurde. Der östliche Flügel dagegen blieb nach Pettkos Vorstellung von der hebenden Kraft des Eruptivgesteins ziemlich unberührt. So findet sich auf seiner Übersichtskarte südöstlich an den Zug der roten Sandsteine und Melaphyre angrenzend erst Lias, darunter folgt gegen Osten die Trias und unter dieser Grauwacke und kristalline Schiefer. Sein Liaszug fällt in den Bereich der inneren liasisch-triadschen Zone des nordwestlichen Gebietes, der Triaszug umfaßt den größten Teil des Ribnikarka-Zuges. Die vorerwähnte Liaszone legt sich um den Nordrand des kristallinen Grundgebirges herum und reicht bis in die Gegend von Pila. Pettko selbst bezeichnet dieses Umschwenken des Lias als sehr problematisch. So trefflich die Angaben dieses Gewährsmannes im nordwestlichen Gebiete der Kleinen Karpaten sind, so wenig verlässlich erscheinen sie südlich und südöstlich vom Zug der roten Sandsteine.

Im Jahre 1859 erschien in den Verhandlungen des Vereines für Naturkunde zu Preßburg eine Notiz von Kornhuber, in welcher noch der alten Auffassung von der Grauwacke Rechnung getragen wird. Im folgenden Jahre machte Hofrat Kornhuber a. s. O. die Mitteilung, daß der vermeintliche Goniatis aus Mariental von Professor E. Suess als *Harpoceras bifrons* Brug. bestimmt worden sei, wonach die Marientaler Schiefer dem oberliasischen Horizont e Queenstedts einzureihen wären.

Die im selben Jahre (1860) erschienene, schon mehrfach zitierte Abhandlung Sturs ist eine der genauesten und wichtigsten Arbeiten für unser Gebiet. Stur stützt sich auf die Aufnahme von Foetterle aus dem Jahre 1853 (Jahrb. d. Geol. R.-A. IV, Seite 850—851), geht aber in seinen Vermutungen bedeutend weiter als dieser und man muß sagen mit Glück. Seine Ansicht vom Alter der Quarzite ist, wie schon eingangs hervorgehoben, bis heute die herrschende geblieben. Die Kalke und Schiefer reihte er, fußend auf der Überzeugung von dem permischen Alter der Quarzite, durchwegs jüngeren Formationen ein als seine

Vorgänger. Nach der Ähnlichkeit der Marientaler Schiefer mit jenen des Kunerader Tales, aus denen die angebliche *Anarthrocanna delinquens* Göpp. (nachmals als *Calamites Leioderma* Gut. bestimmt) stammt, gab Stur der Vermutung Ausdruck, daß die Schiefer vielleicht noch zum Rotliegenden zu zählen seien. Von den Kalken des Thebener Kobels sagt er, daß sie ihrem Alter nach zwischen Lias und Neokom fallen dürften und stellt ihnen gleich die Kalke des Holy vrh von Bisternitz, des Ballenstein-Perneker Gebirges und des Zeiler Kogels, im Gegensatze zu den späteren Aufnahmen von Andrian und Paul und ebenso Kornhuber, die gerade die letztgenannte Partie den kristallinen Gesteinen zurechneten. Über die Ansicht Sturs, daß die Kalke des Ribnikarka-Zuges der rhätischen Stufe triadischer Sedimente angehören, wird im folgenden (Profil durch das Ottental und Pila) noch gesprochen werden. Etwas verwirrend ist bei Sturs Abhandlung, daß er gerade bei diesen beiden Profilen soviel von Kössener Schichten spricht, in der Zusammenfassung aber erklärt: »Die kristallinen Gesteine werden längs ihrer ganzen Erstreckung von einem Zuge schwarzer Schiefer und Quarzite und einem diesem entsprechenden Kalkzuge eingefaßt, wovon der erstere wahrscheinlich dem Rotliegenden entspricht, der letztere aber nicht älter ist als die Liasformation.«

Was Stur nur auf Grund der Lagerungsverhältnisse und der petrographischen Ähnlichkeit mit den Kalken anderer Gebiete noch als Vermutung hinstellte, fand durch die vier Jahre später erfolgte sogenannte Detailaufnahme der k. k. geologischen Reichsanstalt durch Andrian und Paul größtenteils seine Bestätigung.¹⁾ Wie bereits erwähnt, war durch die Bestimmung des fraglichen Cephalopoden aus den Marientaler Schiefen durch Professor E. Suess das oberliasische Alter derselben sichergestellt.

Die Anhaltspunkte für die Bestimmung des Alters der Kalke und Schiefer sind im allgemeinen wohl dürftig, aber sicherlich ausreichend, um die wichtigsten Schlüsse zu ziehen. Sie werden gegeben durch die durchwegs zu beobachtende Lagerung des ganzen, wie schon hervorgehoben, einheitlichen Komplexes auf Quarzit einerseits und einige wenige, aber um so charakteristischere Fossilfunde andererseits. In bezug auf die stets konkordante Lagerung über Quarzit verweise ich auf die Mehrzahl der der Arbeit beigegebenen Profile. Diese Verhältnisse sind so außerordentlich klar, daß eine besondere Besprechung hier vollkommen überflüssig erscheint, zumal im tektonischen Teil noch öfter davon die Rede sein wird. Wohl aber müssen wir uns hier mit den Fossilfunden eingehender beschäftigen. Die Fundstellen liegen allerdings meist weit auseinander, aber bei der Gleichheit der Lagerungsverhältnisse und der petrographischen Beschaffenheit der Kalke und Schiefer werden etwaige Bedenken ob der ganzen Einheit des Komplexes nicht leicht Boden fassen können.

Paul und Andrian waren so glücklich, an mehreren Punkten in dem berüchtigt sterilen Gebiet des Hainburg-Ballenstein-Perneker-Zuges Fossilien aufzufinden. Auf dem Thebener Schloßfelsen fanden sie Belemniten durchschnitte und in dem Steinbruch der Ruine von Ballenstein wurde eine ganze Serie charakteristischer Leitfossilien gesammelt, die eine genaue Bestimmung des stratigraphischen Horizontes ermöglichten. Professor Peters führte die Bestimmung des Materials durch und konnte folgende Formen nachweisen:

Terebratula Sinemuriensis. Opp.

Terebratula (Waldheimia) numismalis Lam.

Rhynchonella Austriaca. Suess.

Spiriferina rostrata Schloth sp.

Rhynchonella sp. ähnlich *Rhynchonella Moorei* Davids sp.

Außerdem zahlreiche Crinoiden- und Belemniten Spuren. Andrian bemerkte hierzu: »Die Anzahl der Arten ist allerdings klein, doch dürfte sie hinreichen um die vorliegende Liasfazies als weit mehr verwandt erscheinen zu lassen mit der von den Festländern abhängigen subpelagischen Fazies von Fünfkirchen, als mit der pelagischen, alpinen Liasfazies der Adnether- und Hierlatz-Schichten.«

Als ein weiteres Fossil aus unserem Gebiete erwähnt Paul einen Belemniten aus den Kalken der Ribnikarka (Schebrakberg).

Dieser Fund ist nebst den petrographischen Eigenschaften und den vollkommen unzweifelhaften Lagerungsverhältnissen der wichtigste Beweis, daß die dortigen Kalke nichts anderes sind als unsere Ballensteiner Kalke und auch dort offenbar dieselben Horizonte vertreten wie am Westrande.

¹⁾ Andrian und Paul, Die geologischen Verhältnisse der Kleinen Karpathen und der angrenzenden Landgebiete im nordwestlichen Ungarn, Jahrb., Geol. R.-A., 1864.

Stur bespricht in seiner »geologischen Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra« das Profil des Ottentales und ebenso ein Profil durch das Tal von Pila. Er beschreibt das erstere folgendermaßen: »Am Eingang in das Tal ist am linken Ufer die Kirche von Ottental auf einem Kalkhügel aufgebaut. Von da aufwärts kristalline Tonschiefer, jenen von Dubova gleich, südöstlich fallend. Bei der Papiermühle erscheint Quarzit und scheint unter die Tonschiefer einzufallen.« Diese letztere Angabe beruht auf einem Irrtum; es ist nämlich damit jene Bodenschwelle gemeint, die wie schon erwähnt, nicht von anstehenden Quarziten, sondern von losen Blöcken gebildet wird, gleich jener im benachbarten Tal von Schattmannsdorf. Ferner steht nicht die Kirche von Ottental auf einem Kalkhügel, sondern der Hügel bildet den Kalvarienberg und besteht nicht aus normalem Kalk, sondern aus einer offenbar tertiären, wahrscheinlich miozänen Kalkbreccie.

Weiter heißt es an der betreffenden Stelle: »Unter dem Quarzit folgen schwarze Tonschiefer, die weiter hinauf, unweit eines Kreuzes, nach NW. zu fallen anfangen, später mit Kalkschiefer wechsellagern und endlich von Kalk überlagert sind, in dessen untersten Schichten Crinoidenkalke mit Resten von *Gervillia inflata* Schafh. auftreten.« Diese Angaben bedürfen einer näheren Erörterung. Bis zu dem Kreuz (dieses Kreuz steht bei dem Jagdhaus Zabite) stehen die dunklen Phyllite des Pila-Nussdorfzuges an. Sie streichen beiläufig nordöstlich und fallen nach SO. Beim Kreuz stehen wir auch gleichzeitig vor dem Abschluß des Tales; die Straße steigt steil an und führt eine längere Strecke weit durch die uns von Ballenstein her bekannten Gesteine. Allerdings finden wir hier erst nicht die Ballensteiner Kalke, sondern die Marientaler Mergelschiefer. Ihr Kalkgehalt ist hier wie in den meisten Fällen sehr gering, verschwindet mitunter gänzlich, auf den Schichtflächen finden sich glänzende Belege von toniger oder serizitischer Beschaffenheit. Auch im Ottental wechsellagern sie stellenweise mit Ballensteiner Kalk. In diesem letzteren finden sich unweit von Zabite einzelne crinoidenreiche Bänke. Die Deutung gewisser höchst fraglicher Schalenreste als *Gervillia inflata* entspricht wohl nicht den tatsächlichen Verhältnissen. Übrigens erwähnt Stur selbst (l. c. S. 57), er sei nicht an Ort und Stelle zu dieser Bestimmung gelangt, sondern habe »solche Spuren von Zweischalern namentlich im Inovecgebirge als der *Gervillia inflata* angehörig kennen gelernt«. Dort findet sich allerdings im Bereiche der Triaskalke und Dolomite die rhätische Stufe in Form der Kössener Schichten, deren Alter durch die typischen Leitformen sichergestellt ist, ebenso wie in der nordwestlichen Zone der Kleinen Karpaten.

Über das Profil von Pila sagt Stur folgendes: »Oberhalb der letzten Mühle von Pila findet man den Quarzit von einem roten Schiefer und Sandstein nebst gelben und grauen Tonschiefern überlagert, im Hangenden folgt eine feste Kalkbreccie und dann grauer dolomitischer Kalk, die Schichten fallen nach NW. Beim zweiten Holzhackerhaus treten dann ebenfalls nordwestfallende Tonschiefer und Gneise auf.« Stur spricht sich hier allerdings nicht näher über das Alter der betreffenden Schichten aus, doch hält er, wie aus anderen Bemerkungen ersichtlich, die grauen dolomitischen Kalke für Äquivalente der Kössener Schichten, da er auch in ihnen, und zwar abermals in dünnen Zwischenlagen von grauem Crinoidenkalk Spuren von *Gervillia inflata* gefunden haben will. Ich verweise in bezug auf diesen Punkt auf das eben von den Kalken des Ottentales Gesagte. Was aber die roten Schiefer und Sandsteine nebst gelben und grauen Tonschiefern betrifft, so ist vor allem zu bemerken, daß sie nicht, wie sonst die Kalke und Schiefer konkordant auf den Quarziten liegen, denn die Quarzite streichen fast rein OW. und fallen steil nach S. mit 50—60°, während die roten Schiefer unter 30° nach NW. fallen. Bei der Vereinigung der Straße von Pila mit jener von Schattmannsdorf, steht am Fuße des Kalchberges eine kleine Partie von Kalkbreccie an. Wir werden in einem späteren Kapitel uns noch mit dieser Frage beschäftigen müssen. Soviel aber ist sicher, daß die roten Schiefer sowie die Kalkbreccie nicht zu den Kalken und ebensowenig zu den Quarziten gehören, vielmehr transgredierend gerade über der Grenze zwischen Kalk und Quarzit liegen.

Seit Paul und Andrian wurden keine neuen Fossilien aufgefunden, bis es mir selbst gelang, deutliche, allerdings seltene und nicht näher bestimmbare Brachiopodendurchschnitte im Bachbett des Ballensteiner Propadle nebst einigen Belemnitenquerschnitten zu finden, desgleichen Querschnitte großer paxillöser Belemniten in den Kalkfelsen von Košariska.

In der Übergangszone von Pernek fand Kollege Vettters Terabratelhänke in den liasischen Kalken. Die Stücke gestatten allerdings eine sichere Bestimmung nicht, dürften aber alle der *Terebratula* (*Waldheimia*) *numismalis* Lam. angehören.

Es scheint als würde man zu weit gehen, die ganze Serie der Ballensteiner Kalke bloß einer einzigen Liaszone, etwa der Numismaliszone zuzuteilen. Vielmehr scheint es, als wären mehrere Horizonte durch eine einförmige Kalkfazies vertreten.

Das Auftreten von sandigen und quarzitischen Bildungen am Südabhange des Kožlisko bei Ballenstein und vielleicht auch gewisser sandiger Kalkpartien am Ostrovec, sowie der grauen Crinoidenkalke im Fischereitale bei Solirov scheint, wie schon früher angedeutet, auf eine Vertretung der Grestener Schichten hinzuweisen, wobei die quarzitischen Sandsteine des Kožlisko das Analoges des Pisanasandsteines der Hohen Tatra liefern.

Am besten ließe sich wohl die schwierige Altersfrage in bezug auf die sämtlichen genannten Kalkablagerungen lösen, wenn man annehmen wollte, daß sie eine ununterbrochene Ablagerung vom unteren Lias an repräsentieren, in denen sich stellenweise fazielle Ausscheidungen in einzelnen Horizonten finden (sandige Grestener Schichten) und außerdem muß die Möglichkeit offen bleiben, daß diejenigen Schichten, in denen die mittelliasischen Fossilien der Numismaliszone gefunden wurden, noch nicht den höchsten Horizont vorstellen.

Das so massenhafte Auftreten von Crinoidenfragmenten bietet durchaus keine Anhaltspunkte, um weitere Schlüsse auf die stratigraphische Stellung der Kalke daraus abzuleiten, denn diese Fragmente dürften wohl kaum jemals einer näheren Bestimmung zugeführt werden können, da bei ihrem Erhaltungszustand alle Spuren von Struktur verloren gegangen sind. Die große Mehrzahl der Stielglieder scheint runden Querschnitt zu besitzen, solche mit pentagonalem Querschnitt sind geradezu selten. Die Oberfläche ist meist so korrodiert, daß von Struktur nichts zu sehen ist und alle diesbezüglichen Angaben sind mehr auf Vermutung als wirkliche Beobachtung gegründet.

Gehen wir nun zu den Marientaler Schiefen über. In der schon einmal besprochenen Abhandlung von Dr. Schaffer (Fauna des Dachschiefers von Mariatal) finden wir eine Liste der bisher aus den Schiefen bekannt gewordenen Fossilien. Es ist eine ärmliche, aber sehr charakteristische Fauna, die uns in den Marientaler Schiefen entgegentritt.

Im ganzen konnten folgende Arten nachgewiesen werden:

Harpoceras bifrons Brug.

Harpoceras boreale Seebach.

Harpoceras metallarium Dum.

Coeloceras commune Sow.

Lytoceras sp.

Nucula sp.

zahlreiche Belemniten, meist gezerrt und kaum spezifisch zu bestimmen.

Nach der Ansicht Dr. Schaffers dürfte die Mehrzahl zu *Belemnites acuarius* Schloth. und *Belemnites tripartitus* Schloth. gehören, da gerade diese Formen in der Zone des *Harpoceras bifrons* am häufigsten vorkommen.

Auch in den Marientaler Schiefen gehören Crinoidenstielglieder und andere Krinoidenfragmente zu den häufigsten Erscheinungen. Es finden sich außerdem noch Chondriten, die nach Schaffer dem *Chondrites intricatus* aus dem Flisch sowie den liasischen Formen *Chondrites setaeus* und *filiformis* am nächsten zu stehen scheinen. Zum Schlusse werden noch einige Problematika nach Art von *Vexillum* und *Dictyodora* angeführt, die ebensowenig wie diese eine nähere Deutung ihres Wesens zulassen.

Dr. Schaffer glaubt, die Marientaler Schiefer als ein Analoges zu den Posidonienschiefen Süddeutschlands und des schweizerischen Jura betrachten zu können, was sowohl in Anbetracht ihrer stratigraphischen Stellung, als auch der Faziesverhältnisse, die augenscheinlich zur Zeit ihrer Entstehung geherrscht haben, in vielfacher Hinsicht entsprechen würde.

Fassen wir nun das über die stratigraphische Stellung der Ballensteiner Kalke und Marientaler Schiefer Gesagte zusammen, so ergibt sich folgendes: Wir haben es im südlichen Teile der Kleinen Karpaten, von den Hainburger Bergen bis über Pernek hinaus, im nordöstlichen Teile im großen Zug der Ribnikarka und in einem schmalen an der Bila Skala unterbrochenen Zug mit einer ursprünglich zusammenhängenden, einheitlichen Masse von Kalken zu tun, die stratigraphisch nicht unter den Lias hinabreichen.

Die einzige ergibige Fundstelle (Ballenstein) hat Formen geliefert, welche dem mittleren und teilweise auch dem unteren Lias zukommen (Numismalis- und Hierlatz-Schichten.) Stellenweise finden sich sandige Bildungen, also litorale Ablagerungen vom Alter der Grestener Schichten.

Diese Bildungen, welche wir unter dem Namen Ballensteiner Kalke zusammenfassen, gehen stellenweise durch Wechsellagerung über in kalkig-tonige Schiefer und Mergelschiefer (Marientaler Schiefer), die in Mariental selbst die oberliasische Fauna der Schichten des *Harpoceras bifrons* geliefert haben.

Wir haben somit eine einheitliche, große Liasmasse in der unmittelbaren Umrandung des Zentralkernes der Kleinen Karpaten vor uns, im Detail aber vielgestaltiger Fazies. Wir können diese Masse nicht weiter gliedern, keinen besonderen Horizont sicher ausscheiden und weithin verfolgen, mit Ausnahme der oberliasischen Schiefer. Als tiefste Glieder der ganzen Masse sind die sandigen Bildungen von Ballenstein-Volavec sowie die grauen Crinoidenkalke von Solirov zu betrachten und selbst diese abweichend entwickelten Bildungen sind bloß die Produkte ganz lokaler Faziesänderung.

Es ist demnach wohl als sicher anzunehmen, daß die Ballensteiner Kalke eine ununterbrochene gleichartige Ablagerung vom Unterlias an repräsentieren, nach oben an vielen Punkten von den Schichten des *Harpoceras bifrons* abgeschlossen sind; wahrscheinlich ist ferner, daß diese letzteren nicht immer in Form der Marientaler Schiefer entwickelt sein müssen, sondern stellenweise auch kalkig wieder als Ballensteiner Kalke. Unsicher dagegen ist die obere Grenze der Kalke. Es wäre immerhin denkbar, daß außer dem Lias auch höhere Abteilungen der Juraformation in den Kalken vertreten seien.

Gewiß aber finden sich in unserem Gebiet zwischen den Quarziten und den Kalken nirgends Spuren triadischer Sedimente.¹⁾ Die Ballensteiner Kalke vertreten sicherlich nirgends triadische Horizonte. Am Thebener Schloßberg fanden sich Belemniten in den Kalken unmittelbar über Quarzit. Und so wie in Theben liegen die Verhältnisse im ganzen Gebiet südlich der Linie Pernek-Losoncz: Die Liaskalke liegen unmittelbar und konkordant auf Quarzit.

Darin liegt der wichtigste Beweis für die im vorhergehenden gemachte Annahme vom permotriadischen Alter der Quarzite. Daß die Quarzite auch unter die Trias hinabreichen, erscheint kaum zweifelhaft, denn wir finden sie als Unterlage der Werfener Schiefer sowohl in der Hohen Tatra, als auch im Inovecgebirge (Selec) und aller Wahrscheinlichkeit nach auch im Zuge der roten Sandsteine und Melaphyre nördlich der Linie Pernek-Losoncz in den Kleinen Karpaten selbst. Die Reinheit der ganzen Quarzitmasse, das Fehlen von tonigen Lagen und vor allem der völlige Mangel an Versteinerungen nebst verschiedenen Eigentümlichkeiten der Struktur lassen ihre terrestre Entstehung in Form einer Sandwüste eher glaublich erscheinen als einen marinen Ursprung.

¹⁾ In den Verhandlungen des Vereines für Natur- und Heilkunde zu Preßburg 1901 hat Hofrat Toulas die Meinung vertreten, daß es sich bei diesen Bildungen um Triaskalke handle. Er stützt sich auf einige Fossilfunde, und zwar Crinoidenstilglieder vom Pfaffenberg und der Zementfabrik von Neudorf, sowie ein Zähnchen angeblich von Saurichthys aus der letztgenannten Lokalität. Es muß allerdings zugegeben werden, daß es bis jetzt trotz der großen Menge von Crinoidenfragmenten noch nicht gelungen ist, sie als jurassisch zu erweisen, ein direkter Gegenbeweis fehlt somit; aber auch Hofrat Toulas Bestimmung einiger Exemplare als der Gattung Encrinus angehörig kann wegen des außerordentlich ungünstigen Erhaltungszustandes kaum feststehend erscheinen. Ein dem sogenannten Saurichthys-Zähnchen ganz ähnliches fand Veters in den durch Spiriferinen und Belemniten sicher als liasisch erwiesenen Crinoidenkalken der Bačkorova bei Kuchel (Konyha). Andererseits ist der unmittelbare Zusammenhang mit den sicher liasischen Kalken von Theben so unzweifelhaft, daß die Annahme Hofrat Toulas dagegen wohl nicht ins Gewicht fallen kann.

Parallele mit der Hohen Tatra, Ballensteiner Fazies der hochtatratischen Entwicklungsgebiete.

In bezug auf ihre faziellen Eigentümlichkeiten sowie auf den ganzen Aufbau des Gebirges schließen sich die Kleinen Karpaten völlig der Hohen Tatra an, wie wir sie durch die grundlegenden Arbeiten Professor Uhlig's¹⁾ kennen gelernt haben. Auch dort finden wir einen zentralen kristallinen Kern, an den sich randlich zwei Zonen verschiedener Entwicklung anschließen. Unmittelbar dem Zentral-kern aufruhend eine Zone, gebildet von basalen Quarziten und darüber eine mächtige einheitliche Kalkmasse von liasisch-jurassischem Alter und von Norden her darübergeschoben eine Zone mit vollkommen entwickelter Trias und von der inneren Zone abweichend entwickelter Lias-Juramasse, das hochtatratische und das subtatratische Entwicklungsgebiet. Landschaftlich spielen die hochtatratischen Kalke die Rolle der alpinen Triaskalke. Sie sind außerordentlich mächtig, durchwegs einheitlich entwickelt und enthalten häufig Einlagerungen von nicht weiter verfolgbaren Crinoidenbänken. In diesen fanden sich jedoch eine Reihe von Fossilien, durch welche der Nachweis erbracht werden konnte, daß die hochtatratischen Kalke durch eine lange Reihe von Formationsgliedern hindurch gleichartig sich entwickelt haben, daß sie die ganze Serie der Ablagerungen vom Unterlias an bis in den Oberjura vertreten. Zwischen dieser Kalkmasse und den basalen Quarziten findet sich im allgemeinen kein Sediment von triadischem Alter, mit Ausnahme von stellenweise auftretenden, wenig mächtigen, wahrscheinlich der Untertrias angehörigen roten Schiefern und Sandsteinen mit dolomitischen Wacken, was auf ein zeitweiliges Übergreifen des Meeres auf die zentrale Partie schließen läßt.

Wir erkennen sofort die weitestgehende Analogie mit dem zentralen Gebiet der Kleinen Karpaten. Auch hier haben wir eine unmittelbar dem kristallinen Kern aufruhende Zone von basalen Quarziten vor uns, mit darüberfolgenden vollkommen einheitlich entwickelten kalkigen Sedimenten. Auch hier ist eine Reihe von Horizonten gleichartig ausgebildet, die Kalke führen ebenso verstreute und unzusammenhängende Crinoidenbänke wie die der Hohen Tatra. Hier wie dort fehlen besondere triadische Ablagerungen zwischen Kalk und Quarzit, obwohl sich unmittelbar an diese hochtatratische Zone ein Gebiet reich und mächtig entwickelter Triassedimente anschließt.

Soweit die Analogie zwischen beiden Gebirgen auch geht, ergibt sich doch auch eine Reihe von Unterschieden, die von wesentlicher Bedeutung für die Tatra sowohl wie für die Kleinen Karpaten sind und ich glaube, gerade diese hervorheben zu müssen, einerseits, um nicht genötigt zu sein, vielfach dasselbe sagen zu müssen, was Professor Uhlig in seiner »Geologie des Tatragebirges«, namentlich aber im III. Abschnitte: »Geologische Geschichte« in so trefflicher, klarer und gründlicher Weise dargetan hat, andererseits, weil gerade durch die Auseinandersetzung der Gegensätze in einer Hinsicht das Gleichartige zur vollen Geltung kommt, in anderer wieder die Individualität des Gebirges deutlich zum Ausdruck gebracht werden kann.

Die stratigraphischen Unterschiede anschaulich zu versinnlichen, gebe ich im folgenden die von Professor Uhlig zusammengestellte Tabelle der hochtatratischen Formationsglieder der Hohen Tatra wieder und setze sie in Parallele mit einer gleichen Tabelle aus den Kleinen Karpaten.

Hohe Tatra.	Kleine Karpaten.
5. Lias-Jura-Kalksteine mit Einlagerungen von	5. Kalke und Mergelschiefer des Lias (und Jura?),
c) rotem Korallenkalk mit Aptychen und Ammoniten, Oberjura,	fehlt,
b) Dogger Crinoidenkalk und Ammonitenkalk des Klaushorizontes,	fehlt,
a) Oberliasischem Crinoidenkalk.	b) Oberlias: Marientaler Schiefer,
	a) Mittellias: Ballensteiner Kalk.

¹⁾ V. Uhlig: Geologie des Tatragebirges. Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien, math.-nat. Kl. 1897 u. 1899, p. 5, p. 25.

<p>4. Grestener Schichten (Pisana-Sandstein).</p> <p>3. Trias: Bunte Schiefer mit Sandsteinbänken und dolomitischen Wacken.</p> <p>2. Permformation: Grundkonglomerat, Sandsteine mit Einschaltung von roten Schiefnern.</p> <p>1. Kristalliner Urgebirgskern.</p>	<p style="text-align: center;">Permo- triadische Wüste (?)</p>	<p>4. Unterlias (Grestener Schichten: Sandsteine von Ballenstein-Volavec, Crinoidenkalke von Solirov)</p> <p>3. Fehlt.</p> <p>2. Permformation: Grundkonglomerat, Sandsteine und Arkosen, Quarzite.</p> <p>1. Kristalliner Urgebirgskern.</p>	<p style="font-size: 2em;">}</p> <p style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">Ballenstein-Kalk.</p>
--	--	---	---

Aus dieser einfachen Zusammenstellung erhellt sofort der auffallendste Unterschied: Die verhältnismäßig reiche Entwicklung liasisch-jurassischer Horizonte in der Hohen Tatra im Gegensatz zu der Eintönigkeit der kalkigen und mergeligen Ablagerungen in den Kleinen Karpaten während der Liaszeit, eventuell sogar auch noch in höheren Horizonten der Juraformation. Die in der Tatra mächtig entwickelten Grestener Schichten (Pisanasandstein) — Professor Uhlig gibt schätzungsweise 300 m für ihre Mächtigkeit an — sind in den Kleinen Karpaten gewissermaßen auf ein Minimum reduziert.

Die permischen Ablagerungen nahmen ursprünglich wohl den größten Teil der Oberfläche des kristallinen Kernes ein. Das subtatrische Gebiet war gegen Schluß der Permformation sicherlich vom Meere bedeckt, denn wir finden einen allmählichen Übergang der Quarzite und Sandsteine in die marinen Bildungen der Untertrias, die Werfener Schichten.

Wenn wir an der Meinung festhalten, daß die permischen Quarzite und Sandsteine eine Wüstenbildung seien, so ergibt sich die einfachste Lösung der ziemlich komplizierten Verhältnisse, aus denen man sonst den Unterschied zwischen hoch- und subtatrischer Region zu erklären hätte.

War nun nach unserer Vorstellung zur Permzeit wirklich das ganze Gebirge eine Sandwüste, so müssen wir für den Beginn der Trias eine marine Transgression über die randlichen Zonen annehmen, also eine positive Bewegung des Meeresspiegels. Die Werfener Schichten der subtatrischen Zone verraten noch vollkommen den Einfluß der Landnähe; ihre Hauptmasse besteht aus Sandsteinen, die wohl am besten in unserem Falle als ins Meer getragener Wüstensand gedeutet werden können.

Während der Untertrias können wir somit die Fortdauer der Wüste des zentralen Gebirgsteiles annehmen, das subtatrische Gebiet liegt bereits unter dem Meeresspiegel. Dieses Verhältnis besteht weiter durch die ganze Trias hindurch bis zum Unterlias, wo das Meer auch über das hochtatrische Gebiet hinübergreift. Dies ist die zweite große Bewegung des Meeresspiegels.

Der vollkommene Mangel von Grundkonglomeraten an der Basis der Liaskalke sowie deren konkordante Lagerung über den permischen Quarziten ist kein Beweis gegen ein transgredierendes Übergreifen des Meeres, denn Transgression ohne Diskordanz ist eine in der Geologie längst bekannte Erscheinung. Übrigens fällt bei der Erklärung der Quarzite als Wüstenbildung aus der Zeit des Perm und der Trias jene Frage überhaupt weg, da sich die Sandablagerungen der Wüste ganz so verhalten wie die des Meeres.

Die roten Schiefer und Sandsteine mit Einlagerungen von Rauchwacke, die sich in der Hohen Tatra zwischen Perm und hochtatrischen Lias einschalten, weisen nur auf ein stellenweises Übergreifen des Meeres der subtatrischen Triaszone über das hochtatrische Gebiet hin und derartige lokale Schwankungen des Meeresspiegels haben gewiß keinen wesentlichen Unterschied zwischen der Tatra und den Kleinen Karpaten zur Folge.

Was nun die Kalke des Lias selbst anbelangt, so treffen wir allerdings auf eine Reihe spezieller Unterschiede, die sich namentlich durch petrographische Eigenschaften zu erkennen geben.

In der Hohen Tatra finden wir mächtige Massen eines ziemlich reinen, gut horizontierbaren Kalkes, in den oberen Lagen mit deutlichen Anzeichen der Entstehung in größerer Tiefe: Knollenkalken mit Hornsteinlagen, in den Kleinen Karpaten erscheint in geringerer Mächtigkeit eine kontinuierliche Ablagerung von Kalken, die durch tonige und bituminöse Substanzen stark verunreinigt sind. Selbst die Einlagerung von

Crinoidenkalkbänken stört nicht die Einheitlichkeit des ganzen Komplexes. Diese Unterschiede sind offenbar fazieller Natur.

Da die Lokalität Ballenstein namentlich vermöge ihrer trefflichen Aufschlüsse und als Fundstelle der wichtigsten Leitfossilien für die hochtatische Zone der Kleinen Karpaten wohl von der größten Bedeutung ist, habe ich mich veranlaßt gesehen, als Gegensatz zu der Fazies der Hohen Tatra den Ausdruck Ballensteiner Fazies der hochtatischen Entwicklung zu gebrauchen.

Es scheint, daß sich die faziellen Eigentümlichkeiten der Hohen Tatra gegen Süden gleichsam im Verhältnis zur Abnahme des Hochgebirgscharakters in den westungarischen Kerngebirgen rasch abschwächen und einer anderen Fazies weichen, die uns im hochtatischen Gebiet der Kleinen Karpaten entgegentritt.

Im Inovec-Gebirge bei Trentschin-Teplitz konnte ich mich selbst davon überzeugen, daß die Faziesverhältnisse in der dort mächtig entwickelten hochtatischen Zone denen unseres Gebirges zum mindesten sehr ähnlich sind. Namentlich sind die Ballensteiner Kalke dort in ihrer typischen Ausbildung vertreten.

Auf eine Eigenschaft der hochtatischen Kalke und Schiefer der Kleinen Karpaten muß hier ganz besonders hingewiesen werden, das ist die oft sehr weitgehende Metamorphose in den Liassedimenten. In der Hohen Tatra findet man nichts ähnliches. Wir haben diese unter dem Sammelnamen »Regionalmetamorphose« zusammengefaßten Erscheinungen bereits in einem früheren Kapitel besprochen. Sie erklären auf's Beste die bisher völlig isolierte Stellung der Marientaler Schiefer unter den gleichalterigen Sedimenten der übrigen westungarischen Gebirge.

Kreideformation.

Wie schon bei der Besprechung des Profils durch das Tal von Pila hervorgehoben wurde, finden wir in der kesselartigen Erweiterung desselben hinter dem Orte Pila selbst rote und grünlich-graue Mergelschiefer an der Straßenböschung aufgeschlossen. Dabei wurde auch bereits auf die diskordante Lagerung derselben über den Quarziten und Kalken des Pila-Nußdorfzuges hingewiesen.

Fossilien konnten leider nicht darin gefunden werden, doch spricht sowohl der ganze Habitus als auch die transgredierende Lagerung sehr für die Identität der roten Schiefer von Pila mit den Gosaumergeln der Alpen und der Hohen Tatra. Gerade diese letztere Analogie ist für uns besonders wichtig, da die Kleinen Karpaten sich ihrem ganzen Wesen nach, sowohl faziell wie in tektonischer Beziehung der Hohen Tatra anschließen und dort die Gosaumergel durch *Turriliten*, *Baculiten*, vor allem *Pachydiscus Neubergicus* sicher nachgewiesen sind.

Das Vorkommen transgredierender Oberkreide geht nicht über das Pilatal hinaus, ja sie scheint nicht einmal den ganzen Kessel zu erfüllen und die geringen Spuren, die bisher konstatiert wurden, sind Denudationsrelikte. Ob die am Fuße des Kalchberges anstehende Kalkbreccie mit der Gosautransgression in Verbindung zu bringen ist oder vielleicht jüngeren, tertiären Alters ist, kann ich nicht mit Sicherheit angeben, doch spricht die Örtlichkeit selbst eher noch für eine Strandbildung des Gosaumeeres. Wir finden allerdings ein ganz ähnliches Konglomerat auf dem Kalvarienberg von Ottental (siehe Seite 29), das gewiß nicht kretazischen Alters ist, sondern dem Miozän zugehört. Das Material ist in beiden Fällen nahezu gleich, daher auch die große Ähnlichkeit beider Bildungen. Nur enthält die letztere auch eine bedeutende Menge von Phylliteinschlüssen, die im Kessel von Pila nicht in der Breccie vorkommen.

Pila ist der einzige Punkt, wo die kretazischen Mergelschiefer beobachtet wurden. Die Oberkreide findet sich nach Stur erst im Gebirge von Bresowa in größerer Ausdehnung in Form von Konglomeraten und Aktäonellenkalken.

Tertiäre und quartäre Ablagerungen.

Im hochtatischen Gebiet beginnt das Tertiär erst mit den Ablagerungen der sogenannten II. Mediterranstufe. Eocän ist nicht vertreten. Da, wie ich schon in den einleitenden Worten am Beginne dieser Arbeit hervorgehoben habe, die jüngeren Bildungen außer dem Bereich meiner Aufnahmestätigkeit gelegen sind, beschränke ich mich hier auf eine auszugsweise Wiedergabe des von den älteren Autoren über diesen Gegenstand Gesagten.

Am besten sind — durch die Arbeiten von Czjžek und Stur — die tertiären und quartären Ablagerungen der Hainburger Berge bekannt; ich beginne mit diesen, da sie auch die reichste Entwicklung aufweisen.

Tertiäre und quartäre Bildungen der Hainburger Berge.

Leithakalkbildungen spielen hier eine bedeutende Rolle. Zwischen Pfaffenberg, Hundsheimer Kogel und Hexenberg werden sie in drei großen Steinbrüchen abgebaut. Dieselben Ablagerungen finden sich in großer Ausdehnung auf der Nordseite des Pfaffenberges, Hundsheimer Kogels und Festungsberges. Der an den Fuß des letzteren angebaute Teil der Stadt Hainburg steht auf Leithakalk. Desgleichen finden sich Leithakalke und Konglomerate auf der Ostseite des Schloßberges und des Hundsheimer Kogels.

Aus der Gegend von Deutsch-Altenburg gibt Stur einige ganz kleine Vorkommnisse von mediterranem marinen Tegel an (Badener Tegel).

Sarmatische Tegel bilden nach Stur das Steilufer der Donau zwischen Petronell und Deutsch-Altenburg, darüber folgen die Tegel der Kongerienstufe.

Die ganze Ebene von Deutsch-Altenburg bis Petronell und Prellenkirchen ist überdeckt von Belvederschotter, der auch einen großen Teil der Niederung zwischen dem Spitzerberg und dem Gebirge von Wolfstal sowie zwischen Hainburg und Wolfstal bedeckt (Galgenberg bei Wolfstal).

Zwischen den kristallinen Massen von Hainburg und Wolfstal befindet sich eine ausgedehnte Partie sarmatischer Bildungen, unter denen nächst Wolfstal selbst Leithakalk zum Vorschein kommt. Diese sarmatischen Sande und Sandsteine umgeben von Süden her das ganze Deutsch-Altenburger und Hainburger Gebirge und treten auch in der Umrandung des Spitzerberges in größerer Ausdehnung auf. An einigen Punkten werden sie überdeckt von Tegeln und Sanden der Kongerienstufe (Hundsheim, Südabhang des Spitzerberges) sowie am Ostabhang des Gebirges von den Südwasserablagerungen der pontischen Stufe (Tegel und Sande mit Paludinen), über denen wieder die Belvederschotter liegen.

Löß bedeckt auf weite Strecken die Niederungen zwischen den Inselbergen. Wir finden ihn als oberste Deckschicht auf den Donauterrassen von Deutsch-Altenburg und des Braunsberges, dessen Abhang sie ringförmig umgeben.

In dem breiten Graben, welcher das Steilufer der Donau am Nordwestabhang des Braunsberges hart unter der Ruine Rottenstein unterbricht, findet sich oberhalb des vom Hainburger Verschönerungsverein angelegten Promenadeweges eine kleine Partie von anscheinend miozäner Nagelfluh, ein ziemlich festes Konglomerat aus Rollstücken der benachbarten Quarzite und Kalke durch kalkigsandiges Bindemittel verkittet.

Das weite Überschwemmungsgebiet der Donau zwischen Hainburg und Kittsee ist bedeckt von alluvialen Bildungen. Sand und Flußgeschiebe überkleiden diese tiefste Niederung im alpin-karpatischen Randgebirge des Wiener Beckens.

Jüngere Ablagerungen nördlich der Donau.

Marines Miozän.

Das größte paläontologische Interesse beanspruchen zweifellos die marinen Bildungen der II. Mediterranstufe in der Lokalität Neudorf. Ein Profil vom Gipfel des Thebener Kobels zur Station Neudorf würde folgendes Bild liefern: Als tiefstes Schichtglied Permquarzit und konkordant darüber Liaskalk, beide gegen die Ebene einfallend. In ziemlich bedeutender Ausdehnung finden wir über dem Liaskalk eine marine Strandbreccie mit zahllosen, meist schlecht erhaltenen Fossilien. Daran reiht sich Lithothamnienkalk und weiter unten folgt der fossilreiche Sand des Sandberges mit einzelnen härteren Sandstein- und Lithothamnienbänken. Über Neudorf hinausgehend, treffen wir in der Richtung unseres Profils auf die marinen Tegel der II. Mediteranstufe.

Wir haben somit in diesem Profil die ganze Reihe der Ablagerungen von den Bildungen des Strandes bis zu den Tegel — und Schlammabsätzen des tieferen Meeres und die ganze Neudorfer Gegend macht den Eindruck eines trockengelegten, kaum veränderten miozänen Meeresbodens.

Nach Kornhuber (Preßburg und seine Umgebung, Festschrift, 1865) treten die marinen Tegel auch weiter im Norden noch an einzelnen Stellen zu Tage. So in der Umgebung von Stampfen mit einer Foraminiferenfauna, die nach den Untersuchungen von Karrer am besten mit jener von Nußdorf bei Wien übereinstimmt und somit dem tieferen Niveau der Leithakalkschichten zuzuzählen sein dürfte. Zu erwähnen ist aus diesem Tegel noch ein Fischrest, den Hofrat Steindachner als *Meletta grandisquama n. sp.* bestimmte.

Die Stampfener Tegel finden sich in größerer Ausdehnung in der Gegend von Apfelsbach und Lozorn.

Das Verbreitungsgebiet der Tegel scheint im allgemeinen etwas größer zu sein als von Andrian und Kornhuber angegeben wird. Wenigstens reicht die mit der Tegelunterlage verbundene Versumpfung des Bodens ziemlich weit über die angegebenen Grenzen hinaus. Eigentlich kommt der Tegel nur an wenigen Stellen vollkommen zu Tage, meist ist er von dem diluvialen Stand der Marchebene bedeckt. Ich begnüge mich indessen hier mit dem Hinweis auf diese Verhältnisse, da ich nicht in der Lage bin, diesbezügliche Verbesserungen an der geologischen Karte anzubringen.

Kehren wir zurück zu den Strandbildungen der II. Mediterranstufe. Längs der ganzen südlichen, westlichen und nördlichen Umrandung des Thebener Kobels finden wir die miozänen fossilführenden Sande, Sandsteine, Konglomerate, Breccien und Lithothamnienkalke der Leithakalkstufe, in den unteren Partien des Berges mehr zusammenhängend, höher oben in einzelne Denudationsrelikte aufgelöst, die auf der beiliegenden Karte nicht berücksichtigt sind.

Am Nordabhang des Thebener Kobels findet sich die bereits bei den Quarziten besprochene kleine Bucht von Neuhof. Der Boden dieses Kessels ist oberflächlich stellenweise von jüngeren diluvialen Geröllen bedeckt, doch ist er sicherlich in seiner ganzen Breite erfüllt von eben denselben miozänen Strandbildungen, welche den Boden der großen Blumenauer Bucht bilden.

In Bezug auf diese letztere bemerkt schon Hofrat Kornhuber, daß die stellenweise auftretenden geschiebeartigen Konglomerate vielleicht schon dem Diluvium angehören dürften, eine Ansicht, die jedenfalls vollkommen berechtigt ist. Daß der Untergrund der Blumenauer Bucht von miozänen Ablagerungen gebildet wird, ist durch zahlreiche Fossilfunde, namentlich an den Rändern als sicher erwiesen. Sehr wahrscheinlich aber haben wir darüber noch jüngere diluviale Ablagerungen zu suchen. Am Rande der Bucht östlich von Kaltenbrunn und ebenso zwischen Theben und Kaltenbrunn treten, wie schon Th. Fuchs (J.-B. d. Geol. R.-A. 1868, Seite 276: »Die Tertiärablagerungen aus der Umgebung von Preßburg und Hainburg«) und F. Toulia (Verh. d. Geol. R.-A. 1886, Seite 404: »Über ein neues Vorkommen von Kalken der sarmatischen Stufe am Thebener Kogel«) hervorgehoben haben, Bildungen der sarmatischen Stufe in anscheinend ganz beträchtlicher Ausdehnung auf, meist jedoch durch Löß bedeckt.

Echte Leithakalkbildungen finden sich in der Gegend von Bisternitz (Besterce) sowie auf den Hügeln zwischen Mariental und Stampfen (Vrchna hora). Sie entsprechen vollkommen den Sandbergschichten von Neudorf, führen Sandsteine, oolithische Kalke und Lithothamnien- und Bryozoengesteine.

Von Blumenau zieht gegen Norden über Bisternitz, Stampfen, Lozorn, Apfelsbach und Pernek eine breite Zone von groben Konglomeraten und Sanden. Diese letzteren stellen nach den Untersuchungen von Andrian und Hoernes zweifellos marines Miozän vor, abermals die Neudorfer Schichten. Sie enthalten zahlreiche Fossilien, namentlich in der Gegend von Bisternitz und Apfelsbach. In den Konglomeraten dagegen wurden keine Fossilien gefunden. Ich bin leider nicht in der Lage anzugeben, ob und wie diese Konglomerate mit den Sanden zusammenhängen. Ihre höchsten Erhebungen reichen selbst über 400 m hinaus, die Masse der Konglomerate ist also ganz gewaltig. Das Material scheint durchwegs Granitschotter zu sein, darin finden sich häufig Granitblöcke von bedeutender Größe. Die bisherige Ansicht über diese Konglomerate geht dahin, daß sie mit den fossilführenden Sanden zusammengehören und gleichfalls als marine Bildung des jüngeren Miozän aufzufassen seien. Ich kann diese Ansicht weder bestätigen, noch Gründe dagegen anführen, erwähne aber den auffallenden gänzlichen Mangel an Quarzgeröllen sowie Kalkgeschieben, was für eine Strandbildung längs einer aus Kalk und Quarzit bestehenden Küste in immerhin ganz beträchtlicher Entfernung vom Kristallinen gewiß sehr bemerkenswert ist.

Unter der Bedeckung von diluvialen Schottern und Löß treten am Krebsbach bei Zuckersdorf, ferner bei Modern und Königsdorf (Kralova) sowie in der Gegend zwischen Dubowa und Schattmannsdorf marine Tegel auf, ferner marine Sande gleich jenen von Pötzleinsdorf bei Wien, auf dem Friedhof von Terling mit *Cardium vindobense* Lam. und *Donax Brocchi* Dep. (Kornhuber, »Neue Funde von Tertiärpetrefakten am Ostabhang der Kleinen Karpathen zwischen Bösing und Modern etc.«, Verh. des V. f. Naturkunde, Preßburg 1860, Stur 1860, Kornhuber, Festschrift, 1865).

Wie schon im vorhergehenden erwähnt, besteht der Kalvarienberg von Ottental aus einer wahrscheinlich miozänen Kalkbreccie.

Auch im Tal von Pila treffen wir miozäne Bildungen kalkig-toniger und -sandiger Natur von geringer Ausdehnung. Sie finden sich am Abhang der Bibersburg, oberhalb der Straße von Pila.¹⁾

Brackische und Süßwasserablagerungen.

Dieselben sind nur in der Waagebene im Bereiche des hochtatischen Gebietes entwickelt, und zwar als Cerithien- und Congerien-Schichten mit ihrer charakteristischen Fauna. Sie treten nur in der Gegend zwischen Modern und Bösing zu Tage. Kongerien-Tegel kommen nach Kornhuber auch im Boden der Stadt Preßburg vor, wo sie vielfach bei Brunnengrabungen angetroffen werden.

Diluvium und Alluvium.

Von diluvialen Bildungen sind vor allem die sogenannten Belvedere-Schotter und Löß zu nennen, deren Hauptverbreitungsgebiet der oberungarischen Tiefebene angehört, also außer dem Bereich unserer Betrachtung gelegen ist. Ich verweise auch hier auf die betreffenden Angaben Hofrat Kornhubers, Andrians und Sturs.

Die weite Marchebene ist von mächtigen Lagen eines glimmerarmen, feinen Quarzsandes bedeckt, in dem allenthalben die kleinen Wasserläufe versiegen. Löß bedeckt stellenweise die Ränder des Gebirges (Ostabhang der Kleinen Karpaten, Gebirge von Theben, Mariental, Stampfen).

Das Alluvium in den Tälern des Gebirges spielt nur eine sehr untergeordnete Rolle.

Thermen und Mineralquellen.

In den Skizzen zur medizinischen Topographie Preßburgs (Festschrift, 1865) verzeichnet Dr. Karl Kanka eine Reihe von Thermen und Mineralquellen: In der unmittelbaren Nähe von Preßburg, das als schwach eisenhaltig bezeichnete Marienbad im sogenannten tiefen Weg, vor allem die »König Ferdinand-Eisenquelle«, genannt das »Eisenbründl« am Eingang in das große Weidritztal oberhalb der Eisenbahnstation »Rote Brücke« am Fuße des Gelsenberges.

Dr. Kanka gibt auch eine genaue Analyse dieses Quellwassers. Eine zweite Eisenquelle befindet sich in der Nähe von Bösing. Auch hierüber liegt eine Analyse vor. Zwischen den beiden Städten Preßburg und Bösing entspringt in der Nähe von St. Georgen eine Schwefelquelle, die eine höhere Temperatur aufweist als die beiden genannten Eisenquellen. Sie führt den Namen »Stefansquelle« und wurde von Dr. Al. Bauer analysiert.

Diese bisher genannten Quellen liegen in der Abbruchregion der Kleinen Karpaten gegen Osten und scheinen mit dem Abbruch in Verbindung zu stehen.

Auch die Westseite der Kleinen Karpaten hat ihre Mineralquellen aufzuweisen, und zwar die bekannte Schwefelquelle von Deutsch-Altenburg und die Schwefelquelle von Stampfen.

Diese letztere Quelle ist heute nicht mehr aufzufinden. Knett erwähnt sie (Verh. d. G. R.-A. 1901, Nr. 10), ohne sie selbst gesehen zu haben. Sie dürfte schon seit langem verschüttet sein. Auch knapp unter dem Gipfel des Thebener Kobels soll sich eine schwefelhaltige Quelle befinden. Die von Knett

¹⁾ In meinem vorläufigen Bericht, Verh. d. G. R.-A. 1903, Heft 2 habe ich auf Grund einiger roter Kalkstücke aus dem Walde oberhalb Pila die Ansicht ausgesprochen, daß diese Bildungen der hochtatischen Kalkserie angehören dürften, ohne die miozänen Ablagerungen von Pila zu kennen. Ich beile mich, diesen Irrtum richtig zu stellen.

angegebene Thermenlinie Buchlau—Petrau—Büdöskö—Stampfen—Deutsch-Altenburg («westliche Karpatenlinie») existiert sicher nicht. Diese Quellen liegen auf ganz verschiedenen Linien und hängen wahrscheinlich nicht zusammen.

Anders stehen die Verhältnisse am Ostabbruch der Kleinen Karpaten; die Quellen von Preßburg, St. Georgen und Bösing können wohl sehr gut zueinander in derselben Beziehung stehen, wie die der Thermenlinie von Baden im inneralpinen Becken von Wien.

Tektonik des hochtatratischen Gebietes.

In den Kleinen Karpaten berühren sich zwei tektonische Extreme. Das nordöstliche subtatrische Gebiet mit seiner reichen Entwicklung des Mesozoikums erscheint als ein typisches Faltengebirge mit liegenden Falten, die nach Zerreißen des Mittelschenkels in Schuppen übergehen, das ganze südlich und östlich davon gelegene Gebirge aber, der centrale Kern mit der Zone hochtatratischer Entwicklung des Mesozoikums repräsentiert sich als ein vollkommen von Verwerfungen und Brüchen beherrschtes Gebiet.

Wohl ist es möglich an einigen Punkten dieser Auffassung zu widersprechen, doch glaube ich, daß die so häufig zu beobachtende vollkommen gesetzlose Änderung des Schichtstreichens und Verflächens, namentlich im Pernek-Lozerner Gebirge, sowie die scharf ausgeprägten Querstörungen ein hinlänglicher Beweis dafür sind, daß wir wenigstens in der westlichen hochtatratischen Zone kein Analoges zu dem Bau der subtatrischen Zone annehmen dürfen.

Entsprechend der unzulänglichen geologischen Aufnahme dieses Gebietes, seitens der älteren Autoren, sind auch ihre dürftigen Angaben über den Gebirgsbau unverwertbar. Die beiden einzigen Profile Andrians durch den Thebener Schloßberg und das Ballensteiner Tal beruhen auf vollkommen unrichtigen Beobachtungen. Dagegen zeigt das Profil von Čížek durch die Hainburger Berge ziemlich richtige Verhältnisse. Die weiteren Literaturangaben sind sehr spärlich und gehen immer auf die Anschauung Andrians zurück.

Das Pernek-Lozerner Gebirge.

Schon im stratigraphischen Teil wurde bei der Besprechung des Permquarzites hervorgehoben, daß wir in diesem Gebirge fünf parallele Züge von Quarzit antreffen, und zwar von West nach Ost:

1. Den Zug des Vrski,
2. des Spalenisko und der unteren Lintavy,
3. den unterbrochenen Zug des Lozerner Propadle und der Skala mit seiner Fortsetzung auf Lipy,
4. den Volhovisko-Zug mit den isolierten Massen der Hutjen, des Hruby Mach und Kaniovské und
5. den Zug der Kasparova.

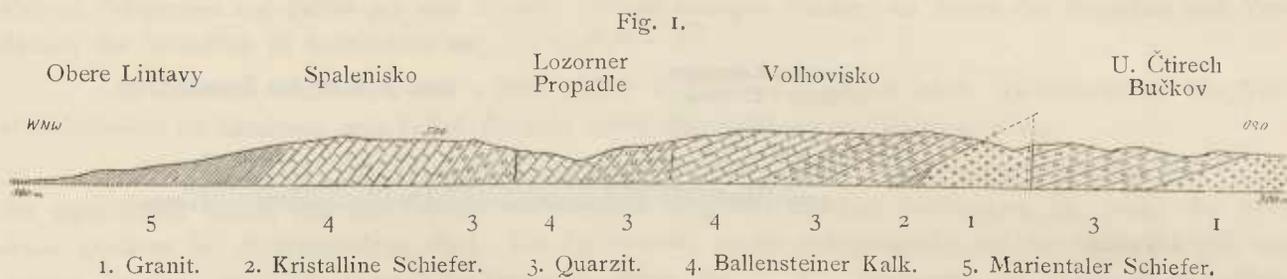
Die ursprüngliche allgemeine Fallrichtung des ganzen Komplexes der Quarzite, Kalke und Schiefer ist zweifellos westlich mit einer geringen Abweichung nach NW.

Die Entstehung der fünf Quarzitzüge, denen wieder die einzelnen Kalkzüge entsprechen, ist begründet durch eine Reihe mächtiger, paralleler Längsstörungen, die alle dem großen Randgebirgsbruche des Wiener Beckens folgen, also ein System von Brüchen am Rand des Gebirges, Staffelbrüche.

Am einfachsten ist das Profil durch den südlichen Teil des Lozerner Reviers, von der oberen Lintavy durch Spalenisko und Volhovisko nach U Čtírech Bučkov. Wie ich hier durch mehrfache Messungen konstatieren konnte, findet sich hier in allen Teilen des Profils ein vollkommen regelmäßiger Bau. Aber gerade dieses Profil läßt auch die Möglichkeit einer anderen Deutung der Tektonik zu, die mit der der subtatrischen Zone übereinstimmen würde, nämlich die Konstruktion von Schuppen. Doch werde ich bei Besprechung der anderen Profile des in Rede stehenden Gebietes zu zeigen versuchen, daß es wohl mit den denkbar größten Schwierigkeiten verbunden wäre, wollte man den Bau des ganzen hochtatratischen Gebietes auf dieses Profil hin durch liegende, zerrissene Falten und Schuppen erklären.

Auf der oberen Lintavy gehen wir über die ziemlich steil gestellten Schichtköpfe der stark eisen- und manganhaltigen Mergelschiefer (Marientaler Schiefer) aufwärts gegen Spalenisko, wo der dunkle Ballensteiner Kalk zu Tage tritt, unter dem am Ostabhang des Berges der Quarzitzug des Spalenisko zum Vor-

schein kommt. Das Lozerner Propadle ist wieder in Kalk eingeschnitten, der an einem großen Längsbruch gegen den Quarzit des Spalenisko abschneidet, selbst aber wieder auf dem Quarzitzug des Propadle liegt. Es folgen abermals an einem Längsbruch Ballensteiner Kalk und der mächtige Quarzitzug des Volhovisko,



in den von Norden her ein Granitsporn eingreift. Der Quarzitlappen des U. Čtírech Bučkov dürfte wohl an einem Bruch abgesunken sein, was die bedeutende Mächtigkeit des südlichen Teiles des Volhovisko-Zuges erklären würde.

Das folgende Profil, dem ersten parallel in einer Entfernung von etwa 2·8 km weiter im Norden, zeigt bereits eine Komplikation im Bau des Propadlezuges.



Dieses Profil schneidet das von miozänen Konglomeraten umgebene Relikt des westlichsten Quarzitzuges (Vrski), übersetzt den normal gebauten Kalk- und Quarzitkomplex der unteren Lintavy, zeigt jedoch beim Jagdhaus Skala eine vollkommen überstürzte Lagerung der Quarzite des Lozerner Propadle über dem Ballensteiner Kalk. Der Kalk des Prični vrh weist im südlichen Teil nordöstliches Fallen auf, im westlichen und nördlichen dagegen das normale nordwestliche Fallen. Im Profil kommt noch das inverse Fallen des südlichen Teiles zur Geltung.

Der nördliche Teil des mesozoischen Außenrandes zwischen Apfelsbach und Pernek erscheint stark verschmälert und läßt auch keine besonderen Komplikationen erkennen. (Vergleiche das Profil auf Seite 42, Fig. 9). Im Westen tritt der letzte Ausläufer des Volhovisko-Zuges auf dem Gipfel des Kaniovske hervor, an einem Längsbruch schließt sich gegen Osten der nächste Schichtkomplex Schiefer und Kalk der Hrabnik und des Hexturn und darunter der östlichste der Quarzitzüge, der der Kasparova, mit nordwestlichen Fallen an. Die Unterlage bildet Phyllit, der hier mit bedeutender Neigung (bis 60°) genau nach Norden einfällt.

Außerordentlich kompliziert sind die tektonischen Verhältnisse auf Prični vrh und dem angrenzenden Teil der Hutjen von Apfelsbach. Leider ist der erstere überall dicht bewaldet und die letzteren bilden ein ausgedehntes Weideland, in dem nur sehr geringe und unverlässliche oberflächliche Aufschlüsse zu finden sind. Ich will versuchen, in ganz schematischer Weise mehrere Profile durch beide Gebiete zu kombinieren und so eine Vorstellung von dem Verlauf der wichtigsten Bruchlinien zu ermöglichen. Schematisch muß ich diese Profile deswegen nennen, weil mir nur spärliche Messungen zu Gebote stehen und die Profile nur durch Konstruktion und nicht in der Natur selbst zu gewinnen sind, doch sind die wenigen Anhaltspunkte um so genauer beobachtet.

Die beiden obigen Profile sind parallel dem Haupttal der Hutjen gezogen von SW. nach NO. Das Haupttal selbst entspricht, wie aus der Karte und den Profilen hervorgeht, einer seitlichen Verschiebungslinie, einem Blatt im Sinne von Suess. Die von einem Profil zum anderen gezogenen punktierten Linien

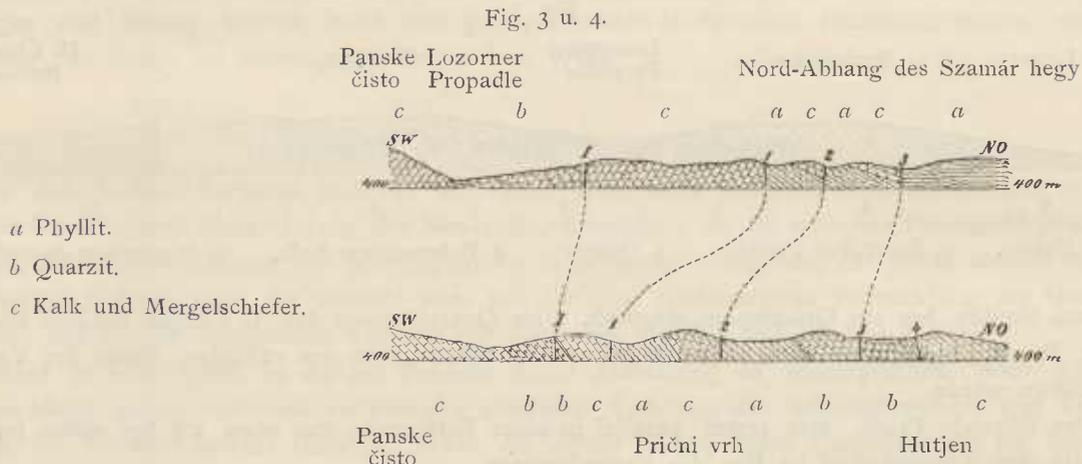
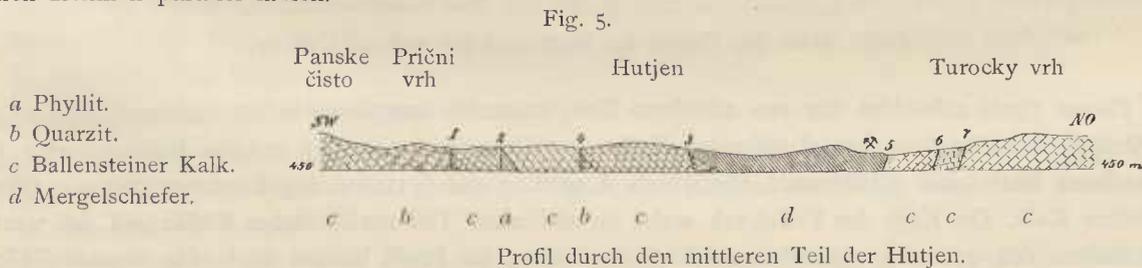


Fig. 3. Profil durch den NW-Abhang des Szamár hegy. Fig. 4. Profil durch den südlichen Teil des Hutjen.

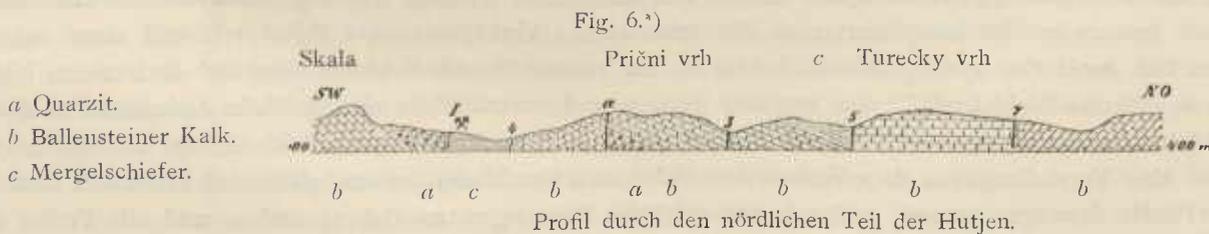
verbinden die entsprechenden Schichtglieder, welche durch die Blattverschiebung aus dem Zusammenhang gerissen wurden.

Die Kalke liegen direkt auf den Phylliten, da die Quarzite in der Mitte der beiden Profile fehlen. Sie keilen auf beiden Seiten aus, sowohl auf Szamár hegy wie auf Prični vrh. Die Phyllite verschwinden auf dem letztgenannten Berge rasch unter dem Kalk. Die Erklärung hierfür liefert die Konvergenz der Brüche 1, 2 und 3 untereinander und gegen I, den großen Längsbruch des Propadle.

An die beiden letzten Profile schließen sich unmittelbar die beiden folgenden, die untereinander und mit jenen ziemlich parallel laufen.



In dem Profil Fig. 5 ist der Bruch I bereits verschwunden. Die Stelle, wo er den großen Propadlebruch (I) trifft, liegt südlich vom Profil, in der Nähe der Kalköfen des Prični vrh. Die Brüche 2 und 4 rücken schon bedeutend näher aneinander und an I heran. Die Kalke des Turecki vrh scheinen bereits nicht mehr so arg zertrümmert zu sein und dürften in einem wenig gestörten Zug zum Hexturn hinüberstreichen, wo wir wieder das normale nordwestliche Fallen beobachten können.



*) In Figur 6 sind die oberliasischen Mergelschiefer zwischen Prični vrh und Turecky vrh irrtümlicher Weise mit der Schraffierung des Phyllites eingezeichnet.

In diesem Profil kommt von den »sichtbaren« Brüchen nur noch 4 vor. Zwischen diesem und dem Propadlebruch liegt eingesunken eine Partie stark manganhaltiger Schiefer, die hier abgebaut werden. Es ist derselbe Schiefer wie auf der Höhe des Hutjen. Diese beiden Mangangruben geben im Verein mit zwei kleinen Felspartien auf Prični vrh und Turecki vrh die einzigen Punkte, an denen das Streichen und Verflachen der Schichten zu beobachten ist.

Die Brüche I, ferner 1, 2 und 4 sind sicher vorhanden, bedingen auch wahrscheinlich alle Verschiedenheiten im Streichen und Fallen der von ihnen eingeschlossenen Gesteinspartien.

Es ist nun wohl im Hinblick auf die Zerstückelung dieses Gebietes auch anzunehmen, daß das Gebiet der eigentlichen Hutjen und des Turecki vrh ebenfalls noch von Brüchen durchzogen, ja, wenn der Ausdruck gestattet ist, durchschwärmt wird. Die Fallrichtung in der Mangangrube auf der Hutje ist NO. mit leichter Neigung nach O., etwa 1 km nördlich davon jedoch SO. (gemessen an einem kleinen Felsvorsprung im Nordwestausläufer des Turecki vrh). Beide Richtungen stehen in einem dem rechten sehr genäherten spitzen Winkel zusammen, die Richtungen des Schichtstreichens dementsprechend im stumpfen Winkel. Es müssen demnach auch zwischen diesen beiden Punkten Störungen durchlaufen. Ich habe angenommen, daß der Turecki vrh schon teilweise aus dem Wirkungskreis dieser Störungen hinausgerückt ist. Die beiden gemessenen Punkte fallen aber sicherlich noch diesem zu. Es dürfte daher östlich von ihnen abermals eine unsichtbare Störungslinie, ein Längsbruch durchlaufen, welcher das östliche Gebiet von dem total zerstückelten westlichen trennt. Diese letztere hypothetische Bruchlinie habe ich mit 7 bezeichnet; zwischen 7 und 4 liegen die gleichfalls hypothetischen Bruchlinien 3, 5 und 6. Die Linie 5 verläuft sicher zwischen den beiden oben genannten gemessenen Stellen hindurch und ist somit weniger schematisch als 3 und 6. Das beigegebene Kärtchen bringt den Verlauf der »sichtbaren« sowie der hypothetischen und schematischen Bruchlinien zum Ausdruck, doch sind diese gewiß nicht die einzigen, vielmehr müssen in diese Region ärgster Zerstückelung noch zahlreiche andere kleinere und größere Brüche hindurchlaufen, die nur nicht zu konstatieren sind, da die Aufschlüsse jeder Bemühung, genauere Details herauszufinden, spotten.

Sehr lehrreich ist auch das Profil parallel dem Längsbruch des Lozerner Propadle (I) durch den Kalk des Prični vrh.

Fig. 7.

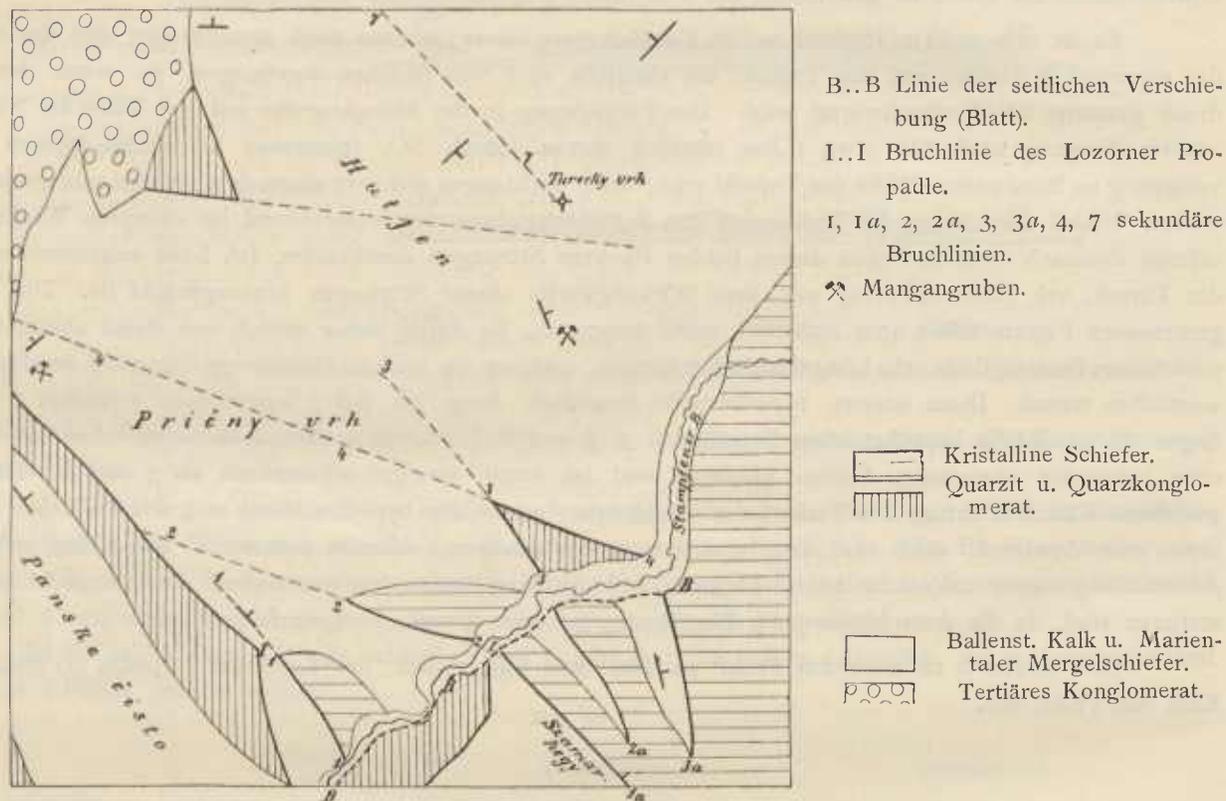


Im Haupttal der Hutjen schneidet das Profil die große Blattverschiebung sowie südöstlich davon die Hauptmasse des Propadle-Quarzitzuges, die durch die Blattverschiebung entzweigerissen wird. In der Richtung des Profils nach NW. fortschreitend, gehen wir anfangs den Schichtköpfen des hier NO. fallenden Ballensteiner Kalkes entlang; sie zeigen somit im Profil keinerlei Steigung, das Fallen ist gegen die Zeichenfläche, also nach hinten gerichtet. Bald hinter den Kalkköfen treffen wir den Bruch 2, der schräg durch das Profil hindurchsetzt. Wahrscheinlich ruft er auch eine Änderung im Schichtstreichen hervor, was ich im Profil durch eine Neigung der Schichten jenseits des Bruches schematisch angedeutet habe. Gleichfalls schematisch ist der nächste Bruch. Über den Ballensteiner Kalken folgen im Tal am Nordwestende des Profils die manganhaltigen Mergelschiefer. Der Propadle-Quarzitzug verschwindet zwischen Skala und Lipy unter der Bedeckung von miozänen Konglomeraten. Damit verschwindet auch der große Längsbruch I.

Nachfolgende Skizze stellt die durch die Profile Fig. 3—7 erläuterte Tektonik der Hutjen und ihrer nächsten Umgebung im Kartenbilde dar. Dieses kleine Gebiet liegt mitten in einem sonst äußerst regelmäßig gebauten Gebirge und die Betrachtung der Karte allein, zeigt schon auf den ersten Blick, daß wir uns hier in einem außerordentlich heftig gestörten Gebirgstheil befinden.

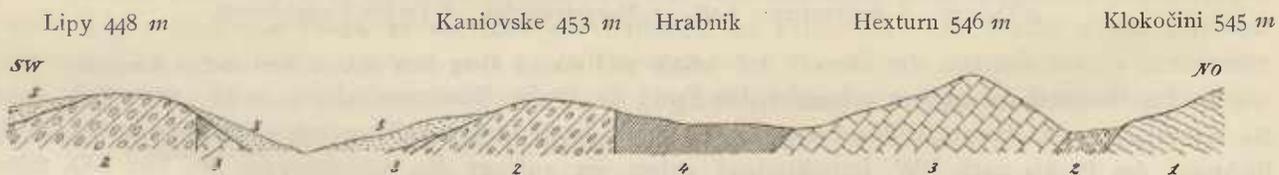
Fig. 8.

Tektonische Kartenskizze der Hutjen 1:25.000.



Nördlich vom Turecky vrh treffen wir wieder auf weniger komplizierte Verhältnisse, wie ein Profil durch die Berge südlich von Pernek ergibt (Fig. 9). Die Gegend der Hutjen steht somit in der Tat völlig isoliert als ein Gebiet abnormer Zerstückelung da.

Fig. 9.



Profil durch die Pernecker Hrabnik.

1. Phyllit. 2. Quarzit. 3. Ballensteiner Kalk. 4. Mergelschiefer. 5. Tertiär-Konglomerat.

In Bezug auf ein Profil von Szamárhegy zum Gaisrückten muß ich bemerken, daß an der einzigen Stelle, wo eine Messung möglich ist, unmittelbar auf dem scharfen Kamm des Gaisrückens selbst, die Schichten des Ballensteiner Kalkes nach Norden geneigt sind, während die Quarzite bei den »Drei Bründeln« nordöstlich verlaufen. Doch glaube ich, daß diese Verhältnisse nicht genügen, ein Einfallen der Kalke unter die Quarzite zu rechtfertigen; denn es ist sehr leicht möglich, daß die gemessene, außer-

ordentlich exponierte Kalkpartie infolge einer unbedeutenden Rutschung oder auch einer kleinen Verwerfung ihre Lage geändert habe. Jedenfalls sind die Quarzite oder besser Sandsteine normal das Liegende, die Kalke das Hangende.

Tektonische Verhältnisse des Ballensteiner Reviers.

Wir konnten im Lozorn-Perneker Gebirge ein allgemeines Streichen der Schichten in nordnord-östlicher und nordöstlicher Richtung konstatieren. Wie aber bereits im vorhergehenden mehrfach erwähnt, brechen sämtliche Gesteinszüge dieses Gebirges auf der Linie Hrabnik-Košariska ab; südlich von dieser Linie, im ganzen Ballensteiner Revier, herrscht durchwegs ein rein ostwestliches Streichen, im nördlichen Teil mit Nordfallen der Schichten, im südlichen Teil steiles Einfallen der Kalke und Quarzite nach Süden.

Ob an der Hrabnik-Košariskalinie eine seitliche Verschiebung statt gefunden hat, läßt sich nicht mit Sicherheit konstatieren, doch machen es die Verhältnisse wahrscheinlich. Die südliche Grenze des Reviers, das Ballensteiner Tal, entspricht einer ganz bedeutenden Zerreißungslinie, wir haben es hier ähnlich wie im Haupttal der Hutjen, doch in weitaus größerem Maßstabe mit einer Blattverschiebung zu tun, an welcher die südliche Partie, die Masse des Szántoberges gegen Westen vorgeschoben wurde, ohne daß damit eine Verwerfung von besonderer Sprunghöhe verbunden wäre.

Ein Netz bedeutender Bruchlinien durchzieht das ganze Revier, eine Hauptbruchlinie verläuft in ost-westlicher Richtung beiläufig in der Mitte durch; der nördlich davon gelegene Teil des Ballensteiner Reviers zeigt einen weniger gestörten, regelmäßigeren Bau als der südliche, der gleich dem Zug des Lozorer Propadle überstürzte Lagerung der Quarzite über den Kalken aufweist. Querstörungen bedingen eine Zerreißung des Gebirges und seitliche Verschiebung der einzelnen Partien, wie wir sie am Verlaufe der Quarzitzüge konstatieren können.

Gleich dem Gebiet des Spalenisko und der oberen Lintavy bietet das Ballensteiner Revier die denkbar ungünstigsten Aufschlüsse. Nördlich der Troubska cesta findet sich nur selten ab und zu ein kleiner loser Stein auf dem von üppiger Waldvegetation bedecktem Gebirge, trotzdem aber kann ich versichern, daß die kartographische Einzeichnung der einzelnen Gesteinszüge nichts weniger als schematisch ist, denn gerade dieses Gebiet wurde mit der größten Genauigkeit aufgenommen und bei emsigem Suchen gelingt es schließlich doch am Fuß der riesigen Buchen einige kleine, verwitterte Steinchen aufzufinden oder in dem lehmigen Gehänge der Bachrursen Gehängeschutt oder Bachgerölle auszugraben. Die randlichen Partien des Reviers zeigen dagegen die herrlichsten Aufschlüsse. Die Grenzen mögen ja in einigen Fällen nicht ganz der Wirklichkeit entsprechen; ihren Verlauf ohne künstlich zum Zweck der Kartierung gemachte Aufschlüsse genau festzustellen, ist in der Mehrzahl der Fälle nicht möglich. Bei etwaigen Abweichungen aber mag es sich wohl um geringfügige Differenzen handeln, die auf unsere Betrachtung nicht störend einwirken können.

Fig. 10.



Profil durch das Ballensteiner Revier.

1. Granit. 2. Quarzit. 3. Ballensteiner Kalk. 4. Mergelschiefer.

Über dem Quarzitzug des Kamenec folgen ziemlich steil nach Norden fallend erst die Ballensteiner Kalke, dann die stellenweise etwas sandigtonigen Marientaler Schiefer der Hrabnik. Der ganze Komplex bricht nach Süden an einer Linie, welcher der größte Teil des Vapenični jarek folgt, ab und es folgen wieder, aber mit bedeutend steilerem Fallen die Ballensteiner Kalke des Vrchne čisto, wechsellagernd mit Marientaler Schiefen. Die Wechsellagerung ist in dem tiefeingeschnittenen Bachbett des obern Vapenični jarek südwestlich unter dem Gipfel des Vrchne čisto gut zu beobachten.

Der am Rand des Bacheinschnittes liegende, große Quarzitblock stammt aus dem Zuge des Kamenec. Wenige Schritte talaufwärts von dieser Stelle treffen wir eine kleine Wandstufe am steilen Nordgehänge des Kožlisko, an der ein außerordentlich steiles Einfallen der Kalke gegen Süden zu beobachten

Fig. 11.



Aufschluß im Bachbett des obersten Vapenični jarek.

a Schiefrige Kalke. *b* Dunkle Kalkbänke mit Crinoiden. *c* Grauschwarze Mergelschiefer.

ist. Zwischen den beiden eben erwähnten Stellen läuft die Hauptbruchlinie des Ballensteiner Reviers durch. Von da ab nach Süden bleibt das Einfallen der Schichten immer südlich. Es folgen auf die Kalke des Kožlisko die Quarzite des Stare hajne, die an ihrem Südrand wieder an einer Bruchlinie gegen den Ballensteiner Kalk- und Quarzitzug abschneiden.

Dieser letztere grenzt an der seitlichen Verschiebung des Ballensteiner Tales an den Granit des kristallinen Spornes von Kupferhammer, welchen der Stampfener Bach aus seinem orographischen Zusammenhang mit denen des Hajduk und Strmina losgetrennt hat.

Der Volavec selbst wird gebildet von mäßig steil nach SW. und S. fallenden Mergelschiefern. Knapp hinter den letzten Häusern trifft man noch auf eine kleine Partie von Permquarzit, worüber die kalkigen und quarzitären Sandsteine des Unterlias bis zur Troubska cesta folgen. Auf dem Rücken des Kožlisko ist noch der schmale westliche Ausläufer des Starc hajne-Quarzites zu finden, der dann unter dem Kalk verschwindet, aller Wahrscheinlichkeit nach an einer Bruchlinie. Auf dem Kalk des Kožlisko steht die Ruine Ballenstein, und zwar wieder oberhalb der Bruchlinie

Tektonisch am interessantesten ist die Gegend des Ostrovec und der Košariska.

In der Quarzitmasse des Ostrovec erkennt man, wie schon im stratigraphischen Teil hervorgehoben, das Eingreifen der dem Streichen des ganzen Gebirges folgenden Störungslinien des Lozorn-Perneker Gebietes. Die nach Norden in den Ostrovecgraben vorgeschobene Partie des Quarzits scheint in der direkten Fortsetzung des Zuges des Lozorn Propadle zu liegen, in der am Ostabhang des Vrchne žisto hinaufziehenden Partie dagegen ist das Ostweststreichen des Ballensteiner Reviers deutlich ausgeprägt.

Die südlichste Spitze der Ostrovecmasse ist abgerissen und steht als massiger Eckpfeiler an der scharfen Biegung des Ballensteiner Propadle, gegenüber dem Südwestabhang des Okopanec.

Zwischen die Kalke des Volkovisko und Okopanec schaltet sich ein schmaler Quarzitstreifen ein, der östlich mit dem Volkoviskozug zusammenhängt und westlich bis zum Abbruch des Propadle und Ostroveczuges reicht. Er ist offenbar beiderseits im Süden wie im Norden durch Brüche begrenzt und fällt mit der großen Bruchlinie von Košariska zusammen.

Die nördliche Grenze des Reviers wird gebildet von einer Reihe unregelmäßig verlaufender Verwerfungen, die zwischen Hrabnik und der oberen Lintavy durchziehen, die Züge des Spalenisko und des Lozorn Propadle im Süden scharf abschneiden und in der Umgebung von Košariska jenen schmalen Quarzitzug zu Tage treten lassen. Am weitesten im Norden verläuft die Bruchlinie der Hrabnik, die noch in die Abhänge des Spalenisko hinaufreicht. Die beiden vorgenannten Züge in der Umsäumung des Lozorn Propadle reichen über die Hrabniklinie ziemlich weit nach Süden hinaus. Die Bruchlinie von Košariska scheint gegen Osten weiter zu gehen und die südöstliche Grenze des Volkovisko bis Čtírech Bučkov zu bilden.

Parallel mit den einzelnen Abschnitten dieser nördlichen Begrenzungslinie gehen die weiteren Bruchlinien des Reviers. Sie stehen senkrecht zu den großen Längsbrüchen des nördlichen Gebietes, sind aber trotzdem als Längsbrüche anzusehen, da sie dem Streichen dieses fast um 90° gedrehten Gebirgs- teiles folgen.

Die nächsten Brüche sind jene, welche die Quarzitmassen des Kamenec auf der Strecke Vapenični jarek—Vrchne čisto und des Ostrovec bis an das Ballensteiner Propadle begrenzen. Quer durch das obere Vapenični jarek zieht der hypothetische große Hauptbruch. Diese Bruchlinie scheint am Stamm des Vrchne čisto abgeschnitten zu sein von einem Querbruch, von dem weiter unten die Rede sein wird, und sich erst weiter südlich bis in das Ballensteiner Propadle fortzusetzen, das sie an der scharfen Biegung beiläufig in der Mitte trifft.

In dem Profil durch den Volavec erscheint ein weiterer Längsbruch, unter dem der westlich vom Stare hajne-Quarzit auslaufende Sporn begraben liegt. Die Masse des Stare hajne und die Ballensteiner Quarzitmasse sind gleichfalls im Süden durch Brüche abgeschnitten.

Der Quarzit des Ostrovec ist gegen Osten durch eine querverlaufende Bruchlinie begrenzt, ebenso die Massen des Stare hajne und die von Ballenstein. Die Kalke des Ballensteiner Propadle liegen in einem querverlaufenden Grabenbruch und sind an mehreren Stellen (Kupferhammer) deutlich am Granit nach unten geschleppt, was auf eine nachträgliche Senkung des Granits hindeutet.

Die wichtigste Querstörung verläuft zwischen den Quarzitmassen des Kamenec und Ostrovec hindurch. Sie ist mit einer Zerreißung und seitlichen Verschiebung des Ballensteiner Reviers verbunden, indem der östliche Teil in südlicher und östlicher Richtung verschoben erscheint. Demnach findet die südliche Grenzbruchlinie des Kameneczuges ihre Fortsetzung in der südlichen Bruchgrenze des Ostrovec; die große hypothetische Längsstörung erscheint gleichfalls nach Süden verschoben; sie trifft den Quarzit des Ostrovec und trennt von ihm jene kleine Felspartie ab, welche den Eckpfeiler der mehrfach erwähnten scharfen Biegung des Ballensteiner Propadle bildet. Wie dieser Pfeiler von der Hauptmasse losgerissen und nach Osten geschoben ist, so ist auch die ganze Ostrovecmasse von der des Kamenec abgetrennt und nach Osten abgesunken, respektive jene des Kamenec nach Westen gedrängt worden. In der Fortsetzung der großen Querstörung liegt die westliche Begrenzungslinie der Stare hajne-Masse und jener von Ballenstein. An einer kleinen Längsstörung kommt westlich von dieser letzteren im Volavec noch eine kleine Partie von Quarzit zum Vorschein.

Die Kalke des Ballensteiner Propadle finden ihre Fortsetzung in der kleinen Kalkpartie am Nordabhang des Szánto hegy zwischen Phylliten und den Sandsteinen, die Schiefer des Volavec in den Kalken, Mergelschiefern und Umbraschiefern, die westlich an diese permischen Sandsteine und Quarzite angrenzen. Der Quarzit selbst liegt in der Fortsetzung der Ballensteiner Masse und nach diesen Beobachtungen ist es möglich, die Ausdehnung der seitlichen Verschiebung im Ballensteiner Tal zu ermitteln. Die direkte Messung ergibt beiläufig $1\frac{1}{3}$ km.

Tektonische Verhältnisse südlich von Ballenstein.

Auf dem Kamme des Szántoberges schneiden die Quarzite, Kalke und Mergelschiefer an einem Bruche ab und es folgen die Schiefer des Mariental-Bisternitzer Zuges, dessen südlichster Punkt der Kalkgipfel des Holy vrh ist.

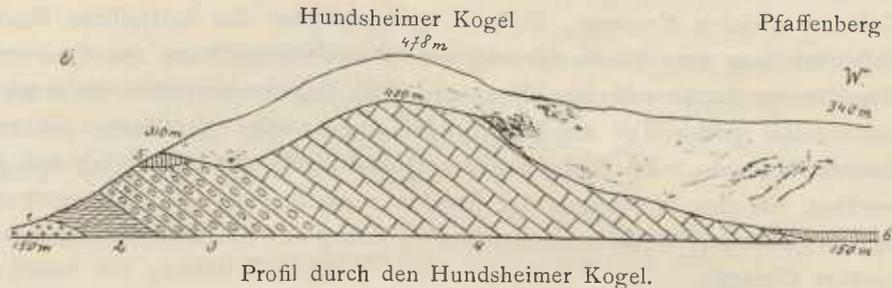
Über diesen Zug ist nicht viel zu sagen. Die Grenze gegen das kristalline Grundgebirge ist wenigstens im nördlichen Teil eine Überschiebungslinie. Im Bachbett oberhalb des großen Schieferbruches sieht man deutlich die bergwärts einfallenden Phyllite über den gleichfalls gegen das Gebirge fallenden Marientaler Schiefer liegen.

Gegen Süden zeigen sich immer mehr die dickeren Bänke des Ballensteiner Kalkes mit den Schiefer durch Wechsellagerung verbunden. Am südlichen Ende überwiegt der Kalk.

So komplizierte Verhältnisse das Gebirge nördlich von Ballenstein aufweist, so einfach erscheint der südliche Teil, der Thebener Kobel, und noch weiter im Süden die Hainburger Berge in bezug auf ihre Tektonik.

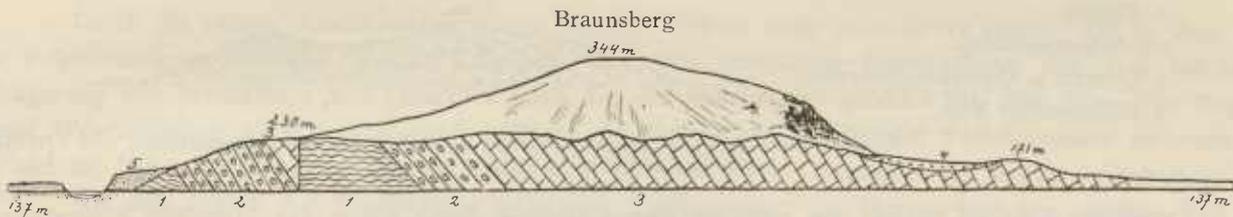
Fig. 15.

1. Granit.
2. Biolit-Gneiß-Phyllit.
3. Quarzit.
4. Ballensteiner Kalk u. Dolomit.
5. Miozäner Bryozoenkalk.
6. Schotter.



Profil durch den Hundsheimer Kogel.

Fig. 16.



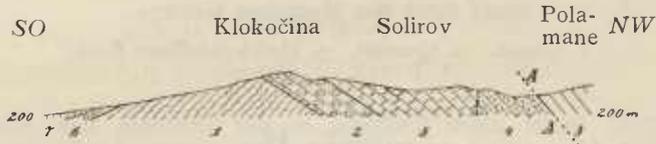
Profil durch den Braunsberg.

1. Biolit-Gneiß-Phyllit.
2. Quarzit.
3. Ballensteiner Kalk.
4. Löß.
5. Donau-Schotter.

Die tektonischen Verhältnisse des Pila-Nußdorfzuges und des Modreiner Gebirges.

Der mächtige Zug der Ribnikarka und des Klokočini schließt sich vollkommen der nordwestlichen subtatrischen Zone an. Er besteht aus einem einheitlichen, mäßig steil nordwestlich fallenden Komplex von Kalken und Quarziten und scheint größtenteils von der Trias des östlichen Visoka-Geldekzuges am Rande des subtatrischen Gebietes überschoben zu sein. Jener Randbruch, der den kristallinen Aufbruch von Glashütten gegen SO. abgrenzt, setzt sich in nordöstlicher Richtung bis in das obere Fischereital fort und trennt im Bereich der hochtatrischen Zone die Ballensteiner Kalke des Klokočini von den Crinoidenkalken von Solirov.

Fig. 17.



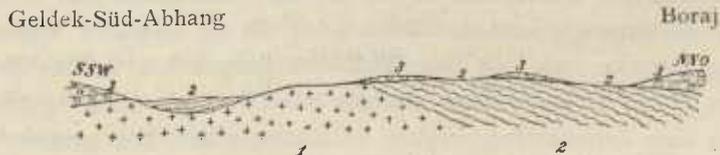
Profil durch den Pila-Nußdorf-Zug bei Solirov.

1. Phyllit.
2. Quarzit.
3. Triaskalk des Visoka-Geldek-Zuges.
4. Unterlias: Crinoidkalken von Solirov.
5. Ballensteiner Kalk.
6. Tertiär-Konglomerat.
7. Diluvium.

Besonderes Interesse beansprucht die Gegend von Glashütten, wo die Überschiebung der subtatrischen Zone über die hochtatrische am besten zum Ausdruck kommt. Die Permquarzite am Ostabhang des Geldek standen offenbar früher in unmittelbarem Zusammenhang mit denen der Boraj und bildeten eine

Fig. 18.

1. Granit.
2. Phyllit.
3. Quarzit.



Profil durch den kristallinen Aufbruch von Glashütten.

hochgewölbte Decke über den Phylliten und Graniten von Glashütten. Über ihnen liegen die liasischen Kalke in gleicher Neigung. Daß die Quarzite über den kristallinen Stock hinüberstrichen, läßt sich mit Sicherheit aus dem Vorhandensein von Denudationsrelikten des Quarzits auf den höchsten Punkten der Glashüttener Bucht erkennen. Über dem Lias liegen unmittelbar die mitteltriadischen Kalke des Geldek.

Der größte Teil des Pila-Nußdorf-Zuges zeigt gar keine erwähnenswerten Komplikationen seines inneren Aufbaues. Die Isolierung der Quarzitpartie des Glatz und Spiegelberges ist, wie schon eingangs erwähnt, nur den Wirkungen der Erosion zuzuschreiben. Ich gebe im Folgenden ein Detailprofil durch die beiden genannten Gipfel und verweise in Bezug auf die Arkosesandsteine des Spiegelberges auf das Seite 9 darüber Gesagte.

Fig. 19.

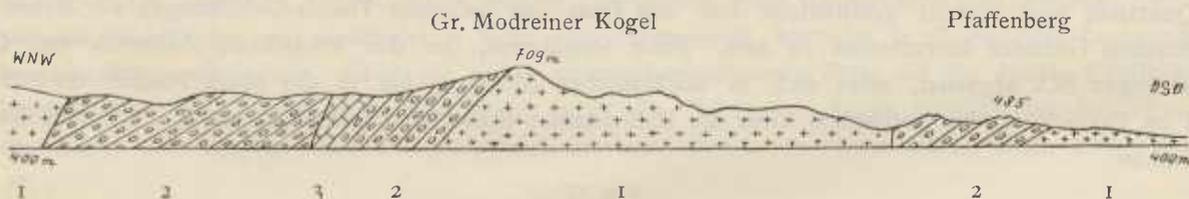


Profil durch die isolierte Quarzitpartie zwischen Schattmannsdorfertal und Ottental.

Nunmehr folgt als Grenze des östlichen permoliasischen Zuges gegen das kristalline Zentralmassiv eine Reihe von Brüchen, an denen ein treppenförmiges Absinken des östlichen Gebirgsrandes gegen den Kern zu beobachten ist. Diese Brüche treten auf der geologischen Karte mit aller Schärfe und Deutlichkeit hervor.

Über den Verlauf des großen Modreiner Quarzituges habe ich schon im stratigraphischen Teil so eingehend gesprochen, daß es überflüssig ist, hier noch viel zu sagen.

Fig. 20.



Profil durch das Modreiner Gebirge.

1. Granit. 2. Quarzit. 3. Halbkristalliner Kalk.

Das vorliegende Profil bietet einen Einblick in der Tektonik des Modreiner Gebirges. Ob der schmale Kalkzug westlich vom Modreiner Kogel einer Einfaltung im Quarzit oder dem Absinken an einem Längsbruche seine Erhaltung verdankt, ist wohl nicht bestimmt anzugeben, zumal die tektonischen Verhältnisse des östlichen permo-mesozoischen Zuges wegen seiner geringer Breite nirgends einer direkten Beobachtung zugänglich sind. Bloß im Modreiner Gebirge kommt es, wie im Profil ersichtlich, zu einer teilweisen Wiederholung der Schichtfolge.

Randbrüche der Kleinen Karpaten.

Die Grenzen des Gebirges gegen die oberungarische Tiefebene werden durchwegs von Brüchen gebildet. Die an mehreren Stellen tief in das Gebirge einschneidenden Buchten scheinen gleichfalls auf Absinken randlicher Gebirgstteile zurückzuführen sein. Es ist dies sehr begreiflich, wenn man bedenkt, daß auf eine so lange Strecke, wie von den Wolfstaler Bergen bis an die Nordgrenze der Kleinen Karpaten der abgesunkene Flügel nicht an einer einzigen scharfen Linie nieder gebrochen ist, sondern daß der Rand des Gebirges als eine Zersplitterungsregion aufzufassen ist. Die großen Buchten am Rand der Kleinen Karpaten sind beim Absinken des östlichen Gebirgstelles dadurch entstanden, daß die ihnen entsprechenden

Massen mitgerissen wurden und gleichfalls in die Tiefe sanken. Dazu gehören vor allem die weiten Buchten von Czail (Zeila) und Limbach.

Der Westrand der Kleinen Karpaten ist von den Strandbildungen des Miozänmeeres überkleidet; doch habe ich schon früher hervorgehoben, daß wir es auch hier mit einer durch Verwerfungen bedingten Grenze zu tun haben, die mit dem Niederbruch des inneralpinen Wiener Beckens in direktem Zusammenhange stehen. Als Senkungsgebiet wurde bereits die große Bucht von Blumenau erwähnt, zu welcher auch der Kessel von Neuhof zu rechnen ist.

Der Spitzerberg bei Prellenkirchen repräsentiert sich in seiner allseitigen Abgeschiedenheit als ein Horst. Er bildet den südlichsten Punkt des ganzen Gebirges.

Zusammenfassung.

Durch die obigen Ausführungen glaube ich den Beweis dafür erbracht zu haben, daß in dem von mir aufgenommenen Teil der Kleinen Karpaten über dem kristallinen Grundgebirge sich eine mächtige Ablagerung von Sandsteinen und Quarziten nach Art der Sandwüsten gebildet hat, daß ferner der Beginn dieser Wüstenbildung nach der allgemein gültigen Anschauung in die Zeit der Permformation zu verlegen ist und die Wüste während der ganzen Perm- und Triaszeit ihren Charakter als solche beibehalten hat.

Mit dem Schluß der Triasperiode findet eine Transgression des Meeres über den größten Teil des Gebirges statt, die Sedimente dieses liasischen Meeres bedecken die Sandablagerungen der permisch-triadischen Wüste. Es sind durchwegs kalkige und tonige Ablagerungen, die uns aus der Zeit des Lias und vielleicht auch des Jura entgegenreten. Sie liegen konkordant auf den Quarziten und zeichnen sich durch außerordentliche Einförmigkeit ihrer Entwicklung aus. Sicher vertreten sind der untere Lias in Form der Grestener Schichten, der mittlere Lias in Form des Ballensteiner Kalkes und der obere Lias als Marientaler Schiefer.

Im wesentlichen entsprechen diese Verhältnisse vollkommen jenen im hochtatriscen Gebiet der Hohen Tatra, wodurch die Übertragung des Begriffes »hochtatrisc Entwicklung« auf die Kleinen Karpaten gerechtfertigt erscheint.

Entgegen den tektonischen Verhältnissen der Hohen Tatra sowie des nordwestlichen, subtatriscen Gebietes der Kleinen Karpaten, die durch liegende Falten und Schuppen charakterisiert sind, finden wir den Bau der hochtatriscen Zone in den Kleinen Karpaten ausschließlich von Brüchen beherrscht.

II. Teil.

Die nördliche Hälfte der Kleinen Karpaten samt dem Weißen Gebirge.

Von

Hermann Vettors.

Begrenzung und Einteilung.

Eine vom Orte Pernck am Westrande der Kleinen Karpaten schräg über das Gebirge nach Ober-Nußdorf gezogene gedachte Linie bildet ungefähr die Südgrenze des hier zu besprechenden Gebietes.

Es umfaßt folgende von den früheren Autoren unterschiedene Teile:

1. Den Pernck-Losoncer Kalkzug, samt den Kalkbergen von Szomolány.
2. Den Zug der roten Sandsteine und Melaphyre.
3. Das Weiße Gebirge.

Diese Gruppen sind orographisch deutlich ausgeprägt, fallen aber nur teilweise mit der geologischen Gliederung zusammen. Wir werden die geologisch-tektonische Einteilung im Verlaufe der Arbeit näher kennen lernen und greifen nur einige Grundzüge im vorhinein heraus.

Von den beiden Gebieten faziell verschiedener Ausbildung des Mesozoikums, die man auch in den Kleinen Karpaten sowie in anderen Kerngebirgen unterscheiden kann, gehört das ganze subtatrische Gebiet sowie die nördliche Randzone des hochtatrischen, die noch im Pernek-Losoncerzuge liegt, zu dem nach der angegebenen Weise abgegrenzten nördlichen Teile.

Es zerfällt somit der Pernek-Losoncerzug einerseits geologisch in zwei Zonen, andererseits gehören wieder die Zone der roten Sandsteine und das Weiße Gebirge in geologischer Hinsicht zusammen, so daß wir folgende Faziesgebiete unterscheiden können.

1. Das hochtatrische Randgebiet,
2. das innere subtatrische Gebiet, die zusammen den Pernek-Losoncerzug bilden und
3. das äußere subtatrische Gebiet.

Die langgestreckten Kalkkämme, welche die Sandsteinzone mit ihren niederen Kuppen beiderseits umranden, die sich von den runderen und flacheren Urgebirgsbergen des südlichen Teiles, sowie von den Dolomithügeln des nördlichen Weißen Gebirges scharf abheben, sind das orographisch Bezeichnende dieses Teiles. Sie enthalten auch die höchsten Berge des ganzen Gebirges, wie z. B. die Visoka (754 *m*), die sich selbst von einer Entfernung wie Wien betrachtet, als scharfmarkierte Spitze von der flach verlaufenden Linie des Gebirgsrückens deutlich abhebt, wie ferner der Rachsturn (748 *m*), der Wetterling (724 *m*), der Zarubi (761 *m*), die Havranica (737 *m*) u. s. w. Wie in allen Kerngebirgen liegt aber auch hier die Massenerhebung im kristallinen Grundgebirge, die höchsten Gipfel jedoch fallen in die sedimentäre Randzone, in die geschichteten Kalke, welche der Denudation einen bedeutenden Widerstand zu leisten vermögen.

Grundgebirge.

Wie ein Blick auf die Karte zeigt, fällt nur ein kleines Stück des Grundgebirges noch in den hier zu besprechenden Teil. Im subtatrischen Gebiete reicht die Auffaltung nirgends soweit, auch das Grundgebirge noch hervorreten zu lassen. Somit kommen die kristallinen Bildungen für den nördlichen Teil rein nur als Unterlage der schmalen hochtatrischen Grenzzone in Betracht.

Als solche ist vor allem die große nördliche Granitmasse zu nennen, die von der Baba nordwärts reicht und die vom Neubachtale angefangen in einem weiten Bogen bis zum Schattmannsdorfer Tal die Südgrenze und Unterlage des Pernek-Losoncerzuges bildet.

Der Granit ist vorwiegend grauer oder roter, mittel- bis feinkörniger Biotitgranit, seltener Muskovitgranit und dann von etwas gröberem Korn. In unmittelbarem Zusammenhange damit steht, wenn auch die Verbindungsstelle nur ganz schmal ist, der dreiseitig begrenzte Urgebirgsaufbruch von Glashütten an der Ostseite des Geldek. Auch er besteht aus Granit so wie die Hauptmasse, nur an der Südostseite des Dreieckes, ist ein Streifen dunkler Phyllite zu finden, auf denen noch einzelne Denudationsreste des Perm-Sandsteines lagern.

In größerer Ausdehnung stehen die dunklen Quarzphyllite weiter südlich an, wo sie die nördliche Granitmasse von der großen Preßburg-St. Georgner trennen und vom Neubachtale bis Pernek teils unmittelbar, teils (vom Schwarzbachtal südwärts) unter Einschaltung einer schmalen Zone quarzarmen Amphibol-Diorits mit langstengeligen grünen Hornblendesäulchen, die Unterlage des Pernek-Losoncerzuges bilden.

Das Streichen der Phyllite ist im allgemeinen O.—W. und das Fallen bald N. bald S., im Gegensatz zum SW.—NO.-Streichen der jüngeren Ablagerungen der permisch-mesozoischen Schichtreihe.

Da eine eingehendere Beschreibung des Grundgebirges im ersten Teile dieser Arbeit gegeben ist, kann ich mich füglich mit dem Hinweis auf das dort Gesagte begnügen und will nur noch die Eisen- und

Mangananreicherung¹⁾ in der kleinen Phyllitpartie am Ostri vñ erwähnen, wo übrigens auch Spuren von Gneis zu finden sind, wahrscheinlich kleine linsenförmige Vorkommnisse.

Das Fallen konnte in dieser Partie mit 40° gegen Osten gemessen werden.

Ferner sei noch auf ein interessantes Vorkommen sogenannter Porphyroide hingewiesen, die südlich vom Oberheg beim Herrenhaus in einigen losen Stücken, vermutlich eine ganz kleine im Lias-Jurakalk eingeklemmte Partie, zu finden waren. Dieses Gestein, das sonst in den Kleinen Karpaten nur an der Donauseite des Thebener Schloßberges zu finden war, hat auf den ersten Blick das Aussehen eines lichten grünlich-grauen Serizitschiefers, verrät aber im Dünnschliffe seine Porphyrnatur durch die Glaseinschlüsse und magmatische Korrosion der in der feinkörnigen, fast ganz serizitisierten Grundmasse eingeschlossenen Quarzkristalle. Ihre Kataklaststruktur gibt ferner eine Erklärung für die Metamorphose des ursprünglichen Ergußgesteines zu einem deutlich schiefrigen.

Über das Alter dieser Porphyroide läßt sich nichts sicheres sagen, jedenfalls gehören sie dem Paläozoikum an. Hier am Oberheg lagern sie unter Sandsteinen, die wohl im Zusammenhange mit den Werfener Schiefen einige Schritte weiter nördlich an der Hauptkuppe stehen.

Die Permformation.

Über dem kristallinen Grundgebirge lagert in ähnlicher Weise wie in den anderen karpatischen Kerngebirgen diskordant eine Serie größtenteils mesozoischer Schichten, deren ältestes Glied ein fester kieseliger Sandstein von roter, gelblicher bis weißer Farbe bildet. Wegen seiner Härte ward er meist kurzweg als Quarzit bezeichnet, wenn auch nur in wenigen Fällen mit voller Richtigkeit.

Kleine bis mittelgroße Quarzkörner, verbunden durch kieseliges Bindemittel, sind die Hauptbestandteile, neben denen hie und da noch geringe Spuren von weißem Glimmer vorkommen. Außer diesen mehr dichten und dabei auch deutlich geschichteten Quarzitsandsteinen kommen ziemlich häufig auch solche Ablagerungen vor, die durch Einschluß von erbsen- bis nußgroßen Stücken milchweißen Quarzes einen konglomeratartigen Habitus haben. Doch sind diese Konglomerate nicht als eigentliche Grundkonglomerate anzusehen, welche z. B. in der Tatra an einer Stelle und im südlichen Teile der Kleinen Karpaten vorkommen und deutlich erkennbare Stücke des Grundgebirges enthalten. (I. Teil Seite 7 u. ff.)

Wegen ihrer großen Widerstandsfähigkeit gegen die Einflüsse der Atmosphären bilden die Quarzite oft steile Felswände, und abgerollte Blöcke können von den Bächen weit hinaus in die Ebene getragen werden.

So häufig der Besucher des Gebirges die erwähnten Quarzite und Konglomerate als lose Blöcke zu Gesichte bekommt — sie sind ein Hauptbestandteil der groben Bachgerölle und müssen selbst dem flüchtigsten Beobachter auffallen — so sind sie doch anstehend in dem hier zur Behandlung kommenden Teile der Kleinen Karpaten weit weniger häufig zu finden; daher bei den früheren Aufnahmen die Ausdehnung der Quarzite etwas übertrieben wurde.

Sie bilden nämlich nach der alten Karte einen zusammenhängenden Zug von Pernek bis zum Geldek längs der Südseite des Pernek-Losoncer Zuges, eingeschaltet zwischen den Kalken und dem kristallinen Grundgebirge. In Wirklichkeit ist der Streifen kein zusammenhängender, sondern mehrfach unterbrochen und besitzt nirgends eine größere Breite als 100—200 m.

Anstehend findet man die Quarzitsandsteine und Konglomerate bei Pernek von der Mühle bis zur Drinova hora (Punkt 422 d. Spezialkarte) nordöstlich der Kirche, dann fehlen sie bis an die Bačkorova, wo sie am Südostabhange der Höhe (Punkt 469 d. Spezialkarte) aufs neue anstehend zu finden sind, um weiter gegen NO. abermals zu verschwinden; allerdings nur auf eine kurze Strecke, denn an der Rožnyova am Nordostabhange von Punkt 586 in der Nähe des Holzhauerhauses im Kuchlertale sowie

¹⁾ Herr F. Cornu hatte die Freundlichkeit, zwei Stücke dieses Vorkommens zu untersuchen. Aluminium (Tonerde) und Eisen kommen in beträchtlichen Mengen vor und bilden die hauptsächlichsten Bestandteile, während das Mangan nur in kleinen Mengen erscheint. Ferner waren Spuren von Magnesium sowie Natrium und Kalzium das erstere, das zweite stark überwiegend, in den untersuchten Stücken nachweisbar. Ich erlaube mir hiermit Herrn Cornu für seine Freundlichkeit bestens zu danken.

ferner am Ostri vrh treten sie wiederum zu Tage. Eine kleine Partie findet sich dann am Oberheg südlich des Passes, der vom Rohrbacher ins Pilaer Tal führt. Hier werden sie zum Teile, infolge Verdrückung der liassisch-jurassischen Kalke, unmittelbar von dem Triaskalk überlagert, die dann am westlichen Teile der Bila skala auch sie verschwinden lassen.

Schließlich erscheint ein längerer zusammenhängender Zug von Quarziten am östlichen Ende der Bila skala, der im engen Anschluß an die darüberlagernden Kalke an der Südseite des Geldek entlang zieht, mit ihnen die Nordschwenkung um den Berg herum ausführt und an der Ostseite desselben sich verliert. Erst wo die Störungen im normalen Schichtstreichen beendet sind und das ursprüngliche Streichen wieder Platz greift, erscheinen am Südostabhang der Boray nochmals die quarzitischen Sandsteine, das letzte Vorkommen dieses Zuges, denn wie wir noch später sehen werden, keilen hier die Quarzite zwischen den beiden Kalkzügen den von der Boray und den vom Mittelberge her aus, indem die beiden Züge von da an einheitlich weiter gegen NO. streichen.

Ähnlich wie der besprochene Quarzitzug das Liegende der Liaskalke des Pernek-Losoncer Zuges bildet, wird auch der nunmehrige breite Kalkzug vom Quarzit unterlagert und dieser streicht aus der Gegend von Nußdorf gegen Pila und von da weiter gegen den Modreiner Kogel.

Eine eingehendere Beschreibung der petrographischen Beschaffenheit soll hier nicht gegeben werden, da eine ausführliche Schilderung der Quarzite und Konglomerate sowie der damit zusammenziehenden mürben Sandsteine, Arkosen u. s. w. an Hand der zahlreichen Vorkommnisse des südlichen Gebietes im vorangehenden Teile gegeben wurde, wo auch zugleich eine stratigraphische Gliederung versucht wird.

Petrographisch etwas verschieden sind jene festen, feinkörnigen, kieseligen Sandsteine, die nördlich des Pernek-Losoncer Kalkzuges in der Zone der roten Sandsteine und Melaphyre vorkommen und möglicherweise als gleichaltrig oder doch nur wenig jünger als die oben beschriebenen Quarzite angesehen werden können. Die Unterschiede bestehen in folgendem:

Sie sind fast immer feinkörniger und selten in ähnlicher Weise konglomeratisch wie die oben erwähnten Quarzite und neben den feinen Quarzkörnern enthalten sie nicht selten auch kleine, beim Verwittern weiß und erdig aussehende Feldspatkörnchen sowie feine Glimmerschüppchen von silberweißer Farbe. Grau, gelb bis rot ist ihre Färbung und durch allmähliche petrographische Übergänge sind sie innig mit den die Hauptmasse der Sandsteinzone bildenden roten und grauen Sandsteinen und Arkosen verbunden und eine Trennung von diesen ist daher nicht immer leicht möglich, zumal dort, wo es sich nicht um gut aufgeschlossene Partien handelt, und das ist ja gerade in dieser Zone meistens den Fall. Daher sind sie auch auf der Karte nur mit einer Farbe eingezeichnet und mit den, wie wir später sehen werden, untertriadischen Schiefen zusammengezogen worden.

Konglomerate, gleich den im Vorhergehenden besprochenen, fanden sich nur an zwei Stellen, nämlich am Nordabhange des Kunstockes sowie an der Bartalova bei Kuchel. Am letzteren Ort erscheinen die Konglomerate in großen losen Blöcken bereits am Gebirgsrande, so daß sie allenfalls nicht mehr anstehen, sondern vom Innern des Gebirges her transportiert wurden, wie sie ja allenthalben am westlichen Gebirgsrande und selbst bis in der Ebene draußen zu finden sind. Es ist aber andererseits doch wahrscheinlich, daß die Stelle die Fortsetzung des Quarzit-Sandsteinzuges von der Hauptkuppe des Hlinini und der Bučkova bildet. Auf jeden Fall aber bleibt noch das Vorkommen am Kunstock, das uns zeigt, daß auch im Zuge der roten Sandsteine Konglomerate derselben Art wie die oben erwähnten in Verbindung mit den sonst weiter verbreiteten kieseligen Sandsteinen vorkommen, wenn sie auch nur von untergeordneter Bedeutung sind.

Was nun das Alter der Quarzite und Konglomerate betrifft, so läßt sich dasselbe allerdings mit vollster Sicherheit nicht feststellen. Versteinerungen fehlen vollständig, wir sind nur auf Schlüsse aus den Lagerungsverhältnissen angewiesen. Von den früheren Autoren wurden verschiedene Meinungen im Laufe der Zeit ausgesprochen. Pettko, der erste der eine ausführliche Bearbeitung dieses Gebietes gab (Arb. d. k. ung. geol. Ges. I, 1856, S. 53—78), kannte nur das Vorkommen bei Pila und zeichnete es auf der Karte als Grauwackenbildung ein. Föttlerle scheint in seinem kurzen Berichte vom Jahre 1853 (Jb. d. Geol. R.-A. V, S. 850) derselben Meinung zu sein, während er sie in seinem späteren Berichte (Jb. 1863,

Verh. S. 50) für ein Analogon entweder der Werfener Schichten oder des Rotliegenden erklärt. Stur (Jb. Geol. R.-A., 1860, S. 55 ff.) rechnet sie zum Rotliegenden, Paul und Andrian (Jb. 1864, S. 347) neigen sich, ohne eine bestimmte Ansicht auszusprechen, mehr der Annahme zu, daß wir es mit Grauwackenbildungen zu tun hätten und diese Ansicht teilte auch Hofrat Kornhuber in seiner Arbeit über die physiographischen Verhältnisse der Preßburger Gespanschaft (Preßburg, 1865). Hauer spricht sich in den Erläuterungen zur geologischen Karte der österreichischen Monarchie (Jahrb. d. Geol. R.-A., 1869, H. 1, S. 5) wiederum mehr für das permische Alter aus.

Wir wissen jetzt, daß diese auffallenden Quarzite und Konglomerate auch in den übrigen karpatischen Kerngebirgen weit verbreitet sind, dort wie hier in den Kleinen Karpaten, als ältestes Schichtglied über dem kristallinen Grundgebirge lagern und älter als die untertriadischen Schichten sind; daher werden sie jetzt ziemlich allgemein als permisch angesehen. (Vergl. Uhlig: Tatra, Akad. d. W. math. nat. Kl. Denkschr. LXIV, S. 646. Ferner Fatra Krivan, Denkschr. LXXII, 1903, S. 3.) Allerdings ist noch die Möglichkeit offen, daß auch die Quarzite und Konglomerate in die Unter-Trias gehören und nur einen der tiefsten Horizonte derselben darstellen.

Gründe allgemeiner Natur sprechen dafür die sedimentäre Ablagerungsfolge in den Kleinen Karpaten analog den Verhältnissen der anderen Kerngebirge und der Alpen mit dem Perm beginnen zu lassen und an der bisher geltenden Ansicht nicht zu rütteln, obwohl zwingende Beweise dafür nicht zu erbringen sind.

Für die Zone der roten Sandsteine und der Melaphyre, die seit Stur ziemlich allgemein als permisch angesehen wurde, was aber im besten Falle nur von den erwähnten kieseligen Sandsteinen gilt, gibt es dann zwei Möglichkeiten. Entweder ist das Perm in der Melaphyrzone überhaupt nicht zum Aufbruch gelangt und hier ausschließlich Untertrias zu finden oder es entspricht ein Teil der Sandsteine den (sogenannten) Quarziten des südlichen Gebietes, und das wären dann die rötlichen bis weißen quarzitischen Sandsteine, die z. B. am Hlinini deutlicher zu beobachten sind. Besteht die letztere der beiden Möglichkeiten zu Recht, dann sind wir gezwungen, eine mehrfache sekundäre Wiederholung der Schichtfolge (sei es nun Sekundärfalten oder Brüche) in der Zone der roten Sandsteine anzunehmen, deren Einzelheiten noch nicht festgestellt werden konnten, die aber am Hlinini am besten angedeutet sind. (Vergleiche Profil S. 56.)

Sicher ist aber der petrographische Übergang und innige Zusammenhang der in Frage stehenden Quarzitsandsteine mit den Werfener Schichten, daher der Unterschied der beiden verschiedenen Möglichkeiten nicht so groß.

Trias.

Die Trias kommt nur im Gebiete nördlich der Linie Kuchel—Ober-Nußdorf vor und ist hier ziemlich verbreitet, so daß sie die Hauptmasse des Gebirges bildet. In dem übrigen Teile des Gebirges, also im mittleren und südlichen, ließ sich nach H. Beck's Untersuchungen (Verh. d. G. R.-A., 1903, H. 2) keine Trias finden, es lagern über den permischen Quarziten, Konglomeraten u. s. w. unmittelbar liasische Bildungen.¹⁾ Wir haben also hier eine ähnliche Erscheinung vor uns, wie sie Professor Uhlig in der Hohen Tatra zuerst nachwies, nämlich hier wie dort ist ein äußeres Gebiet mit reichlich entwickelter Trias und ein inneres ohne oder mit nur spärlichen triadischen Ablagerungen vorhanden. Der Unterschied zwischen hier und der Tatra besteht nur darin, daß im letzteren Gebirge auf den Permsandstein noch eine wenig mächtige Partie (80 m) von Schiefen mit Sandsteinbänken und dolomitischen Wacken folgt, welche die Trias und wahrscheinlich nur die Werfener Schichten vertritt. Eine solche Schicht fehlt in den Kleinen Karpaten und es ist hier tatsächlich eine Lücke zwischen den permischen und liasischen Ablagerungen.

Professor Uhlig (Geologie d. Tatrageb. I, S. 17) belegt die verschiedenen Ausbildungsweisen mit dem Namen *subtatrisc* (für die äußere, triasreiche) und *hochtatrisc* Fazies (für die innere, triasarme Region), zwei Namen, die wir der Kürze halber auch für die Kleinen Karpaten beibehalten wollen, obwohl sie im strengen Sinne des Wortes nur für die Tatra selbst passen. Namen wie *sub-* und

¹⁾ Vergleiche darüber das von Beck im ersten Teile über die sogenannten Perm-Quarzite Gesagte (Seite 33).

hochkarpatisch lassen sich nicht anwenden, da sie bereits in einem anderen Sinne von Neumayer für die Juraablagerungen der pieninischen Klippenzone gebraucht wurden. (Vergl. Jahrb. d. G. R.-A., 1871, XXI, S. 475 und 507.) Neumayer versteht nämlich unter subkarpatisch die versteinungsreiche Entwicklung des Klippenjuras und unter hochkarpatisch die versteinungsarme der Fleckenmergelfazies entsprechende Ausbildung des Jura (vergl. über den Unterschied beider Namen auch Uhlig, Jahrb. d. G. R.-A., 1890, XL, S. 743 und Fatra Krivan, S. 13. Denkschr. 1902, S. 531).

Die Grenze zwischen der hochtatriscen und subtatriscen Fazies fällt in den Kleinen Karpaten ungefähr mit der Linie zusammen, die südöstlich von Kuchel beginnt, über die Roznyova und Ostri vrh zieht, am Südabhange der Visoka, der Bila skala und des Geldek fortstreicht, dann am Geldek entsprechend der Überschiebung der subtatriscen Triaskalke gegen Südosten und der darauffolgenden Zurückstauung gegen Norden, gleichfalls nach Norden gegen Glashütten zu umbiegt, und von da ab wieder in östlicher Richtung über Polamané und Komperek, das Ober-Nußdorfer Tal überquerend gegen die Waagebene zu verläuft.

Professor Uhlig sucht die Erscheinung eines sub- und hochtatriscen Gebietes in der Weise zu klären, daß er annahm, das hochtatriscen Gebiet wäre zur Triaszeit ein Festland oder eine seichte Uferregion gewesen, während gleichzeitig die subtatriscen Zone vom Meer überflutet wurde und ein Gebiet reichlicher Sedimentation war. Diese Erklärung kann auch für die Kleinen Karpaten angenommen werden. Hier ist es sogar wahrscheinlich, daß das hochtatriscen Gebiet während der ganzen Triasperiode trocken lag, da keine Spuren irgendwelcher Sedimente zu finden sind. H. Beck vermutet daher, daß das hochtatriscen Gebiet während des Perm und der Trias eine Wüste war, womit der Mangel eines Kontinental-Reliefs, so wie die von ihm stellenweise beobachtete Diagonalstruktur in den Quarzitsandsteinen im Einklange steht.

Im subtatriscen Gebiete der Kleinen Karpaten, wo die Trias die breite Zone der roten Sandsteine das nördlich davon liegende Weiße Gebirge sowie einen Teil (mittlere Rücken) des Pernek-Losoncer Kalkzuges einnimmt, kann man eine Gliederung der Trias in

obere Trias	}	Kössener Schichten
		Bunter Keuper
mittlere Trias (ohne stratigraphisch genaue Grenze nach oben)		
untere Trias (Werfener Schichten)		

in dem erwähnten Pernek-Losoncer Zuge durchführen, während im »Weißen Gebirge« die Trias in ihrem mittleren und oberen Teile eine andere Entwicklung zeigt. Wie wir noch im folgenden sehen werden, läßt sich danach noch eine weitere Unterscheidung der subtatriscen Region in zwei faziell verschiedene Gebiete durchführen, die auf der verschiedenen Ausbildung der Mittel- und Obertrias beruht.

Untere Trias.

Die untere Trias oder die Werfener Schichten nehmen den größten Teil von den früheren Autoren so genannten Zone der roten Sandsteine und Melaphyre ein, die sich vom Kuchler Berge (Hlinini und Bučkova der Spezialkarte) bis in die Gegend von Losonc und Smolenitz (Szomolány) erstreckt. Die Breite der Zone beträgt im Westen ungefähr 1,5 km, nimmt gegen Osten etwas zu, bis sie in der Gegend westlich von Losonc ihr Maximum (3 km) erreicht. Von da ab verschmälert sich die Zone rasch gegen Szomolány zu und spitzt sich zwischen dem Kalk des Wetterlingzuges und des Čejtach aus. Die Grenze bilden an der Südlinie die Lias-Juraablagerungen am Nordabhange des Pernek-Losoncer Kalkzuges und im Osten die ebenfalls aus Lias-Jura bestehenden Kalkberge von Nestich und Smolenitz. Beide Grenzen entsprechen Brüchen, und zwar ein Querbruch gegen die zuletzt genannten Szomolányer Berge, während an der zuerst genannten Linie die Untertrias zum Teil über die jurassischen Bildungen überschoben ist. Gegen Westen grenzt die Zone der roten Sandsteine bei Kuchel und Breitenbrunn offen an die Marche Ebene und die tertiären Randbildungen derselben. Im übrigen erscheint sie normalerweise von dem jüngeren Triaskalke überlagert (Vajarska hora, Rachsthurn, Wetterling).

Außerhalb dieser breiten Zone findet sich noch eine ganz kleine Partie von Werfener Schichten in Form von roten glimmerreichen Schiefen (und grauem Sandstein) am Oberhög östlich der Visoka. Auch hier werden sie in ganz regelmäßiger Weise von den dunklen Triaskalken überlagert und lagern selbst, soweit man bei den nur schlechten Aufschlüssen beobachten konnte, auf Porphyroiden des Grundgebirges. Diese Stelle ist das einzige Vorkommen von Untertrias im Pernek-Losoncer Kalkzuge, wo sonst überall als ältestes Glied nur die dunklen mitteltriadischen Kalke zum Aufbruch gelangten.

Petrographisch bestehen Schichten der Untertrias aus einem wiederholten Wechsel von roten und grauen tonigen Schiefen mit Sandstein von vorwiegend, roter und daneben auch grauer Färbung. Untergeordnet erscheinen kleine Bänke von Zellenkalk, wie z. B. am Zameček, zwischen den roten glimmerreichen, sandigen Schiefen, ferner am Simkova-Fuße, an dem langen dritten Nordwestausläufer des Holind, unweit des Punktes 394 der Spezialkarte, sowie schließlich am Nordwestfuße des Kunstock. An den drei letztgenannten Punkten sind die Zellenkalkbänke zwischen Sandstein eingelagert.

Die vorwiegend rote Farbe der Gesteine bewirkt an vielen Stellen eine deutliche Rotfärbung des Bodens, wie namentlich im Rohrbachtal und Breitenbrunner Tal an mehreren Stellen deutlich zu sehen ist. Eine ähnliche Rotfärbung des Bodens bewirken auch die später noch zur Besprechung kommenden Schichten des bunten Keupers, doch kann es zu einer Verwechslung der beiden Formationsglieder selbst an schlecht aufgeschlossenen Orten kaum kommen.

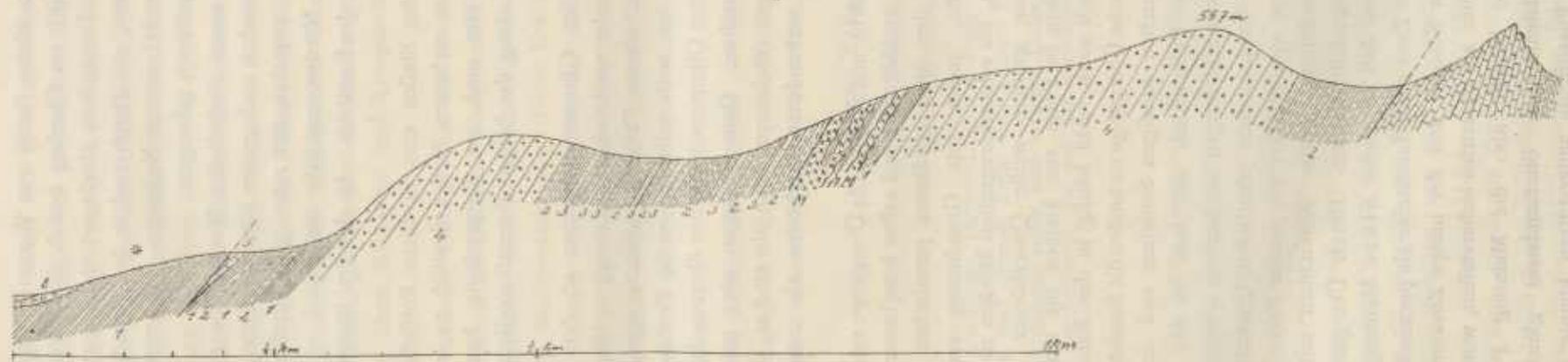
Die Schiefer sind sandig-tonig und meist reich mit weißen Glimmerschüppchen an den Schichtflächen besät. In zwei Farben vorwiegend auftretend, sind sie entweder unscheinbar schmutziggrau bis grünlichgrau, im Verwittern gelblich und lehmig oder sie sind von auffallend hellroter Färbung und dabei weniger tonig und weniger deutlich schieferig. Von der hellen Grundfarbe, zu der noch mitunter weiße Punkte kleiner Feldspatkörnchen kommen, heben sich die kleinen silberig glitzernden Glimmerschüppchen überaus deutlich ab und verleihen dem Gestein am frischen Bruch ein lebhaftes Aussehen. Dem Geologen aber müssen die unscheinbaren, schmutziggrauen braungefleckten Schiefer wichtiger erscheinen, denn sie sind es, die durch Fossilien das Alter der Schiefer und damit auch der damit innig verbundenen Sandsteine als untere Trias zu bestimmen ermöglichten.

Die Sandsteine sind ebenfalls vorwiegend rot oder grau gefärbt und zeigen alle Übergänge von mürben zu festen und kieseligen, von feinkörniger Zusammensetzung bis zu grobkörniger und selbst konglomeratischer. Doch haben die Konglomerate, welche hier gemeint sind, mit den oben erwähnten permischen Konglomeraten keine Ähnlichkeit, hier ist eine feinkörnige und mürbe, meist rote Grundmasse vorhanden, in der weißer Quarz und Feldspat in mehr oder weniger eckigen, bis erbsenkorngroßen Stücken eingebettet erscheint, während dort in der festen kieseligen Grundmasse nur größere weiße Quarzkörner vorkommen. Feldspat erscheint außer in den konglomeratartigen Stücken in Form von kleinen bis nur punktgroßen, meist schon stark kaolinisierten Leistchen und Körner auch sonst recht häufig in den Sandsteinen.

Wiederholte Wechsellagerung sowohl wie auch petrographische Übergänge verbinden die Sandsteine und Arkosen innig mit den Schiefen. Zwischen den roten glimmerreichen sandigen Schiefen und dem feinkörnigen roten glimmerreichen Sandstein ist z. B. ein so geringer Unterschied, daß man in den meisten Fällen mit fast gleichem Rechte von sandigen Schiefen wie auch etwas schieferigen Sandsteinen sprechen kann.

Stur behauptet, daß die roten Sandsteine von den oben beschriebenen permischen Quarziten nicht zu trennen seien. Allerdings zeigen die festen kieseligen Sandsteine von rötlicher bis weißer Farbe, die wir schon oben bei Besprechung der permischen Quarzite erwähnten, große Ähnlichkeit mit diesen und können möglicherweise mit ihnen als gleichalterig zusammengestellt werden. Durch Übergänge sind sie mit den übrigen Sandsteinen der Untertrias innig verbunden, so daß bis daher Sturs Meinung richtig erscheint. Unrichtig ist aber seine Altersbestimmung der ganzen Zone roten Sandsteine als permisch, da die Fossilfunde in den grauen Schiefen das untertriadische Alter dieser Schiefer und der innige Zusammenhang derselben mit den roten Sandsteinen und Schiefen auch deren Alter als Untertrias sicherstellen, womit auch ihre petrographische Beschaffenheit bestens übereinstimmt. So besteht also die Meinung Pettkos wieder zu Recht, der schon im Jahre 1856 die roten Sandsteine dem Buntsandstein gleichgestellt wissen wollte, wobei er allerdings seine Behauptung nicht durch Fossilfunde unterstützen konnte und so-

NW Rohrbacher Tal.



1. Graue Werfener Schiefer. 2. Rote glimmerreiche Werfener Schiefer und schieferige Sandsteine. 3. Grobkörniger, mürber Sandstein. 4. Feste rötliche und graue kieselige Sandsteine (permisch?). 5. Mitteltriadischer Gyroporellenkalk (wie an der Vajarska hora) M. Melaphyr. Nach der Überschiebungslinie am südlichen Hlinini Lias-Knollenkalke und Bunter Keuper. 8. Nummuliten-Konglomerat. * Fundstelle der Werfener Fossilien.

zusagen mehr dem Gefühl nach auf petrographische Ähnlichkeit hin das Alter richtig erkannte. Die späteren Autoren schlossen sich aber der Meinung Sturs an.

Als das Wahrscheinlichste muß man jetzt wohl annehmen, daß in der Zone der roten Sandsteine sowohl Perm wie Untertrias vorhanden ist, ohne aber daß es gelänge, eine scharfe Grenze zu ziehen, zumal die Aufschlüsse hier keineswegs günstige sind und überdies das Auftreten der Melaphyre in dieser Zone die Trennung der verschiedenen Schichten erschwert. (Vergl. oben S. 53.)

Ein Profil über den Hlinini, der eine der bestaufgeschlossenen Partien vorstellt, soll ein Bild über den Wechsel von Schiefem und Sandsteinen geben. Dazu sei nur bemerkt, daß trotz des großen Maßstabes die Mächtigkeit der in den roten Schiefer eingeschalteten Sandsteinbänken übertrieben werden mußte, sie beträgt nur ungefähr 5--15 Schritte.

Da eine Trennung der möglicherweise permischen Ablagerungen von den sicher triadischen nicht durchführbar war, wurde auf der Karte die ganze Zone mit einer Farbe ausgedehnt und als untertriadischpermische Serie bezeichnet.

Daß nach unten hin zwischen permischen Schichten und triadischen ein lückenloser Zusammenhang besteht, ist nach dem Gesagten mehr als wahrscheinlich, ob aber nach oben hin gegen die dunklen Triaskalke eine ununterbrochene Schichtfolge anzunehmen ist oder nicht, läßt sich nicht sicher entscheiden, da eingeschaltete Kalkbänke — ähnlich wie in der Tatra eingeschaltete Dolomitbänke den lückenlosen Übergang zwischen den Werfener Schichten und dem Muschelkalk-Dolomit herstellen — bis auf die drei bis vier unscheinbaren Rauchwackenbänken (am Kunstock, der Simkova am Zameček und am westlichen Nordast des Holind) fehlen.

Schließlich sei noch auf einen Fund hingewiesen, der zwar nur eine untergeordnete Bedeutung hat. Im Tale südlich des Zabite-Hrast-Rücken, einem Seitentale des Nußdorfer Tales wurden, in der Nähe des Punktes 310 der Spezialkarte ein Stück roter konglomeratischer Arkose gefunden, in der abgerollte und stark verwitterte Granitstückchen noch zu erkennen sind.

Die Werfener Fossilien.

Fossilien fanden sich an drei Punkten. Der wichtigste ist der auf nebenstehendem Durchschnitte bezeichnete Punkt am Fuße des westlichen Hlinini (Nordwest-Ausläufer), der zweite und unergiebigste auf dem Nordausläufer der Bučkova in den Schiefem zwischen der Hauptkuppe (quarzitische Sandsteine) und der nächsten aus Melaphyr bestehenden Rückfallkuppe; hier fand ich neben einigen unbedeutlichen nur

einen erkennbaren Myacites. Der dritte Fundpunkt liegt am Südabhang des Wetterling unmittelbar unter dem Kalk der höchsten Erhebungen (Punkt 437 der Spezialkarte). Hier wurden in den Wurzeln einiger umgerissener Bäume gelblichgraue tonige Schiefer mit Myophorien gefunden.

Neben vielen undeutlichen organischen Resten ließen sich folgende Stücke bestimmen.

Myacites fassaensis Wissmann.

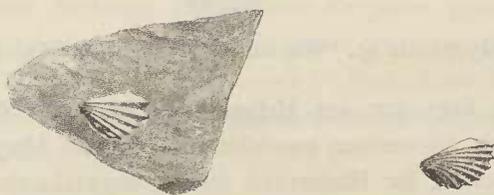
1841. *M. fassaensis*, Wissmann in Münsters Beiträgen zur Petrefaktenkunde IV, S. 9, Taf. XXI, 2.
 1851. „ „ Hauer: Venet. Alpen, S. 3, Taf. XVIII, 4, 5.
 1864. *Anoplophora fassaensis*, Alberti: Trias, S. 137, Taf. III, 8.
 1882. *Pleuromya* „ Tommasi: Il Trias inferiore Pal. Italia I, S. 62.
 1901. *M. fassaensis*, Bittner: Triaslamellibranchien d. Bakony, S. 84, Taf. IX, 13—17.

Zu dieser nach den verschiedenen Abbildungen sehr variablen Form gehören einige Exemplare vom Hlinini und eines von der Bučkova. Der Erhaltungszustand ist zwar kein guter, wie das ja bei den meisten Stücken der Fall ist, die man als *M. fass.* zu bezeichnen pflegt. Die vorliegenden Formen lassen sich am besten mit der Abbildung Hauer's vergleichen.

Myophoria costata Zenk. var.

1833. *Donax costatus*, Zenker: Beitr. z. Naturgesch. d. Urwelt, Taf. VI A.
 1864. *Myophoria fallax*, Seebach: Weimarer Trias. Zeitschr. deutsch-geolog. Gesellsch., pag. 608, Taf. XIV, Fig. 10.
 1865. „ *costata*, Eck: Die Form. d. Buntsandst. u. Muschelkalkes in Oberschlesien, pag. 39.
 1869. „ „ Richter: Die Myoph. d. Thüringer Wellenkalkes, pag. 446, Taf. X, Fig. 1, 2.
 1876. „ „ Römer: Geologie v. Oberschlesien, pag. 129.
 1878. „ „ Lepsius: Westl. Südtirol, pag. 354, Taf. I, Fig. 9.
 1896. „ „ Tommasi: Trias inferiore Pal. Ital., pag. 58.
 1901. „ „ Bittner: Lamellibr. d. Bakony, pag. 81.

Fig. 22 und 23.



Myophoria costata Zenk var.

Unter den Stücken dieser Art, die am Hlinini und Wetterling gefunden wurden, kann man einige Variationen bemerken. Im allgemeinen stimmen die meisten Formen mit der Abbildung bei Lepsius, Taf. I, Fig. 9, überein, welche kantige Rippen und ein durch eine Rippe scharf abgesetztes hinteres Schloßfeld zeigt. Durch diese Merkmale unterscheidet sich diese Form von der durch Seebach beschriebenen und abgebildeten *Myophoria fallax* (= *costata* nach Eck). Auch liegen die Wirbel bei der Abbildung von Lepsius mit der Schloßlinie ungefähr in einer Geraden, während sie bei der Form Seebach's über den Schloßrand hervorragen.

Es unterscheiden sich also die beiden Formen gerade in den Merkmalen, die Seebach als die wesentlichen für seine neu aufgestellte Form *Myophoria fallax* — später von Eck und Römer mit *Donax costata* Zenk. vereinigt — angab. Bittner spricht daher von zwei Varietäten einer alpinen und außer-alpinen. Unsere Formen gehören somit zur alpinen Varietät.

Bei den wenigen Stücken, die mir vorlagen, kann nicht entschieden werden, ob nur von einer Varietät gesprochen werden soll oder ob nicht die Form von Lepsius gänzlich von *Myophoria costata* zu trennen sei. Da von der alpinen Form bisher nur die eine Abbildung existiert, seien hier noch zwei weitere gegeben, von denen Fig. 22 ein etwas breitgedrücktes Exemplar darstellt, welches die scharfe Arealkante deutlich zeigt, die bei dem Fig. 23 abgebildeten Stücke abgerieben ist und in der Zeichnung ergänzt wurde.

Was die Größe betrifft, sind die Stücke aus den Kleinen Karpaten etwas kleiner als die sonst abgebildeten. Sie haben im Durchschnitt die Maße: Länge 7—9 mm, Höhe 6—7 mm, gegen 15 : 10 mm bei Lepsius. Außerdem kommen noch ganz kleine wahrscheinlich jugendliche Stücke vor.¹⁾

Die oben erwähnte Variabilität unter unseren Formen zeigt sich namentlich in der Zahl der Rippen, die auch sonst schwankend zu sein scheint. Lepsius spricht z. B. von 12 bis 14 und seine Abbildung zeigt wiederum nur zehn Rippen. Wir haben Stücke mit acht gleichstarken, ziemlich weit voneinander entfernten Rippen; solche mit 10, 12 und noch mehr Rippen. Mit der zunehmenden Zahl werden sie zugleich feiner und bei manchen Exemplaren auch ungleich stark; dann reichen auch nicht mehr alle bis zum Wirbel hinauf, sondern die zwischen je zwei stärkeren eingeschalteten schwächeren endigen schon früher. Diese Art könnte vielleicht als besondere Varietät angesprochen werden.

Im Umriss zeigen die meisten die typische, ovale und ungleichseitige Form mit nach vorn gewendeten Wirbeln, daneben gibt es aber ein paar Stücke die mehr gerundet und weniger asymmetrisch sind, leider sind gerade diese sehr schlecht erhalten.

Myophoria sp. aff. laevigata Goldf.

1834. *Lyrodon laevigatum*, Goldfuß: petr. germ., pag. 197, Taf. CXXXV, Fig. 12.
 1856. *Neoschizodus laev.*, Giebel: Lieskau, Abh. d. nat. V. f. Sachsen u. Thür., Berlin, pag. 40, Taf. III, Fig. 1, 9, 10.
 1864. *Myophoria laev.*, v. Alberti: Trias, pag. 116.
 1865. „ „ Eck, Oberschlesien, pag. 56.
 1869. „ „ v. Alberti u. Richter: Myophorien d. Thür. Wellenkalkes, pag. 451.
 1878. „ „ Lepsius: Westl. Südtirol, pag. 356.
 1885. „ „ Quenstedt: Petrefaktenkunde, pag. 798, Taf. LXII, Fig. 31.
 1896. „ „ Tommasi: Trias inf. Pal. Ital. I., pag. 60.

Fig. 24.



Myophoria sp. Werfener Schiefer von Hlinini.

Von glatten Myophorien liegt nur ein kleiner Steinkern von Hlinini vor, der sich der äußeren Form nach an *Myophoria laevigata* am meisten anschließt. Er hat wie *Myophoria laevigata* einen dreieckigen Umriss, der Vorderrand ist abgerundet, der Hinterrand schräg abgeschnitten. Das ebene Analfeld fällt steil ab und ist durch eine scharfe Kante begrenzt. Auch die breite flache Furche, die Goldfuß angibt, ist auf demselben vorhanden. Unsere Form unterscheidet sich aber von der Abbildung Goldfuß, u. s. w. durch viel geringere Größe und längere Form. Die Maße sind nämlich:

Exemplar vom Hlinini	Länge 10 mm,	Höhe 5.5 mm	(20 : 11 = 1.827),
Abbildung bei Goldfuß	» 30 mm,	» 25 mm	(6 : 5 = 1.200),
» » Quenstedt	» 22 mm,	» 19 mm	(22 : 19 = 1.158),
» nach Tommasi	» 7—7.5 mm,	Höhe ? mm.	

v. Alberti (Trias, pag. 116) erwähnt Übergangsformen von der kurzen *Myophoria laevigata* zu der langen dreiseitigen *Myophoria elongata* Wissm. (die aber selbst in ihrer typischen Ausbildung bedeutend langgestreckter und unsymmetrischer als unsere Form ist) und hält die Zusammengehörigkeit beider für wahrscheinlich. Das würde für eine Verwandtschaft unserer Form mit *Myophoria laevigata* sprechen. Was die Größe betrifft, bleibt der Unterschied allerdings bedeutend, falls man nicht an ein Jugendexemplar denken wollte.

¹⁾ Die Erscheinung, daß die Exemplare der Kleinen Karpaten im Durchschnitt hinter der normalen Größe zurückbleiben, konnte ich fast bei allen von mir gefundenen Fossilien beobachten. Es sind das allerdings viel zu wenige, um etwas daraus schließen zu können, diese Erscheinung mag vielleicht nur ganz zufällig sein und soll daher nur nebenbei erwähnt werden. Wollte man aber an eine verkümmerte Fauna denken, so würde die außerordentliche Fossilarmut der meisten Schichtglieder damit im Einklange stehen.

Gervillia sp.

Neben einigen undeutlichen Resten fand sich am Hlinini auch ein besser erhaltener Steinkern und Abdruck einer *Gervillia*. Es ist eine rechte Klappe, die sich von den meisten abgebildeten Gervillien dadurch unterscheidet, daß sie stark gewölbt ist. Dadurch ähnelt sie der *Gervillia incurvata* Lepsius (westl. Südtirol, pag. 353, Taf. I, Fig. 3), weicht aber durch den Mangel einer deutlichen Einbuchtung an der unteren Schalenseite durch den etwas steiler gestellten Hinterrand und durch das Fehlen der bei *incurvata* so deutlichen konzentrischen Streifung ab. Der Winkel am Hinterrand beträgt ungefähr 115° . Der Umriß ähnelt dadurch der *Gervillia exprorecta* Lepsius (westl. Südtirol, pag. 352, Taf. I, Fig. 6), die aber flacher ist.

Fig. 25.



Gervillia sp. Werfener Schiefer vom Hlinini.

Auch mit der von Tommasi (Note palaeontolog. in Boll. Soc. geolog. Ital. IV, Taf. XI, Fig. 16) abgebildeten *Gervillia conf. polyodonta* hat sie gewisse Ähnlichkeit, doch ist neben der geringeren Wölbung diese Form länger ihr Hinterrandwinkel noch bedeutend stumpfer und der Wirbel etwas weiter nach vorn gerückt, während wiederum *Gervillia geometrica* Tomm. (op. cit. Fig. 15) kürzer und breiter ist und der Wirbel ganz ans Vorderende gerückt erscheint. Bei unserer Form befindet er sich ungefähr im ersten Drittel von vorn. Leider liegt nur das eine Stück vor und können daher weitergehende Schlüsse betreffs ihrer Zugehörigkeit nicht gemacht werden.

Außer diesen wenigstens teilweise bestimmbarcn Fossilien fanden sich noch einige undeutliche Reste, darunter Bruchstücke, die wahrscheinlich langgestreckten Gervillien angehören (ähnliche Formen, wie sie Bittner [Lamellibr. d. Bakony, pag. 32] beschreibt).

Die bisher in den Werfener Schiefen der Kleinen Karpaten gefundene Fauna ist somit zwar nur sehr wenig zahlreich, genügt aber doch das Alter der bisher fraglichen Schichten sicherzustellen. Sie hat beinahe denselben Umfang, wie die, welche Limanowski (Verh. d. geolog. R.-A. 1900, pag. 394) aus den Werfener Schichten der Tatra beschreibt, nämlich *Myophoria costata*, *Myophoria* sp. (glatte Form) und *Gervillia* sp. (länglich gestreckte Form).

Die Eruptivgesteine der Zone der roten Sandsteine.

Schon Partsch erwähnt in seinen »Erläuternden Bemerkungen zur geologischen Karte des Wiener Beckens« vulkanische Gesteine bei Breitenbrunn (Széleskut auf den neueren Karten), die er als Augitporphyre und Mandelsteine beschreibt.

Die älteren geologischen Karten geben die Melaphyrvorkommnisse als größere und kleinere gerundete Partien an; in Wirklichkeit stellen sie aber mehr oder weniger langgestreckte, dem allgemeinen Schichtstreichen (SW.—NO.) folgende Bänder dar und nur der Peterklin ist eine breitere Masse. Wo die Melaphyrbänder die Querausläufer der Gebirgskämme (also die gegen S.—SO. oder N.—NW.) kreuzen, bilden sie wegen ihrer im Vergleich zu den Werfener Schiefen und Sandsteinen in der Regel größeren Härte kleine Rückfallskuppen. Leider ist es in vielen Fällen nur schwer möglich, den Zusammenhang der einzelnen Melaphyrbänder, ihre Grenze gegen die Sandsteine genau zu verfolgen. Schreibt doch Stur über den Teil des Gebirges: »Es wird kaum eine zweite Gegend genannt werden können, in der es schwieriger fallen sollte, die Verbreitung gewisser Gesteine mit Sicherheit nachzuweisen, als dies vom Weißen Gebirge und dessem Zuge des roten Sandsteines leider der Fall ist. Die ganze Einsenkung, in der der Zug des roten Sandsteines zwischen Smolenitz und Kuchel verteilt ist, ist mit einem ununterbrochenen Walde, dessen Abfälle schultief alles Terrain überdecken, überwachsen, der eine jede genauere Verfolgung der Gesteine und Orientierung unmöglich macht.« (op. cit., pag. 59.)

Wenn es auch nicht gerade so schlimm ist und sich die Aufschlüsse gebessert haben mögen, ist doch die Arbeit hier ziemlich mühsam und nicht immer mit voller Genauigkeit durchführbar. Außerdem ist die Breite der einzelnen Bänder meist nur gering bis herab zu weniger als 100 m.

Ein solches Band befindet sich am Nordwestabhange des Kuchler Berges (Bučkova und Hlinini der Spezialkarte), bildet an der Bučkova am West- und Nordwestausläufer je eine kleine Rückfallskuppe und verliert sich am Nordabhange des Hlinini. Es ist derselbe Zug, der im Durchschnitt (Fig. 21) gezeichnet ist und er scheint sich hier gegen sein Ende zu in zwei bis drei schmale Bänder aufzulösen. Dieses Band ist bereits auf den alten Karten angegeben, jedoch in verkehrter Richtung (NW.—SO.). Ein zweites noch kürzeres und schmäleres beginnt am Ostabhange des Hlinini und zieht über den nach Norden gerichteten Ausläufer der Visoka.

Ein längeres Band streicht parallel der Südostgrenze des größeren Melaphyrvorkommens des Peterklin von der Simkova bis über das Breitenbrunner Tal hinüber und bildet dabei den Hügel zwischen Peterklin und Holind (Punkt 521) und eine kleine Rückfallskuppe an dem langen Nordwestausläufer des Holinds.

Am Dluhi vrh und Südabhange des Rachsthurnzuges lassen sich mehrere (3—4) paralleler Züge beobachten, die gegen Osten weniger genau zu verfolgen sind und sich zum Teile zu vereinen scheinen.

Aus Melaphyr besteht ferner der breite Rücken der Klokočava, die ein Band von ungefähr $\frac{1}{2}$ km Breite darstellt, zwei kleinere sind zwischen ihr und dem Kalk des Langerberges vorhanden, und ein drittes kleines im Tale beim Jägerhause Neuhaus. Das oberste dürfte mit der Melaphyrkuppe Punkt 521 der Spezialkarte südlich vom Stari plasti zusammenhängen, das zweite mit der Kuppe Punkt 443 südlich davon.

Ob zwischen den Melaphyrbändern des Rachsthurnabhanges und denen der Klokočava ein Zusammenhang besteht oder nicht, ließ sich noch nicht sicher nachweisen, wahrscheinlich ist es nicht der Fall.

Schließlich sind noch mehrere parallele Melaphyrbänder in der Gegend von Losonc zu finden zwischen dem Triaskalk der Polamane und Černa skala einerseits und den Liaskalkbergen bei Losonc anderseits. Es lassen sich hier vier größere und ein kleineres Band erkennen, letzteres im Tale zwischen Široke und Gulkove ist unsicher und daher in der Karte weggelassen. Die anderen größeren Bänder weiter aufwärts ziehen über die Ausläufer Široke, Gulkove, Blaznive, Zabite und Tatarske und stellen sich orographisch als kleine, den Ausläufern aufgesetzte Hügel dar. Im weiteren Verlauf gegen NO. scheinen sich die Bänder zu vereinigen und bilden die größeren Kuppen des Vrški und Jahodnik und der Červena. Gegen das Nordostende der Sandsteinzone ließen sich nur zwei Bänder bemerken, die mit den letzterwähnten Melaphyrvorkommnissen zusammenhängen. Eines streicht gegen Norden bis zur Kuppe am Südabhange des Wetterlings, das andere weiter gegen Osten bis an die Kalk des Drini heran.

Diese Stelle ist es auch, wo Stur den Kontakt des Melaphyrs mit dem Kalk beschreibt und nachwies, daß der Melaphyr keinerlei Kontaktveränderungen an den Kalken hervorgerufen habe, also der Melaphyr älter als die Liaskalke sein müsse. Stur hielt die Melaphyre für gleichalterig mit den Sandsteinen, eine Ansicht, die durch die bandweise Einlagerung zwischen die Schichten der Sandsteinzone bestens bestätigt wird.

Im Gegensatz dazu hatte Pettko (1856) angenommen, daß die Melaphyre in nach-jurassischer Zeit hervorgequollen seien. (Arb. d. ungar. geolog. Gesellschaft, Taf. I, pag. 62)¹⁾

Da eine petrographische Untersuchung der Melaphyrgesteine, die vielleicht nicht alle Melaphyre im strengen Sinne des Wortes sind, nicht vorgenommen wurde, soll hier nur kurz auf einige frühere diesbezügliche Arbeiten hingewiesen sein.

Außer dem kurzen vorläufigen Bericht von Madelung (Jahrb. d. geolog. R.-A., 1864, Sitzungsber. pag. 135), der nur Stücke aus der Nähe von Vivrat und der Umgehung von Smolenitz (Szomolány) beschreibt, ist Tschermaks Arbeit »Die Porphyrgesteine Österreichs« (Sitzungsber. der k. Akad. d. Wissensch., 52. Bd., pag. 265) und die ausführlichere Arbeit von Stein: »Die Melaphyre der Kleinen Karpathen« zu erwähnen. Letztere Arbeit enthält auch eine Kartenskizze der Sandstein- und Melaphyrzone, die aber wenig richtig ist und keine besondere Verbesserung der alten Aufnahmen vorstellt.

Eine nur auf makroskopische Merkmale gegründete Einteilung der Melaphyre gibt schon Pettko (pag. 60), nämlich in:

¹⁾ Auf diese Annahme gründet sich seine Vorstellung über den geologischen Aufbau des Gebirges. Von dieser Vorstellung soll im tektonischen Teile näheres mitgeteilt werden. (Siche pag. 87.)

1. Dichte Melaphyre meist von rötlich-brauner Farbe;
2. porphyrtiger Melaphyr mit großen tafelförmigen Feldspatkristallen;
3. Melaphyr-Mandelsteine verschiedener Art.

Zu dieser Einteilung, die petrographisch genommen ja noch ziemlich primitiv ist, sei nur bemerkt, daß die Farbe der dichten Abarten noch öfter eine grünlichgraue als rötliche ist.

Stein unterscheidet fünf Varietäten, die er folgendermaßen beschreibt:

1. Feinkörnige, violette Gesteine, ohne makroskopisch erkennbare Gemengteile;
2. lichtgraue, violette, mit schwachgrünlichem Stich, makroskopisch nur undeutliche weiße Feldspatleistchen sichtbar;
3. dunkelgraugrüne Gesteine, frisch, mehr oder weniger bläulich und kompakt. Mit freiem Auge sind einzelne ölgrüne und rote Flecken von umgewandelten Olivin und einzelne Augitkristalle sichtbar;
4. porphyrische Gesteine von dunkler oder etwas lichter, graugrüner Grundmasse, in die Leisten und Tafeln von Feldspat eingesprengt sind;
5. verschiedene Varietäten von Mandelsteinen.

Dabei sind 1. und 2. die augitreichen, 3. die augitarmen und 4. die augitfreien Arten, während unter 5. petrographisch verschieden zusammengesetzte Gesteine vereint sind; so sind z. B. auch oft die porphyrischen Arten mit deutlichen Mandeln zu finden.

Auffallend ist immerhin das Vorkommen von Melaphyr in den untertriadischen Schichten, denn in den festen kieselligen und vermutlich noch permischen Sandsteinen sind sie nicht nachzuweisen gewesen, wohl aber in sicher triadischen Gesteinen, z. B. roten Sandsteinen und Schiefeln, und daher haben auch die früheren Autoren von Stur angefangen gerade wegen des Melaphyrvorkommens die roten Sandsteine für permisch gehalten. Stellen, wo man die Einlagerung der Melaphyre in solchen sicher triadischen Schichten beobachten kann, sind z. B. am Hlinini (vergl. Fig. 1), wo in unmittelbarer Nähe des Melaphyrbandes rote und graue Werfener Schiefer zu finden sind. Ferner eine Stelle in dem Medzi dubi östlich des Drini bei Nestich, wo graue glimmerreiche Schiefer unter den Melaphyr einfallen, und an der Červena hora lagern auf dem zweiten (von unten) Melaphyrband unmittelbar rote glimmerreiche Werfener Schiefersandsteine.

Dieses ziemlich bedeutende Auftreten von vulkanischen Ergußgesteinen in den Werfener Schichten ist dem analogen Vorkommen der Niederen Tatra vergleichbar, wo ebenfalls das Alter, der die Melaphyre begleitenden roten Sandsteine, verschieden gedeutet wurde. Stur (Jb. d. G. R.-A. 1860, pag. 132 ff., 1868, pag. 353) stellte sie noch zur Dyas und ließ die Werfener Schichten erst mit den fossilführenden Schiefeln beginnen, während Stache (Verh. der geol. Reichsanstalt, 1867, pag. 266 und 378) in der Kralowa hola sie mit diesen zusammenzog. (Hauer: »Erläuterungen z. geol. Übersichtskarte Öst.-Ung.« Jb. XIX, pag. 6 und 511.)

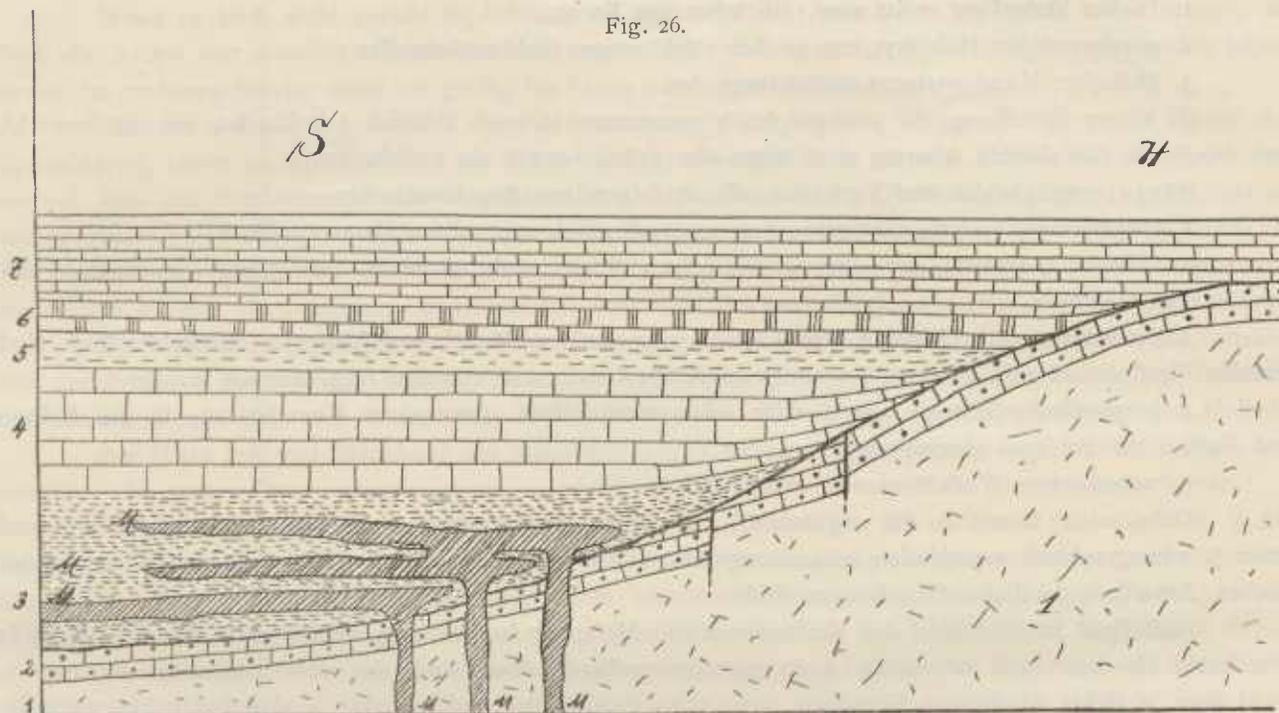
Eine Erklärung für das Auftreten der Melaphyre läßt sich in unserem Falle — die Verhältnisse der Niederen Tatra mir noch nicht genügsam bekannt — etwa in folgender Weise geben:

Nachdem der Niveauunterschied zwischen dem hoch- und subtrischen Gebiete entstanden war, quollen am Rande des hochtrischen Festlandes vielleicht durch Spalten die bei der erwähnten Niveauveränderung entstanden waren, die Eruptivmassen hervor und bildeten gleichzeitig mit den sich ablagernden untertriadischen Schichten submarine Deckenergüsse, so daß bei wiederholten Ausbrüchen ein lagenweiser Wechsel von Melaphyrdecken und Werfener Schichten entstand, der sich heute nach Aufrichtung des Gebirges sozusagen im Querschnitt in Form paralleler Bänder zeigt. Denn, daß man es nicht mit Intrusionen zu tun hat ist bei der Natur des Melaphyrs als Ergußgestein wohl von vornherein klar.

Mit Ende der Untertrias war auch die eruptive Tätigkeit zu Ende, in den spätern Formationen sind keine Anzeichen für vulkanische Tätigkeit vorhanden. Andererseits fehlen auch in dem hochtrischen Gebiete ähnliche Eruptivbildungen, was mit unserer Ansicht im Einklange steht.¹⁾

¹⁾ Nur am Ahornberge fand Beck an der Grenze zwischen Perm und kristallinen Gebirgen, neben allerlei anderen Geröll, auch ein Stück, das Melaphyr sein dürfte. Dieses einzige und dazu nur lose Stück kann wohl kaum als Beweis gegen unsere Ansicht dienen, zumal man ja weder sein Alter, noch sonst etwas Näheres darüber sagen kann. Und selbst ein oder das andere sicher nachgewiesene Melaphyrvorkommen würde noch nicht dagegen sprechen, daß die Hauptergüsse an den auf oben beschriebene Weise entstandenen Spalten stattfanden.

Fig. 26.



Schematische Darstellung der permo-mesozoischen Schichtreihe der Kleinen Karpaten vor Eintritt der Faltung.
(Zur Erklärung der hoch- und subtatrischen Fazies.)

1. Grundgebirge. 2. Perm-Sandstein. 3. Werfener Schichten mit eingelagerten Melaphyrdecken (M). 4. Mitteltriadischer Kalk. 5. Bunter Keuper. 6. Kössener Schichten. 7. Lias-Jura. (Die besondere Ausbildung der Mittel- und Ober-Trias des Weißen Gebirges ist nicht mitberücksichtigt. Ferner ist der Deutlichkeit wegen die Mächtigkeit des Bunten Keupers und der Kössener Schichten im Vergleich zu den anderen Formationsstufen stark übertrieben, sowie auch das Ansteigen des Grundgebirges bedeutend überhöht.)

Fig. 5 soll uns die Ansicht schematisch darstellen. Sie ist gewissermaßen ein Profil des Grenzgebietes vor der Auffaltung des Gebirges. Die Quarzite sind noch in beiden Gebieten, zu finden dagegen reichte das triadische Meer nur in das subtatrische Gebiet herein und setzte da seine Gesteine von der Untertrias bis zu den Keuper und Kössener Schichten ab. Zur Liaszeit dagegen überflutete das Meer bereits wieder beide Gebiete, sei es nun daß der Meeresspiegel sich gehoben hat oder daß eine allgemeine Senkung eingetreten ist.

Mittel- und Obertrias.

Wie wir nach dem Vorkommen oder Fehlen der Trias selbst zwei verschiedene Faziesgebiete (hoch- und subtatrisch) unterschieden haben, können wir wiederum nach der Entwicklung der Mittel- und Obertrias zwei verschiedene Gebiete in dem subtatrischen Teil der »Kleinen Karpaten« unterscheiden, die ihrer Ausdehnung nach dem »Weißen Gebirge« und dem Pernek-Losoncer Kalkzug entsprechen. Betrachten wir vorerst:

A. Das »Weiße Gebirge«.

Zum »Weißen Gebirge« im weiteren Sinne rechnen die früheren Autoren auch die Zone der roten Sandsteine und Melaphyre. Von dieser abgesehen, nehmen dessen ganzen Raum Kalk und Dolomit der Trias ein, soweit nicht jüngere (eozäne) Bildungen die Einsenkungen des Gebirges erfüllen (z. B. Bixarder Mulde). Auch die durch den Eozängraben von St. Nikolaus bis Széleskut abgetrennten isolierten Berge Hora hora, Hurki, Peterscheib sowie schließlich die Vajarska hora bei Rohrbach gehören noch zum Weißen Gebirge und bestehen ebenfalls aus triadischem Dolomit oder Kalk.

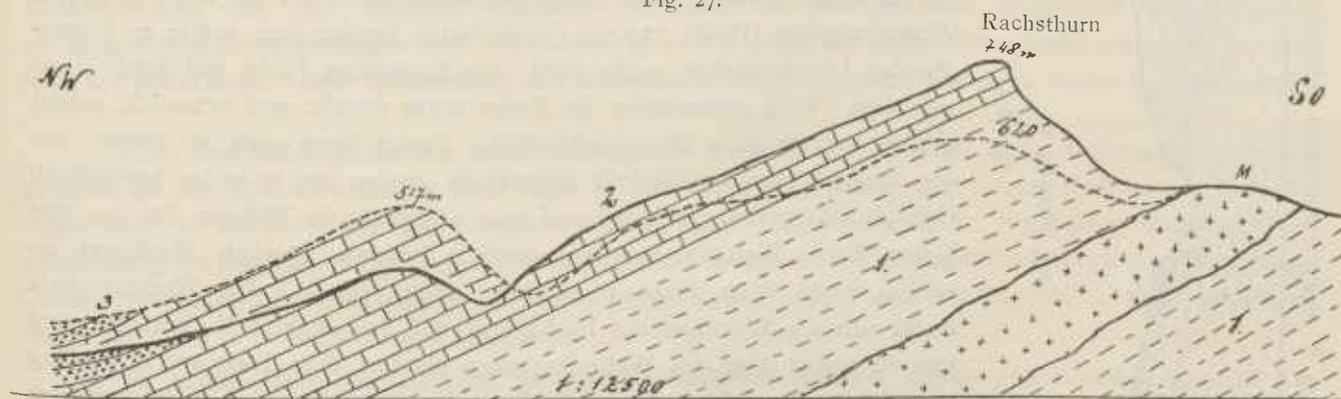
Am Rachsthurn, wo die Sandsteine den unteren Trias die ganze Südostlehne bis fast zum Kamme hinauf bilden, findet man über den roten und grauen Sandsteinen als unterstes Glied einen dunklen, grauen

bis schwarzen, seltener etwas bräunlicheren oder etwas lichter grauen Kalk, der hellgrau verwittert und oft reichlich mit weißen Kalkspatadern durchzogen ist. Deutlich dickplattig bis mitunter undeutlich bankig geschichtet ist sein Fallen — wie das normale Fallen in den Kleinen Karpaten überhaupt — vom Gebirge weg, d. i. hier gegen NW. gerichtet; die Schichtköpfe bilden auf der Höhe des Rachsthurns eine gegen SO. steil-abfallende Mauer.

Am Rachsthurn selbst verläuft die Grenze gegen die Werfener Sandsteine genau am Kamme bis zum Kleinen Rachsthurn, wo die Kalke überlagert von Eozänkonglomeraten mit einigen steilen Felszinnen endigen. Ein kurzes Stück lagert nun das Eozän unmittelbar über Melaphyr und dem roten Sandstein. Nur in einer ganz kleinen Partie erscheint der dunkle Kalk noch einmal hart an dem Melaphyr des Peterklin, auf dem Hügel am rechten Ufer des Breitenbrunner Baches, dort, wo sich das Tal gegen die Ebene zu erweitern beginnt sowie gegenüber unmittelbar an der Straße selbst, beiderorts überlagert von den eozänen Nummulitenkonglomeraten.

In der weiteren Fortsetzung des Rachsthurns gegen NO. zur Kamena und Baborska verläuft die Kalkgrenze eine Strecke weit nicht am Kamme, sondern sie springt zwischen der Kamena und dem Rachsthurn gegen Westen zurück. Der Höhenrücken wird vom Sandstein gebildet, auf dem noch einzelne Abtragungsreste der ehemaligen Kalkdecke in Form kleiner Riegel zu finden sind.

Fig. 27.



Profil durch den Rachsthurnkamm.

1. Werfener Schichten. M Melaphyr. 2. Dunkler (Rachsthurn-)Kalk. 3. Nummulitenkalk und Konglomerat.
(Die punktierte Linie entspricht einem weiter nördlich gezogenem Profil.)

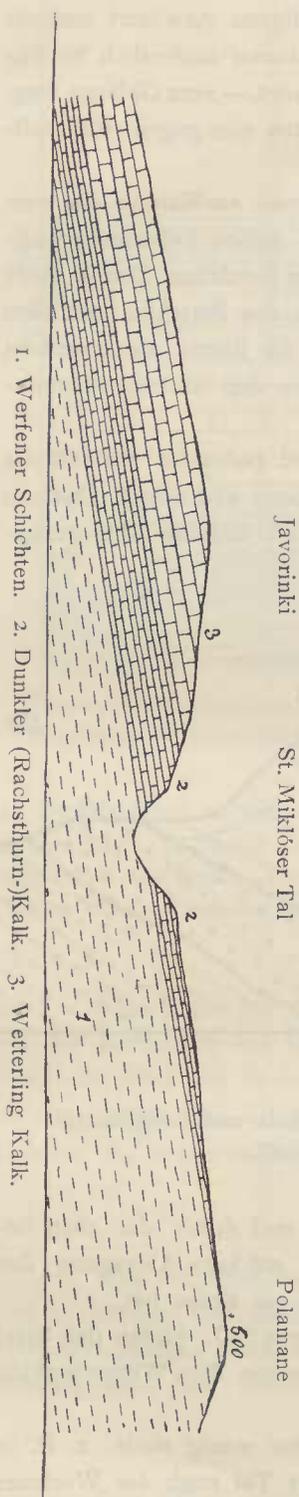
Fig. 6 gibt einen Durchschnitt durch den Rachsthurn (ausgezogene Linie) und durch die eben besprochene Partie (gestrichelte Linie) und läßt deutlich erkennen, wie eine etwas stärkere Abtragung das scheinbare Zurücktretten der Kalke, die hier nur am Westabhang vorhanden sind, zur Folge hat.

Von der Baborska und dem Javorinki ziehen die dunklen Kalke weiter gegen NO., bilden den Stari plasti und den Kamm der Černa skala und keilen unterhalb des Wetterlinges zwischen dem Wetterlingkalk und den untertriadischen Sandsteinen aus.¹⁾

Die Lagerung der dunklen Kalke über den Sandsteinen ist stellenweise eine wenig steile, z. B. in der Gegend des Javorinki und Stari plasti. Daher schneidet das obere St. Miklóser Tal noch die Werfener Sandsteine an, die auf der Karte an dieser Stelle zungenförmig gegen N. vorgreifen. (Vergl. Fig. 28.)

Die Breite des Zuges der dunklen Kalke beträgt am Rachsthurn 1 km, die Mächtigkeit ist natürlich eine viel geringere, infolge der nur wenig steilen Lagerung (30° im Mittel), etwa 200 m.

¹⁾ Die alte Karte zeichnet hier den dunklen Kalk zu weit gegen Osten, bis in die Gegend des Szomolányer Schloßberges, östlich des Wetterlinggipfels (724 m) ließen sich am Südabhang keine deutlichen Spuren des dunklen Kalkes nachweisen.



Die dunklen Kalke sind leider vollständig versteinungsleer, so daß wir ihr Alter nur nach der Lagerung über den Werfener Sandstein (deutlich zu sehen am Rachsthurn. Fig. 6, St. Miklóser Tal, Fig. 7,) oder Werfener Schiefer (Wetterling), beziehungsweise Quarzsandstein (Polamane) ermitteln können. Danach entsprechen sie dem unteren Gliede der Mitteltrias, den Gutensteiner Kalken der alpinen Trias, denen sie auch ihrem petrographischen Äußeren nach vergleichbar sind. (Vergleiche dieselbe Auffassung bei Foetterle 1853, Pettko, 1856.)¹⁾

Über den dunklen Kalken des Rachsthurn-Černa-skala-Zuges ist ein anderer Kalk abgclagert, der in der typischen Entwicklung eine lichte, bläuliche bis weiße Farbe besitzt, im Bruche zuckerkörnig, fein splitterig erscheint und sich mitunter (wenn auch nicht sehr häufig) an den Verwitterungsflächen mit einer auffallenden roten oder gelben Rinde umgibt. Paul nannte diesen Kalk, nach seinem Vorkommen am Wetterlingkamm, Wetterlingkalk.

Nicht immer hat aber der Wetterlingkalk dieses typische und von den anderen Kalken leicht unterscheidbare Aussehen. So z. B. ist er am Wetterlinggipfel (Punkt 724 der Spezialkarte), ähnlich dem später zu besprechenden Lias-Jurakalke, mehr dicht, von lichtgrauer Farbe und dabei etwas mergelig. Wird andererseits die Farbe etwas dunkler und bräunlich, nähert er sich dem jüngeren Havranaskalakalk. Ferner kann auch er ebenso wie der dunklere Havranaskalakalk dolomitisch werden und in hellen bröckeligen Dolomit übergehen. (Javorovy und beim Jägerhaus im Nádaser Tal, wo eine kleine Partie Wetterlingkalk von weißem Dolomit gänzlich überlagert erscheint, vergl. Stur, Jahrb. d. G. R.-A., 1860, pag. 63.) Der Wetterlingkalk findet sich am Westrand des Rachsthurn auf den dunklen Kalken und zieht von da weiter über den Wetterlingkamm bis zum Schloßberg von Szomolány vom Wetterlinggipfel an in unmittelbarer Lagerung über den untertriadischen Schichten, ähnlich wie an der Vajarska hora bei Rohrbach. Am Smolenitzer Schloßberge, wo auch die roten Sandsteine verdrückt sind, lagert er dann sogar unmittelbar über Lias-Juraschichten der Nestich-Szomolányer Berge.

Außer den genannten Vorkommnissen finden sich noch einzelne Partien von Wetterlingkalk am Peterscheib bei Blassenstein im nördlichen Teile des »Weißen Gebirges«, am Holy vrh bei Sándorf. (Oseňik und Hradnik auf der Spezialkarte); an der Westumrandung der Bixarder Mulde am Kamme des Hruby Kamenec bis hinab über St. Peter; ferner am Javorovy und in der erwähnten kleinen Partie beim Jägerhause im Nádaser Tal; schließlich besteht aus Wetterlingkalk der nördlichste Teil des »Weißen Gebirges« südöstlich von Rozbeli und die kleinen Kalkpartien, die aus den miozänen Konglomeraten hervorragen und die Bixarder Mulde im Norden umgeben.

An Fossilien ist auch der Wetterlingkalk sehr arm; neben unbestimmbaren Gastropodendurchschnitten findet sich in größerer Häufigkeit eine röhrenförmige Versteinung, die man früher für Korallen hielt und die in Wirklichkeit Kalkalgen, Dactyloporiden, sind. Stellenweise ist der Wetterlingkalk sehr reich an diesen Dactyloporiden und läßt an den Verwitterungsflächen Quer- und Längsschnitte in großer Zahl sehen, z. B. an

¹⁾ Über das Alter des petrographisch dem Rachsthurnkalke gleichen Visokakalk, den schon alle früheren Autoren mit dem ersteren gleichstellten, siehe im folgenden S. 69 bei Besprechung des Pernek-Losoncer Zuges.

der Vajarska hora, ferner an der Straße nach Bixard unmittelbar nach der Westbiegung; stellenweise sind die Wetterlingkalke ganz ohne jede organische Spur. Weitaus am häufigsten ist »*Gyroporella aequalis* Gumb.«, eine Spezies, die Gumbel für Formen aus dem Höttinger Graben und dem Wettersteinkalke neu aufstellte, die er aber auch bereits aus Stücken des Wetterlingkalkes der Vajarska hora kannte und abbildete. Ausgezeichnet durch den Mangel einer sichtbaren Gliederung in Ringe, hat diese Form im Durchmesser 5—6 mm (gegen 8 mm an den Tiroler Stücken). (Gumbel, Abh. d. königl. bayr. Akad. d. Wissensch. math.-phys. Klasse XI, 1874, pag. 279, Taf. D III, Fig. 14, D IV, Fig. 1.)

Gumbel sprach auch schon damals die Meinung aus, daß der von den Wiener Geologen seit Stur für neokom gehaltene Wetterlingkalk triadischen Alters sei. In ähnlicher Weise spricht Hantken (Beitr. z. geol. Kenntnis d. Karpathen, Ref. in den Verh. d. G. R.-A., 1878) von der auffallenden Ähnlichkeit der Dactylopiriden des Wetterlingkalkes mit triadischen Formen.

Neben dieser *Gyroporella* kommen auch allerdings seltener deutlich gegliederte Formen vor, die der *Gyroporella annulata* oder einer der nahe verwandten Spezies, deren Gumbel mehrere in der oben erwähnten Arbeit aufstellt, angehören dürften.

Außer diesen Gyroporellen und den undeutlichen Gastropodenquerschnitten (Stur wollte sie als *Chemnitzia* ansehen) kommen in dem Wetterlingkalke keine Versteinerungen vor. Das Alter der Wetterlingkalke kann daher auch nicht ganz genau festgestellt werden. Nach ihrer Lagerung über dem dunklen Rachsthurnkalk und den Werfener Schichten scheinen sie den höheren Horizonten der Mitteltrias zu entsprechen (etwa Reifinger Kalk, Muschelkalk und Kalken der ladinischen Stufe), was mit der Ansicht Gumbels und seiner Bestimmung der Gyroporellen als triadische Formen im besten Einklange steht.

Über dem hellen Kalke des Wetterlingzuges ist wiederum ein dunkler, etwas bräunlicher Kalk abgelagert, der den Rachsthurnkalken auch darin ähnlich ist, daß er häufig von lichten Kalkspatadern durchzogen wird; ist die Farbe weniger bräunlich, sondern mehr schwärzlich, so ist die petrographische Übereinstimmung mit ihm eine völlige. Wie der Wetterlingkalk den hohen und langen, fast schnurgeraden Wetterling-Celozug, so bildet dieser den parallelen, ebenso hohen Kamm vom Burian zur Havranica, nach der Paul diesen Kalk Havranaskalakalk nannte.

An keiner Stelle des Gebirges ist das Streichen der Gesteine topographisch mehr markiert als gerade hier an den beiden Parallelkämmen und kein anderer Kalkkamm, nicht einmal die Visoka und der Rachsthurn kommt landschaftlich mehr zur Geltung wie der Wetterling- und Burianzug, die gleich einem riesenhaften Brüderpaar über die kleinen Dolomitberge weiter nördlich emporragen.

Wie der dunkle Rachsthurnkalk ist auch der Havranaskalakalk meist völlig fossileer; im ganzen fanden sich nur zwei Stücke, die ähnliche Gyroporellen enthielten, wie sie der typische Wetterling so häufig zu zeigen pflegt.

Gegen den Nordfuß des Burianzuges sowie gegen Osten hin wird der dunkle Kalk allmählich heller und dolomitisch und geht schließlich in den weißen, bröckelig bis sandigen Dolomit über, der für den nördlichen Teil des Weißen Gebirges charakteristisch ist und der ihm ja auch den Namen »Bila hora«, »Weißes Gebirge«, eintrug.

Eigenartig ist das landschaftliche Äußere und von dem südlichen Teil des Weißen Gebirges völlig verschieden. Der dolomitische Teil des Gebirges erscheint aufgelöst in einzelne, gerundete und niedrige Berge, ein echtes Hügelland, im Gegensatz zu den langgestreckten, steilen und verhältnismäßig hohen Kämmen des südlicheren (kalkigen) Gebirgsteiles. Auch der dichte Vegetationsschmuck, die ausgedehnten Laubwälder, die bis zu den höchsten Kämmen hinauf das Gebirge zu bedecken pflegen, fehlt hier völlig; kahl, nur hier und dort mit etwas Strauchwerk spärlich bedeckt, ragen die einzelnen Kegel empor, allenthalben zwischen ihren zerrissenen Gewande von Gras und Strauchwerk das nackte lichte Gestein zeigend und der bröckelige bis sandige Dolomitgrus bedeckt die Abhänge weithin vom Fuße hinauf bis zum Gipfel; weiße Berge im wahrsten Sinne des Wortes.

Wie schon Stur (Jahrb. 1860, S. 61) ausführlich schildert, findet man am Fuße den Dolomit völlig zu weißem Staub und Sand verwittert, weiter hinauf wird er immer mehr bröcklig und noch weiter oben erscheint fester dolomitischer Kalk, der an der Havranica und vielen anderen Punkten in den dunklen Havranaskalakalk übergeht.¹⁾

Havranaskalakalk kommt außer am Burian-Havranicazuge und der Fortsetzung gegen Westen, wo am Nordfuß der Hlavina bei St. Miklós noch dunkler Kalk zu finden ist, auch über dem Wetterlingkalk des Hruby Kamenec und Holy vrch am Westrande des Gebirges vor, während aller übrige Raum zwischen Bixard und Nádas sowie nördlich von St. Nikolaus, soweit er nicht zu dem oben genannten Wetterlingkalkvorkommnissen gehört, einschließlich der isolierten Berge Hurki, Hola hora und dem Kirchenhügel von St. Nikolaus, der Dolomit einnimmt.

So leicht typische Stücke der erwähnten Gesteinsarten auseinander zu halten sind, so groß die petrographischen Unterschiede, namentlich zwischen dem hellen, splitterigen Wetterlingkalk, den dunklen Kalken und dem weißen, bröckligen Dolomit zu sein scheinen, ist es doch schwierig, in der Natur die einzelnen Vorkommnisse sicher zuerkennen und genau zu umgrenzen, da die einzelnen Gesteinsarten ineinander übergehen können und manchen Abänderungen vom typischen Aussehen unterliegen. Vom Wetterlingkalk wurde das bereits erwähnt, ebenso die Ähnlichkeit der beiden dunklen Kalkarten hervorgehoben.

Die Abgrenzung der einzelnen Schichten des Weißen Gebirges ist konnte daher auf der Karte nur etwas mehr oder weniger schematisch durchgeführt werden.

Alter und stratigraphische Gliederung: Wie erwähnt, finden sich auch in dem Havranakalk dieselben Gyroporellen wie im Wetterlingkalk und auch im Dolomit kamen sie in den etwas kalkigen Partien vor. Das ist aber auch alles, was wir von einigermaßen wenigstens bestimmbar organischen Resten in dem ganzen mächtigen Komplex von Kalken und Dolomiten des Weißen Gebirges finden. Wenig genug für eine stratigraphische Bestimmung und Gliederung. Wir sind, wie so oft in den Karpaten überhaupt auf Schlüsse aus den Lagerungsverhältnissen sowie —, wenn auch nur in letzter Linie — auf petrographische Analogie angewiesen. Sicher gegeben ist uns nur die untere Grenze, die durch Fossilfunde nachgewiesenen Werfener Schichten; eine obere stratigraphische Grenze fehlt dagegen. Doch scheint es, daß man an dem ganzen Schichtkomplex vom Rachsthurnkalk bis Dolomit nur die Vertreter der Mittel- und Obertrias zu suchen hat. Wir werden darauf bei der Gliederung noch zurückkommen und erwähnen jetzt nur das Vorkommen der gleichen Gyroporellen in dem höheren Havranaskalakalk und Dolomit, welches uns das vermuten läßt, wenn gleich solche primitive Formen nicht gut als Leitfossile verwendbar sind.

Pettko, der ja auch das Alter der roten Sandsteine richtig erkannte, rechnete die darüber lagernden dunklen Kalke des Rachsthurns ebenfalls zur Trias und stellte sie den »dunklen Kalken des bunten Sandsteins der Alpen« (Guttensteiner Kalke) gleich, während er die darüber lagernden Schichten als jurassisch ansprach, allerdings selbst mit einigem Zweifel, indem er das Fehlen von Lias über den dunklen Kalken erwähnte. (Arb. d. ung. geol. G. Bd. I, Seite 62, 63.)

Foeterle spricht in seinem allerdings nur ganz kurzen Bericht vom Jahre 1853 (Jahrb. IV S. 850) von Guttensteiner und Dachsteinkalk über den bunten Sandsteinen, womit er jedenfalls die Kalke des Weißen Gebirges meint, was somit unserer Ansicht entspräche.

Ganz anderer Meinung war Stur und seiner Ansicht schlossen sich die späteren Autoren, wie Paul und Kornhuber, an. Er hält die Wetterling- und Havranakalke und den Dolomit für neokom und stellt sie jenen gleich, die er im nordöstlichen Waagtale über Neokommergel fand. Als Grund für seine Ansicht führt er die Lagerung über den jurassischen Fleckenmergel am Schloßberg von Szomolány (Smolenitz) an. Es ist aber klar, daß diese Lagerung über den Mergel und Crinoidenkalken des Kalvarienberges keine ursprüngliche ist; weiter gegen Westen lagern ja die Wetterlingkalke über den Sandsteinen und Schiefen der Untertrias und noch weiter von Černa skala an über den dunklen Rachsthurnkalken. Wir sehen die Sand-

¹⁾ Der Dolomitgrus findet als Reib- und Bausand in der Gegend noch vielfach Verwendung, in früherer Zeit konnte man ihn selbst bis in Wien als Reibsand gebraucht finden, wie Ami Boues Schrift: »Über die wahre geognostische Lagerung gewisser in Wien als Reibsand gebrauchter dolomitischer Brecciensande« zeigt. (Sitzgsb. d. Ak. d. W. in Wieu, math.-nat. Kl. XXXVII 1859, S. 1.) Vergl. Stur S. 61.

steine am Südabhang des Celo zwischen dem Wetterlingkalk und den lichtgrauen mergeligen Jurakalken (Stur's Fleckenmergel) auskeilen, wie in gleicher Weise nördlich der Černa skala die dunklen Kalke zwischen Sandstein und Wetterlingkalk. Somit sprechen also gerade die Lagerungsverhältnisse für das triadische Alter der Wetterlingkalke. Der andere Grund, der Stur wohl am meisten bewog, ist petrographische Ähnlichkeit mit den durch Fossilfunde in den Liegendschichten als neokom erkannten Dolomiten und Kalken weiter im Osten der Karpaten. (Chocsdolomit und Murankalk, vergl. Uhlig, Tatra, pag. 34; Stur, Jhb. IX, 133.) Die petrographische Ähnlichkeit derselben mit den Ablagerungen des Weißen Gebirges ist aber auch nur teilweise vorhanden, soweit es sich um Dolomit handelt. Die Hauptmasse des Weißen Gebirges bildet aber Kalk und zum Wetterlingkalk beispielsweise fehlt ein genau entsprechendes Analogon.

Außerdem kann man auf Grund petrographischer Ähnlichkeit allein noch keine sicher stratigraphische Bestimmung vornehmen, selbst auf noch geringere Entfernungen als hier in Frage kommen. So zeigen z. B. Triasdolomit und Chocsdolomit der Tatra — also eines und desselben Kerngebirges — mitunter so große Ähnlichkeit, »so daß bei Mangel von Versteinerungen man nur da das Alter sicher feststellen kann, wo die Verknüpfung mit Neokomfleckenmergel beobachtet worden ist« (Uhlig, Tatra, Seite 34); und tatsächlich wurde ja auch in der Tatra ein Teil des Triasdolomit von Stur und Stache mit dem Kreidedolomit zusammengezogen.

Paul und Kornhuber teilten wie gesagt Stur's Meinung. Paul rechnet die dunklen Kalke des Rachsthurns, die Stur nicht erwähnt, zum Lias, gerade so wie die Kalke am Visokazuge, von denen noch zu sprechen sein wird, und zwar auch nur auf Grund petrographischer Ähnlichkeit mit dem Ballensteiner Kalke und die höheren Glieder vom Wetterlingkalk bis Dolomit zum Neokom, wobei er sich noch auf Foetterle (Jb. XIV, 1, Vh. 42) beruft, der am Drienowitzberge nördlich von Wrbowe auch deutliche Lagerung auf jurassische Schichten beobachtet haben soll, und schließlich soll die Überlagerung der braunen Kalke, und Dolomiten durch mittelkretazische Actaeonellen führenden Schichten im Gebirge von Brezova für das unterkretazische Alter sprechen. Die erstere Begründung kommt auf dasselbe heraus, wie die vorher erwähnte Stur's. Es scheint nach dem, was ich bei einem kurzen Aufenthalte sehen konnte, diese Überlagerung zwar wirklich stattzufinden, jedoch sind auch hier allem Anscheine nach keine ursprünglichen Lagerungsverhältnisse vorhanden, sondern dieselben wie am Schloßberge von Szomolány, wie ja einerseits die Fleckenmergel des Nodzogebirges die Fortsetzung der Nestich-Szomalányer Berge und andererseits der Wetterlingkalk und Dolomit des Brezovaer und Nodzogebirges die Fortsetzung des Weißen Gebirges zu bilden scheinen.

Die zweite Begründung, das Vorkommen von Actaeonellenschichten über dem Dolomit, kann nicht als Beweis des kretazischen Alters herangezogen werden, da wir es mit Gosauschichten zu tun haben (Stur Jb. XI, 67f.), welche ja transgredieren und über den älteren Formationen diskordant abgelagert sind.

Was nun die erwähnten Gyroporellen betrifft, so mag es ja immerhin möglich sein und bei so niederen Organismen sogar wahrscheinlich, daß ähnliche Formen wie die triadischen auch noch in der Kreide vorkommen, doch sind Gyroporellenkalken gerade in der mittleren Trias der Alpen ungemein verbreitet und — wenn man schon auch auf petrographische Ähnlichkeit hinweisen soll — unter anderen auch Gyroporellenkalken von gleicher Beschaffenheit wie der Wetterlingkalk. Daher dürfte man an diese Möglichkeit erst dann denken, wenn sonstige Gründe dafür sprächen.

Zu dem allen genügen aber schon die Lagerungsverhältnisse allein, daß über die Richtigkeit des triadischen Alters der Kalke und Dolomite des Weißen Gebirges kaum ein Zweifel aufkommen kann und daher wurde bei der Altersbestimmung das Vorkommen der Gyroporellen nur in zweiter Linie benützt.

Die hier beschriebene Entwicklung der Trias von den Werfener Schichten aufwärts findet sich weiter nördlich im Gebirge von Brezova und im Nodzogebirge wieder, weicht aber von der (subtatratischen) Triasausbildung der übrigen karpatischen Kerngebirge ziemlich beträchtlich ab, nähert sich vielmehr der alpinen Trias, dem petrographischen Äußeren sowohl, wie auch der für die Verhältnisse der Kleinen Karpaten großen Mächtigkeit nach, so daß man die Fortsetzung der nördlichen Kalkzone der Ostalpen hier im Weißen Gebirge zu suchen hat.

Schwierigkeit macht es aber diesen triadischen Schichtkomplex näher zu gliedern. Denn weder konnte ein fossilführendes Schichtglied darin gefunden werden, noch ein den Lunzer Schichten mit

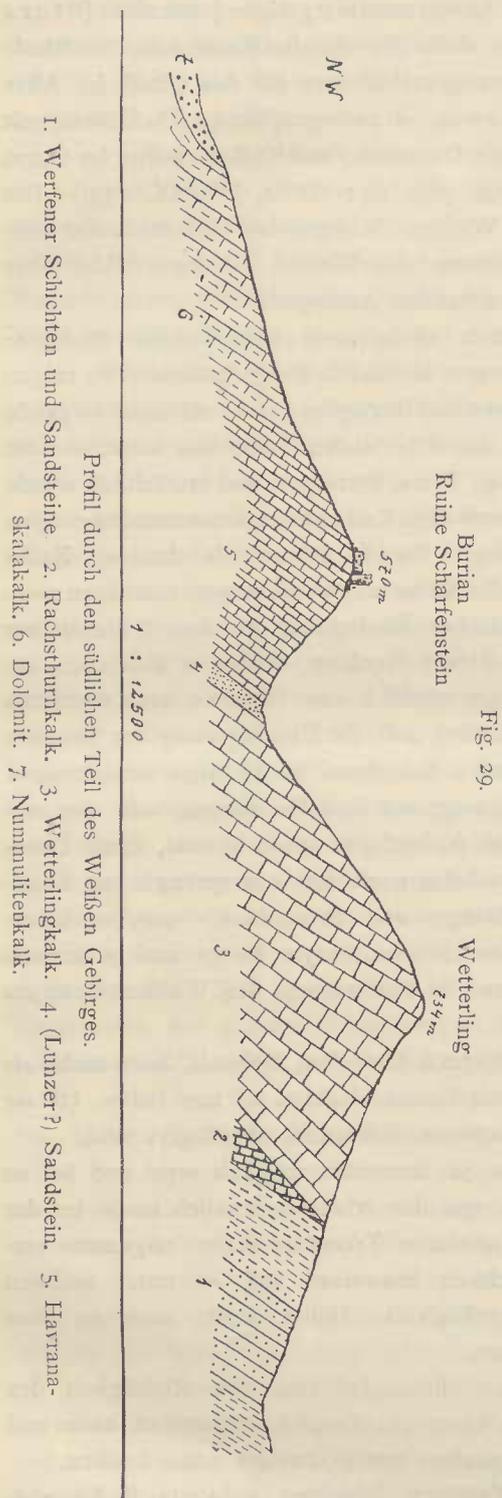


Fig. 29.

Wettersteinkalk). Die kleine (Lunzer) Sandsteinpartie trennt dann von ihm den Havranaskalakalk und Dolomit,

¹⁾ Wollte man in dem fraglichen Sandstein einen neuen Aufbruch von Werfener Schichten erblicken, so müßte dann der Havranaskalakalk dem Rachsthurn gleichgestellt werden und eine weitere gegen Süden überschobene Schuppe darstellen. Dagegen scheint aber, abgesehen von dem verschiedenen Aussehen der Sandsteine von den Werfener Sandsteinen noch der Umstand zu sprechen, daß der Havranaskalakalk nach oben hin in den weißen Dolomit allenthalben übergeht, der Rachsthurnkalk dagegen diese Erscheinung nirgends zeigt, außerdem fehlt dann der zweiten Schuppe die Wetterlingkalk, die in der südlichen Schuppe so mächtig entwickelt sind; eher wäre es vielleicht möglich, in ihnen eine sandige Entwicklung irgend eines anderen Triashorizonts zu erblicken.

Sicherheit vergleichbarer Sandsteinhorizont, der es ermöglichte, mittel- und obertriadische Kalke und Dolomite zu trennen, wie das in anderen Kerngebirgen beispielsweise der Fall ist. So haben z. B. schon Stur im Grangebiet und Stache im Gebirge der Kralovahola Lunzer Sandstein nachgewiesen (vergl. Hauer, Erl. z. Übersichtskarte, Jhb. d. k. k. geol. Reichs-Anst. XIX. Bd., 1869, pag. 518) und in jüngster Zeit wurden durch Professor Uhlig (Denkschr. d. k. k. Ak. d. W. LXXII, 1902, pag. 5) im Fatra Krivan ähnliche Verhältnisse beobachtet.

An einer einzigen Stelle nur findet sich auch im Weißen Gebirge eine kleine Sandsteinpartie, die man möglicherweise als Lunzer Sandstein ansprechen kann, und zwar im Tale zwischen dem Wetterling und Buriankamme unterhalb der Ruine Scharfenstein, eingeschaltet zwischen dem Wetterling- und Havranaskalakalk.¹⁾ Paul beschreibt von dieser Stelle sandige Schiefer mit Pflanzenresten, während ich in den feinkörnigen mit spärlichen Glimmerschüppchen durchsetzten, grauen, verwittert bräunlichen Sandsteinen keine deutlichen organischen Reste fand, sondern nur dunkelbraune fingerdicke Wülste.

In dieser Sandsteinpartie eine dem Lunzer Sandstein gleichzustellendes Formationsglied zu erblicken, ist somit vorläufig nur eine auf Analogie mit den erwähnten anderen Kerngebirgen und die sonstige Ähnlichkeit mit alpinen Verhältnissen gegründete Annahme; in Ermanglung anderer Anhaltspunkte sind wir aber auf solche Vermutungen angewiesen.

Die Richtigkeit unserer Annahme, betreffs des Alters der Sandsteinpartie, vorausgesetzt, können wir im Weißen Gebirge folgende Gliederung des Triaskomplexes vornehmen. Wir haben an den Zügen des Wetterlings und Burians entsprechend dem Durchschnitte (Fig. 29) folgende Lagerungsverhältnisse:

- Weißer Dolomit, nach unten übergehend in Havranaskalakalk
- (Lunzer Sandstein mit fraglichen Pflanzenresten);
- Wetterlingkalk;
- Rachsthurnkalk (von der Černa skala westwärts deutlich zu sehen, hier aber überschoben);
- Werfener Schiefer und Sandsteine.

Dabei entsprechen die über den Werfener Schichten zunächst lagernden, dunklen Rachsthurnkalke etwa dem Guttensteiner Kalk der Alpen, der Wetterlingkalk mit den Gyroperellen (*Gyroporella aequalis* Gümbels) dem jüngeren alpinen Muschelkalk einschließlich der ladinischen Stufe (Reichenhaller-Kalke,

die somit dem alpinen Keuper, etwa Opponitzer Kalk, Dachsteinkalk und Hauptdolomit dem Alter nach gleichzustellen wären.

B. Die Trias des Pernek-Losoncer Zuges.

Abweichend von der eben beschriebenen Ausbildung ist die Trias des Pernek-Losoncer Zuges entwickelt. Während einerseits der für das Weiße Gebirge so bezeichnende Wetterlingkalk sowie der weiße, bröcklige Dolomit hier völlig fehlen, ist andererseits die Ober-Trias als »Bunter Keuper« und »Kössener Schichten« entwickelt und die ganze Trias gewinnt dadurch eine ähnliche Zusammensetzung, wie wir sie in den anderen Kerngebirgen als sogenannte subalpine Fazies zu finden gewohnt sind. Oder mit anderen Worten gesagt, die subalpine Fazies nimmt in den Kleinen Karpaten nur den schmalen Gürtel des Pernek-Losoncer Zuges ein, während das Weiße Gebirge mit seiner mächtigen Kalk- und Dolomitentwicklung eine mehr alpine Ausbildung zeigt.

Über den Werfener Schichten, die jedoch im ganzen Pernek-Losoncer Zuge nur an einer Stelle (am Oberheg) zu Tage treten, folgt als nächstes Schichtglied ein dunkelgrauer, hellgrau verwitternder, mitunter von weißen Spatadern durchsetzter, meist deutlich geschichteter Kalk, der dem Rachsturnkalk petrographisch völlig gleich ist und daher auch schon von den früheren Autoren mit ihm auf die gleiche Stufe gestellt wurde.

Dieser dunkle Kalk, den wir nach dem höchsten Gipfel, den er bildet, den Visokakalk nennen wollen, bildet, von der einen Stelle am Oberheg abgesehen, das älteste Schichtglied des Pernek-Losoncer Zuges und zieht von der Visoka ostwärts über den Holind, gegen Süden die Bila skala genannte steile Wand bildend, dann über den Geldek und über Polamané, Vapenice und Komperek bis zum Poličko bei Ober-Nußdorf, wo dann der Pernek-Losoncerzug unter der jungen Bedeckung der Ebene versinkt. Am Westfuße der Visoka verschwindet auf eine kurze Strecke der Triaskalk unter den roten Mergeln und dem Sandstein des Keupers, um im Neubachtale wieder zu erscheinen. In der Fortsetzung gegen SW. bilden sie am Ostri vrh den Felskamm, westlich des Hauptgipfels Punkt 540, ferner an der Roznyova den Nordostast von Punkt 553 der Spezialkarte über Punkt 443, biegen dann am Südabhang gegen W. etwas um und verlieren sich gegen die tertiären Randbildungen. Weiter südlich davon fehlen sie, wie die Trias überhaupt, es beginnt hier bereits das hochalpine Gebiet. Zu erwähnen wäre nur noch ein kleines Vorkommen am Kunstock, wo die dunklen Kalke als kleine Sekundärantiklinale nördlich des Hauptzuges auftreten.

Von der Visoka an bis zum Ostende des ganzen Zuges erscheinen die dunklen Kalke gegen das hochalpine Gebiet überschoben, teils unmittelbar an den Granit, teils an den sogenannten Perm-quarzit grenzend, größtenteils aber auf den Lias-Jurakalken lagernd. Nur an der Visoka und westlich davon umgeben ihn beiderseits die nächstjüngeren Formationsglieder und die Falte, die weiter östlich zerrissen und überschoben erscheint, ist hier noch ganz ausgebildet.

Die Breite des Kalkzuges beträgt im Durchschnitt $\frac{1}{2}$ km, am Geldek, wo er stark gegen S. und O. vorgeschoben ist, nimmt fast das Dreifache ein, um gleich darauf bei Glashütten stark verschmälert zu werden und dann mit normaler Breite gegen O. fortzuziehen.

Im Gegensatz zur Trias der Tatra und der anderen nach diesem Muster gebauten Kerngebirge besteht die Mitteltrias von Werfener Schichten aufwärts bis zum Keuper nicht aus Dolomit, sondern aus dem besprochenen dunklen Kalke, dem somit ein stratigraphisch größerer Umfang zukommt, wie den petrographisch so ähnlichen Rachsturnkalken.

Nur stellenweise, und zwar am Nordrande des Visokakalkzuges, also anscheinend in den höheren Lagen, sind dolomitische Partien zu finden, in Verbindung mit den von den früheren Autoren als Rauchwacke beschriebenen Zellenkalken. Diese entstehen aus brecciösen Kalken, bei welchen die eckigen kleinen Trümmer durch kristallisierten hellen Kalk zusammengekittet sind. Dieses kristallinische Bindemittel erweist sich der Verwitterung gegenüber widerstandsfähiger als die dichten primären Kalkstückchen und so entstehen die löcherigen zelligen Kalke, die den Visoka-Geldekzug an seinem Nordsaume begleiten.

Nach dieser Entstehungsweise ist es wohl klar, daß wir die sogenannte Rauchwacke den dichten Visokakalken anzugliedern haben, möglicherweise stellt sie samt dem hie und da zu beobachtenden hellen Dolomit — der auf der Karte mit ihr zusammengezogen wurde — die jüngsten Lagen des Visokakalkes dar.

Obwohl die Lagerung der dunklen Visokakalke über den untertriadischen Sandsteinen und Schiefen nur an einer Stelle zu beobachten ist und andererseits die dunklen Kalke versteinungsleer sind, kann doch über das Alter der dunklen Kalke kein Zweifel herrschen, da sie konstant von Schichten überlagert werden, die als obertriadisch leicht zu erkennen und nachzuweisen sind, nämlich dem bunten Keuper und den Kössener Schichten.

Demnach vertreten die dunklen Kalke des Visoka-Geldekzuges die mittlere Trias und untere Obertrias und entsprechen somit nicht nur den Rachsthurnkalken, denen sie petrographisch gleich sind, sondern zum Teile auch dem Wetterlingkalk.

Die petrographische Gleichheit der Rachsthurn- und Visokakalke hat schon die früheren Autoren bewogen, sie für gleichalterig anzusehen. Z. B. Pettko, (Arb. d. ung. geolog. Gesellsch., Bd. I, pag. 61) der beide für dunkle Kalke des bunten Sandsteines (Guttensteiner Kalk) hält, oder Paul, der beide den dunklen Ballensteiner Kalken, in denen Andrian liasische Fossilien fand, gleichstellte (Jahrb. 1864, pag. 351); Stur, (Jahrb. 1860, pag. 58), hat anscheinend die Kalke nicht näher gesehen und spricht nur von Kalken des Pernek-Losoncer Zuges überhaupt, deren Alter er jünger als die Kössener Schichten ansetzt.

Aus Foetterles Bericht im Jahrbuche 1853 kann man nicht ganz genau entnehmen, als was er die Visokakalke ansah; nach seinen kurzen Angaben scheint er den ganzen Pernek-Losoncer Zug noch zur Grauwacke gerechnet zu haben, während seine späteren Notizen (Jahrb. 1863, Verh., pag. 51) dasselbe enthalten, was später Paul schrieb.

Das Alter der Visokakalke, wie überhaupt eine Gliederung der Kalke des Pernek-Losoncer Zuges konnte erst dann richtig erkannt werden, als man auch in den »Kleinen Karpaten«, ähnlich wie in den andern Kerngebirgen, jene eigentümliche Entwicklungsart der Obertrias fand, die man als bunten Keuper bezeichnet.

Bunter Keuper und Kössener Schichten. Ein Komplex von dünnplattigen Schiefen mit Sandsteinbänken und untergeordneten Bänken von grauem Dolomit, eine ähnliche Entwicklungsart, wie wir sie in der außeralpinen Trias im deutschen Steinmergelkeuper wieder finden, bildet im Verein mit den darüber lagernden Kössener Schichten die obere Trias des Pernek-Losoncer Zuges.

Die Schiefer sind in der Regel mürbe, dünnplattige (3—5 mm) Mergelschiefer und Schiefertone von auffallender roter Farbe. Untergeordnet erscheinen auch schmutziggelbliche, grünlichgraue oder violette Schiefer. Die roten Mergelschiefer ermöglichen ein leichtes Erkennen und Verfolgen des bunten Keupers, da sie dem Boden eine auffallende rote Färbung verleihen, ähnlich wie manche Schiefer und Sandsteine der Werfener Schichten, ohne daß aber eine Verwechslung dieser beiden Formationsglieder infolge des örtlich getrennten Vorkommens möglich wäre.

Die mit den Schiefen in nicht sehr mächtigen Lagen wechselnden Sandsteine zeigen im Gegensatze zu dem Rot der ersteren hellgraue bis weißliche Farbentöne. In der Regel sind sie fest und kieselig, mitunter sogar ähnlich den permischen Quarzit-Sandsteinen; häufiger grob- als feinkörnig kommen, wenn auch nur selten, durch Aufnahme von größeren Kieseln konglomeratartige Stücke vor.

Neben den Quarzkörnern treten hier und da auch geringere Mengen von Feldspat auf, deren Verwittern die mitunter zu beobachtende poröse Beschaffenheit der Sandsteine bewirkt.

Neben den festen kommen auch mürbere, feinkörnige und schieferige graue Sandsteinbänke vor. Bänke von hellgrauem Dolomit sind nur untergeordnet zwischen die Schiefer eingeschaltet.

Im oberen Rohrbacher Tale, gegen den Oberheg zu, kommen neben den typischen roten und dunklen Keuperschiefern eigentümliche bräunlich und grünlichgraue, tonigsandige, glimmerreiche Schiefer vor, die vielfach an glimmerreiche Werfener Schiefer erinnern. Im extremsten Falle entstehen endlich kartenblattdicke Lagen, die auf den ersten Blick nur die glänzenden, glimmerreichen Schichtflächen erkennen lassen. Erst am Querbruch kann man die eigentlich feinkörnige, kieseligsandige Masse erkennen; von diesen schon fast ganz einem kristallinen Schiefer ähnelndem Gestein sind Übergänge zu den feinkörnigen, glimmerreichen, schieferigen Sandstein und sandigtonigen Schiefen.

Diese ganz eigentümlichen, von den sonstigen Keuperschichten abweichenden Schiefer wurden am Südabhange des Visoka gefunden, an der Grenze gegen den Lias zu, sowohl in der Nähe des Pristodolek

wie auch beim zweiten Vorhügel (von W. nach O. gezählt). Leider ist gerade dieser Teil sehr schlecht aufgeschlossen.

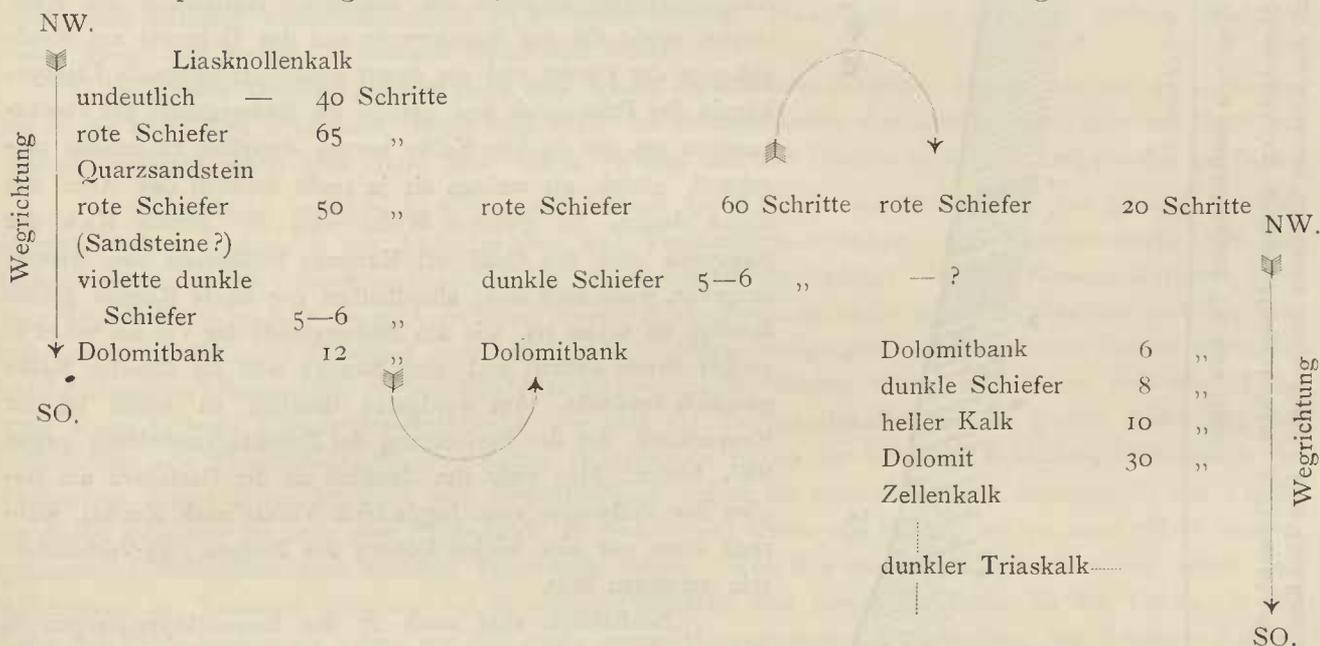
Auch am Nordausläufer des östlichen Visokakammes sind diese eigentümlichen glimmerführenden Schiefer, über Kössener Kalk lagernd, zu finden. Wohl ist es den tektonischen Verhältnissen (Sekundär-synklinale, vgl. im tektonischen Teile, pag. 90) möglich, daß sie Keuperschichten darstellen, doch da die typischen roten Mergelschiefer sowie die Keuper-Sandsteine fehlen, statt dessen ein eigentümlicher grauer, verwittert mürber brauner, mit Glimmerschüppchen durchmengerter Kalksandstein vorkommt, sowie auch ein Stück des grauen, im Unterlias so häufigen Crinoidenkalkes hier zu finden war, gewinnt es mehr den Anschein, daß die Schiefer bereits den Grestener Schichten angehören.

Doch soll etwas Positives nach dieser einen Stelle vorläufig noch nicht gesagt werden.

Schicht für Schicht die bunten Keuperablagerungen zu verfolgen, kann man überhaupt nur an wenigen Stellen. Eine solche ist im Sattel zwischen Hlinini und Visoka, ferner am Fuhrwege der vom Breitenbrunner Tal (Széleskuter Tal) zum Holind hinaufführt.

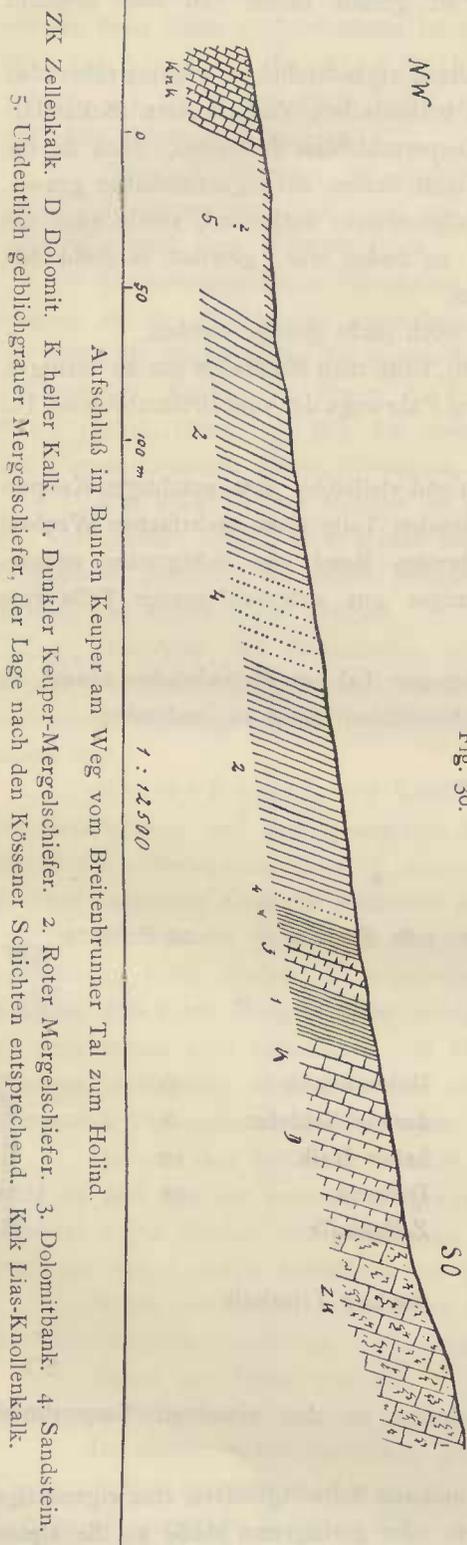
Am ersteren Orte beobachtet man an dem etwa 100 m breiten und vielleicht 70 m mächtigen Keuperbande, besonders in nördlichen an die Knollenkalke des Hlinini grenzenden Teile einen mehrfachen Wechsel von Sandstein- und Schieferlagen sowie ein etwa 100 Schritte breites Band von lichtgrauen, zucker-körnigen, würfelig zerfallenden Dolomit, während im südlichen, weniger gut aufgeschlossenen Teile rote Schiefer und kieselige feinkörnige Sandsteine zu finden sind.

An der zweiten erwähnten Stelle, am Wege aus dem Breitenbrunner Tal zum Holindrücken hinauf, ist der bunte Keuper in der Gegend der Serpentina mit nachstehender Schichtentwicklung zu beobachten:



Eine etwas schematisierte Zusammenfassung der Durchschnitte an den einzelnen Serpentina gibt Fig. 30.

Der Bunte Keuper der subalpinen Fazies nimmt unter allen anderen Schichtgliedern eine eigenartige Stellung ein. Während sich die übrigen Formationsstufen in größerem oder geringerem Maße an die alpine Entwicklungsweise anschließen, tritt uns die Obertrias mit ihren bunten Mergeln und Sandsteinen in einer an die außeralpinen Keuperbildungen lebhaft erinnernden Ausbildung entgegen. Dieses Eingreifen außeralpiner Fazies in die Karpaten beschrieb zuerst Stache aus dem Inowecgebirge und nannte die hier vorkommenden roten Schiefer bunte Keupermergel oder Schichten von Banka, (Jb. d. G. R.-A. 1864, Vh., pag. 69.) Später wurden sie von Stur, Hauer und Stache noch an anderen Örtlichkeiten nachgewiesen und ihre Ähnlichkeit mit dem deutschen und polnischen Keuper betont.



In den Kleinen Karpaten dagegen waren sie bis in die allerletzte Zeit unbekannt; erst gelegentlich einer von Herrn Professor Uhlig im Sommer 1901 in der Gegend von Kuchel (Konyha) und Breitenbrunn (Széleskut) unternommenen Exkursion wurde dieser wichtige Leithorizont auch in unserem Gebirge gefunden.

Auf der alten Karte ist an der Stelle des Keuperbandes ein schmaler Streifen Schiefer und Sandsteine ausgeschieden, die nach Paul (Jb. 1864, pag. 351) dem Lias angehören, und zwar Grestener Schichten vorstellen sollen; dieselbe Ansicht, die Foetterle kurz vorher in: »Durchschnitte durch die Kleinen Karpathen« ausgesprochen hatte. (Jb. 1863, Vh., pag. 51).

Das Auffinden und Erkennen des bunten Keupers gestattete nun bei der näheren Untersuchung eine Trennung der Triaskalke von den Lias- und Juraschichten, und somit eine neue Altersbestimmung und Gliederung der Kalke des Pernek-Losoncer-Zuges. Durch seine auffallende Färbung leicht verfolgbar, läuft das im Durchschnitte nur 100 m breite Keuperband am Nordrande der dunklen Visokakalke ohne Unterbrechung von der Roznyova bei Kuchel bis zu den Hügeln südlich Losoncs. Keuperschichten umgeben die sekundäre Antiklinale des Kunistocks, sowie die der Rauchwacke und des Dolomits am Nordabhange der Visoka und die damit zusammenhängende Liassynklinale des Pristodolek und greifen am Südwestende des Visokakammes um die dunklen Kalke herum, dieselben beiderseits umgebend, gleich als wollten sie ja recht deutlich das Alter der Kalke dartun. In gleicher Weise wird der dunkle Kalk der Roznyova und des Ostri vrh-Kammes beiderseits vom Keuper umgeben, wenn auch nicht allenthalben der bunte Keuper gleich deutlich zu sehen ist, wie am Südwestende der Visoka, wo er in großer Breite auftritt und eine Strecke weit die dunklen Kalke gänzlich verdeckt. Am wenigsten deutlich zu sehen ist der Keuperstreif, der die Fortsetzung der Zellenkalkauffaltung gegen SW. bildet. Man sieht ihn deutlich an der Bartalova am Beginn des Fußweges vom Jagdschloß Vivrat nach Kuchel, während sonst nur eine leichte Rötung des Bodens sein Vorhandensein vermuten läßt.

Schließlich sind auch in den Szomolányer-Bergen im Tale, das zum Jägerhaus Skrabovi führt, sowie am Jahodnik die bunten Keuperschichten zu finden und zeigen uns, daß auch hier Faltungen beziehungsweise Schuppenstruktur vorhanden ist.

Von Fossilien haben die bunten Keuperschichten auch nicht die geringste Spur geliefert. Ihr Alter ist aber trotzdem vollständig sicher, nicht allein wegen der petrographisch so auffallenden Gleichheit mit den Keuperschichten anderer Kerngebirge als auch unmittelbar dadurch, daß sie vielfach von fossilreichen dunklen Kalkbänken überlagert zu sehen sind, die wir als

Kössener Schichten mit Leichtigkeit bestimmen können. Das ist z. B. an dem Südabhange des Langerberges der Fall, ferner am Komperek bei Ober-Nußdorf, am Holind sowie am Nord- und Südabhange der Visoka, wo die Lagerung allerdings nicht überall deutlich aufgeschlossen ist. Schließlich sind

Stücke vom Kössener Kalke am Ostri vrh über dem Keuper östlich des Punktes 515 gefunden worden sowie in den Bergen von Nestich und Szomolány am Hügel nördlich von Losonc (Jahodnik auf der Spezialkarte) und am Kalvarienberge beim Orte Smolenitz selbst.

Die beiden letzten Fundstellen sind bereits in der Literatur bekannt. Am Kalvarienberge entdeckte sie Stur, der (Jb. 1860, pag. 60) zuerst Kössener Schichten aus den Kleinen Karpaten beschrieb. Er schildert sie als dunkelgraue Kalkschiefer und gibt aus ihnen folgende, für die Altersbestimmung maßgebende Fossilien an:

Plicatula intustiata Emm.

Avicula contorta Portl.

Avicula Escheri Merian.

Terebratula gregaria Suess.

Die Schichten, die Stur gemeint hat, stehen auf der Südseite des Berges am Fuße an und sind von Crinoidenkalken überlagert. Sie weichen von den sonst im Gebirge zu findenden Kössener Schichten insofern etwas ab, als sie aus lichtgrauen, wellig knolligen, von zahlreichen Kalkspatadern durchsetzten mergeligen Kalken, die gewissen Liaskalken sehr ähnlich sind, verbunden mit dünnplattigen, hellgrauen Mergelschiefen bestehen. Fossilreiche Stücke (bes. an *Terebratula gregaria*) konnten nur lose an der Westseite des Berges gefunden werden. Auch im Tale nördlich des Kalvarienberges kommen am Fuße des Schloßberges dieselben Kalke vor und sind auch hier von Crinoidenkalk überlagert.

Den anderen Fundort, am Ostabhange des Jahodnik gelegen, beschreibt Paul (Jahrb. 1864, pag. 353). Es sind hier mehr dunkelgraue geschieferte Kalke zusammengesetzt aus vielen Schalenbruchstücken, unter denen man mitunter Terebratulaschalen zu erkennen vermag. Paul gibt von hier an: *Ostrea Haidingeriana* Emm. und *Pecten Valoniensis* Opper und Suess.

Im ganzen Pernek-Losoncer Zuge aber waren die Kössener Schichten ebenso wie der bunte Keuper bis in die letzte Zeit unbekannt. Wohl fand Paul im Bachgeschiebe des Rohrbacher Tales ein Stück mit *Avicula contorta*, ohne aber diese Spur weiter verfolgt und das Gestein anstehend aufgefunden zu haben.

Petrographisch bestehen die Kössener Schichten der Karpaten im allgemeinen aus grauen, dunklen Mergelschiefen, verbunden mit Lithodendron- und Terebratulakalkbänken. Der Zusammenhang mit den Keupermergeln ist ein inniger und wird durch die Mergelschiefer bedingt. In den Kleinen Karpaten kann man wegen der Seltenheit guter Aufschlüsse diesen Zusammenhang nicht so gut beobachten und das Vorhandensein der Kössener Schichten meist nur an den dunklen, mergeligen und bituminösen Kalken erkennen, welche einen verhältnismäßig großen Reichtum an organischen Resten zeigen. Es lassen sich sowohl die meist etwas helleren Lithodendronkalkbänke wie auch die Terebratulakalke mit der großen Anhäufung der Schalenreste von *Terebratula gregaria* finden. (Karpatische Fazies der Kössener Schichten, Suess¹⁾) In der Verbreitung hinter diesen letzteren weit zurückbleibend, waren die ersteren nur am Südwesteile der Visoka am Sattel zwischen ihr und dem Pristodolek zu finden und ferner am Holind, wo sie aber neben den sogenannten Lithodendren auch einzelne Terebrateln zeigen. Von den mergeligen Schiefen, die neben den Kalkbänken die Kössener Schichten bei Szomolány vertreten, war bereits die Rede; an der Visoka, in der Nähe des Pristodoleksattels sehen wir gleichfalls graue Mergelschiefer in Verbindung mit Kössener Kalken.

Die Mächtigkeit der Kössener Schichten ist nirgends bedeutend und dürfte im Mittel 10 m nicht übersteigen. Da die Mächtigkeit der Kössener Schichten überhaupt mit der Verbreitung der Lithodendronkalke Hand in Hand geht (Uhlig, Tatra, pag. 15), gibt das in unserem Gebirge spärliche Vorkommen derselben die Erklärung für die geringe Mächtigkeit der rhätischen Stufe.

Fossilien sind in dem Kalke fast immer anzutreffen. Der Artenzahl nach arm, besteht ihre Fauna in einer Anhäufung von Individuen derselben Art, besonders von *Terebratula gregaria* Suess,¹⁾ der Leit-

¹⁾ *Terebratula gregaria* Suess. Brach. d. Kössener Schichten. Denkschr. d. k. k. Akad. d. Wissensch., Wien Bd. X, pag. 283, Taf. II, Fig. 13—15. Zugmayer, Unters. ü. rhät. Brach. Beitr. z. Pal. u. Geolog. Öst.-Ung., Bd. I, pag. 10, Taf. I, Fig. 1—11.

form der karpatischen Fazies. Neben dieser Form, deren Schalendurchschnitte man an den abgewitterten Flächen stets in großer Menge finden kann, treten alle übrigen an Bedeutung weit zurück.

Von Bivalven fand Stur *Avicula contorta* Portl. am Kalvarienberge und Paul im Rohrbachtal, während mir nur ein Bruchstück unterkam, das möglicherweise dieser sonst so häufigen und charakteristischen Rhaetform angehören dürfte. Ebenso fanden sich die von Stur erwähnten *Avicula Escheri* Mer. und *Plicatula intustiata* sowie der *Pecten-Valoniensis* Suess u. Oppel, den Paul angibt, bei den letzten Untersuchungen nicht wieder, wohl aber die gleichfalls von Paul schon gefundene *Ostrea Haidingeriana*¹⁾ in einem allerdings nur unvollständigen Stücke, ferner einige Steinkerne und Abdrücke von *Pecten*, darunter ein etwas deutlicheres Stück mit paarweise angeordneten Rippen.²⁾

Schließlich ist noch ein Pentacrinestielglied zu erwähnen, das aus der kleinen Syncline am Nordausläufer des östlichen Visokaendes stammt. Der Umriss des Stielgliedes ist fünfstrahlig, sternförmig wie bei *Pentacrinus versistellatus* Schafhäutl, von der Zeichnung auf der Gelenkfläche — gleichfalls ein fünfstrahliger zum Umriss alternierend gestellter Stern — ist nichts zu sehen, da die Erhaltung nicht gut ist. Undeutliche Pentacrinenreste waren auch sonst in den Kössener Schichten zu finden.

Die Lithodendronkalke zeigen meist eine etwas hellere Farbe als die Terebratulabänke und sind reichlich von den sogenannten Lithodendren durchzogen, die nach Frech (Korallenfauna des Trias, Palaentograph. 37, 1890—1891) als stark deformierte Korallen der Gattung *Thecosmilia* anzusehen sind. Nur ganz vereinzelt finden sich in den Lithodendronkalk auch andere organische Reste.

Vergleich der Trias im Weißen Gebirge und im Pernek-Losoncer Zuge.

Die Kössener Schichten bilden so wie in den Alpen auch im Pernek-Losoncer Zuge den oberen Abschluß der Triasablagerungen.

¹⁾ *Ostrea Haidingeriana* Emm. (Nach Gümbel) = *Ostrea montis caprilis*, Klippstein

1853. *Ostrea Haidingeriana*, Emmerich: Jahrb. d. Geol. R.-A., 1853, pag. 317.

1861. „ „ Winkler: Oberkeuper d. bayr. Alpen, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. XIII, 1861, pag. 461, Taf. V, Fig. 11.

1843. *Ostrea montis caprilis*, Klippstein: Beitr. z. Kenntnis d. östl. Alpen, Gießen 1893, pag. 245, Taf. XVI, Fig. 5.

1861. „ „ „ Gümbel: Bayr. Alpengeb., pag. 402.

nach Gümbel ferner gleich *Ostrea Marschi Stoppani*, Stud. geol., pag. 254.

Ostrea solitaria, Schafhäutl: Jahrb. f. Min., 1851, pag. 419.

Ostrea Marcignyana, Martin: Mém. d. l. soc. geol. de France, 2 Ser., Tom. VII, pag. 90.

²⁾ Das Stück hat 21 mm Länge, 19 mm Breite und ist ziemlich flach. Die Schale ist mit radialen, vom Wirbel ausstrahlenden mäßig starken Rippen verziert, die eine paarweise Anordnung zeigen, indem der Zwischenraum zwischen zwei Rippen abwechselnd tiefer und seichter ist. Die Zahl der Rippen beträgt 24—26 beziehungsweise 12—13 durch eine Mittelfurche geteilte Rippen.

Die Ohren sind, soweit man urteilen kann, von ungleicher Größe und das größere zeigt vier oder fünf, das kleinere zwei Rippen, auch ein Ausschnitt scheint am größeren Ohr vorhanden zu sein.

Durch die Art der Berippung unterscheidet sich das vorliegende Stück von dem in den Kössener Schichten häufigen *Pecten Valoniensis* und nähert sich dem *Pecten Favri Stoppani* (Pal. lomb. III., Ser. 1860—1865, pag. 209, Taf. XXXVI, Fig. 6), mit welchem es, was Gestalt und Beschaffenheit der Rippen sowie der Ohren betrifft, gut übereinstimmt; andererseits fehlt aber der beiderseitige, ungerippte, transversal gestreifte Randsaum, und die Größe ist geringer. (50 mm Länge, 45 mm Breite bei Stoppani.)

Emmerich (Jahrb. der Geol. R.-A., 1853, pag. 376) erwähnt aus den von ihm sogenannten Gervillenschichten der bayrischen und österreichischen Alpen das Vorkommen mehrerer Vertreter der Gattung *Pecten*, von denen einer an *Pecten ambignus* Goldfuß (petr. germ., Taf. XC, Fig. 5) erinnert, ohne mit ihm übereinzustimmen. *Pecten ambignus* hat auch die breiten mittleren Rippen durch eine Furche geteilt, die Randrippen jedoch sind einfach, zudem sind die Rippen scharf und die Schale ist deutlich konzentrisch gestreift, Merkmale, die unser Stück nicht zeigt.

Leider gibt Emmerich keine nähere Beschreibung seines hier in Frage kommenden *Pecten*s und man kann nicht sagen, ob er eine unserer Form ähnliche meint.

Schließlich wäre noch der von Gümbel (Bayr. Alpengeb., pag. 404) beschriebene *Pecten striatocostatus* zum Vergleich heranzuziehen, er hat aber ebenfalls eine deutliche konzentrische Streifung.

Der schlechten Erhaltung wegen kann über die Zugehörigkeit unseres Stückes noch nichts weiter gesagt werden.

Vergleichen wir die Triasentwicklung, wie wir sie früher hier gesehen, nochmals kurz mit der früher betrachteten des Weißen Gebirges, so sehen wir, daß die Unterschiede recht bedeutende sind. Hier in dem Zuge von Pernek-Losonc ist die Trias, namentlich die obere, in der Weise entwickelt, wie sie für die subtatische Fazies als regelmäßig gilt, nämlich in Form von bunten Keuper und darüberlagernden Kössener Schichten. Zwischen ihr und den Werfener Schichten sind nur die dunklen Visokakalke mit der schmalen Dolomit- und Zellenkalkpartie vorhanden, sie vertreten somit die ganze Mitteltrias und wohl auch noch den unteren Keuper, denn von einer Unterbrechung der Schichtfolge sind keine Anzeichen vorhanden; ein gewisser Unterschied gegenüber den anderen Kerngebirgen besteht nur insofern als dort keine Kalke, sondern massige Dolomite die Mitteltrias zusammensetzen.

Im Weißen Gebirge ist von einem solchen Eingreifen der außeralpinen Fazies, wie sie der bunte Keuper darstellt, keine Spur zu finden, das Weiße Gebirge und seine ähnlich aufgebauten Fortsetzungen, die Berge von Brezova, der Felsen von Turecky, Nodzogebirge stehen im schroffen Gegensatze nicht allein zur Subtatra des Pernek-Losoncer Zuges, sondern zu der Subtatra aller übrigen Kerngebirge.

Von den Werfener Schichten aufwärts — wir können leider nicht völlig genau sagen wie weit — setzen fast nur Kalke und Dolomite von großer Mächtigkeit die Trias zusammen, Verhältnisse, wie sie auch in den Kalkalpen zu finden sind, ja die Übereinstimmung geht noch weiter, petrographisch sind die Ablagerungen des Weißen Gebirges den alpinen viel mehr ähnlich, wie die Ablagerungen des unmittelbar angrenzenden Gebirgstiles.

Daß in den Kleinen Karpaten eine Fortsetzung der Nordalpen zu suchen ist, hat man ja immer behauptet, trotzdem nach Pauls Darstellung die geologischen Verhältnisse dagegen sprechen sollten. In Wirklichkeit bietet der Anschluß der Kleinen Karpaten, an die mit dem Randbruche des Wiener Beckens abgesunkenen und unter den jungen Bildungen vergrabenen Nordalpen, keine Schwierigkeiten. Es ist mehr als nur wahrscheinlich, daß das Weiße Gebirge ein Ausläufer alpiner Fazies ist sowie anderseits der Pernek-Losoncer Zug einen solchen der karpatischen Fazies darstellt.

Lias und Jura.

Mit der Trias endigt zugleich der große Unterschied zwischen dem hoch- und subtatischen Gebiete. Die höheren Formationsglieder der permisch-mesozoischen Serie, Lias und Jura sind bereits in beiden Gebieten entwickelt, im subtatischen in normaler Folge über den Kössener- und Keuperschichten, in hochtatischen transgredierend unmittelbar über den permischen Quarziten und Sandsteinen, oder, wo diese fehlen, über dem Grundgebirge selbst.

Wohl sind gewisse petrographische Unterschiede zwischen dem Lias-Jura beider Faziesgebiete vorhanden, doch gegenüber dem tiefgreifenden Unterschied, der sich im Vorhandensein und Fehlen der vollen Trias ausgedrückt, ist dieser Unterschied nur gering.

Parallel den Visoka-Geldekkalken bilden im subtatischen Gebiete die Lias-Juraablagerungen einen zusammenhängenden Zug vom Zameček bei Vivrat über den Holind, Kunstock, Langerberg bis Losonc, wo junge Schotter- und Ackererde in dem flachen, zwischen den höheren Bergen eingeschlossenen Kessel im Westen des Ortes, die Kalke des Lias-Jura oberflächlich verdecken. Die Breite des Zuges beträgt ungefähr $\frac{1}{2}$ km, am Kunstock, wo eine sekundäre Auffaltung von Trias vorkommt, mehr als das Doppelte ($1\frac{1}{4}$ km).

Anscheinend in der Fortsetzung dieses Zuges liegen die gleichfalls aus Lias-Jurabildungen bestehenden, doch im Gegensatze zum obigen Schichtstreichen (SW.-NO.) ein Westoststreichen zeigenden Kalkberge von Nestich und Szomolány, jene Berge, an denen Stur schon eingehendere Studien ausgeführt hat.

Am westlichen Ende des erwähnten Jurazuges sind die Lias- und Juraschichten noch am Berge Pristodolek bei Vivrat mächtig entwickelt. Durch Keuper vom obigen Zuge getrennt, bilden sie, einen eigenen Zug, der gegen SW. über die Bartalova und Modreinska skala (Waikowa Ubots bei Pettko) und die Roznyova sich fortsetzt.

Die Gesteine der erwähnten Züge zeigen einige Mannigfaltigkeit. Der Hauptsache nach sind es dichte, meist lichtgraue, etwas mergelige Kalke, die Stur mit dem Namen der im alpinen und karpatischen Jura sonst so verbreiteten Fleckenmergel belegt, was streng genommen nicht zutrifft, da das auffallendste Merkmal derselben, die dunklen Flecken, fehlten. Im allgemeinen deutlich geschichtet, werden sie mitunter etwas mehr knollig und gehen ohne besonders scharfe Grenze in graue und rote Knollenkalke über, bei welchen tonige Lagen die einzelnen knolligen Schichten trennen, ein auffallendes und ziemlich verbreitetes Element im Zuge Vivrat-Losonc. Auffallend, weil sie meist kleine Mauern und einzelne Klippen bilden, zumal da wo sie ein steiles bis nahezu seigeres Einfallen besitzen (Hlinini, Zameček u. s. w.). Landschaftlich treten die Mauern und Klippen nicht so sehr hervor wie die bedeutend größeren Käme der triadischen Kalke, viel geringer an Höhe ragen sie nur ein wenig über die Baumkronen empor oder verschwinden ganz unter der Waldesdecke.

Erwähnt soll noch werden, daß die mergeligen Kalke (einschließlich der knolligen) vielfach von weißen Kalkspatadern sowie von Hornsteinbändern, welche in einzelnen günstigen Dünnschliffen unter dem Mikroskop eine Menge zierlicher Radiolarienschälchen erkennen lassen, durchsetzt erscheinen. Der Reichtum an diesen kieseligen Ausscheidungen ist stellenweise so groß, daß der Kalk gegenüber dem bräunlichen dunklen Hornstein ganz zurücktritt, z. B. am westlichen Holind am Wege vom Peterklin zum Oberheg, ferner bei Szomolány im oberen Tale »Auf der Stiege«.

Den Hornsteinkalken und Knollenkalken gegenüber stehen als ein weiterer Bestandteil in der Zusammensetzung des subtatrischen Lias-Jura, graue oder rosenrot gefärbte Crinoidenkalke, die am schönsten am Pristodolek und der Bartalova zu sehen sind, ferner am Kunstock, und am Cejtach und Drini in den Szomolányer Bergen. Oft ganz rein und fast nur aus den zu Tausenden angehäuften Crinoidengliedern bestehend, die aber infolge ihrer großen Anhäufung meist keine Spur ihrer ursprünglichen Form erkennen lassen, sondern nur beim Zerschlagen des Gesteines ihre glitzernden, rhomboedrischen Spaltungsflächen zeigen, werden die Crinoidenkalke stellenweise etwas sandig und kieselig, ohne aber ausgesprochene Sandsteine oder Quarzite so wie in anderen Kerngebirgen oder auch schon im hochtatrischen Teil der Kleinen Karpaten zu bilden. Im Tale »Auf der Stiege« sowie in Steinbrüchen hinter den Häusern von Nestich sind sie noch am meisten sandig-kieselig entwickelt.

Im hochtatrischen Gebiete sind die Lias-Juraschichten weit verbreitet, bilden aber keine größeren zusammenhängenden Züge, sondern wie im ersten Teile dargetan wurde, größere und kleinere, durch Bruchlinien begrenzte Partien. Nur an der Grenze gegen die subtatrische Region ziehen sie im südlichen Tale des Pernek-Losoncer Zuges parallel zum triadischen Kalk des Visoka-Geldekzuges in einem nur an zwei Stellen unterbrochenen längeren Zuge von Pernek angefangen bis über Ober-Nußdorf hinaus. Dieser Zug vereinigt sich östlich vom Geldek mit einem zweiten längeren Zug, der von Pila herauf gegen NO. zieht.

Dort wo der erst erwähnte Zug, wir wollen ihn den Ostri vrh-Borayzug nennen, unterbrochen erscheint (Bila skala und Ostseite des Geldek), ist er durch die Triaskalke der subtatrischen Zone überschoben. Die Breite des Zuges beträgt im W. 400—800 m, nach der Unterbrechung am Geldek etwa 300 m, bei Glashütten wieder 300 m, um gegen Osten an Breite zuzunehmen. An der Boray ist er gegen 1 km breit, während die Breite des Lias-Jura nach der Vereinigung ungefähr 1,5 km beträgt.

Dieser Zug gehört bereits der hochtatrischen Fazies an, da die Lias-Jurakalke unmittelbar über Permquarziten lagern, stellenweise, wo das Perm verdrückt ist, sogar unmittelbar über dem Grundgebirge selbst. Im mittleren Schwanzbachtal, wo eben dieses Verhältnis herrscht, fand ich an der Grenze zwischen Kalk und Phylliten Spuren einer Reibungsbreccie, nämlich einen Block, bestehend aus dichtem, grauem und rotem Kalk, innig miteinander verquetscht und verknetet, mit allen Spuren einer starken Pressung. In dieser selbst schon zusammengesetzten Grundmasse stecken eckige Stücke des dunkelgrünlichgrauen Phyllits, wie er das Liegende des Kalkes bildet. Dieses Stück zeigt uns wohl deutlich, daß die Kalke auf das Grundgebirge hinaufgeschoben sind.

Was die petrographische Beschaffenheit der Gesteine des Ostri vrh-Borayzuges betrifft, sind die Kalke denen des subtatrischen (Kunstock-)Zuges noch überaus ähnlich, zeigen aber auch andererseits schon gewisse, für die hochtatrische Fazies bezeichnende Bildungen. Er stellt somit der Ostri vrh-Borayzug eine

Übergangszone zwischen dem subtatrischen und hochtatrischen Jura dar. Für die hochtatrische Entwicklung des Lias und Jura sind nämlich in den Kleinen Karpaten folgende Gesteine bezeichnend (vergl. Beck im 1. Teil dieser Arbeit):

Neben 1. kleineren Partien von Crinoidenkalk, die ganz wie in der Subtatra rein oder mit Sandkörnern vermischt erscheinen, hier aber auch in ganz ausgesprochene Liassandsteine und Quarzite übergehen können,

2. Dunkle Kalke von ähnlichem Aussehen wie die dunklen triadischen Kalkc des Rachsthurn und der Visoka, die aber im Ballensteiner Schloßgarten liasische Fossilien lieferten. (Das Verzeichnis derselben gibt Andrian im Jahrbuche 1864, pag. 350). Er geht sowohl in helleren, grauen Kalk, ähnlich dem subtatrischen Mergelkalk über, sowie in schieferige Kalke, die an den Schichtflächen häufig serizitähnliche Häutchen zeigen.

Diese Abart hat dann, sowie die den 3. Typus bildenden dunklen Mergel- und Tonschiefer (Maria-taler Schiefer) ein paläozoischen Bildungen ähnliches Aussehen.

Damit sind kurz nur des Vergleiches wegen die Haupttypen der von Beck mit den Namen Ballensteiner Fazies bezeichneten hochtatrischen Lias-Juraentwicklung aufgezählt.

In der erwähnten Übergangszone nun finden wir im allgemeinen die subtatrischen Liassgesteine, hauptsächlich den lichtgrauen hornsteinreichen Kalk, daneben Knollenkalke und mehr untergeordnet Crinoidenkalkc. (Letztere z. B. im Tale des Parinabaches beim Jägerhause Solirov, talaufwärts von der Fischerei.) Daneben treten aber auch die für die Ballensteiner Fazies bezeichnenden Schieferkalke an mehreren Stellen auf. So auf den Vorhügeln an der Südseite der Visoka, wo zugleich eine vielfache größere und kleinere Fältelung der Schichten zu beobachten ist, ferner im östlichen Teile des Zuges an der Ribnikarka. Es scheinen von den grauen Kalken Übergänge zu diesen kalkigen und tonigen Schiefen stattzufinden. Geht man z. B. bei Pernek den Bach aufwärts, so findet man am Hekstun an der Westseite die dichten grauen Kalke, nach Osten zu erscheinen dagegen schieferige Kalke, die gegen die Grenze des Kristallinen als ganz dünnplattige Kalkschiefer mit tonigen Zwischenhäuten entwickelt sind, die man bei flüchtiger Betrachtung für Tonschiefer oder Phyllite halten könnte.¹⁾

Das Vorhandensein einer Umgangszone zwischen subtatrischem und hochtatrischem Gebiete ist für die Kleinen Karpaten im Gegensatz zur Tatra bezeichnend. Im letzteren Gebirge soll nach Professor Uhlig die subtatrische Schuppe soweit auf das hochtatrische Gebiet überschoben sein, daß das Übergangsgbiet — ein solches müssen wir ja voraussetzen — verdeckt wird. In den Kleinen Karpaten wäre also die Überschiebung der entsprechenden subtatrischen Schuppe im allgemeinen eine geringere gewesen und nur stellenweise ist die Übergangszone ganz unter den subtatrischen Bildungen versteckt.

Wie es uns bei der Trias des Weißen Gebirges nicht möglich war, die obere stratigraphische Grenze festzustellen, können wir auch bei den Lias Jura-Schichten nicht genau sagen, bis in welche Formationsstufe sie reichen; und ebenso kann eine stratigraphische Gliederung derselben nicht mit voller Genauigkeit gegeben werden. Es ist auch ganz derselbe Grund: eine große Fossilarmut und der Mangel an sicher horizontierbaren Einschaltungen, wie solche z. B. in der Tatra eine Gliederung des eintönigen Fleckenmergelkomplexes ermöglichten.

Verhältnismäßig am reichsten an Versteinerungen sind noch die Crinoidenkalke und ihr Alter läßt wenigstens einigermaßen genauer angeben. In den Szomolányer Bergen, im Tale »Auf der Stiege« fand Stur in dem sandigen hornsteinreichen Crinoidenkalk *Terebratula grossulus* Suess. und eine *Rhynchonella*, wahrscheinlich *austriaca* Suess. Auf Grund dieser Funde bestimmte er das Alter des Crinoidenkalkes als unerliasisch, und bezeichnen sie als Grestener Schichten.

Da mir nicht genügend Zeit blieb, an dieser Stelle genauere Aufsammlungen zu machen, fand ich nur undeutliche Brachiopoden, pectenähnliche Bivalven neben pazillösen Belemniten. Dagegen gelang es mir, im westlichen Teile an der Bartalova bei Kuchel im roten Crinoidenkalke einige halbwegs bestimmbare Versteinerungen zu finden.

¹⁾ Die starke Fältelung in der Schieferpartie am Südfuße der Visoka legt uns den Schluß nahe, daß die eigentümliche metamorphe Beschaffenheit auf dynamische Druckwirkung zurückzuführen sei.

Neben Resten paxillöser Belemniten und einem kleinen (4 mm) spitzen, mit feinen Längsriefen verzierten, schwarzen Zähnchen, vermutlich von einem Fische stammend, sind einige Spiriferinen zu nennen, und zwar glatte und gefaltete. Die Schnabelklappen der glatten Stücke lassen deutlich das Medianseptum und die zwei Zahnstützleisten erkennen und auch die Oberfläche zeigt die für Spiriferina charakteristische feine Körnelung; eine genaue Bestimmung war jedoch nicht möglich.¹⁾

Die gefalteten Stücke sind gleichfalls nur schlecht erhalten und nicht genau bestimmbar.²⁾

Gleichfalls von der Bartalova dürfte ein loser Block Crinoidenkalkes am Chudí vrch stammen, in dem neben Belemniten und undeutlichen Brachiopodenresten zwei größere Stielstücke eines Pentacrinus gefunden wurden, die einen fünfseitigen Querschnitt mit nur wenig eingezogenen Seitenkanten und einen Durchmesser von 10 mm besitzen. Die Höhe eines einzelnen Stielgliedes beträgt 1,5 mm. Er erinnert somit an *Pentacrinus tuberculatus* Quenstedt (Jura, Taf. X, Fig. 10), eine häufige Form der sogenannten Pentacrinenbank im Lias α , die Wärzchen an den Seiten der Glieder sind jedoch nicht deutlich zu erkennen.

Außerdem ist ein unvollständiges Stück einer größeren Art (Breite 10 cm Länge, nicht vollständig vorhanden 9 cm) von Pecten oder Lima im selben Block gefunden worden. Die Schalenplastik besteht aus zahlreichen, abwechselnd größeren und kleineren Rippen mit 3—4 mm Abstand voneinander und einer konzentrischen Streifung, die sich auf den Rippen als Schüppchen und Warzen äußert.

Schließlich sind noch in den grauen, hornsteinreichen Crinoidenkalken des Kunstocks Belemniten und Pentacrinenspuren und ein Bruchstück einer größeren Spiriferina mit breitem Sinus und deutlicher Körnelung der Oberfläche gefunden worden.

Die organischen Reste, die in den Crinoidenkalken gefunden wurden, sind gewiß sehr dürftige, doch läßt sich aus den Nebeneinandervorkommen von Spiriferinen, Belemniten und Pentacrinen wenigstens das liasische Alter sicherstellen.

Die Gleichstellung mit der Fazies der Grestener Schichten speziell ist zwar weniger sicher, jedoch im hohen Grade wahrscheinlich, besonders für die mehr sandigen und quarzitären Vorkommnisse, während die rein aus Crinoiden bestehenden Bänke petrographisch mehr an die Hierlatzschichten erinnern. (Im südlichen Wiener Wald z. B. sind noch einzelne Partien rötlichen Crinoidenkalkes, die ganz den unseren gleichen, was allerdings bei Crinoidenkalk wenig sagen will.)

¹⁾ Die Stücke sind ziemlich klein, durchschnittlich 9 mm lang und 10 mm breit, wahrscheinlich Jugendexemplare. Rundlich bis queroval im Umriss liegt die größte Breite in der Nähe der Schloßlinie. An dem einen Stücke, welches beide Klappen besitzt, ist die Schnabelklappe stärker gewölbt als die anderen, der Schnabel mäßig lang nach vorn gekrümmt und die Arealkanten stumpf gerundet. Auffallend ist die bedeutende Länge des Medianseptums, die sich daraus erklären dürfte, daß wir es mit jugendlichen Exemplaren zu tun haben. (Wenigstens erwähnt Geyer, Abhandl. Geol. R.-A., Bd. XV, pag. 72, dieselbe Erscheinung bei der *Spiriferina alpina*.)

Beschaffenheit des Schnabels und der Area stimmen am besten mit *Spiriferina rostrata* Schloth. überein, während das Fehlen eines deutlichen Sinus an *Spiriferina alpina* Opper erinnert (z. B. an die Abbildung bei Geyer, Taf. VIII, Fig. 8).

Unter den von *Spiriferina rostrata* sonst gegebenen Abbildungen zeigt Di Stefano's Abbildung (Lias inf. d. Toarmino, Taf. I, Fig. 5) und Paron's, Fig. 1, auf Taf. I in J. Brach. liasici di Saltrio (R. Istit. Lombardo, 1884) gewisse Ähnlichkeit, ohne ganz übereinzustimmen.

Die Zugehörigkeit zu einer bestimmten Spezies ist schwer festzustellen, da einerseits Jugendexemplare weniger scharf ausgeprobte Merkmale besitzen, andererseits auch Übergänge zwischen *Spiriferina alpina* und *Spiriferina rostrata* vorkommen. (Geyer, pag. 72.)

²⁾ An der Schnabelklappe (nur solche liegen vor) haben sie eine tiefe ungerippte Einbuchtung, beiderseits davon fünf gerundete einfache Rippen. Der Umriss ist länglich, bei einer Länge von 10 mm Medianseptum und Zahnstützleisten noch sichtbar.

Soweit man bei der schlechten Erhaltung urteilen kann, gehören sie in die Gruppe der *Spiriferina Walcotti* Sow., von der Quenstedt petr. Germ., Taf. LIV, Fig. 83, eine ähnliche kleine Art abbildet, die allerdings die größeren Rippen und einen von zwei gerundeten Rippen eingefassten Sinus zeigt.

Am besten lassen sich unsere Stücke mit *Spiriferina recondita* Sequano (Abbild. bei Di Stefano, Lias inf. d. Toarmino, Taf. I, Fig. 19—25) vergleichen, wo der Sinus auch von zwei scharfen Rippen begrenzt wird und beiderseits fünf bis sechs Rippen und eine hohe Area besitzt.

Bei einem Vergleich mit dem Unter-Lias in anderen karpatischen Kerngebirgen sehen wir einen auffallenden Gegensatz zu den Grestener Schichten der Tatra, die vorwiegend aus weißem und grauem Sandstein (Pisanasandstein) und Mergelschiefer bestehen, während in den Kleinen Karpaten die reinen Crinoidenkalke vorherrschend sind.

Zwischen beiden Gegensätzen steht die Entwicklung, wie sie das Fatra Krivangebirge zeigt, wo die typischen Pisanasandsteine zwar fehlen, sich im übrigen aber den Grestener Schichten mit ihren grauen Mergelschiefern und Sandsteinbänken noch an die Entwicklung in der Tatra anschließen, daneben aber auch schon kalkig-sandige Bänke mit reichlichen Crinoidenstielgliedern vorkommen. (Vergleiche Uhlig, Fatra Krivan, Denkschr. d. k. Akad. Wien, math.-nat. LXXII, 1902, pag. 29.)

Schwieriger noch ist es, das genauere Alter der Hornstein- und Knollenkalke festzustellen. Denn abgesehen von einigen schlecht erhaltenen Belemnitenresten sind sie so gut wie fossillos, da auch sie stellenweise unmittelbar auf Kössener Schichten und Keuper lagern, können wir vermuten, daß auch sie zum Teile den Unterlias vertreten. Nur an einer Stelle, am westlichen Holind, am Wege vom Peterklin zum Oberheg, fand ich in einer isolierten Knollenkalkklippe einige sehr schlecht erhaltene Reste von Spiriferinen, die mit denen aus dem Crinoidenkalk identisch sein dürften. Es scheint das ein weiterer Grund für unsere Annahme zu sein, wenn schon im großen und ganzen Sturs Ansicht, die Mergelkalke (und mit ihnen die wenig verschiedenen Knollenkalke) als jünger wie die Crinoidenkalke anzusetzen, richtig sein mag.

Eine Abgrenzung innerhalb der Schichten ist aber nicht möglich. Daß sie auch höher als bis zum Lias hinaufreichen, vermuteten schon Stur (pag. 60) und Paul (pag. 352), beide ohne für ihre Ansicht genügend paläontologisches Beweismaterial erbringen zu können. Letzterer erwähnt aus dem Knollenkalk bei Vivrat (wohl Zameček) ein Ammonitenbruchstück, das sich zwar nicht näher bestimmen läßt, aber sicher in die Familien der Fimbriaten gehört, ferner Stur aus den grauen Kalken, (seinen Fleckenmergeln) der Letešarna, *Aptychus sp.* und *Ammonites (Phylloceras) tatricus*, eine Form, die sonst in Begleitung des *Harporceras opalinus* vorkommt. Stur glaubt sogar, daß seine sogenannten Fleckenmergel neben Jura auch noch Neokom vertreten dürften.

Da eine Gliederung der Juraschichten nicht durchführbar war, wurde auf der Karte der ganze Schichtkomplex mit einer Farbe ausgeschieden und als Lias-Jura bezeichnet, wobei durch das besondere Betonen des Lias gesagt sein soll, daß diese Formationsstufe am verbreitetsten und sichersten nachgewiesen ist. Die Ausscheidung der Crinoidenkalke ist zunächst nur eine fazielle, dürfte sich aber mit der stratigraphischen Stufe der Grestener Schichten zum größten Teile decken.

In der hochtatratischen Fazies stellen nach Becks Untersuchungen die Crinoidenkalke mit den entsprechenden Sandsteinen und Quarziten ebenfalls im großen und ganzen die Grestener Schichten dar, während die dunklen Ballensteiner Kalke den Mittellias und die Kalke und mergeligen Schiefer (*Harporceras bifrons*) bei Mariatal den oberen Lias vertreten.

Die Grestener Schichten sind somit in beiden Gebieten in ähnlicher Weise ausgebildet; den Ballensteiner Kalk und den Schiefer sind die subtatratischen Knollen und Hornsteinkalke gleichzustellen.

Kreideformation.

Mit den Lias-Juraablagerungen endet in den Kleinen Karpaten die permisch-mesozoische Serie. Die Ansicht Sturs, daß ein Teil der von ihm so genannten Fleckenmergel auch Neokom vertrete, wurde bereits berührt, doch kann ich bei der geringen Schichtmächtigkeit diese Meinung in Ermanglung jedes zwingenderen Grundes noch nicht teilen. Es scheint vielmehr, daß in den Kleinen Karpaten das Neokom, das in den meisten Kerngebirgen den oberen Abschluß der permisch-mesozoischen Ablagerungsserie bildet, gänzlich fehlt.

Jüngere Kreidebildungen sind aus dem benachbarten Gebirge von Brezova durch Stur beschrieben worden. In diesem Gebirge, das man als die direkte Fortsetzung des Weißen Gebirges bezeichnen kann, kommen als Umrandung des Triaskalkes Gosaubildungen in Form von auffallend rot gefärbten

Konglomeraten, deren Gerölle in der Hauptsache aus Kalk besteht, Mergelschiefer, Sandsteinen und gelblichen Kalken mit *Actaeonellen* vor. (Jahrb. 1860, pag. 67.)

Im Weißen Gebirge ließen sich die Gosaubildungen nicht nachweisen; es sollen zwar kleine Konglomeratpartien hie und da im Gebirge vorkommen und ich fand selbst im Tal zwischen Wetterling und Burian etwas östlich von den grauen (Lunzer) Sandstein Iose Stücke eines Konglomerat, das hauptsächlich aus wohl abgerundeten kleinen Körnern von Kalk und Dolomit in einer hellroten kalkigtonigen Grundmasse eingebettet besteht.

Der Unterschied gegen Sturs Gosaukonglomerate von Brezova besteht in einer größeren Festigkeit, bedingt durch kalkigeres Bindemittel und in dem kleineren Korn. Möglich daß wir es auch hier mit Gosaubildungen zu tun haben, doch können auf Grund eines so minimalen Fundes keine weiteren Schlüsse gezogen werden. Bedeutende Wahrscheinlichkeit hat es dagegen, daß die im Pilatal auftretende Partie roter Mergelschiefer, die diskordant auf den älteren Bildungen auflagert, zur Gosau zu rechnen ist. (Siehe Beck im I. Teil, pag. 34.)

Die Tertiärbildungen.

Wie in allen karpatischen Kerngebirgen gehören die jüngeren Ablagerungen vom Tertiär angerungen nicht mehr zum eigentlichen Kerngebirge, sondern bilden in mehr oder minder flacher Lagerung den Rand des Gebirges, das zur Zeit, als sie abgesetzt wurden, bereits im wesentlichen fertig aufgerichtet war.

In den Kleinen Karpaten ist besonders die Westseite des Gebirges reich an tertiären Randbildungen, während an der Ostseite von einem zusammenhängenden Tertiärsaume, nicht die Rede sein kann, da nur einzelne untergeordnete Vorkommnisse dieser Formation zu finden sind. Dagegen bilden Tertiärkonglomerate die nördliche Begrenzung des Gebirges und trennen das Weiße Gebirge von seiner geologischen Fortsetzung den Bergen von Brezova.

Bevor wir von den einzelnen tertiären Ablagerungen und Schichten etwas näher sprechen, sei noch bemerkt, daß eingehendere Studien in den tertiären Randgebilden der Kleinen Karpaten nicht vorgenommen wurden, da sie außerhalb des Planes dieser Studien lagen. Die Begrenzungen auf der Karte sind daher im Wesen noch die alten, nur einige Änderungen, die sich gelegentlich ergaben, wurden vorgenommen.

A. Die Alttertiärbildungen.

Alttertiäre Bildungen sind nur den Nordwestteil der Kleinen Karpaten beschränkt und füllen hier das Innere der Bixarder Mulde sowie deren Fortsetzung gegen SW., den grabenartigen Einbruch zwischen dem eigentlichen Gebirge und den isolierten Vorbergen Peterscheib, Hurki, Hola hora, ziehen hinab über Széleskut (Breitenbrunn), wo sie unmittelbar an die jungtertiären Randbildungen grenzen. Die letzten Ausläufer sind im Tale zwischen Vajarska hora und am Westfuße des Hlinini zu finden gewesen. Nach Pettko, Stur sollen sie auch am Westfuße der Vajarska zu finden sein.

Die Alttertiärbildungen beginnen mit eozänen Konglomeraten, die in den tieferen Lagen unmittelbar auf dem alten Gebirge aus sehr groben — kopfgroße und noch größere Blöcke sind nicht selten — abgerundeten Bruchstücken des alten Gebirges, (also zumeist triadischen Kalken, daneben Quarziten und Sandsteinen der untertriadisch-permischen Serie) verbunden durch ein helleres, kalkiges Bindemittel bestehen. Nummulitenschalen, die sich im Bindemittel, wenn auch in den ganz groben Konglomeraten weniger zahlreich vorfinden, stellen das eozäne Alter der Konglomerate sicher.

Nach oben hin werden die Nummuliten zahlreicher, die Konglomerate immer weniger grob und gehen schließlich in feinkörnige, helle Konglomerate und Breccien und schließlich in sandige Nummulitenkalke über, die ihrerseits wieder zu der oberen Abteilung des Obertertiär zu den Sandstein und Sanden hinüberführen, welche die Mitte der Bixarder Mulde sowie der Eozänsenke von St. Nikolaus und Blassenstein erfüllen und die das obere Eozän und Oligozän vertreten dürften.

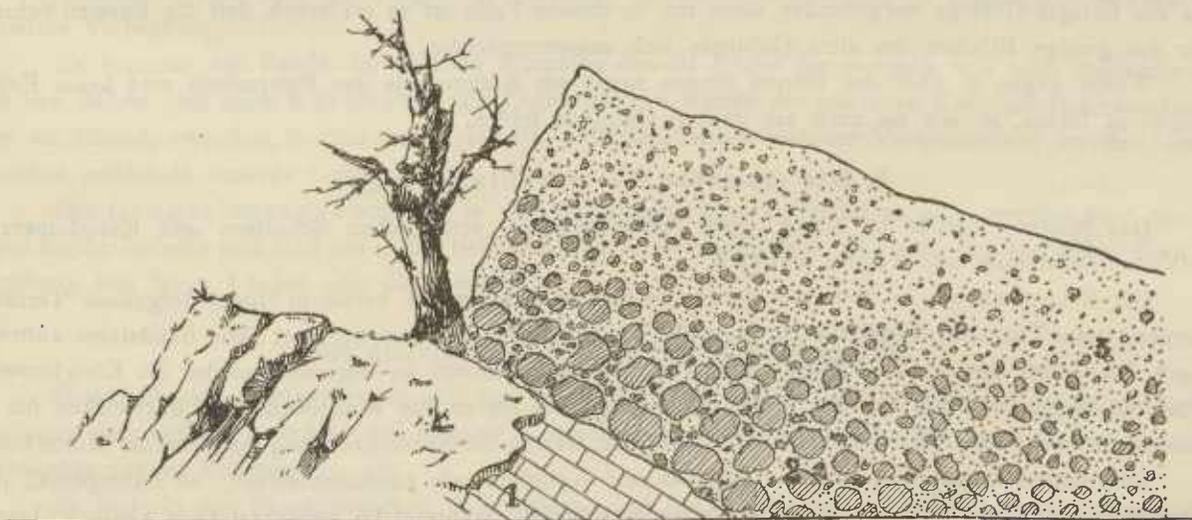
Stellenweise, z. B. am Rachsthurnzuge, sieht man die Eozänkonglomerate bis zu ziemlich bedeutender Höhe hinaufreichen und es ist bei nur flüchtiger Betrachtung nicht so leicht die Grenze des alten Triaskalkes

gegen die Konglomerate mit großen Blöcken und spärlichem Bindemittel zu ziehen. Am Kleinen Rachsthurn, am Eingange ins Breitenbrunner Tal, findet man z. B. die eozänen Konglomerate noch oben auf der Höhe von über 300 m am Kamm anstehend und kann auch den oben beschriebenen, allmählichen Übergang in feinere Konglomerate beobachten. Vergleiche Fig. 31.

In den feinkörnigen Nummulitenkalken, die am Eingange des Breitenbrunner Tales anstehen, sind auf der linken Talseite neben Nummulitenschalen auch reichlich Alveolinen zu finden, die im Handstücke durch ihre weiße Farbe, im Dünnschliffe gegenüber den durchsichtigen Nummulitengehäusen durch ihre dunkle opake Beschaffenheit sich scharf abzeichnen.

Die Nummulitenkalke werden in ähnlicher Weise wie die Leithakalke als Bausteine verwendet und an dieser Stelle in einem kleinen Steinbruche gewonnen.

Fig. 31.



1. Dunkler Rachsthurnkalk. 2. Grobes Eozän-Konglomerat. 3. Feines Nummuliten-Konglomerat.

Eine Gliederung der alttertiären Schichten in Konglomerate und Nummulitenkalke als tieferes Schichtglied und in eine höhere Abteilung, vertreten durch graue, feinkörnige, mürbe bis feste Sandsteine, nahm bereits Paul (Jahrb. 1864, pag. 356) vor und es ist dieser Einteilung nur hinzuzufügen, daß die Sandsteine wahrscheinlich nicht nur das obere Eozän, sondern auch das Oligozän darstellen.

Die Konglomerate sind als das ältere Glied am Rande des Gebirges zur Ablagerung gekommen und sind dabei etwas im selben Sinne wie die älteren Schichten des Gebirges aufgerichtet (bis 30°).

In der Bixarder Mulde sind sie am Südostrande und nach den alten Angaben auch am Südwestrande als schmaler Saum entwickelt, während den breiten Raum im Innern die gelblichen und grauen Sandsteine erfüllen, die dem Anscheine und den älteren Angaben nach eine flache Lagerung besitzen, wie sie eben der Bildung in einem nicht zu tiefen Becken entsprechen würden. Solche Sandsteine sind es, welche die Verbindung zwischen dem Tertiär der Bixarder Mulde und dem Eozängraben von St. Miklós—Blassenstein herstellen. Sie ist orographisch durch ein stellenweise schmales, im allgemeinen aber breites Tal markiert.

Auf der Strecke von St. Nikolaus bis Breitenbrunn sind die Konglomerate und die Nummulitenkalke am Abhang des Rachsthurn und Kusekun vorhanden und ziehen zwischen der Vajarska und dem Peterklin bis zum Hlinini hinab. Sie sind ferner an der Ostseite des Peterscheib und der übrigen isolierten Kalkberge zu finden sowie auf dem Riegel, der die letzte Fortsetzung des Peterscheib gegen SW. darstellt.

Im inneren Teile des Grabens sind ebenso wie im Innern der Bixarder Mulde die Sandsteine entwickelt, die weiter gegen S. bis Breitenbrunn ziehen und hier an der Lehne, die vom Dorf zum Kleinen Rachsthurn führt, durch mehrere tiefe Wasserrisse aufgeschlossen sind. Die alte Karte zeichnet hier bereits

sarmatische Sande ein; doch man sieht in den Wasserrissen, in dem mürben Sandstein und losem Sande einzelne feste Sandsteinlager und in diesen, wenn auch sehr spärlich, noch Nummuliten.

Außerdem kommen, was schon Kornhuber (pag. 56) erwähnt, am Friedhofhügel von Breitenbrunn neben Sandstein feinkörnige Konglomerate vor, die ganz Leithakonglomeraten ähnlich sind sowie Bänke, die aus lauter Muschelfragmenten und Gastropodensteinkernen zusammengesetzt sind, und darunter auch Stücke mit wenig zahlreichen, aber deutlichen Nummuliten. Es liegt dieser Punkt in der Fortsetzung des oben erwähnten Nummulitenkalkriegels und bildet wie dieser die äußere Umrandung der jüngeren Sandsteine.

Auffallend ist an den Alttertiärbildungen, daß sie ein gleiches Einfallen, wie die Schichten des Kerngebirges zeigen, und zwar nicht nur die dem alten Gebirge auflagernden, sondern auch die am Westrande des Grabens vorhandenen, zeigen diese Lagerung und fallen somit unter die Triaskalke des Peterscheib.

Die eozänen Konglomerate wurden daher vielfach noch den von der Hauptaufaltung des Gebirges betroffenen Formationen zugezählt; in Wirklichkeit aber haben die Eozänbildungen bei ihrer Ablagerung bereits ein fertiges Gebirge vorgefunden, denn nur in diesem Falle ist es erklärlich, daß die ältesten Schichtglieder aus großen Blöcken des alten Gebirges sich zusammensetzen.

Weiter gegen S. über den Hlinini hinaus sowie am Außenrande des Peterscheib sind keine Eozänbildungen zu finden, so wie sie auch am ganzen Ostrande fehlen.

B. Die jüngeren Tertiärablagerungen.

Das jüngere Tertiär ist durch einen Schichtkomplex von groben Schottern und Konglomeraten, Leithakalk, Sandsteinen und Tegeln vertreten.

Die Konglomerate und Schotter ziehen das Gebirge als breite in Hügel aufgelöste Terrassen umsäumend vom Thebener Kogel bis zur Vajarska bei Rohrbach, von wo an statt ihrer Sandsteine auftreten, die nach Paul der sarmatischen Stufe angehören. Erst von Sándorf an beginnen wieder die Konglomerate, streichen im Bogen nördlich um das Weiße Gebirge herum bis an die Waagebene und überdecken die nur an einzelnen Punkten als Inseln auftauchenden Triaskalke, welche die Nordumrandung der Bixarder Mulde bilden.

Das Material, aus dem sich die Schotter und Konglomerate zusammensetzen, ist naturgemäß nach der Beschaffenheit des angrenzenden Gebirgstalles verschieden, während im südlichen Teile vielfach Quarzite und Stücke des Grundgebirges sind, sind es in dem hier zu besprechenden nördlichen Teile zumeist Kalkgerölle und in der Rohrbach-Kuchler Gegend auch Sandstein- und Melaphyrstücke, solche Gerölle bilden z. B. den Královi vršek bei Rohrbach, doch finden sich größere Quarzitstücke neben den typischen Kalkkonglomeraten auch im nördlichen, besonders in der Gegend von Nádas.

Fossilien sind in den Konglomeraten und Schottern nicht häufig. Kornhuber (pag. 61) erwähnt Schalenreste von Ostreen und Pectines aus der nördlichen Partie (Sándorf-Nádas), auf Grund welcher er die Konglomerate als marines Miozän anspricht, Paul ferner Steinkerne von Trochus, Conus und Pecten aus den grobkörnigen Sandsteinen und Konglomeraten südöstlich von Bisternitz. Die Schotter sollen nach ihm das Zersetzungsprodukt der Konglomerate sein.

Am Ostrande des Gebirges haben die miozänen Konglomerate nur sehr beschränkte Verbreitung und bilden einen schmalen Saum vom Szomolányer Schloßberg gegen N. bis zum Beginn des Trnavatales, wo sie an der Straße nach Bixard und bei der Holbičkamühle anstehen. Neben den Kalkkonglomeraten sind auch hier ziemlich viele Quarzitsandsteinstücke zu finden.

Weiter südlich, schon außerhalb des hier zu besprechenden Teiles, ist noch ein Konglomeratvorkommen bei Ompital (Kalvarienberg) bis gegen Unter-Nußdorf.

Leithakalk ist in dem hier zu besprechenden Teile am Westfuße der Vajarska hora zu finden, wo er durch einen Steinbruch aufgeschlossen ist und neben den Lithothamnien auch andere Marinfossilien (z. B. Pecten) enthält.

Als Vertreter der brackischen (sarmatischen) Stufe sind nach Paul die hellen, grauen und gelblichen Sandsteine und Sande anzusehen, die bei Rohrbach (Vajarska Mühle) beginnen und statt der marinen Konglomerate bis Sándorf den Tertiärrand des Gebirges bilden. Beim letzteren Orte sind sie von Löß zum großen Teile überdeckt.

Ihr Alter erschließt Paul daraus, daß er östlich des Weges von Breitenbrunn nach Blassenstein gelblichbraunen sandigen Kalk mit Steinkernen von *Cerithium pictum*, *Cardium plicatum* und *Ervilia podolica* fand (pag. 364).

Einen ähnlich mit Steinkernen — allerdings fast gar keinen Cerithien — vollgepfropften Kalk, fand ich am Wege von St. Nikolaus und St. Peter in einzelnen Bänken in den Wasserrissen am Westfuße der Hurki neben feinkörnigen grauen Sandstein und Sand mit tonigen Zwischenlagern.

Die jungtertiären Schichten des Westrandes zeigen eine flache, ein wenig gegen die Ebene geneigte Lagerung.

Auch am Rande der Waagebene konnte Kornhuber die Cerithiensande beim Friedhof von Terling nachweisen und er gibt als Fossilien *Cerithium pictum* Bast., *Cardium vindobense* Lam., *Donax lucida* Eichw. und *Mactra podolica* Eichw. an.

Schließlich sind noch die Tegel zu erwähnen. Sie haben in dem hier zu besprechenden Teile keine besondere Verbreitung.

Es kommen am Rande der Kleinen Karpaten sowohl solche der marinen, wie auch der Süßwasserstufe vor. Marin sind nach Kornhuber die Tegel, die am Rande der miozänen Konglomerate, anscheinend unter sie fallend, zwischen Kuchel und Rohrbach auftreten, sowie mehrere Vorkommnisse an der Ostseite, die schon außerhalb unseres Gebietes fallen. (Kornhuber, pag. 61, f.)

Die Congerientegel scheinen in der Marche Ebene sehr verbreitet zu sein, werden aber von dem jungen Sande bedeckt und sind nur in den tiefen Bachtälern angeschnitten. (Malina bei Malatzka, Rudava, Umgebung von Nagy Lévárd oder Groß-Schützen.)¹⁾

Die diluvialen und alluvialen Ablagerungen.

Dieser jüngsten Ablagerungen soll nur mit einigen Worten gedacht werden, da sie ja größtenteils nicht mehr dem Gebirge, sondern den Ebenen zu beiden Seiten angehören. Hier aber weit verbreitet, nehmen sie fast den ganzen Flächenraum ein.

So bedeckt den Raum zwischen dem Gebirge und der March, der von ausgedehnten Föhrenwäldern eingenommen wird, ein feinkörniger, gelblichgrauer, glimmerarmer Sand, der in wechselnder Mächtigkeit von wenigen Fuß bis zu 10 m über dem Congerientegel lagert und stellenweise an der Basis mit Quarzgeschieben beginnt (Paul, pag. 366.) Er bildet kleine Hügelwellen, die ganz den Eindruck alter Flußdünen machen. Hofrat Kornhuber teilte mir auch mündlich mit, daß an gelegentlich günstigen Aufschlüssen Diagonalstruktur zu beobachten sei. An diesen Sandhügelreihen, die nicht unmittelbar an den Tertiärrand grenzen, sondern im Gebiete von Kuchel nordwärts durch einen breiteren oder schmäleren von sumpfigen Wiesen bedeckten Alluvialrande getrennt werden, versickern die kleineren, vom Gebirge herabkommenden Bäche ganz oder zum Teile und lassen ihr Wasser unterirdisch über den Congerientegeln den größeren und tiefer geschnittenen Bächen zufließen; so verliert sich z. B. der Neubach in der Nähe der Rohrbacher Pechöfen, der von Hlinini entspringende Bach beim Královi vršek, u. a. m.

In der östlich gelegenen Waagebene oder oberungarischen Ebene kommt der diluviale Sand nach Kornhuber nur an einigen Stellen im S. vor, während der größte Teil der Ebene von dem kalkigsandigen Löß bedeckt wird.

Kleinere Lößpartien kommen auch am Westrande an der Vajarska bei Rohrbach, bei Kuchel, dann in etwas größerer Verbreitung in der Gegend von St. Peter und Sándorf am Abhange des Gebirges, wo sie über den sarmatischen Sanden lagern.

Weiter gegen N. ist er dann noch mehr verbreitet und jenseits der Miava gehen die diluvialen Sande in ihn über.

An der Ostseite bilden in ähnlicher Weise wie die miozänen Schotter und Konglomerate am Westrande ebenfalls Schotter, aber diluvialen Alters den unmittelbaren Saum des Gebirges.

¹⁾ Diese Tegelvorkommen sind auf der beigegebenen Karte nicht mehr eingezeichnet, da sie bereits außerhalb des eigentlichen Arbeitsgebietes fallen.

Sie bestehen aus mehr oder weniger eckigen Geschieben, die vom angrenzenden Gebirge geliefert wurden, und daher auch nach demselben ihre Zusammensetzung ändern. Nach Kornhubers Angaben kommen unter anderem recht große Quarzitblöcke von 4 bis 6 Fuß Durchmesser in diesen Lokalschottern vor.

Zu den allerjüngsten Bildungen, welche noch jetzt vor unseren Augen zustande kommen, gehört neben den Flußalluvien auch der Kalktuff, der an mehreren Stellen im Gebirge von dem kalkhaltigen Bachwasser abgesetzt wird. Das größte Vorkommen befindet sich südwestlich von Blassenstein-St. Nikolaus und wurde hier früher als Walkerde abgegraben; in ähnlicher erdiger Form tritt er nördlich von St. Nikolaus und am Eingang des Breitenbrunner Tales, am Fuße des Kleinen Rachsthurn hinter dem Nummulitenkalksteinbruch auf. Weitere Vorkommen sind weiter talaufwärts zwischen Kunstock und Holind, wo der Bach mit ziemlich steilem Gefälle an zwei Stellen als kleiner Wasserfall herabfließt und dabei seinen Gehalt an kohlsaurem Kalk absetzt. Schließlich gibt Pettko noch am Fuße des Holy vrh bei Sándorf und bei Korlatkö (dem früheren Lieskow) Kalktuff an.

Höhlen.

Anhangsweise sind hier noch die Höhlen zu nennen, an denen das Weiße Gebirge an seiner Westseite ziemlich reich ist. Die bekannteste ist die Tropfsteingrotte unter der Ruine Blassenstein, in die man ursprünglich nur an Stricken durch einen ziemlich engen Schlot von der Höhe des Berges gelangen konnte. Heute ist von der Westseite ein Eingang gebrochen und die Grotte in zwei übereinander liegenden Stockwerken erschlossen. Nach den Aussagen der als Führer dienenden Forstleute vermutet man darunter noch eine weitere dritte Höhle zu finden.

Andere kleinere Höhlen sind am Rachsthurn am Westabhange unterhalb des höchsten Punktes, ferner mehrere ziemlich versteckte im oberen Teile des St. Miklóser Tales.

Eine von diesen, die Tmava skala am rechten Abhange des Tales ist schon seit langem als Fundort diluvialer Säugerknochen (*Ursus spelaeus*, *Elephas primigenius*) bekannt. Am Boden dieser mitunter sehr niedrigen Höhle liegt ein grobes Kalkgerölle, in welchem die Knochen lose zu finden sind. (Vergl. auch Mack, Verh. d. Vereines f. Naturk., Preßburg 1859, Sitzungber., pag. 65. Paul, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 1863, Verh., pag. 72.)

Mineralquellen.

In ähnlicher Weise wie am Abbruch der Alpen sind auch an den beiderseitigen Randbrüchen der Kleinen Karpaten Thermen und Mineralquellen zu finden. Am Ostrande die schon längst eingehender beschriebenen Eisenquellen in Preßburgs Umgebung und bei Bösing und die Schwefelquelle von St. Georgen.

Am Westrande ist nur die Schwefelquelle von Altenburg einigermaßen bekannt und von praktischer Bedeutung.

Knett, welcher in den Verh. d. k. k. geol. R.-A., 1901, pag. 247, über die mutmaßliche Fortsetzung der Thermenlinien des Wiener Beckens gegen N. berichtet, spricht noch von einer Schwefelquelle bei Stampfen und einer bei Smrdak östlich von Egbell und konstruiert als Fortsetzung der Leithagebirgslinie (Neudorf-Sauerbrunn, Brodersdorf, Mannersdorf, Altenburg) eine westliche Karpatenlinie: Altenburg, Stampfen, Smrdak.

Die Nachricht über die Stampfener Schwefelquelle stammt jedoch nur aus Lengyel de Przemysl: Die Heilquellen und Bäder Ungarns, 1854. Sie selbst ist heute nicht mehr zu finden und die Bevölkerung weiß von einem solchen Vorkommen nicht das geringste mehr.

Dagegen ist in St. Miklós der Brunnen der Kralikmühle eine indifferente Schwefelquelle, welche an der Grenze der Trias gegen das Tertiär entspringt und deren Wasser, besonders vom Grunde des Brunnens geschöpft, einen starken Geruch nach Schwefelwasserstoff verbreitet.

Nach den in solchen Fällen allerdings mit gewisser Vorsicht aufzunehmenden Mitteilungen der Bewohner sollen weitere Schwefelquellen bei St. Peter, etwas höher gegen das Gebirge zu, sowie wiederum weiter gegen die Ebene beim Jägerhause Haluszka vorkommen.

Die indifferente Schwefelquelle von St. Miklós fügt sich wohl in eine solche hypothetische, dem Westabbruch des Gebirges folgende Verlängerung der Leithagebirgslinie ein; die Quelle von Smrdak liegt jedoch bereits zu weit westwärts vom Gebirgsrande entfernt und würde, wenn man schon Quellenlinien konstruieren will, eher auf eine dem Flyschrande folgende Nordostlinie Egbell-Smrdak deuten.

Schließlich soll noch beim Hegerhause am Beginne des Breitenbrunner Tales eine salzige Quelle vorhanden sein, die aber in den letzten Jahren verschüttet wurde, um das Vieh vom Genusse des Salzwassers abzuhalten. Leider hatte ich nicht mehr Zeit, den Angaben genauer nachzuforschen. Der Lage nach müßte diese Quelle aus den Werfener Schichten stammen, was insofern interessant wäre, da sonst keine Spur für Salz- oder Gipsvorkommen in den Werfener Schichten der Kleinen Karpaten zu finden ist.

Zusammenfassung der stratigraphischen Ergebnisse.

Werfen wir noch, ehe wir die tektonischen Verhältnisse betrachten, einen kurzen Rückblick über die bei der Untersuchung der Kleinen Karpaten gewonnenen stratigraphischen Tatsachen, so haben wir folgende Punkte hervorzuheben:

Wir können analog in den Verhältnissen der Tatra auch in den Kleinen Karpathen nach dem Vorkommen oder Fehlen der Trias ein inneres, hochtatisches (ohne Trias) und ein äußeres subtatisches Gebiet (mit reichlicher Trias) unterscheiden. Das hochtatische Gebiet dürfte während der ganzen Triasperiode trocken gelegen sein (Wüste?), während das subtatische Gebiet vom Meere überspült war.

Außer diesem wichtigsten Unterschied sind zwischen beiden Gebieten noch kleinere fazielle Verschiedenheiten, namentlich in der Ausbildung der Lias-Juraablagerung. (Knollen- und Hornsteinkalk im subtatischen Gebiete, im hochtatischen: Ballensteiner Kalk, Kalk- und Mergelschiefer (Ballensteiner Fazies Beck's); häufigeres Auftreten von Grestener Sandstein und Quarzit im Unterlias.)

Dieser Unterschied ist aber weniger groß, wie der zwischen dem subtatischen und hochtatischen Lias und Jura in der Tatra; und außerdem ist in den Kleinen Karpaten eine Übergangszone vorhanden.

Eine in dem übrigen Kerngebirge unbekanntere Erscheinung ist die weitere Differenzierung des subtatischen Gebietes selbst in zwei nach der Entwicklung der mittleren und oberen Trias verschiedenen Faziesgebiete, die in ihrer Ausdehnung dem Pernek-Losoncer Zug (ausgenommen den südlichen hochtatischen Abhang) und dem Weißen Gebirge, einschließlich der Sandsteinzone, entsprechen.

Im ersteren Teile ist die Trias ähnlich entwickelt wie in der subtatischen Zone der meisten übrigen Kerngebirge, nämlich Obertrias in Form von bunten Keuper und Kössener Schichten.

Im Weißen Gebirge dagegen sind von den Werfener Schichten aufwärts durchwegs Kalke und Dolomite zu finden (Rachsthurnkalk, daktyloporenreicher Wetterlingkalk, Havranaskalakalk und weißer Dolomit), ein ziemlich mächtiger Schichtkomplex, der die mittlere und auch die obere Trias darzustellen scheint und seiner größeren Mächtigkeit nach — sie beträgt ungefähr das Dreifache wie die der Trias im Pernek-Losoncer Zuge — wie auch dem petrographischen Äußern, vielfache Ähnlichkeit mit der Trias der östlichen Nordalpen zeigt.

Die kleine Sandsteinpartie zwischen Wetterling und Burian vertritt möglicherweise den Lunzer Sandsteinhorizont.

Die Tertiärbildungen, welche die Randgebiete einnehmen, beginnen, sowie in allen Kerngebirgen, mit groben Konglomeraten, deren Gerölle Bruchstücke der älteren Bildungen sind, die also erst nach Aufrichtung des Gebirges abgelagert wurden.

Im folgenden ist der Versuch gemacht, die Schichten der verschiedenen Faziesgebiete einander tabellarisch gleichzustellen, doch sei bemerkt, daß diese Zusammenstellung nur als Versuch zu betrachten ist, da eine sichere und genaue Gliederung der Kalke des Weißen Gebirges zur Zeit noch nicht möglich ist.

	Kleine Karpaten			Tatra (und Fatra Krivan)	
	Subtatisches Gebiet		Hochtatisches Gebiet (siehe I. Teil, pag. 32, 33)	Subtatisches Gebiet	Hochtatisches Gebiet (nur Tatra)
	Weißes Gebirge	Pernek-Losoncer zug			
Obere Kreide	Gosaukonglomerat (?)		Gosaumergel von Pila		Transgredierende Mergelschiefer
Neokom				Murankalk und Choksdolomit, Fleckenmergel	Fleckenmergel und Kalke
Malm Dogger				Fleckenmergel	Lias-Jurakalk (mit Crinoiden- und Knollenkalk-Einlagerungen)
Lias		Knollen- und Hornsteinkalk Mergelkalk	Kalke und Mergelschiefer (Marientaler Schiefer)	Knollen- u. Hornsteinkalk	
				Fleckenmergel	
				Mergelschiefer und Sandsteine	
		Crinoidenkalk (stellenweise sandig)	Crinoidenkalk und Sandsteine	Mergelschiefer und Pisanasandstein	
Keuper	Rhaet Hauptdolomit u. Dachsteinkalk Lunzer Sandstein	Dolomit u. Havranaskalakalk (Sandsteinpartie)	Kössener Schichten Bunter Keuper	Kössener Schichten Bunter Keuper Dolomit (Lunzer Sandstein im Fatra Krivan)	Fehlt
Muschelkalk		Rachsthurnkalk			
Untertrias	Werfener Schiefer und Sandsteine mit Melaphyr	Werfener Schichten am Oberheg	Fehlt	Werfener Schiefer und Sandsteine Rauchwacke u. s. w.	Bunte Schiefer und Sandsteine
Perm	Kieselige Sandsteine (Konglomerate selten)		Quarzitische Sandstein und Konglomerate, Arkosen, lockere Sandsteine u. Konglomerate, Grundkonglomerat	Sandsteine u. Konglomerate	Sandsteine u. Konglomerate Grundkonglomerat
Archaisch-paläozoisches Grundgebirge			Kristall. Schiefer, Gneis u. Granit		Kristall. Schiefer, Gneis, Granit

Tektonik.

Allgemeines.

Eine auffallende Eigentümlichkeit des tektonischen Baues der Kleinen Karpaten, eine Eigentümlichkeit, welche keines der anderen Kerngebirge zeigt, besteht darin, daß der südliche Teil ganz anders beschaffen ist wie der nördliche.

Während in diesem dasselbe Gesetz zu erkennen ist, das den tektonischen Aufbau der anderen karpatischen Kerngebirge beherrscht, während hier langgestreckte, das Gebirge in SW.—NO.-Richtung schräg durchlaufende Faltnzüge zu finden, die mit zerrissenem Mittelschenkel schuppenartig gegeneinander und gegen das Innere des Gebirges überschoben sind, ist das südliche Gebiet ein ausgesprochenes Bruchgebiet, in dem keine größeren zusammenhängenden Züge zu finden sind, sondern der hochtatische Schichtkomplex durch größere und kleinere Brüche in einzelne Schollen zerlegt erscheint.

Im großen und ganzen fällt die Grenze dieser beiden tektonisch verschiedenen Teile mit der Linie Pernek-Nußdorf zusammen, indem die beiden subtatischen Faziesgebiete zum ersteren und das hochtatische größtenteils zum letzteren Teile gehört und nur seine nördliche Randzone (das sog. Übergangsgebiet) sowie der nordöstliche Teil von Pila bis Nußdorf zeigen zusammenhängende faltenartige Züge und schließen sich an das nördliche Faltnungsgebiet an, zu dem somit der ganze Pernek-Losoncer Zug gehört.

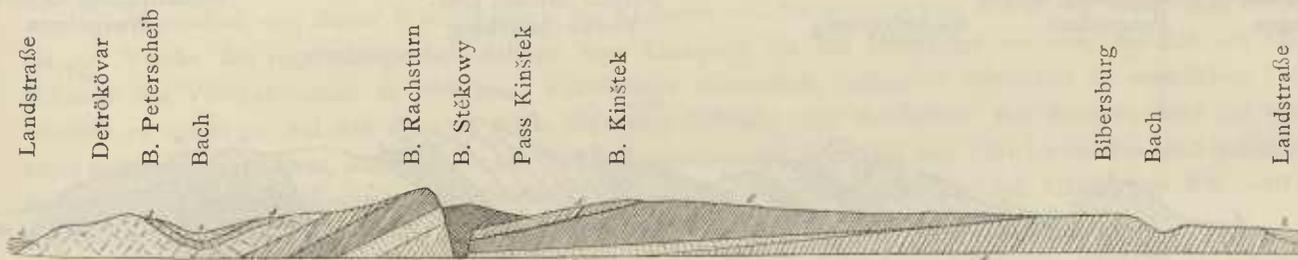
Wir haben hier nur vom ersteren Teile zu sprechen, da das Bruchgebiet Gegenstand des ersten Teiles dieser Arbeit ist.

Frühere Ansichten.

Die früheren Autoren haben über den tektonischen Aufbau der Kleinen Karpaten verhältnismäßig wenig berichtet. Sie haben aber übereinstimmend das allgemeine Schichtfallen vom Gebirge weg, also gegen Westen, Nordwesten und Norden beobachtet.

Pettko sucht den Aufbau vom Standpunkt der Erhebungstheorie aus zu erklären und weist den Melaphyren der Sandsteinzone eine für die Aufrichtung des Gebirges wichtige Rolle zu. Er schreibt: »Als

Fig. 32.



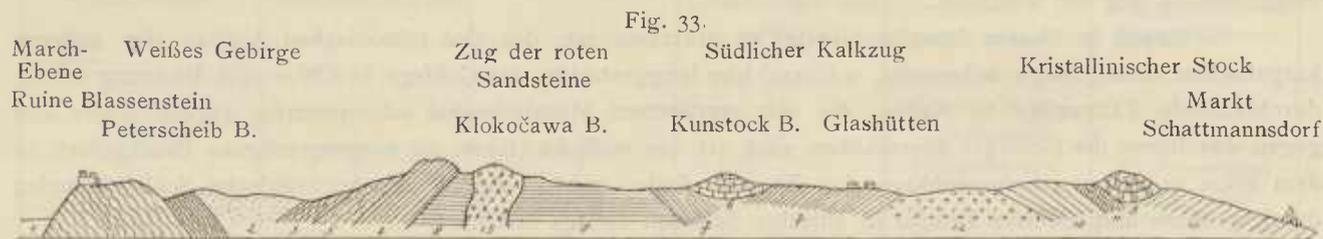
Ideales Querprofil der Kleinen Karpaten zwischen Detrekö und Vöröskö. Nach Pettko.

1. Tertiär-Konglomerat Sandstein, Schiefertone
2. Tertiär. Schiefertone, Sandstein, Tegel.
3. Nummulitenkalkstein und Sandstein.
4. Jurakalk und Dolomit.
5. Liaskalkstein und Sandstein.
6. Trias: Schwarzer Kalk.
7. Bunter Sandstein.
8. Grauwacke: Sandstein und Schiefer.
9. Melaphyr.

nämlich die liasischen Gesteine bereits abgelagert waren, trat der Melaphyr durch eine Spalte hervor; während er aber die Südseite des Gebirges nur unbedeutend in die Höhe hob (wobei ihr westliches Fallen nur vermindert werden konnte), richtete er die nordwestliche Lippe der Spalte bedeutend auf. Dadurch kam der rote Sandstein auf dieser Seite zu Tage, blieb aber auf der Südostseite unter dem Kalke verborgen. Die Grauwackenformation, welche auf der Südostseite noch vor der Eruption des Melaphyrs bloßgelegt war, blieb es auch danach, während die Hebung auf der Nordwestseite nicht so weit ging, um auch die Grauwacke bloßzulegen.«

Er veranschaulicht seine Erklärung durch ein Idealprofil, das hier auf die Hälfte verkleinert wiedergegeben ist.

Diese Erklärung des geologischen Baues, die bei Berücksichtigung der damals herrschenden Vorstellungen gewiß geistreich und sehr ungezwungen erscheinen mußte, ist aber doch gänzlich unrichtig. Abgesehen von kleineren Mängeln — der südlich von den roten Sandsteinen gelegene Teil ist ja keineswegs flacher gelagert als der Rachsthurnzug — geht sie von einer falschen Voraussetzung, nämlich dem nachjurassischen Alter der Melaphyre aus, die aber, wie wir gesehen haben, gleichalterig mit den Werfener Schichten sind.

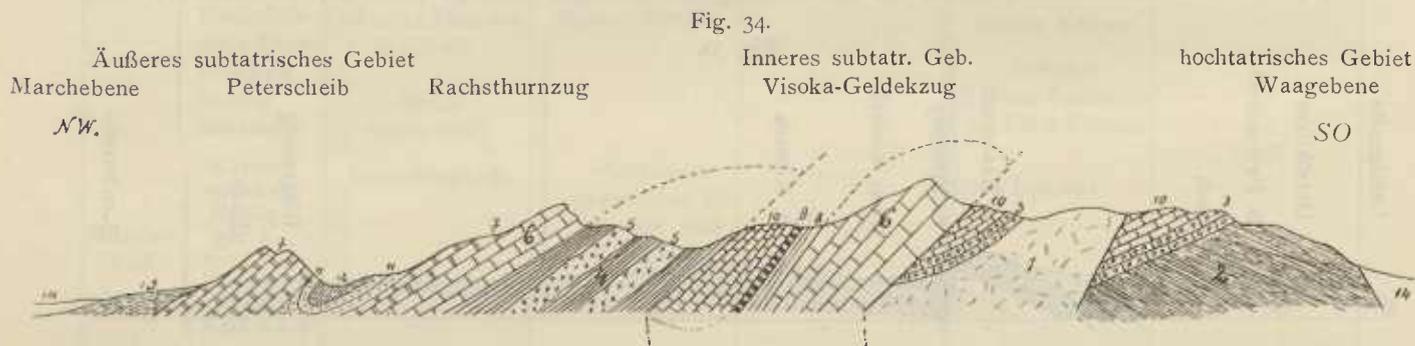


Durchschnitt durch die Kleinen Karpaten von Blassenstein bis Schattmannsdorf. Nach C. M. Paul.

1. Miocän-Sand.
2. Eocän-Sandstein.
3. Nummuliten-Kalk und Dolomit.
4. Lichter dolomitischer Kalk (Kreide).
5. Lichter Korallenkalk (Wetterling-Kalk).
6. Hornsteinführender Kalk (Jura).
7. Dunkler Kalk (Lias und Kössener-Schichten).
8. Roter Sandstein (Rotliegendes).
9. Quarzit und Quarzkonglomerat.
10. Tonschiefer.
11. Kalkschiefer-Einlagerungen in Tonschiefer.
12. Granit.
13. Melaphyr.

Doch sucht Pettko wenigstens seine Erklärung dem allgemeinen Schichtfallen vom Gebirge weg anzupassen, während in dem später von Paul gegebenen Durchschnitte mehr die Lagerungsverhältnisse nach der Vorstellung des Autors angepaßt werden.

In dem Durchschnitte Pauls (l. c. pag. 359) erscheint der Granit sowohl wie der rote Sandstein als mäßige Aufwölbungen, von den beiderseits die jüngeren Schichten abfallen. Das Eozän bildet eine einfache Mulde, unter die die Schichten des Peterscheib (gegen O.) fallen. (Man vergleiche hiezu Fig. 33.)



Schematisches Profil durch die Kleinen Karpaten.

1. Granit.
2. Phyllit (1, 2 Grundgebirge).
3. Perm-Sandstein.
4. Untertriadisch-permische Serie.
5. Melaphyr
6. Visoka- und Rachsthurnkalk.
7. Wetterlingkalk.
8. Bunter Keuper.
9. Kössener Schichten.
10. Lias-Jurakalk (3—10 permisch-mesozoische Serie).
11. Eocänes Konglomerat.
12. Jüngeres Alttertiär.
13. Jung-Tertiär.
14. Diluvium.

Stur, Foetterle und Kornhuber haben über die tektonischen Verhältnisse wenig geschrieben. Nur Stur gibt einige kleinere Durchschnitte durch die Szomalányer Berge.

Ein schematisches Profil, welches auf Grund der neuen Beobachtungen gemacht ist, wurde schon im vorläufigen Berichte über den geologischen Bau des nördlichen Teiles der Kleinen Karpaten (Verh. d. Geol. R.-A., 1902, pag. 16) gegeben und ist Fig. 13 mit einigen Ergänzungen wiedergegeben.

Betrachten wir nun die tektonischen Eigentümlichkeiten der einzelnen Teile etwas näher.

Das Gebiet an der Visoka.

(Tafel I, Fig. 4 und 5.)

Wie in der Tatra die Gegend südlich von Zakopane den Schlüssel zur Erkenntnis des tektonischen Baues abgibt, indem hier der Charakter der schiefen Falte durch die vollständige Ausbildung der Synklinale S 3 noch deutlich ausgesprochen ist, läßt in den Kleinen Karpaten die Gegend der Visoka dieses nämliche Gesetz deutlich erkennen.

Gehen wir von dem Rohrbacher Tale über den Hlinini gegen die Visoka, so finden wir nach Überschreiten der Werfener Schichten (ungefähr in der Richtung des Durchschnittes auf pag. 56) am südlichen Teile des Hlinini unmittelbar nach den roten, glimmerreichen, sandigen Schiefen eine aus steil gestellten ($70-90^{\circ}$) roten und grauen Knollenkalken des Lias-Jura gebildete Mauer. Bei einem SW.—NO. gerichteten Streichen läßt sich die Knollenkalkmauer gegen Westen bis ins Tal nördlich von Vivrat verfolgen; gegen das Tal östlich löst sich die Mauer in drei größere Klippen auf, (die auch auf der Spezialkarte eingezeichnet sind), wie überhaupt die ostwärts ununterbrochen bis an die Waagebene ziehenden Lias-Jurakalke bald kleinere Mauern, Kämme, bald mehr einzelne Riffe und Spitzen bilden.

Nachdem der Weg um die oberste der Klippen gegen S. herum gegangen ist, erscheint das nächsttiefere Glied die Mergelschiefer und Sandsteine des bunten Keupers. Kössener Schichten scheinen an dieser Stelle zu fehlen.

Der nun folgende Hügel zeigt die lichten Zellenkalke (Rauchwacke) und lichten Dolomite, die in den oberen Partien des Visokakalkes aufzutreten pflegen. Ihr Fallen ist 40° gegen NW., also ganz regelmäßig unter die Keuperschichten gerichtet, während nach der Biegung des Weges um den Zellenkalkriegel herum in dem grauen Dolomit ein Fallen von 40° gegen SO. gemessen werden konnte.

Die Zellenkalke und Dolomite stellen somit eine kleine sekundäre Antiklinale dar, während die Hauptfalte von dem dunklen Triaskalke des Visokakammes gebildet wird, der daselbst ein normales Nordwestfallen von 40° zeigt.

Die zwischen beiden eingeschaltete Synklinale, welche sich gegen W. rasch verbreitert, ist an dieser Stelle nur schmal und wird nur von den Kössener Schichten und dem bunten Keuper gebildet, die besonders an dem zum Pristodoleksattel führenden Wege wie auch östlich in dem nach N. offenen Tale zu beobachten sind.

Abgesehen von dieser Wiederholung der Kössener und Keuperschichten haben wir somit vom Hlinini bis zur Visoka die regelmäßige Schichtfolge vom Lias-Jura bis zur Mitteltrias vor uns, die sich am Südabhange des Visokakammes in verkehrter Reihenfolge wiederholt, indem — besonders im westlichen Teile deutlich zu sehen — auf den dunklen Kalk die Mergelschiefer und Sandsteine des Keupers und die Kössener Schichten erscheinen, während die am Abhange aufsitzenden Vorhügel von Lias-Jurakalken und Schiefen der sogenannten Übergangzone gebildet werden. Ihr Streichen ist gleich dem des Triaskalkes SW.—NO., das Fallen im allgemeinen mittelsteil, an verschiedenen Punkten verschieden ($30^{\circ}-50^{\circ}$).

Unter ihnen lagern im Neubachtale unmittelbar die Granite des Grundgebirges, während an anderen Stellen (die nächsten Punkte sind Ostri vrh und Oberheg) zwischen beiden die permischen Quarzitsandsteine und Konglomerate eingeschaltet sind, deren Fehlen hier wahrscheinlich auf tektonische Gründe zurückgeht.

Die Wiederholung der Schichtfolge in verkehrter Ordnung zeigt uns, daß hier an der Visoka die Antiklinale, die wir die innere subtatrische (A_3 der Tatra) nennen wollen, noch vollständig als schiefe Falte ausgebildet ist, während sie weiter östlich bis an die Waagebene unvollständig in Form einer mehr oder minder gegen das Innere des Gebirges überschobenen Schuppe entwickelt ist.

Die am Südostabhange der Visoka anstehenden Lias-Juraschichten bilden dabei die gemeinsame Syncline zwischen ihr und der folgenden von den Schichten der hochtatrischen Nordrandzone und dem Grundgebirge gebildeten Aufwölbung, die der Antikline A_2 oder A_1 der Tatra entspricht.

Wie schon erwähnt, ist aber das hochtatrische Gebiet der Kleinen Karpaten zum größten Teile durch zahlreiche Brüche längs und quer zerstückelt, daher von den hochtatrischen Falten der Tatra, von der großen domförmigen Aufwölbung der Hauptmasse fast nichts zu sehen. Nur hier am Rande der Hochtatra, in dem noch zum Pernek-Losoncer Zuge gehörenden Teile, sehen wir eine ähnliche größere Aufwölbung der

hochtatischen Schichtserie und des Grundgebirges angedeutet, wie sie an der Antikline 1 der Tatra zu sehen ist.¹⁾

Die vollständige Ausbildung der Antiklinale A_3 bedingt es auch, daß zwischen dem sub- und hochtatischen Gebiete hier im W. des Kalkzuges Pernek-Losonc keine so scharfe Grenze besteht wie in der Tatra, erst weiter östlich wird sie auch in unserem Gebirge von einer Überschiebungslinie gebildet, die somit der Hauptüberschiebungslinie der Tatra entspricht.

Bedeutend auffallender wie sie und durch das ganze Gebirge, quer zu verfolgen, ist dagegen jene Überschiebungslinie, welche die innere subtatische Falte im N. begrenzt, auf der die Schichten der permotriadischen Serie über den Lias-Jurakalk geschoben sind.

An unserem Durchschnitte lagert über den Werfener Schichten unmittelbar der Wetterlingkalk der Vajarska, der normalerweise (vergl. pag. 68) zwischen beiden vorkommende dunkle Rachsthurnkalk fehlt an dieser Stelle ebenso wie im östlichen Teile.

Die Zone der roten Sandsteine und die darüber folgenden Kalke des Weißen Gebirges (hier nur der Wetterlingkalk der Vajarska) stellen eine weitere subtatische Antiklinale dar, die durchwegs als Schuppe ausgebildet ist und gegen die nächst innere Antiklinale A_3 überschoben erscheint. Die normale Ausbildung dieser äußeren subtatischen Schuppe werden wir weiter ostwärts kennen lernen (vergl. pag. 101 u. ff.).

Es ist dabei allerdings mehr als wahrscheinlich, daß die große Breite der roten Sandsteine keine ursprüngliche ist, sondern auf eine Wiederholung der Schichtfolge zurückgeht, um so mehr, als am Fuße des Hlinini (vergl. Durchschnitt, Fig. 21) zwischen den grauen und roten Werfener Schieferen auch eine kleine, nur einige Meter mächtige Partie des hellen Wetterlingkalkes der Vajarska eingeklemmt zu finden ist. Das legt die Vermutung nahe, daß ein kleiner sekundärer Faltenbruch die Zone der roten Sandsteine teilt, der aber hier nur am Hlinini infolge der kleinen Kalkpartie sichtbar wird.

Und falls ferner unsere frühere Annahme, daß der Quarzitsandstein als das ältere Schichtglied (Grödener Sandstein) anzusehen sei, würde auch das Vorkommen zweier solcher parallel zueinander laufender Züge (Hlinini Hauptkuppe und nördliche Rückfallkuppe in unserem Profil, Fig. 21) für eine ähnliche Wiederholung der Schichtfolge infolge sekundärer Faltung sprechen. Im weiteren Verlauf gegen O. sind dann aber keine so deutlichen Anzeichen für solche sekundäre Faltungen oder Brüche wahrnehmbar und es wurde deshalb nur in dem hier besprochenen Durchschnitte (Taf. I, Fig. 4) ein Bruch in den Werfener Schichten gezeichnet, sonst aber die Zone der roten Sandsteine als Ganzes betrachtet.

Dem oben besprochenen Profil ziemlich ähnlich ist ein weiter östlich über das Ostende des Visokakammes und den daselbst nach Norden (über Punkt 491 der Spezialkarte) laufenden Ast gezogener Durchschnitt. (Tafel I, Fig. 5.)

Bei einem Aufstieg vom Tale her finden wir ganz regelmäßig Werfener Schichten von einem kleinen Melaphyrband durchsetzt, das am östlichen Teile des Hlinini beginnt, dann die steilen Knollenkalke, die den Gipfel 491 bilden, im Sattel darnach den bunten Keuper und dann einen kleinen Buckel bildend, den Zellenkalk und lichten Dolomit. Der folgende kleine Sattel zeigt jedoch nicht die der Sekundärauffaltung entsprechende Synklinale normal in der Schichtfolge Keuper Kössener Schichten Keuper entwickelt, sondern es fehlt nach dem Zellenkalk der bunte Keuper und es erscheinen über dem schmalen Bande fossilführender Kössener Kalke jene pag. 71 erwähnten glimmerführenden Schiefer und Sandsteine, die wahrscheinlich schon den Grestener Schichten angehören. Andererseits werden die Kössener Schichten von dem normal entwickelten bunten Keuper und dieser vom Visokakalk unterlagert.

Es scheint somit, daß die kleine sekundäre Synklinale hier nur zur Hälfte entwickelt ist und zugleich außer Kössener Schichten noch das nächst höhere Formationsglied umfaßt; die Dolomit- und Zellenkalkauffaltung wird somit durch einen kleinen Überschiebungsbruch begrenzt.

¹⁾ Will man konsequenterweise auch in den Kleinen Karpaten von zwei hochtatischen Falten sprechen, müßte man diese an die innere subtatische Antikline grenzende mit A_2 der Tatra vergleichen und ihr den Quarzit und Kalkzug von Bösing-Pila bis Nußdorf samt dem Grundgebirgsstück von Modern und Schattmannsdorf als A_1 an die Seite stellen.

Ansonsten wäre nur zu erwähnen, daß die Keuper- und Kössener Schichten am anderen Fuße des Visokakalkes bereits nur in ganz undeutlichen Spuren zu finden sind, da sie ja hier ihr östliches Ende erreichen.

Die Gegend im Westen der Visoka.

(Tafel I, Fig. 2 und 3.)

Größere Abweichungen von unserem als Ausgangspunkt dienenden Profil sind in der Gegend westlich der Visoka in der Umgebung des Pristodolek vorhanden.

Geht man von dem im vorangehenden beschriebenen Weg statt zur Kammhöhe hinauf im W. über den Sattel Pristodolek-Visoka um die Visoka herum, so findet man den bunten Keuper fast den ganzen Weg entlang, findet aber die dunklen Visokakalke nicht anstehend. Sie, die unmittelbar daneben noch zu dem hohen Rücken aufgerichtet erscheinen, sind hier ganz von der Oberfläche verschwunden und von dem jüngeren Keuper überdeckt; in der Richtung des Visokakammes liegt ein kleiner flacher Hügel, der aus Keupersandstein besteht. Die Visoka ist somit an drei Seiten von dem Keuper umgeben; erst im Neubachtale tritt wieder in der Fortsetzung der Visoka gegen SO. der dunkle Kalk zu Tage.

Zugleich mit dem Verschwinden der Triaskalke ändern sich auch die Verhältnisse am Nordwestabhänge.

Die kleine Sekundärantiklinale des Zellenkalkes und grauen Dolomits reicht nur bis in das Tal zwischen Pristodolek und Zameček und verschwindet daselbst, indem sich die Keuperbänder nördlich und südlich davon zu einem vereinigen, das nun den Pristodolek im N. umsäumt.

Mit dem Verschwinden der Sekundärfalte Hand in Hand geht eine rasche und bedeutende Verbreitung der im oben beschriebenen Profil noch ganz schmalen Synklinale zwischen Zellenkalk und Visokakalk. Außer den Kössener und Keuperschichten erscheinen nun auch die Schichten des Lias und Jura, die den westöstlich gerichteten Kamm des Pristodolek (585 m) bilden und schräg zu dessen Längsrichtung von SW. nach NO. streichen, dabei steil (60°) gegen NW. fallen und eine Breite bis zu $\frac{1}{2}$ km erreichen.

Es sind hauptsächlich Crinoidenkalke von heller, meist rosenroter Färbung, neben ihnen treten am Nordwestabhänge auch die hellgrauen, dichten Kalke auf. Die hier besprochenen Verhältnisse sollen die beiden Durchschnitte Taf. I, Fig. 2 und 3 (Profile über den mittleren und östlichen Teil des Pristodolek) veranschaulichen.

Die Gegend südwestlich der Visoka, die Umgebung von Kuchel bis Pernek.

(Tafel I, Fig. 1 und 2.)

Wie schon erwähnt, kommen die Visokakalke im Neubachtale aufs neue zum Vorschein, beiderseits vom Keuper eingefaßt, an den wieder, abgesehen von den nicht überall deutlichen Kössener Schichten, die Lias-Jurabildungen sich anreihen und nach ihnen erscheint talaufwärts der Granit des Grundgebirges, der beim Holzhauerhause im Neubachtal beginnt.

Der zwischen dem Neubach- und dem Kuchler Tal gelegene Höhenrücken des Ostri vrh, der Modereinskaskala und Bartalova (Waikowa Ubots auf den alten Karten) zeigt dieselbe Schichtfolge wie das Nordufer des Neubachtals, desgleichen der Kamm der Roznyova.

Nur erscheinen am Ostri vrh unter den Lias-Jurakalken noch die permischen Quarzitsandsteine und Konglomerate, so daß hier die hochtatische Schuppe ebenfalls vollständig entwickelt ist. Auch die Quarzite lagern nicht unmittelbar auf dem Granit, wie es an der ganzen Linie weiter nordwärts und ostwärts der Fall ist, sondern es erscheinen zunächst 300—400 m dunkle kristalline Schiefer (Phyllite), die hier lokal stark mit Eisen (Limonit) und etwas Mangan angereichert sind.

Die Quarzite haben keine große Mächtigkeit, denn sie sind auf den Ostabhang beschränkt und der Hauptgipfel des Ostri vrh wird bereits von grauen, stellenweise tonig und schieferigen Kalk des Lias-Jura gebildet, der am Gipfel einige Spuren von Crinoidenstielgliedern und am Westabhang einen Belemnitenrest enthielt.

Die Triaskalke stehen an dem westlich vom Ostri vrh gelegenen, dem Schichtstreichen entsprechend SW.—NO. gerichteten Felsgrat mit einem nordwestlichen Fallen von 40° an.

Der Sattel zwischen beiden entspricht der Stelle des Keupers, der zwar hier infolge der dicken Humusschicht nicht deutlich zu sehen ist, aber an der entsprechenden Stelle im Kuchler Tale ansteht; außerdem deutet schon die Bildung eines tieferen Sattels auf ihr Vorhandensein.

Ebenso sind auf der anderen Seite der Triaskalke auf der Höhe selbst die Keuperschichten nicht deutlich zu sehen, nur Spuren von feinkörnigem, porös verwittertem Sandstein, ähnlich dem Keupersandstein und Quarzit, sind über dem gegen oben hin brecciösen, dunklen Kalk zu finden.

Doch wurde hier ein Stück Kössener Kalk mit Brachiopodenquerschnitten gefunden, so daß das Vorhandensein einer regelmäßigen Schichtfolge außer Zweifel steht.

Den ganzen übrigen Teil bis zum Tertiär nehmen Lias-Jurakalke, (hellgraue Hornsteinkalke, dunkle Kalke und namentlich Crinoidenkalke) ein.

Sie werden durch ein schmales Band bunten Keupers, das jedoch nur am Nordabhang am Beginn des Fußweges von Vivrat nach Kuchel deutlich zu sehen ist, sonst aber nur durch eine rötliche Bodenfärbung stellenweise angedeutet ist, in einem breiteren östlichen und schmälere westlichen Teil zerlegt. Dieser Keuperstreifen stellt uns den letzten Rest der Sekundärantiklinale vom Nordabhang der Visoka vor, der Lias-Jurakalk westlich davon die Fortsetzung des Zuges vom Hlinini und Zameček; während der breitere östliche Teil als die Fortsetzung der Pristodoleksynklinale anzusehen ist. (Vergl. Taf. I, Fig. 1.)

Daß die am Nordwestast der Bartalova befindlichen großen Permquarzite und Konglomeratblöcke möglicherweise nicht bloß transportierte Blöcke sind, sondern anstehen, wurde pag. 52 erwähnt; im Falle das letztere richtig ist, wären sie als Fortsetzung des Quarzsandsteinzuges vom Hlinini und der Bučkova anzusehen.

Das allgemeine Schichtstreichen ist auch in diesem Zuge SW.—NO. gerichtet, bei einem Fallen vom Gebirge weg, gerade so wie in dem früher besprochenen Teile, jedoch erscheinen die einzelnen einander entsprechenden Schichtglieder insofern nicht in unmittelbarem Zusammenhange, als der ganze Schichtkomplex von Ostri vrh westwärts an einer ungefähr dem Neubachtale entsprechenden Linie ein wenig gegen W. gerückt erscheint.

Ähnlich wie das Neubachtal entspricht auch das Kuchler Tal einer solchen Blattverschiebungslinie, an der südlich davon gelegenen Roznyova erscheinen nämlich die Schichten wiederum gegen O. zurückgerückt, und zwar anscheinend noch etwas mehr als die Differenz bei der besprochenen Verschiebung beträgt. Denn wir finden hier die Grenze des Kristallinischen erst beim ersten Holzhauerhause, das ist ungefähr ein halber Kilometer weiter gebirgswärts, und ferner läßt auch der Visokakalk, der hier den gegen das Kuchler Tal vorspringenden Ast bildet (Punkte 553 und 440 der Spezialkarte), diese Verschiebung deutlich erkennen.

Die beiden Verschiebungslinien konvergieren mit einander, und laufen östlich des Ostri vrh am Rajt zusammen und begrenzen ein keilförmiges Stück des Ostri vrh-Bartalovazuges, welches gegen W. verschoben oder vielleicht richtiger gesagt schräg abwärts gegen die Ebene zu gesunken erscheint.

Im übrigen bietet der Roznyovakamm wenig neues. Das Grundgebirge besteht bereits ganz aus den Phylliten des Smelek und Scharfenberg, die permischen Quarzitsandsteine und Konglomerate sind nur auf den Nordabhang beschränkt, worauf die regelmäßige Schichtfolge Lias-Jura, Keuper (deutlich zu sehen im Gegensatz zum Ostri vrh), Visokakalk vorkommt. Dabei zeigen die Schichten am Kamme noch das normale Fallen gegen NW., das in den dunklen Kalken mit 50° bestimmt wurde; am südlichen Abhange jedoch scheinen sie mehr gegen WSW. umzubiegen, denn am Nordabhang des Schwarzbachtals liegt die Grenze der kristallinen Schiefer weit westlich, sie beginnen schon beim ersten vom Süden her kommenden Bächlein.

Auf der ganzen Strecke von der Visoka gegen SW. bis zum Schwarzbachtale herrscht im geologischen Baue insofern Übereinstimmung, als die innere subtrische Falte (A_3) vollständig ausgebildet ist, der Triaskalk beiderseits zunächst von Keuper eingefaßt wird, auf den dann die Lias-Jurakalke bzw. zunächst die Kössener Schichten folgen.

Anders bereits südlich der Verschiebungslinie des Schwanzbachtals; die subtrische Antiklinale (A_3) endigt an dieser Linie, von der ab nur mehr die hochtrische Randzone (unsere sogenannte Übergangszone) mit ihren Lias-Jurakalken und permischen Sandsteinen und Konglomeraten über dem Grundgebirge zu finden ist. Zugleich ist das Schichtstreichen mehr der Nordsüdrichtung genähert, jener Richtung,

die dann in der sedimentären Randzone des südlichen Teiles der Kleinen Karpaten die herrschende ist und die als die normale und ursprüngliche bezeichnet werden muß.

Die Ausläufer des Zuges sind bei Pernek und im Orte selbst zu finden. So steht die Kirche auf rötlichem Liaskalkstein, wie wir ihn auch an der Bačkarova finden und wie er ferner am Westfuße der nördlich von Pernek gelegenen Drinova hora ansteht; ferner ist an der Ostseite neben der Kirche grauer, grobkörniger Sandstein des Perm zu finden, wie er auf der Drinova hora die Höhe Punkt 422 der Spezialkarte bildet und schließlich sind einige Schritte unterhalb der Kirche bei der Mühle die kieseligen festen Permsandsteine vorhanden.

Hiemit endet der Pernek-Losoncer Zug, indem die Schichten gegen die Ebene ausstreichen.

Zugleich beginnt aber schon an der Drinova hora östlich der Kuppe 422 ein neuer Liaszug, gebildet aus grauem, mergeligem und etwas schieferigem Kalk, gleich gewissen Abarten des Ballensteiner Kalkes. Dieser Zug setzt sich gegen S. über den zwischen die beiden Täler des Ortes Pernek befindlichen Kosterling zum Hekstun fort und fällt damit außerhalb des hier zu betrachtenden Gebietes.

Hier bei Pernek beginnen auch bereits die tektonischen Eigentümlichkeiten des südlichen Teiles bemerkbar zu werden, es endet das Gebiet der zusammenhängenden Faltenzüge und beginnt das hoch-tatrische Bruchgebiet. Äußerlich tritt auf der geologischen Karte schon die Grenze hervor, da hier die Sedimentärzone am schmalsten ist und nur eine Breite von nicht ganz 1 km besitzt, hervorgerufen durch die verschiedene Haupt-Streichungsrichtung des nördlichen und südlichen Teiles.

Die tektonischen Verhältnisse der Gegend zwischen Visoka und Oberheg.

(Taf. I, Fig. 5).

Wie am Nordwestabhange der Visoka herrschen auch im O. der Visoka in der Gegend des Oberhegs kompliziertere tektonische Verhältnisse.

Leider ist diese Partie ziemlich schlecht aufgeschlossen, so daß die Beobachtung nicht so genau Schritt für Schritt erfolgen kann, wie es hier gerade wünschenswert erschiene.

Die am weitesten gegen O. reichenden, wenn auch schon undeutlichen Spuren des bunten Keupers vom Südabhange der Visoka waren im oberen Tale östlich des Visokakammes zu finden. Auf der anderen Seite des Tales sind mehrere der Richtung des Visokakammes parallele (also NO. streichende) Mauern des grauen, hornstein- und Spatader-reichen Kalkes zu sehen, von denen die westlichste unmittelbar am Tale selbst anstehende die längste ist. Soweit ist also noch, abgesehen von den nicht überall entwickelten Kössener Schichten, dieselbe Schichtfolge wie sie am Südabhange der Visoka den zweiten (Mittel-)Schenkel der schrägen Falte darstellt.

Am Wege von der Visoka gegen das Herrenhaus findet man zwischen dem ersten und zweiten Hügel, den die Spezialkarte 1:25.000 angibt, Stücke von feinkörnigem, gelblichgrauem Sandstein neben einigen Stücken jener eigentümlichen, einem serizitischen Schiefergesteine ähnlichen Porphyroide, die wir bereits im vorangehenden (pag. 51) beschrieben haben. Allerdings sind es nur lose Stücke gewesen, doch läßt der Umstand, daß im kristallinen Grundgebirge in der Nähe dieses Punktes nichts dergleichen bekannt ist und erst am Thebener Schloßberge wieder Porphyroide zu finden sind, die Annahme, es handle sich nur um einige verschleppte Stücke, schwierig erscheinen. Auf den Porphyroid folgt aufs neue der Lias-Jurakalk, der unmittelbar vom Granit des Grundgebirges unterteuft wird.

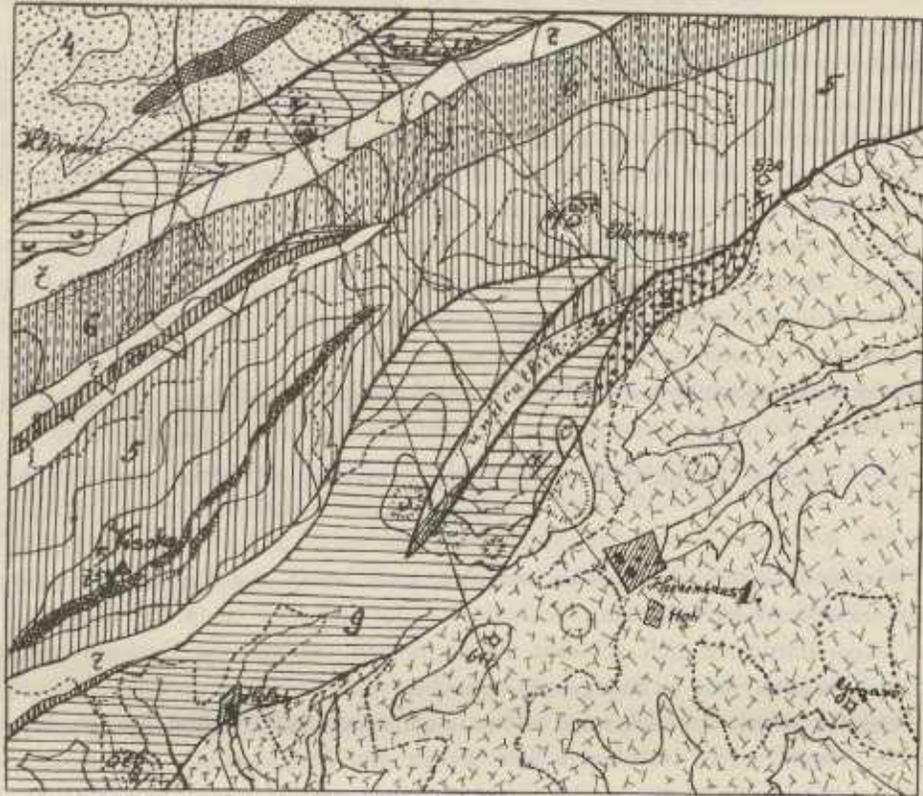
Verfolgen wir die vermutlich eingeklemmte ältere Partie gegen N., so finden wir in einem kurzen Abstände davon nur die grauen (Werfener?) Sandsteine, wie sie bei den Porphyroiden zu finden waren. Schließlich an der Haupthöhe des Oberheg, unmittelbar oberhalb des Passes (Punkt 530 der Spezialkarte), stehen die dunklen Visokakalke an und darunter fallen am Südostabhange des Gipfels rote, glimmerreiche, schiefrige Sandsteine, welche für die Werfener Schichten bezeichnend sind.

In dem Sattel westlich dieses Gipfels ist noch etwas lichtgrauer, von weißen Spatadern durchsetzter knolliger Kalk zu finden, wohl die Fortsetzung jenes Liaskalkes, der im W. des Oberheg zum Visokakamme parallele Mauern bildet, und der somit hier zwischen den Triaskalken endet. Da bunter Keuper

und Kössener Schichten fehlen, ist es nicht leicht, die Trias- und Liaskalke scharf auseinander zu halten, zumal die petrographische Verschiedenheit hier speziell keine besonders große ist.

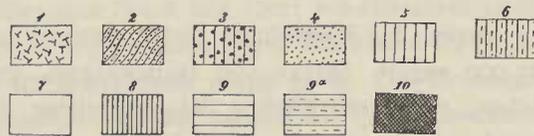
Am östlichen Abhange des Oberhegs erscheint nochmals unter den Liaskalken der permische Quarzsandstein. Die hochtatische Schuppe zeigt hier wiederum die vollständige Schichtfolge, um gleich

Fig. 35.



(1 : 25000.)

Detailkärtchen des Gebietes zwischen Visoka und Oberheg.



1. Granit. 2. Porphyroid (nur lose Stücke westlich vom Herrenhause). 3. Perm-Sandstein.
4. Werfener Schichten. 5. Dunkler (Visoka) Kalk. 6. Zellenkalk und Dolomitpartie. 7. Bunter
Keuper. 8. Kössener Schichten. 9a. Grestener Schichten. 9. Lias-Jurakalk. 10. Melaphyr.

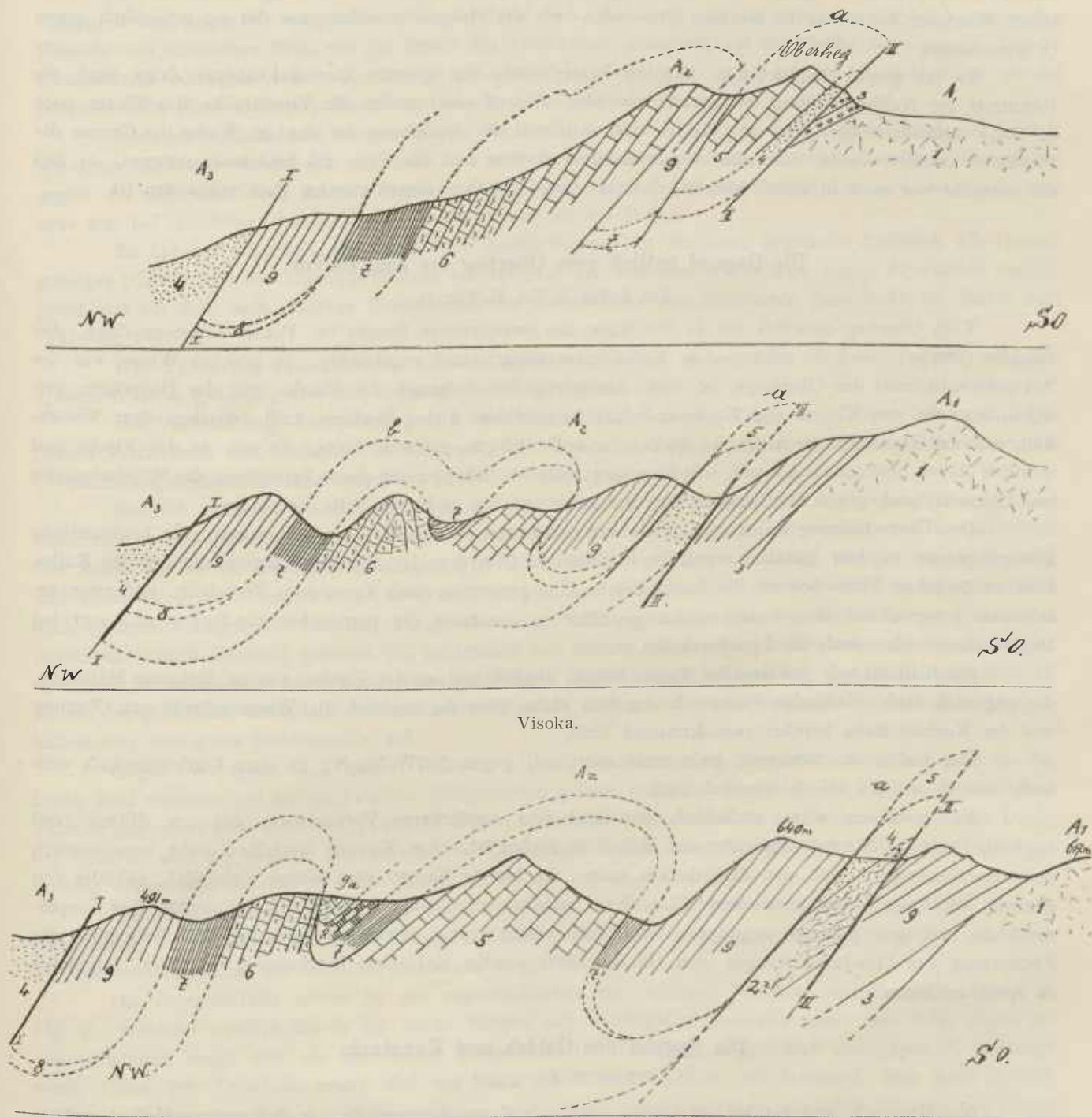
← ————— → Richtungen der Profile Figur 36—38.

Höhenlinien zu 100 Meter ausgezogen, zu 50 Meter punktiert).

darauf etwas weiter gegen NO. zu verschwinden. Denn hier beginnt die starke Überschiebung der inneren subtratrischen Falte gegen das hochtatische Gebiet; es verschwinden zuerst die Liaskalke, dann, nachdem ein kurzes Stück Triaskalk unmittelbar über den quarzitischen Sandsteinen gelagert, auch diese und die dunklen Triaskalke erscheinen an der Bila skala unmittelbar über dem Granit. Die Werfener Schichten endeten schon früher, sie verschwinden schon am Hauptgipfel unter dem dunklen Kalke.

Wenn wir nun nach dem Vorhergesagten — ohne zwingendem Grund zwar, doch bei den schlechten Aufschlüssen sind wir auf solche Vermutungen angewiesen — von den Porphyroiden annehmen, daß sie an demselben Orte auch anstehend sind, so haben wir in ihnen einen kleinen Aufbruch des Grundgebirges zu erblicken, und dürfen dann die fraglichen Sandsteine als darüberlagernd annehmen und zugleich mit den

Fig. 36, 37, 38.



Die tektonischen Verhältnisse zwischen Visoka und Oberheg. 1 : 12500.

1. Granit. 2. Prophyroid. 3. Perm-Sandstein. 4. Werfener Schichten. 5. Dunkler Triaskalk. 6. Rauchwacke und Dolomitpartie. 7. Bunter Keuper. 8. Kössener Schichten. 9a. Grestener Schichten. 9. Lias-Jurakalk. I. und II. Hauptüberschiebungen A₁, A₂, A₃ Hauptantiklinen (1 hochtatisch, 2 und 3 subtatisch) a b Sekundärantiklinen.

Werfener Schichten am Oberheggipfel in Verbindung bringen. (Vergl. das Detailkärtchen Fig. 35). Dann stellen sich die tektonischen Verhältnisse so dar, wie es auf Fig. 36, 37 und 38 an 3 hintereinander gezogen gedachten Durchschnitten wiedergegeben wurde.

Wir haben eine Sekundärantiklinale vor uns, deren Schenkel zerrissen sind und die im südlichen Teil am stärksten gehoben erscheint; hier erscheinen neben den Werfener Sandsteinen die noch tieferen Porphyroide. Gegen N. zu wird sie nicht nur breiter, sondern auch weniger aufgerichtet und zeigt neben Werfener Schichten die dunklen Triaskalke, wie die Hauptfalte selbst, mit der sie schließlich gegen O. verschmilzt.

Es ist gewiß merkwürdig, daß an keiner Stelle im ganzen Pernek-Losoncer Zuge auch die Untertrias zur Auffaltung kam als gerade nur hier, überall sonst stellen die Visokakalke das älteste noch zu Tage tretende Schichtglied dar. Es ist, wie wenn mit der Auffaltung der dunklen Kalke die Grenze der Plastizität erreicht wurde, hier aber wurde sie überschritten und die Falte riß beiderseits entzwei, so daß sie nunmehr nur noch in einem kleinen, zwischen zwei Brüchen eingeklemmten Rest vorhanden ist.

Die Gegend östlich vom Oberheg bis zum Geldek.

Taf. I, Fig. 6, Taf. II, Fig. 1).

Vom Oberheg ostwärts bis in die Nähe des zweitgrößten Berges im Pernek-Losoncer Zuge, des Geldeks (688 *m*), sind die tektonischen Verhältnisse einfach und regelmäßig. In gleicher Weise wie die Sekundärantiklinale des Oberhegs, ist auch am nördlichen Abhange der Visoka mit der Hauptfalte verschmolzen, die von Keuper und Kössener-Schichten gebildete kleine Synkline keilt zwischen dem Visokakalk und der Dolomitpartie aus. An Stelle der vollständigen, schiefen Falte, die wir an der Visoka und westlich davon beobachten können, tritt hier eine einfache Schuppe, die durch Zerreißen des Mittelschenkels und Überschiebung gegen SO. bzw. S. aus der ursprünglichen, schiefen Falte hervorging.

Die Überschiebung selbst erreicht an der westlichen Bila skala ihren Höhepunkt; die hochtatische Übergangszone ist hier gänzlich verdeckt, unmittelbar über dem Grundgebirge lagern die dunklen Kalke. Erst im östlichen Teile kommt die hochtatische Übergangszone aufs neue zum Vorschein, und zwar erscheinen entsprechend dem Verschwinden am Oberheg zunächst die permischen Sandsteine und erst bei Beginn des Geldek auch die Lias-Jurakalke.

Die Schichtköpfe des dunklen Kalkes bilden, ähnlich wie an der Visoka, nur im kleineren Maßstabe, die gegen S. steil abfallenden Felswände der Bila skala, über die zugleich die Wasserscheide vom Oberheg und der Kuchler Baba herüber zum Kunstock läuft.

Das Fallen der Schichten ist normal mittelsteil gegen NNW bis N; in dem Liasknollenkalk vielfach ähnlich wie am Hlinini ziemlich steil.

Zu erwähnen wäre schließlich nur noch ein sonderbares Vorkommen, das am dritten (und zugleich längsten) Nordwestausläufer des Holind zu finden ist. Am Kamme desselben sieht man nämlich beim Herabschreiten nach den Zellenkalcken mitten im bunten Keuper eine kleine Felsnadel, gebildet von grauem, knolligem Kalke, anscheinend Lias. Erst nachdem man einige hundert Schritte weiter über Keuper-sandstein und rote Schiefer gegangen, erscheinen wieder graue, etwas knolligplattige Hornsteinkalke, die Fortsetzung des Lias-Jurakalkzuges vom Hlinini. Wir werden auf diese Erscheinung noch im folgenden zu sprechen kommen.

Die Gegend des Geldek und Kunstock.

(Tafel II, Fig. 2 und 3.)

Am Kunstock und Geldek erscheinen nochmals Komplikationen in der den ganzen Holind entlang regelmäßig verlaufenden, inneren subtatischen Falte.

Westlich vom Kunstock, am letzten Nordausläufer des Holind (beim Punkt 317 der Spezialkarte) ist die ganze Falte stark winkelig gegen N. vorgebogen, so daß der bunte Keuper zum Beispiel bis an das Breitenbrunner Tal herantritt. Am auffallendsten macht sich diese Erscheinung in den dunklen Kalcken

geltend und tritt auch schon orographisch hervor. Der Kamm der Bila skala, gebildet vom Visokakalk, gabelt sich am Ostende in zwei kurze Äste, deren nördlicher gegen NO. gerichtet, vom dunklen Kalke, der südliche aber vom Permsandstein gebildet wird. Entsprechend dem Zurücktreten der Visokakalke gegen N. erscheint in dem Bila skala-Geldekrücken an dieser Stelle ein kurzes und breites Tal eingeschnitten, in dem der Karabiner Bach seinen Ursprung nimmt und das der von Széleskut nach Pila führenden Weg benützt.

Östlich davon erhebt sich der breite und massige Geldek, gebildet von Triaskalk, der hier bedeutend verbreitert und gegen SO vorgeschoben erscheint, so daß seine Grenze im Bogen um den Geldek herum zu den Häusern von Glashütten läuft, wo die Breite des Triaskalkes wiederum auf die Hälfte der normalen Durchschnittsbreite verringert erscheint, nämlich auf 400 m im Gegensatz zu 1.5 km am Geldek, 1 km an der östlichen Bila skala und 600 bis 700 m an der schmälsten (mittleren) Stelle derselben.

Die Lias-Jurakalke und Permsandsteine der hochtatischen Randzone, die am Südabhänge des Geldek wiederum mit einer Breite von ungefähr 200 m zum Vorschein kommen, machen dieselbe Schwenkung gegen N. mit, sind aber an der Ostseite des Geldek vom Triaskalk überschoben und beginnen auf neue erst bei Glashütten beziehungsweise (das Perm) an der Boray.

Es hat den Anschein, daß die starke Zurückstauung der dreiseitig begrenzte Aufbruch des Grundgebirges (Granit und kristallinen Schiefen) verursachte, der von dem Nordmassiv gegen Glashütten hereingreift und auf dem noch einzelne Denudationsreste einer früher ausgedehnteren Permdecke zu finden sind (Tafel II, Fig. 3).

Das Fallen der Triaskalke am Geldek beträgt im Mittel 40—50°, in den Liaskalken und den Quarziten ist es geringer, 20—30°, beide gegen N. gerichtet.

Die Verschiebung, Rückstauung u. s. w. betrifft aber nur die Züge des Pernek-Losoncer Zuges (innere subatrische und hochtatische Schuppe), die äußere Schuppe nicht mehr, daher verläuft auch die Überschiebungslinie dazwischen ungestört in der NO-Richtung weiter.

Dadurch erscheint das Lias-Juraband an der Stelle der scharfwinkligen Verbindung verengt und unterbrochen und darauf entsprechend der starken Südostüberschiebung der Visokakalke stark verbreitert. Der Raum, der so für die Liasablagerungen geschaffen ward, war auch ein Gebiet weniger starker Stauung und Aufrichtung, und die Sekundär-Antiklinale, die den Lias-Jura des Kunstocks zerlegt, ist daher noch beiderseits ausgebildet und nur wenig schief nach Süden gerichtet. Sie wird von dunklen Triaskalken (stellenweise auch Dolomit) gebildet, die beiderseits von bunten Keuper umgeben werden. In der nördlichen Synklinale ist neben dem lichtgrauen etwas schiefrigen Hornsteinkalk insbesondere grauer Crinoidenkalk zu finden, der gleichfalls vielfach Hornsteinbänder aufweist; in der südlichen treten neben den lichten Mergelkalken rote und graue Knollenkalke auf.

Gegen W. spitzt sich dieser südliche Liaszug zwischen den Keuperschichten aus und als ihr letzter Rest erscheint ein kleiner Fels von steilgestellten grauen, tonigen und schiefrigen Kalken an der linken Talseite gegenüber dem Kalkofen. (Tafel II, Fig. 1 b; fälschlich Visokakalk in der Syncline gezeichnet). Denkbar wäre es, daß der pag. 96 erwähnte kleine Knollenkalkfels im bunten Keuper des Holind eine Art Fortsetzung dieser hier verschwindenden Synklinale sei.

Die nördliche Synklinale bildet die Fortsetzung der Lias-Jurakalke am Nordabhänge des Holind, wird jedoch an der Stelle des winkelförmigen Zurücktretens des Pernek-Losoncer Zuges gegen N. durch die Überschiebungslinie der Werfener Schichten abgeschnitten.

Die Sekundärfalte selbst ist am regelmäßigsten am mittleren Nordaste des Kunstock (Tafel II, Fig. 2), während westlich davon der bunte Keuper am Südflügel stellenweise fehlt, was wohl damit zusammenhängen mag, daß sie hier unter etwas stärkerer Pressung aufgerichtet und gegen S. gedrängt ward. Denn der Triaskalk bildet auf der Mitte und dem Westteile des Kunstock eine nach S. steil abfallende, in einzelne Felsen aufgelöste Mauer und seine Grenze zeigt ein ähnliches Vorspringen gegen SO. wie am Geldek, nur in viel bescheidenerem Maße.

Im W. sind die Kalke deutlich plattig geschichtet bei der Talvereinigung nochmals anstehend und lassen da beim Kalkofen ein Fallen von 30° gegen NW. erkennen, dann verschwinden sie und scheinen gleichfalls zwischen den Keuperschichten auszuspitzen; in ähnlicher Weise endigt die Sekundärfalte im

O. des Kunstocks. Ihr Triaskalk bildet beim Wegkreuz oberhalb Glashüttens einen langgestreckten kleinen Hügel, ist aber im Tale von Glashütten zum Jägerhause Eckart (Machovic auf der Karte) nicht mehr nachzuweisen. Von nun ab gegen O. tritt wiederum nur ein einheitlicher Zug auf.

Der östliche Teil des Pernek-Losoncer Zuges.

(Tafel II, Fig. 4.)

Die östliche Hälfte des Pernek-Losoncer Zuges ist wieder tektonisch einfach gebaut. Von Kunstock beziehungsweise Glashütten an nehmen die Züge der einzelnen Schichtglieder wieder eine normale Breite und Mächtigkeit an und streichen in gerader Richtung nach NO., bis sie bei Losonc und Nußdorf unter den jungen Ablagerungen der oberungarischen Tiefebene versinken.

Die dunklen Triaskalke bilden vom Geldek an keine hohen Berge und Kämme mehr, steigen nur bis gegen 400 *m* an und werden von dem Liasjura des Langerberges (475 *m*) im Norden und der Ribnikarka (542 *m*) im S. überragt.

Die tektonischen Verhältnisse sind im übrigen dieselben wie am Holind.

Die südliche Überschiebungslinie, die der Hauptüberschiebungslinie Uhligs in der Tatra entspricht und die wir schon vom Oberheg längs der Bila skala und des Geldek verfolgt haben, zieht hier von Glashütten zum Ober-Nußdorfer-Tal, wo sie bei der Fischerei ein Stück weit mit dem Tale selbst zusammenfällt, über Vapenice und Komperek, dann ein Stück aufs neue dem Nußdorfer-Tale folgend (zwischen den Punkten 238 und 226 der Spezialkarte) schließlich über die östlich von Losonc gelegenen Höhen des Haj und Sivavec.

Gegen den Ort Losonc zu werden die Lias- und Jurakalke oberflächlich zum größten Teile von jungen, wahrscheinlich diluvialen Schottern und Ackererde bedeckt. Westlich des Ortes zwischen dem Jahodnik im N. und dem Hraszuge im S. und den Melaphyrkuppen Vrški, Červena und Jeleni im W. breitet sich ein flaches Becken aus, das von Feldern und Wiesen erfüllt wie ein fremder Teil, ein eingreifendes Stück der Ebene mitten zwischen den bewaldeten Höhen liegt. Unter dieser Bedeckung sind die Liaskalke an den tieferen Bachläufen an deren Nordufern angeschnitten, erscheinen ferner auf den Hügeln im S. des Ortes Losonc sowie im Orte selbst, bei der Kirche durch einen kleinen Steinbruch aufgeschlossen, und schließlich ganz am Rande der Ebene beim Losoncer Friedhofe, wo auch der bunte Keuper noch deutlich zu sehen ist.

Überall haben die Kalke das gleiche normale WSW. — ONO. - Streichen und fallen mittelsteil gegen WNW.

Die Fortsetzung des hochtatratischen Zuges vom Geldek und Glashütten vereinigt sich, wie schon früher (pag. 52 u. 76) erwähnt wurde, ostwärts der Boraj nach dem Verschwinden der Permsandsteine mit dem hochtatratischen Kalkzuge, der von Pila gegen NO. streicht, bis zu dem hohen Ribnikarkarücken bei Ober-Nußdorf und dessen letzte Spuren noch am Sivavec und Policko zu finden sind.

Unter die Kalke fallen ganz regelmäßigerweise die Permsandsteine und Konglomerate der Schischoritni, Klokočina und Bolehlav und sie wieder lagern diskordant auf den dunklen Quarzphylliten des Schattmannsdorf-Nußdorfer Grundgebirgsstückes.

Wie pag. 90 schon erwähnt, können wir möglicherweise in dem hochtatratischen Zuge von Bösing nach Pila und Nußdorf und dem dazugehörigen Grundgebirge von Modern und Schattmannsdorf gleichfalls den Rest einer flach aufgewölbten hochtatratischen Antiklinale erblicken, die somit in der entsprechenden Bezeichnung A_1 der Tatra darstellt. Gegen NW., gegen die Hauptmasse des Grundgebirges erscheint sie bis zur Boraj, durch scharfe Bruchlinie abgegrenzt, während von da ab wir nur mehr von einem hochtatratischen Zuge, der gemeinsamen Fortsetzung von A_1 und A_2 sprechen können.

Andererseits wäre es aber auch möglich, bloß an eine solche Aufwölbung im hochtatratischen Gebiete, zu denken und die Wiederholung der Schichtfolge nur auf die späteren Bruchbildungen zurückzuführen.

Die Kalkberge von Nestich und Szomolány.

Die Berge von Szomolány (Smolenitz) wurden im Vergleich zu anderen Teilen der Kleinen Karpaten eingehender untersucht. Stur gibt bereits eine ausführliche Schilderung derselben und wies unter anderem am Kalvarienberge bei Smolenitz die Kössener Schichten nach. Sie sollen sowohl an der Nord- wie auch Südseite vorkommen, wie sein Profil (Jahrb. 1860, pag. 60) angibt.

Paul, der nach ihm einen Durchschnitt durch dieses Gebiet gibt, zeichnet über den Kössener Schichten noch ein Band von Crinoidenkalk ein.¹⁾ Im Gegensatz zu Stur, nach dem der Kalvarienberg einer einfachen flachen Mulde und die Täler beiderseits dem Faltungssattel entsprechen, nimmt er mehrere (drei) Brüche an, welche die tektonischen Verhältnisse am Kalvarienberge kompliziert erscheinen lassen. (Jahrb. 1864, pag. 353.) Der Schloßberg besteht bereits aus dem hellen, splitterigen Wetterlingkalk und gehört schon zum Weißen Gebirge.

Am Kalvarienberge scheinen sich die Aufschlüsse seit Stur und Paul verschlechtert zu haben, denn fossilführende Kössener Schichten konnten jetzt nur in wenigen Stücken gefunden werden. Im übrigen treten die Kössener Schichten am Südfuße des Kalvarienberges wie auch des Schloßberges auf und werden an beiden Orten von sandigen, rötlichen und grauen Crinoidenkalken überlagert. Beide fallen unter 45° bis 50° nach N. Über den Crinoidenkalken lagern am Kalvarienberge konkordant die lichtgrauen, schiefrigen Kalken, die Stur als Fleckenmergel bezeichnete und für jünger als die Crinoidenkalken erklärte. Geht man auf dem Wege vom Szomolányer Friedhofe am Ostabhange des Berges hinauf, so kommt man nach den Crinoidenkalken und den lichtgrauen, schiefrigen Kalken, aufs neue im Crinoidenkalken, die bis zum Gipfel hinauf zu verfolgen sind. Auch sie zeigen ein nordwärts gerichtetes Einfallen unter ungefähr 40° . Und darüber kommt erst wieder am Nordabhange aufs neue grauer, von weißen Spatadern durchsetzter Kalk. (Sturs Fleckenmergel.) Am Nordabhange konnte kein deutliches Fallen gemessen werden, stellenweise scheint es gegen S. und SO. mittelsteil (50° bis 60°) gerichtet zu sein, so daß hierin das von Stur gegebene Profil Recht zu behalten scheint.

Am Ostfuße des Kalvarienberges wurde beim Baue des Hegerhauses, als man den Keller abgrub, nach einer Schicht schwarzer Erde auch eine ziegelrote Erde bloßgelegt, vielleicht dürfte die von den roten Keupermergeln und die darüber befindliche schwarze Erde von dunklen Schiefen der Kössener Schichten herrühren. Die Probe, die ich selbst holen konnte, enthält allerdings weder Mergelschiefer- noch Sandsteinstückchen. Doch befanden sich diese Keuper- und Kössener Mergel in ganz regelmäßiger Lagerung unter den Crinoidenkalken des Gipfels.

Wir haben somit am Kalvarienberge zwei übereinander geschobene kleine Schuppen, die eine gebildet von der am Südfuße anstehenden Schichten der Kössener Mergelschiefer und Kalken, Crinoidenkalken und lichten, grauen Kalken des Lias-Jura, die andere vom Crinoidenkalk und grauen Kalk des Gipfels und möglicherweise den noch darunter lagernden (fraglichen) Keuper und Kössener Schichten des zuletzt genannten Fundortes.

Darüber kommt weiter gegen N. am Fuße des Schloßberges eine dritte kleine Schuppe, gebildet von Kössener Schichten und Crinoidenkalk, die bei einem Einfall von 45° gegen N. wieder von dem Wetterlingkalk des Schloßberges überlagert werden.

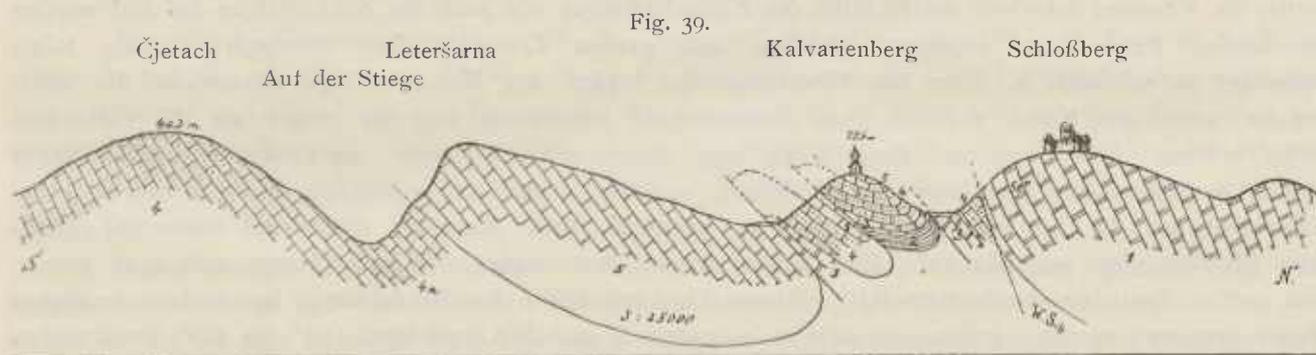
Diese Überlagerung ist gleichfalls das Ergebnis einer starken Überschiebung, derzufolge der Wetterlingkalk sowohl den dunklen Rachsthurnkalk, wie auch die 2 km weiter westlich wieder zum Vorschein kommenden Sandsteine und Schiefer der untertriadisch-permischen Seric verschwinden ließ und nun in die abnormalen Lagerungsverhältnisse kam, die mit ein Hauptgrund für die frühere unrichtige Altersbestimmung war.

¹⁾ Auf den geologischen Karten 1:144.000 sowohl wie auf den Originalblättern 1:25.000, die sich in der k. k. geol. Reichsanstalt befinden, sind die Kössener Schichten nicht den Beschreibungen gemäß am Kalvarienberge, sondern im Halbkreise an der Süd-, West- und Nordseite des Szomolányer Schloßberges eingezeichnet, indem merkwürdigerweise dieser bedeutend höhere und von der Schloßruine gekrönte Berg mit dem südlicher gelegenen kleinen Kalvarienberge verwechselt wurde.

In Fig. 39 sind die tektonischen Verhältnisse des Kalvarienberges dargestellt; die Schichten der zweiten Schuppe am Nordabhange des Kalvarienberges erscheinen entsprechend dem (wenn auch nur undeutlich beobachteten) Südfallen und der Darstellung Sturs an der Überschiebungsbruchfläche der nächsten Schuppe zurückgebogen, wie es ja schon rein theoretisch an einer durch Zerreißung einer schiefen Falte entstandenen Überschiebungsbruchlinie anzunehmen ist. Nach dieser Darstellung halten die Verhältnisse des Kalvarienberges ungefähr die Mitte zwischen den beiden oben genannten Darstellungen von Stur und Paul oder richtiger noch gesagt, vereinigen sich die Beobachtungen beider, die jeder in gewisser Hinsicht Recht behalten.

Vom Kalvarienberge weiter gegen S. können wir noch mehrere (zwei oder vielleicht auch drei) solcher überschobener Falten beobachten, aber bereits von etwas größeren Dimensionen als die der eben betrachteten kleinen Schuppen.

Die grauen Lias-Jurakalke, die Stur als Fleckenmergel bezeichnete, bilden den Kamm der Leteršarna und werden im Tale »Auf der Stiege« von sandigquarzitischen, an Crinoiden reichen Schichten unterteuft. In dem Steinbruche daselbst fand schon Stur die im vorangehenden erwähnten Fossilien, die ihn zur Annahme des unterliasischen Alter dieser Schichten bewogen.



Durchschnitt durch die Gegend des Kalvarienberges ca. 1 : 10.000.

1. Triadischer Wetterlingkalk (Werfener Schichten W. Sch. sind gänzlich überschoben). 2. Bunter Keuper (fraglich nur Spuren beim Keller des Hegerhauses). 3. Kössener Schichten. 4. Crinoiden-Kalk (a die kalkigsandige Partie Pauls). = Grestener Schichten. 5. Grauer Lias-Jurakalk (Sturs Fleckenmergel).

Aus sandigen grauem Crinoidenkalk besteht der größere Teil der Nestich-Szomolányer Berge, wie der Čjetach, Drini u. s. w., nur der Westrand und die südlichste der drei Drinikuppen sind aus dem dichten, hellgrauen Kalke gebildet, der am südlichen Drini ein Nordfallen von 30° zeigt.¹⁾

In der Hauptmasse von Crinoidenkalk sind im Tale, das von Nestich zum Jägerhause Skrabovi führt, die Mergelschiefer und Sandsteine des bunten Keupers zu finden, ferner am Ostabhange des Jahodnik (Hügel nördlich von Losonc) Kössener Kalke mit zahlreichen Schalenbruchstücken, daneben auch auf den Feldern, die in der leichten Einsattlung des Ostabhanges liegen, Spuren des bunten Keupers. Es ist dies die Stelle, von der Paul schon Kössener Schichten mit *Ostrea Haidingeriana* und *Pecten Valoniensis* beschrieb.²⁾

Die beiden Vorkommen der Obertrias unter dem Crinoidenkalk deuten auf kleine sekundäre Falten, in ähnlicher Weise wie das Auftauchen der Kössener Schichten am Kalvarienberge und Fuße des Schloßberges. (Vergl. Profil, Taf. II, Fig. 11.)

¹⁾ Auch ein kleiner Hügel in den Medzi luki, am Ausläufer der Kuppe 412 der Spezialkarte, besteht noch aus solchem Kalke. Diese kleine Partie ist völlig isoliert und rings von den Sandsteinen und Mclaphyren der Untertrias umgeben und ohne jedem Zusammenhange mit den Kalken der Szomolányer Berge.

²⁾ Möglich ist auch, daß im Tal zwischen dem Jahodnik und Losonc wiederum bunter Keuper ansteht. Die Erde zeigt auch hier vielfach rote Färbung, ohne aber deutlichere Anzeichen erkennen zu lassen. Die alte geologische Karte zeichnet an dieser Stelle die roten Sandsteine vorspringend bis an den Rand der Ebene ein und es wäre leicht möglich, daß eine solche Verwechslung stattfand, da der hunte Keuper damals in den Kleinen Karpaten noch nicht bekannt war.

Die Kalkberge von Nestich und Szomolány setzen insofern nicht unmittelbar die Lias-Jurazone des Pernek-Losoncer Zuges fort, als das Streichen im Pernek-Losoncer Zuge SW.—NO. gerichtet ist, während es hier westöstlich und bei Szomolány sogar nordwest-südöstlich ist. Es erscheint somit das Streichen und Fallen gegen O. gedreht.

Die Grenze gegen die roten Sandsteine ist längs des ganzen Pernek-Losoncer Zuges ein Längsbruch, und zwar eine Überschiebungslinie parallel dem Streichen gerichtet, bei den Nestich-Szomolányer Bergen dagegen eine quer zum Streichen gerichtete Bruchlinie, die daher leichter im Zickzack verlaufen kann und ein Vorspringen der Kalke, wie es am Pod Wetterling (Punkt 425 der Spezialkarte) der Fall ist, ermöglicht.¹⁾

Wenn wir daher die Nestich-Smolentzer Berge noch als eine Fortsetzung des Pernek-Losoncer Zuges ansehen wollen, so ist es keine Fortsetzung in der Richtung des Zuges, nicht im Schichtstreichen der Lias-Jurakalke, sondern senkrecht dazu sozusagen ein stehen gebliebenes Stück mit mehreren sekundären Faltungen, das noch eine große Breite der Lias-Juraablagerungen hat, die sonst durch die Werfener Schichten der äußeren Schuppe überschoben und verschmälert wurden.

Das Weiße Gebirge.

(Taf. II, Fig. 6.)

Das Weiße Gebirge, zu dem geologisch auch die Zone der roten Sandsteine zu rechnen ist, ist auch im tektonischen Aufbau von dem Pernek-Losoncer Zuge etwas abweichend gestaltet.

Infolge der größeren Mächtigkeit der Formationsglieder sind so langgestreckte und dabei schmale Faltenzüge, wie sie für das innere subtatrische Gebiet der Kleinen Karpaten bezeichnend sind, nicht vorhanden, und auch von den zahlreichen sekundären Falten dieses Teiles ist hier nichts mehr zu finden. Die mächtige und gleichmäßiger zusammengesetzte Kalk- und Dolomitmasse, welche die Mittel- und Obertrias bildet, gestattet weniger eine so intensive Faltung und Fältelung, wie die wenig mächtigen und vielfach plastischeren Schichten des Pernek-Losoncer Zuges.

Eine deutlich erkennbare, ebenso wie die subtatrische Falte des Pernek-Losoncer Zuges schuppenartig gegen das Innere des Gebirges überschobene zweite subtatrische Falte bildet der Zug der roten Sandsteine mit den darüber lagernden Kalken des Rachsthurn- und Wetterling-Zuges bis hinauf zu dem dunklen Havrana skala Kalk und Dolomit des Burian und der Bila hora im engeren Sinne. Es ist das eine Schuppe von der dreifachen Mächtigkeit der inneren subtatrischen Schuppe.

Bei Besprechung des Visoka-Durchschnittes wurde bereits erwähnt, daß die große Breite der untertriadisch-permischen Zone keine ursprüngliche sei, sondern auf Wiederholung der Schichtfolge an sekundären Faltenbrüchen zurückzuführen sein dürfte.

In den Kalken jedoch scheint keine solche sekundäre Vergrößerung der Mächtigkeit stattgefunden zu haben, sondern vom dunklen Rachsthurnkalk aufwärts bis zum weißen Dolomit nur eine Schichtfolge vorhanden zu sein.²⁾

Das Schichtfallen ist im allgemeinen in normaler Weise vom Gebirge weg gegen NW. beziehungsweise N. gerichtet und schon äußerlich tritt das Streichen in den fast schnurgeraden Kämmen des Wetterling und Burian zu Tage.³⁾

Daß von der Černa skala ostwärts, sowie an der Vajarska aus tektonischen Gründen über den Werfener Schichten der Rachsthurnkalk fehlt und unmittelbar der Wetterlingkalk folgt, wurde bereits gesagt.

¹⁾ Dieser Hügel besteht aber wiederum aus grauem Crinoidenkalke, sowie auch der langgestreckte Hügel gegenüber am anderen (linken) Ufer des nach Süden fließenden Baches. Es ist das ein ähnliches Auftauchen der älteren Crinoidenkalke über den hellgrauen, dichten Kalk des Leteršarna-Zuges, wie es im O. am Kalvarienberge ist. Ihr Fallen ist 40° gegen NNW.

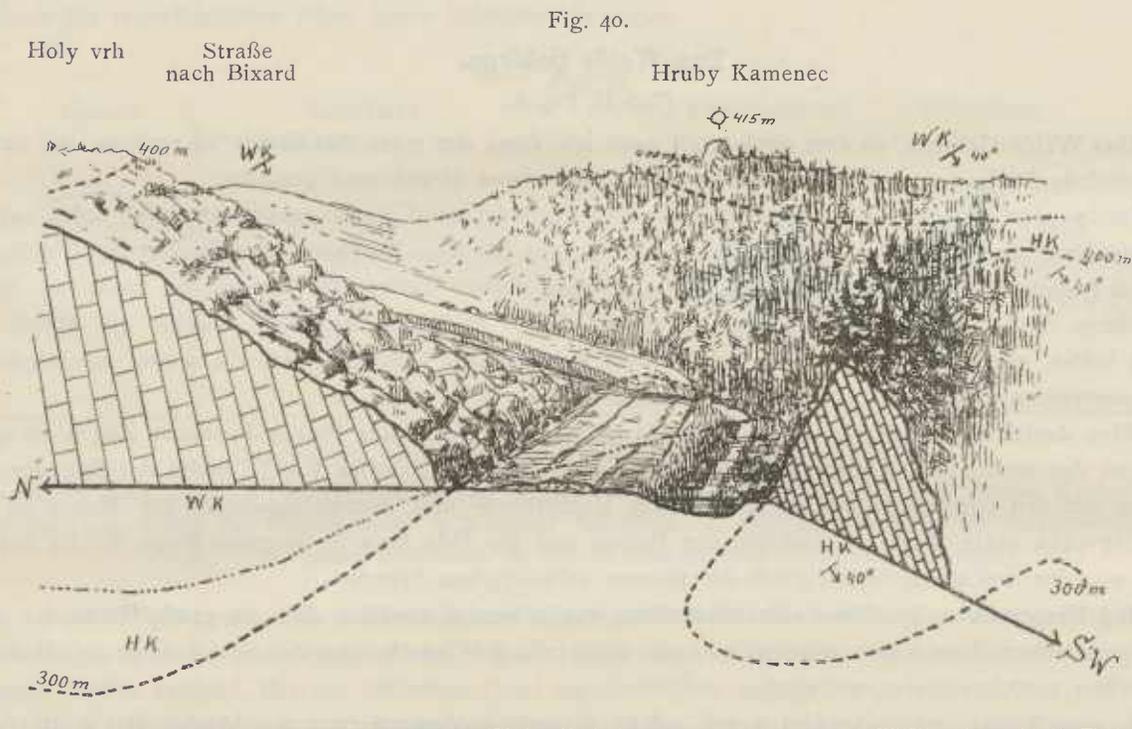
²⁾ Welche Stellung zu dieser Frage die Sandsteinpartie zwischen Wetterling und Burian einnimmt, wurde pag. 68 bereits besprochen.

³⁾ Nur an einer Stelle am Nordostfuße des Celo-Wetterling, dort, wo das nach Smolenitz führende Quertal beginnt, maß ich im Wetterlingkalke ein widersinniges Fallen gegen SSO., es ist aber ganz lokal und daher ohne größere Bedeutung.

Die Wetterlingkalke streichen bis zur Hlavina östlich von St. Nikolaus und schwenken dann gegen SW. entsprechend der Richtung des Rachsthurnzuges um. Am Nordabhang der Hlavina sind auch noch Spuren des dunklen Havranakalkes zu finden, der vielleicht in einem schmalen Bande von Burian bis hieher durchzieht. Wahrscheinlicher ist es aber, daß er auf dieser Strecke fehlt und der Dolomit über dem Wetterlingkalke lagert, was ja am Wesen des Ganzen wenig ändert, da der Havranaskalakalk und Dolomit ineinander übergehen.

Der Dolomit schließlich, der den nördlichsten und obersten Teil der Schuppe bildet, zieht unterbrochen durch die SW.-Fortsetzung der Bixarder Mulde bis zum Dribov und Smolarov und setzt sich in die isolierten Berge Hola hora und Hurki bei St. Nikolaus fort, während der Peterscheib und Blassenstein zum großen Teile Wetterlingkalke sind.

Die Südgrenze dieser Schuppe ist als eine überaus scharfe Überschiebungslinie ausgeprägt; sie beginnt am Kuchler Berge (Bučkova bei Vivrat) und zieht bis Losonc. Von da ab gegen Norden erscheinen



Profil über den Hohlweg Sandorf-Brixard.

WK Wetterlingkalk. HK Havranaskala Kalk. ——— Grenze zwischen beiden. ——— Isohypsen.
(Etwas schematisiert; der Beobachter erhöht gedacht, so daß die Gegend modellartig vor ihm liegt. Der Durchschnitt ist in einem Winkel von 45° gebrochen N—S / NO—SW.)

die roten Sandsteine und Schiefer der Werfener Schichten durch den Querbruch an der Westgrenze der Szomolányer Berge abgeschnitten.

Viel schwieriger ist es, eine Nordgrenze dieser äußeren (subtatischen) Schuppe anzugeben, da ein tieferes Schichtglied als Wetterlingkalk nicht mehr nördlich des Dolomits auftritt und bekanntlich zwischen Dolomit, Wetterling und Havrana skala-Kalk oft nur schwer die Grenze zu ziehen ist.

Nördlich des Dolomits der Bila hora erscheint am Javorovev nochmals Wetterlingkalk rings vom Dolomit umgeben, der ihn auch zu überlagern scheint, wie das auch von der kleinen Partie beim Nádaser Jägerhause gilt. Paul faßt dieses Vorkommen (vergl. Jahrb. 1864, pag. 357, Durchschnitt 9) als eine einfache regelmäßige Auffaltung auf, was aber insofern nicht so ohneweiters anzunehmen ist, als das Fallen im O. am Knie der Bixarder Straße als 40° NW. zu messen ist und nicht östlich, wie es dieser Zeichnung

entspräche. Mit größerer Wahrscheinlichkeit darf man aber die Berge, welche den Ostrand der Bixarder Mulde bilden, als eine neue Auffaltung ansehen. (Vergl. Tafel II, Fig. 6).

Am Hruby Kamenec finden wir den Wetterlingkalk, der gegen die Ebene zu mittelsteil (40°) fällt und am Westrande vom Havrana skala-Kalk überlagert wird. Diese Verhältnisse sind besonders deutlich am Durchbruch der Straße von Bixard nach Sándorf zu sehen. Hier fallen am westlichen Ast des Hruby Kamenec die deutlich plattigen Havranakalke gegen W. unter 40° und scheinen sich verlängert, nicht nur über den Wetterlingkalk des östlichen Hruby Kamenec, sondern auch den bedeutend breiteren Holy vrh (Osečnik) zu wölben. (Vergl. Fig. 40.)

Auch am Westrande des Holy vrh sind die dunklen Havranakalke über den Wetterlingkalk lagernd zu finden, was wiederum am rechten Abhange des Tales zwischen Nivi und Holy vrh gut zu sehen ist.

Paul hat auch diese Partie als einfache, vollständige Falte im obengenannten Profile gezeichnet, indem er auch am Ostabhange des Holy vrh Havranakalk angibt, den ich aber nicht beobachtete.

In der südlichen Fortsetzung des Hruby Kamenec, an der Jezuvka u. s. w. ist am Westrande kein Havranakalk mehr zu finden, dagegen hat der Wetterlingkalk eine bedeutend größere Breite. Es scheint, daß dieser Zug einen Bogen von N. gegen SW. beschreibt, dessen Verlauf aber durch den scharfen Abbruch des Hruby Kamenec gegen die Bixarder Mulde nicht deutlich zum Ausdruck kommt.

Da in dieser dritten subtatrischen Antikline nur die Mittel- und Obertrias, aber nicht mehr Werfener Schichten zum Vorschein kommen, scheint es jedoch angezeigt, diese Schuppe nicht mehr als eine Hauptantiklinale anzusehen.

Die kleinen Wetterlingkalkpartien, welche am Nordrande der Bixarder Mulde inselförmig aus dem Miozän auftauchen, liegen in der nördlichen Fortsetzung des Holy vrh, wie auch schließlich die nördlichste Partie des Weißen Gebirges die Hügel östlich von Rozbechi, doch scheinen hier auch Brüche eine tektonische Rolle zu spielen, wie das Fallen nach NO. am Skali nördlich von Ileni, dann nach SO. am Hügel nördlich davon schließen läßt.

Die Eozänsenke des Weißen Gebirges.

Eine auffallende tektonische Erscheinung des Weißen Gebirges bildet die lange mit alttertiären Ablagerungen erfüllte Senke, die nördlich von Bixard beginnend bis nach Breitenbrunn (Széleskut) herabzieht und das Weiße Gebirge in zwei ungleichgroße Hälften zerlegt.

Durch die starke Verengung, die sie nördlich von St. Nikolaus erfährt, zerfällt sie eigentlich in zwei Teile, deren nördlicher von der breiten Bixarder Mulde gebildet wird. Sie ist im W vom geschlossenen Kamme des Holy vrh und Hruby Kamenec umrandet, während die Westgrenze des südlichen Teiles, — wir wollen ihn den St. Nikolaus-Blassensteiner Eozängraben nennen — nicht mehr geschlossen ist, sondern von den isolierten Bergen Hora hora, Hurka und Peterscheib gebildet wird und von da ab gegen S. sogar gänzlich fehlt, so daß man hier von einem Graben nicht mehr sprechen kann. Im Zusammenhange mit dieser Eozänsenke beziehungsweise Rande stehen die in das Tal zwischen Vajarska und Peterklin hineinreichenden Nummulitenkonglomerate, deren südlichste Spuren am Hlinini zu finden sind.

Sicherlich war das Gebirge im wesentlichen schon fertig, bevor die alttertiären Ablagerungen gebildet wurden. Das geht schon aus den groben Konglomeraten hervor, welche die Basis des Tertiärs bilden und die aus abgerundeten, größeren und kleineren Stücken des alten Gebirges, ganz in derselben Weise, wie es auch in den übrigen karpatischen Kerngebirgen der Fall ist, bestehen. Und so dürfte auch die grabenartige Senke und die Abtrennung der erwähnten isolierten Triasberge vortertiären Alters sein.

Das alttertiäre Meer griff bis in die Gegend der Bixarder Mulde herein und lagerte am Rande die groben Konglomerate und in der Mitte die Sande ab. Den Randabschluß dieses Fjordes bildete gleichfalls der triadische Kalk, der heute größtenteils vom Miozän bedeckt, nur als einzelne kleine Wetterlingkalkinsel aus den Konglomeraten hervorsticht, so daß vielfach das Miozän unmittelbar an die alttertiären Sande der Bixarder Mulde grenzt.

Die letzteren haben offenbar einst die ganze jetzige Vertiefung bis zur Höhe der umrandenden Kalke erfüllt und darauf lag noch eine Schicht miozäner Konglomerate, wie das Vorkommen einer, wenn

auch nur kleinen Partie anscheinend miozäner Konglomerate auf deren Kamm der Westumrandung schließen läßt. Die spätere Abtragung hat entsprechend der alten Kalkumrandung in den weicheren Sandsteinen das heutige muldenförmige Relief ausgewaschen, so daß heute in der Tiefe der Mulde nur das Alttertiär zu finden ist und keine Spur der jüngeren miozänen Konglomerate, die durchschnittlich 100 m höher die scheinbare Nordumrandung bilden.

Die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse sind in der Bixarder Mulde so ziemlich noch vorhanden, (Vergl. Tafel II, Fig. 6), im Gebiete von St. Miklós, Blassenstein und Breitenbrunn dagegen machten sich noch in nacheozäner Zeit dynamische Kräfte geltend, die in demselben Sinne wie die früheren, welche die Aufrichtung des Gebirges zur Folge hatten, wirkten. Sie richteten daher den Nummulitenkalk stärker auf und bewirkten, daß sie auch an dem westlichen Saume gegen W., also unter die triadischen Kalke des Peterscheib einfallen. (Vergl. Tafel II, Fig. 1, 2 und 4.)

In den Sandsteinen fand ich leider keine günstigen Aufschlüsse, um zu entscheiden, inwiefern sie durch die späteren Nachschübe gestört wurden; (vielleicht wurden sie faltenartig zusammengelegt, denn hier und da zeigen sie steile Stellung).

In der Bixarder Mulde dagegen konnten sich mehr ursprüngliche Lagerungsverhältnisse fort erhalten, da sie sozusagen mehr inmitten des Gebirges liegt, daher von den späteren Schüben, die sich an den Randpartien nur noch geltend machten, nicht mehr berührt wurde.

Nach Ablagerung des Eozän und Oligozän ist völlige Ruhe eingetreten, das Jungtertiär ist ungestört am Rande angelagert, mit leichter Neigung der Ebene zu, entsprechend der ursprünglichen Ablagerung auf einer etwas geneigten Unterlage.

Zusammenfassung der tektonischen Ergebnisse.

Fassen wir noch die tektonischen Ergebnisse mit einigen Worten zusammen, so haben wir folgende Punkte hervorzuheben:

Die Kleinen Karpaten sind ein Kerngebirge von ähnlichem Aufbau wie die übrigen. Das Gesetz, das bei diesen zu beobachten ist, findet sich deutlich im Pernek-Losoncer Zuge und dem südlichen Teile des Weißen Gebirges, weniger deutlich in dessen nördlichen.

In den erwähnten Gebieten sehen wir deutlich drei (eine hochtatische, die sogenannte Übergangszone und zwei subtatische) schuppenartig übereinander — die äußeren über die inneren — überschobenen Falten. Weniger deutlich ist eine vierte nördlichere, die den Westrand der Bixarder Mulde bildet.

Im schroffen Gegensatze steht dazu der Südteil, die Hauptmasse des hochtatischen Gebirges, in dem keine größeren Faltenzüge mehr zu finden sind, sondern zahlreiche Brüche, die permisch-mesozoische Schichtfolge in einzelne Schollen zerlegen.

Als untergeordnete Einzelheiten haben wir außer den Sekundärfalten im Pernek-Losoncer Zuge noch die eben besprochene Eozänsenke, sowie die Blattverschiebungen am Westrande in der Nähe von Kuchel zu erwähnen.

Zwei große Brüche begrenzen schließlich das ganze Gebirge gegen die beiden Ebenen zu; am Westrande infolge der tertiären Anlagerungen weniger deutlich, ist dagegen der Abbruch am Ostrand scharf ausgeprägt.

Schluß.

Nach dem Gesagten stellen sich die Kleinen Karpaten im allgemeinen noch als ein echtes karpatisches Kerngebirge dar, das aber — wie es ja eigentlich für das entfernteste Glied des Karpatenbogens nicht zu verwundern — auch manche bedeutende Abweichungen vom allgemeinen stratigraphischen und tektonischen Baue dieser Kerngebirge zeigt. Darum sollen hier am Schlusse noch punktweise die wichtigsten Ähnlichkeiten und Verschiedenheiten gegenüber dem am besten studierten Typus eines karpatischen Kerngebirges, nämlich der Tatra angeführt werden.

Übereinstimmung drückt sich aus:

1. Im Vorhandensein eines hochtratischen und subtratischen Gebietes, ersteres ohne Trias und in der Kernpartie, letzteres mit reichlicher Trias und in der Randpartie auftretend;
 2. in der petrographisch ähnlichen Ausbildung des Perm und der Untertrias sowie
 3. der oberen Trias (bunter Keuper und Kössener Schichten), die aber in dieser Ausbildung in den Kleinen Karpaten nur auf den Pernek-Losoncer Zug beschränkt ist; ferner
 4. des Alttertiärs, das mit groben, aus Bruchstücken der älteren Ablagerungen zusammengesetzten Konglomeraten beginnt (also nach bereits erfolgter Aufrichtung des Gebirges abgelagert);
 5. im tektonisch ähnlichen Bau der Tatra und eines Teiles der Kleinen Karpaten (Pernek-Losoncer Zug und südliches Weißes Gebirge), bestehend in schiefen, schuppenartig übereinander geschobenen Falten.
- Die Unterschiede machen sich dagegen geltend:

1. Im gänzlichen Fehlen der Trias (auch der unteren) in der hochtratischen Fazies (vergl. auch I. Teil, pag. 33).
2. In der zweifachen Ausbildungen der subtratischen Trias von den Werfener Schichten aufwärts, nämlich im Pernek-Losoncer Zuge (inneres Gebiet), in der für die karpatischen Kerngebirge eigentümlichen Weise mit bunten Keuper und Kössener Schichten, im Weißen Gebirge in einer an Verhältnisse der Kalkalpen erinnernden Ausbildungsweise (Kalk, Dolomit).
3. Die mittlere Trias ist im Pernek-Losoncer Zuge im Gegensatze zu dem massigen, grauen Dolomit der Tatra größtenteils durch dunklen, geschichteten Kalk, gleich dem Rachsthurnkalk, vertreten.
4. Die Grestener Schichten sind in den Kleinen Karpaten nicht so sehr als Sandsteine und Mergelschiefer ausgebildet, sondern mehr als reine Crinoidenkalke (Übergang: Fatra Krivan).
5. Eigentliche Fleckenmergel fehlen, ihnen entsprechen in Lias und Jura lichtgraue, dichte, hornsteinreiche, mitunter etwas mergelige Kalke.
6. Zwischen der subtratischen und hochtratischen (Ballensteiner) Fazies des Lias-Jura besteht kein so scharfer Gegensatz, wie in der Tatra, indem die hochtratische Randzone ein Übergangsgebiet bildet.
7. Die permisch-mesozoische Serie endet mit den Lias-Jurakalken; Neokom ist den Kleinen Karpaten mit Sicherheit nicht nachzuweisen gewesen. Dazu kommt noch als weitere Eigentümlichkeit
8. das Auftreten eruptiver Bildungen in der untertriadischen Sandsteinzone.

Nehmen wir der Vollständigkeit halber die aus der Untersuchung des südlichen Teiles gefundenen Unterschiede dazu, so sind es noch:

9. die eigenartige Ausbildungsweise des hochtratischen Lias-Jura (Becks Ballensteiner Fazies) und
10. die tektonische Beschaffenheit des südlichen Teiles (zahlreiche Bruchlinien).

Diese Unterschiede enthalten andererseits wieder manche Anklänge an alpine Verhältnisse. Sagt noch Paul am Schlusse seiner Arbeit, daß die Kleinen Karpaten eigentlich nicht als Fortsetzung der Alpen anzusehen seien, daß sie vielmehr in geologischer Beziehung sehr große Differenzen gegenüber den Alpen zeigen, namentlich im Fehlen der Werfener Schichten, sowie der Trias überhaupt, die in den nördlichen Kalkalpen noch so mächtig entwickelt ist, so kann man heute auch in geologischer Beziehung mit größerem Recht in den Kleinen Karpaten ein Bindeglied zwischen den Alpen und dem Karpatenbogen erblicken.

Haben sich doch die Werfener Schichten nachweisen lassen und zeigen andererseits die triadischen Kalke und Dolomite des Weißen Gebirges nicht nur eine ähnlich große Mächtigkeit, sondern auch eine petrographisch ähnliche Ausbildung, wie die Trias der Nordalpen.

Leider läßt sich bei dem Fossilmangel oder richtiger der Fossilleere noch keine genaue stratigraphische Gliederung der Triasbildungen des Weißen Gebirges und Gleichstellung mit entsprechenden alpinen Schichtgliederungen durchführen. Soviel ist aber heute schon mehr als nur wahrscheinlich, daß im Weißen Gebirge die unmittelbare Fortsetzung der nördlichen Kalkalpen zu suchen sei, daß sich von da der alpine Typus über das Gebirge von Brezova und den Tureckfelsen noch ein Stück nordostwärts hinzieht, wie ja die Fortsetzung der Klippenzone von St. Veit bei Wien, bei der Ruine Branč erscheint und die Flyschzone nördlich die Linie Holics-Miava aufs neue ansetzt.

In den sonstigen Kerngebirgen finden wir die aus der Tatra uns bekannten Ausbildungsweise, wie sie hier im Pernek-Losoncer Zuge vertreten ist. Andererseits dürften sich auch noch mancherlei Bildungen, die man bisher nur als dem karpatischen Typus eigentümlich ansah, auch in dem östlichen Teile der Nordalpen wiederfinden.¹⁾

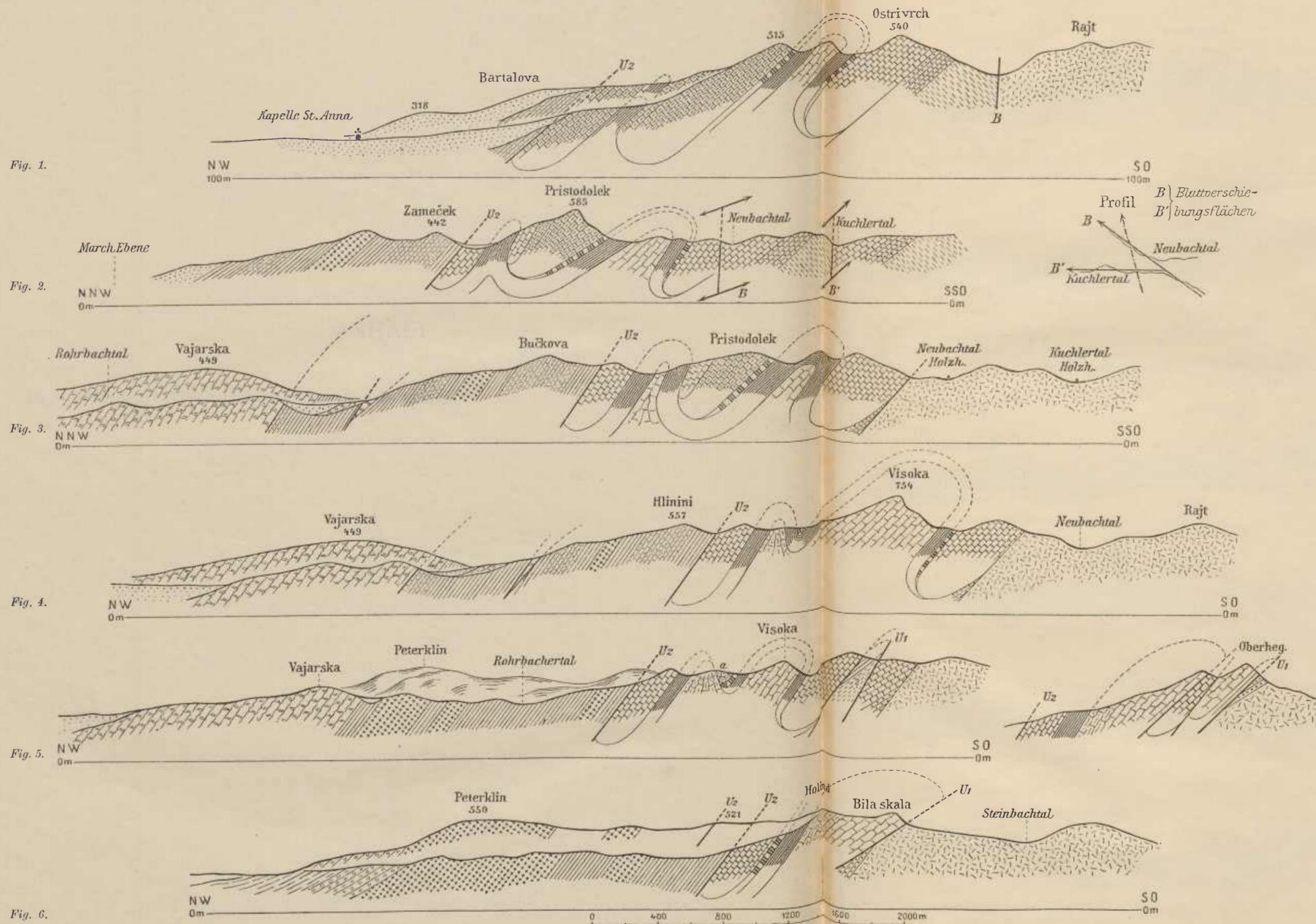
Noch harren aber einerseits gerade bei Lösung dieser Frage die am meisten in Betracht kommenden Teile der Ostalpen einer ganz genauen Untersuchung, noch wäre vorher die Trias des Weißen Gebirges gegen N., wie auch die Ablagerungen des hochtatischen Gebietes gegen S. weiter zu verfolgen. Aber schon jetzt ist es wahrscheinlich, daß die bisher in den Karpaten gewonnenen Resultate geeignet sein werden, zur Beurteilung mancher in den benachbarten Alpentheilen noch offenen Fragen neue Anhaltspunkte zu geben.

¹⁾ Zum Beispiel konnten Spuren des bunten Keupers bei Kalksburg gefunden werden, sowohl am rechten Ufer unter den Terebratel führenden Kössener Schichten wie auch in dem großen Steinbruch oberhalb der Kirche.

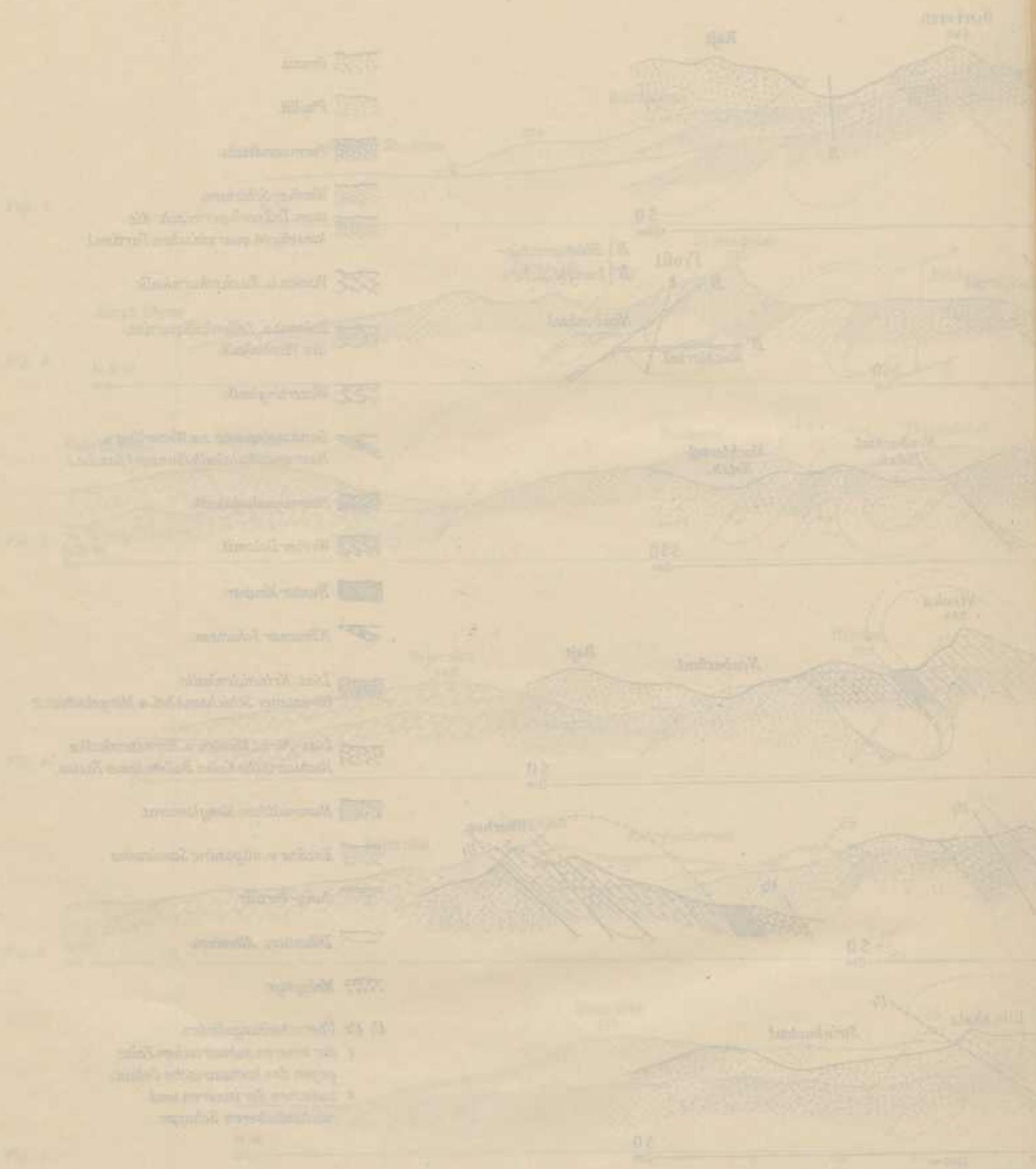
Nachtrag zum Literaturverzeichnis.

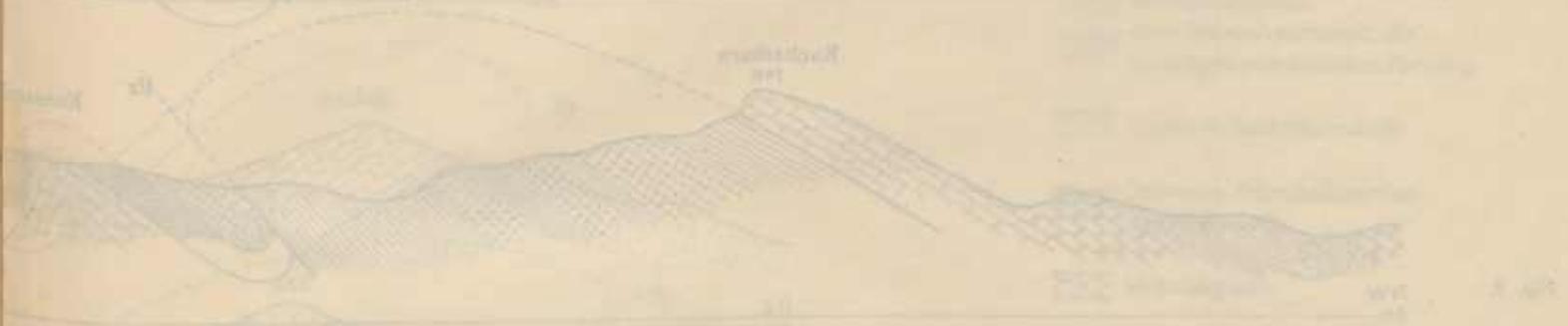
1899. A. Kornhuber, Über die Braunkohlenschürfung bei Mariathal im Jahre 1898. Verh. d. Ver. f. Natur- und Heilkunde, Preßburg. XIX. Bd., pag. 30.
 1899. E. Döll, Das Gold von Bösing. Ebenda, pag. 43.
 1900. F. Toulas, Über den marinen Tegel von Neudorf an der March in Ungern. Ebenda, XX. Bd., pag. 3.
 1900. A. Kornhuber, Die Thonschiefer bei Mariathal in der Presburger Gespanschaft. Ebenda, pag. 38.
 1900. A. Kornhuber, Geologisches aus dem Graniterrain bei Ratschdorf und St. Georgen. Ebenda, pag. 53.
 1901. A. Lohr, Geognostische Beobachtungen im Nordosten von Presburg. Ebenda, XXI. Bd., pag. 57.
 1901. A. Kornhuber, Über Alluvium, Diluvium und Pliocän bei Presburg. Ebenda, Sitzungsber., pag. 107.

Ferner ist Seite 5, Zeile 1: 1886 statt 1896,
 Zeile 10: 6. Juni statt 8. Juni,
 Zeile 14: 1899 und pag. 57 statt 1896 und pag. 1,
 Zeile 17: 1902 statt 1901 und
 Zeile 18: XXII und pag. 23 statt XXIII. und pag. 1 zu lesen.

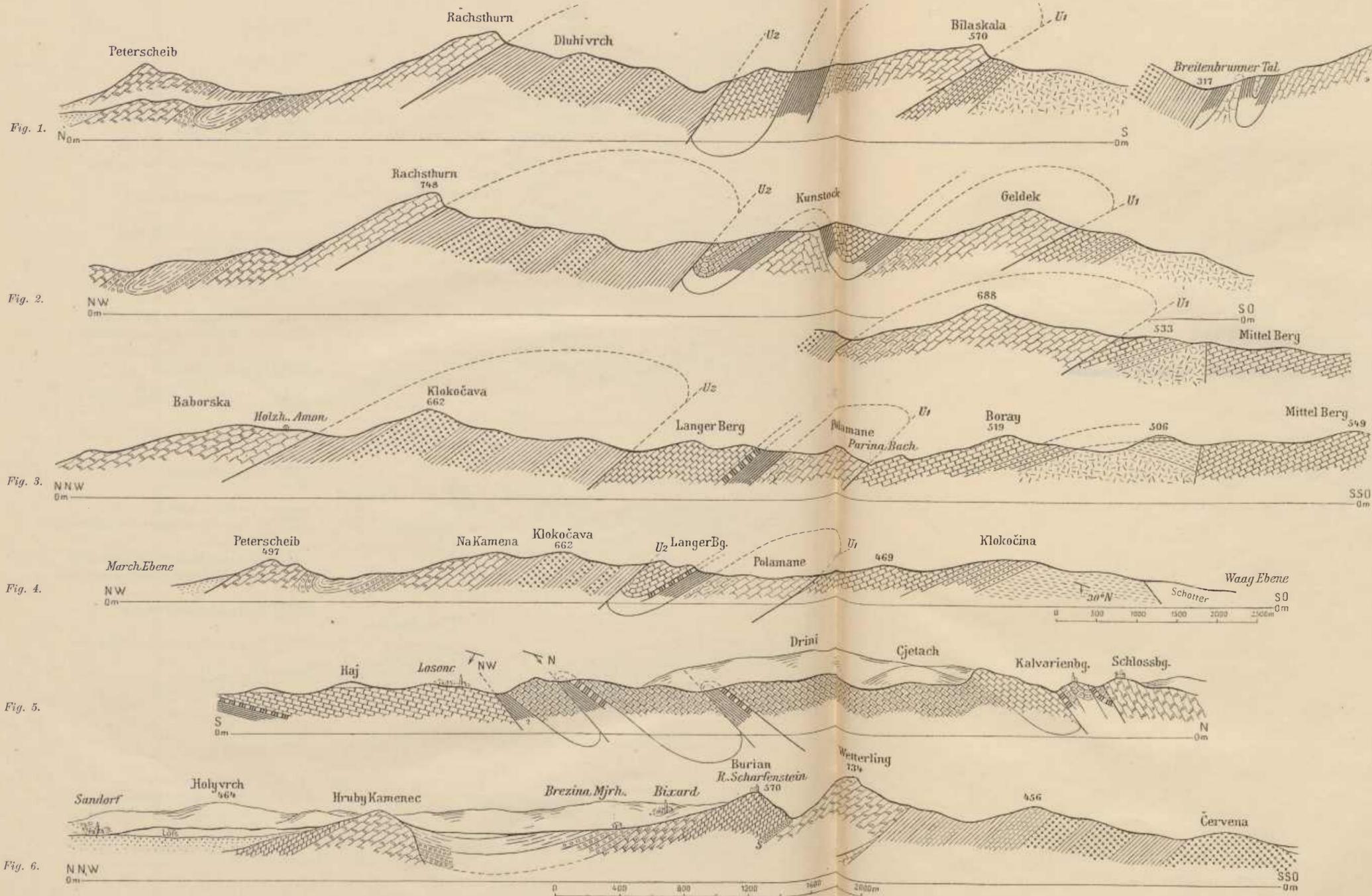


- Granit
 - Phyllit
 - Permsandstein
 - Werfner Schichten
(zum Teil noch permisch: die
läsigen quarzitäen Partien).
 - Visoka u. Raabsthornekalk
 - Dolomit u. Zellenkalkpartien
des Visokakalk
 - Wetterlingkalk
 - Sandsteinpartie zu Wetterling u.
Havnasakalk (Lunzer Sandst.)
 - Havnasakalk
 - Weißer Dolomit
 - Bunter Keuper
 - Kässener Schichten
 - Lias: Krinoidenkalk
(Grestener Schichten), bei a Mergelschiefer
 - Lias-Jura: Knollen- u. Hornsteinkalke,
Hochtatische Kalke, Ballensteiner Fazies
 - Mammilliten Konglomerat
 - Eozäne u. oligozäne Sandsteine
 - Jung-Tertiär
 - Diluvium Alluvium
 - Melaphyr
- U₁ U₂ Überschiebungslinien*
 1 der inneren subtrischen Falte,
 gegen das hochtatische Gebiet.
 2 zwischen der inneren und
 nächstäußeren Schuppe.





11. Taf. Buch u. Vetter: Zur Geologie der kleinen Karpaten



- Granit
- Phyllit
- Permsandstein
- Werfner Schichten
(zum Teil noch permisch; die
kieseligen quarzreichen Partien).
- Visoka u. Rachsturnkalk
- Dolomit u. Zellenkalkpartien
des Visokakalk
- Wetterlingkalk
- Sandsteinpartie zu Wetterling u.
Havranaskalk (Lunzer? Sandst.)
- Havranaskalk
- Weißer Dolomit
- Bunter Keuper
- Hüssener Schichten
- Lias: Krinoidenkalk
(Grestener Schichten), bei a Mergelschiefer.
- Lias-Jura: Knollen- u. Hornsteinkalke.
Hochatriische Kalke, Ballensteinfazies.
- Nummulithen Konglomerat
- Eozäne u. oligozäne Sandsteine
- Jung-Tertiär
- Diluvium Alluvion
- Melaphyr

U₁ U₂ Überschiebungslinien
 1 der inneren subtratischen Falte,
 gegen das hochatriische Gebiet.
 2 zwischen der inneren und
 nächstäußeren Schuppe.