

GEOLOGIE

DER

ZENTRAKKARNISCHEN ALPEN

VON

DR. HANS RUDOLF VON GAERTNER (GÖTTINGEN)

(MIT 16 TEXTFIGUREN UND 5 TAFELN)

(VORGELEGT IN DER SITZUNG AM 16. JÄNNER 1930)

Vorwort.

Auf Anregung von Herrn Prof. Stille wurden im Sommer 1927 die geologischen Untersuchungen in den Zentralkarnischen Alpen, dem Grenzgebirge von Kärnten und Italien, fortgesetzt, die ich im Herbst 1926 begonnen hatte. Die Ergebnisse dieser ersten Untersuchung wurden Anfang 1927 in Form einer vorläufigen Mitteilung zum Druck eingereicht, um die Prioritätsrechte zu wahren. Die schon damals gewonnenen stratigraphischen Anschauungen, besonders über den Fazieswechsel im Devon, wurden im Sommer 1927 weiter ausgebaut. In den Kreis der Untersuchungen wurde noch das Ober- und Unter-silur hineingezogen. Besonderes Augenmerk wurde auf die Silur-Devon-Grenze gerichtet. Es wurde versucht, aus all diesen Schichten ein möglichst reichhaltiges Fossilmaterial zusammenzubringen. Seine Bestimmung wurde im Winter 1927/28 in Angriff genommen. Im Juli 1928, der frühestmöglichen Besuchszeit dieses Gebietes, wurden die Feldarbeiten wieder aufgenommen. Hierbei ließ sich das schon vorher gewonnene Material ergänzen. Mit Hilfe der gewonnenen stratigraphischen Ergebnisse wurde die Tektonik der Karnischen Alpen festzustellen versucht. Zu diesem Behufe wurde das Gebiet zwischen Wolayertal und Valentintal im Maßstab 1 : 25 000 kartiert. Die komplizierten Verhältnisse der Cello-netta und des Rauchkofels erforderten eine Kartierung im Maßstab 1 : 10 000. Ausgedehnte Begehungen in die angrenzenden Karnischen Alpen wurden unternommen, um die Fortsetzung des geologischen Baues zu erkennen. Im Winter 1928/29 wurde die Bearbeitung des paläontologischen Materials fortgesetzt, die im Juni 1929 abgeschlossen wurde. Besonders genau wurden die Trilobiten bearbeitet. Auch die Brachiopoden wurden mehr monographisch behandelt, während für die Orthoceren, Gastro-poden und Lamellibranchiaten weniger Zeit aufgewendet wurde. Die paläontologischen Ergebnisse erschienen gesondert im Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt für 1930.

Im Frühjahr 1928 konnte ich dank der Hilfe des Herrn Prof. V. M. Goldschmidt mehrere Monate in Oslo verbringen und die nordische Silurstratigraphie kennenlernen. Dort verpflichtete mich Herr Prof. J. Kjaer durch sein freundliches Entgegenkommen und manchen Rat zu großem Dank. Herrn cand. geol. T. Strand, der mich auf meinen ersten Exkursionen in Norwegen führte, möchte ich nicht verfehlen, meinen besten Dank abzustatten. Im Herbst desselben Jahres besuchte ich das Prager Paläozoikum. Leider konnte ich nur 8 Tage dort bleiben. Herr Dr. Kolíha, Kustos am Nationalmuseum in Prag, half mir dort durch manchen Rat und manche Anregung vor allem in der paläontologischen Bearbeitung meines Materials weiter. Hier führte mich Herr Dr. Bouček, mit dem ich auch viele Fragen der böhmischen Obersilurstratigraphie besprechen konnte. Allen beiden sei an dieser Stelle herzlichst gedankt.

Die Bearbeitung der Trilobiten ergab die Notwendigkeit, sie eingehend mit den von Elbersreuth beschriebenen Stücken zu vergleichen. Hierbei halfen mir in liebenswürdigster Weise Herr und Frau Prof. Rudolf Richter, indem sie mir das Material Schindewolf's zur Verfügung stellten und auch den Vergleich eingehend mit mir durchsprachen. Herrn Prof. Broili (München) habe ich für die leihweise Überlassung des Trilobitenmaterials vom gleichen Fundort zu danken. Ferner verpflichteten mich durch Überlassung von Originalen Herr Prof. Soergel, Breslau, und Herr Bezirksgeologe Dr. Kegel-Berlin; ersterer stellte mir in liebenswürdiger Weise die Originale von Frech (1887) zur Verfügung.

Eine besonders angenehme Pflicht ist es mir, Herrn Prof. Heritsch (Graz) meinen herzlichsten Dank abzustatten. Mit ihm konnte ich die Fragen der karnischen Tektonik und Silurstratigraphie mehrfach durchsprechen. Im Sommer 1927 und 1928 hatte ich Gelegenheit, ihm meine Ergebnisse an Ort und Stelle zu zeigen. Ferner gewährte er mir Einblick in seine eigenen Arbeiten über dies Gebiet, vor allem seine Bearbeitung der Fauna des Kokberges, und hatte die große Freundlichkeit, die von mir gefundenen Korallen zu bestimmen. Herrn Prof. Schwinner ebendort weiß ich gleichfalls größten Dank; führte er mich doch auf einer Exkursion in die Geologie der Karnischen Alpen ein. Er wies auch durch kritische Bemerkungen auf einige schwache Stellen meiner Arbeit hin.

Mein größter Dank gebührt vor allem meinem verehrten Lehrer Herrn Prof. Stille, der mich auf das freigebigste mit Rat und Tat unterstützte. Herr Prof. H. Schmidt (Göttingen) half mir mit steter Hilfsbereitschaft beim Bestimmen der Fossilien, vor allem der Goniatiten. Herr Prof. Brinkmann und Herr Privatdozent Dr. Lotze unterstützten mich durch manchen Rat bei der Ausarbeitung der gewonnenen Ergebnisse. Ihnen allen sei an dieser Stelle herzlichst gedankt.

Herzlichst möchte ich auch Herrn Geheimen Hofrat Geyer für sein großes Entgegenkommen beim Einreichen dieser Arbeit danken.

Einleitung.

Geographische Übersicht.

Das in der folgenden Arbeit behandelte Gebiet liegt in den Karnischen Alpen an der österreichisch-italienischen Grenze.

Der mittlere Teil des Gebirges vom Einschnitt des Kronhofbaches bis zum Kamm der Nostraalm wurde näher untersucht. Im N bildet die Gail, im S die italienische Grenze den Abschluß. Durch das Valentin-, Sittmoser und Wolayer Tal wird es in vier Abschnitte geteilt. Dazu kommt noch eine deutliche Längsgliederung in eine nördliche und südliche Hälfte durch das Angertal, die oberen Teile des Valentin- und Wolayer Tales. Die so getrennten Gebirgsklötze sind ganz im SO der Zug des Tischelwanger Kofels¹ zum Kleinen Pal.² Seine höchste Erhebung bildet der erstgenannte Berg mit 2218 *m* Höhe. Er fällt sehr steil nach NO ab; daran schließt sich mit ziemlich gleichmäßiger Kammhöhe ein Kalkplateau, dessen wichtigste Erhebungen der zweigipfelige Große Pal³ (1808 *m*), der Freikofel⁴ (1757 *m*) und der Kleine Pal (1862 *m*) bilden. Weiter westlich folgt dann der Plöckenpaß⁵ (1363 *m*), der tief in die links und rechts aufragenden Kalkwände eingeschnitten, den wichtigsten Übergang in den Karnischen Alpen darstellt.

Im W folgt die Kellerwandgruppe, die mit dem dreigipfeligen Frischenkofel⁶ (2238 *m*) beginnt. Dann folgt der Einschnitt der Grünen Schneid⁷ (2086 *m*), über die sich der Kollinkofel⁸ (2742 *m*) erhebt. Weiterhin folgen die Kellerspitzen⁹ (2769 *m*), die Kellerscharte (2522 *m*), Kellerwarte (2713 *m*), Hohe Warte¹⁰ (2780 *m*), die höchste Erhebung der Karnischen Alpen, und die Seewarte¹¹ (2595 *m*) in dem Hauptkamm; dem Kollinkofel und der Kellerwand ist das vergletscherte Eiskar vorgelagert. An seinem Nordrand erheben sich Gabelekopf (2289 *m*), Eiskarkopf (2269 *m*) und die Kunzköpfe als unmittelbare Fortsetzung des Frischenkofels. Die Kellerwandgruppe wird durch den Wolayer Paß¹² (1977 *m*) von dem Biegegebirge¹³ getrennt. Unmittelbar über dem Paß erhebt sich der Seekopf¹⁴ (2554 *m*), dem Monte Canale (2540 *m*), Creta di Chianaletta (2472 *m*) und Sasso Nero (2468 *m*) folgen. Dann biegt die Kette fast rechtwinkelig nach N um und erreicht über dem Wolayer Kopf¹⁵ (2470 *m*) und die Biegenköpfe (2364 *m*) den Giramandopaß (1971 *m*). Über diesem erhebt sich die Kreuzleithöhe (2160 *m*), mit der der Kamm der Nostraalm erreicht ist. Dieser verläuft über die Säbelspitze (2173 *m*) und den Stallonkofel (2143 *m*) in nördöstlicher Richtung bis zum Lessachtale.¹⁶ Im W von ihm liegt das Niedergailtal, im O das untere Wolayer Tal, an dessen Ausgang die Ortschaften Nostra (linksseitig) und Wodmaier liegen. Auf dem anderen Ufer der hier 200 *m* tiefen Gailschlucht liegt Birnbaum. Westlich des Wolayer Tals erhebt sich im N die weit vorspringende Gruppe der Plenge (2372 *m*), während im S, von den Wänden der Hohen Warte durch das Valentintörl¹⁷ (2138 *m*) geschieden, der Rauchkofel (2460 *m*) seine zwei Gipfel emporstreckt. Durch das Sittmoser Tal, an dessen Ausgang die Ortschaften Nischlwitz und Sittmoos liegen, wird die Plenge von der Mauthener Alm (1782 *m*) geschieden. Diese schließt sich unmittelbar an die Mooskofelgruppe an, die von der Plenge durch das Raimundatörl (2070 *m*), vom Rauchkofel durch das Wodner Törl (2063 *m*) getrennt wird. Die Hauptehebungen der Mooskofelgruppe sind der Gamskofel (2496 *m*), der Hintere Mooskofel¹⁸ (2510 *m*), der Grüne Mooskofel (2359 *m*) und der Vordere Mooskofel (2284 *m*). Im S schneidet sich das obere Valentintal über 1400 *m* tief zwischen die beiden Kalkmassive der Kellerwand und des Mooskofels ein. Es biegt dann nördlich vom Plöckenhäus nach N um und erreicht über das Gasthaus des Eder bei Mauthen das Gailtal. In dem Viereck zwischen Valentintal im W, dem Angertal im S, dem Gailtal im N und dem Kronhofgraben im O liegt die Gruppe des Polinik (2331 *m*). An ihrer Nordseite liegen zahlreiche Almen.¹⁹ Von Würmlach aus teilt der Kreßbach das Massiv in zwei Teile, das östliche Stück hängt über die Elferspitze (2251 *m*),

¹ Hocheck (Plan), Piz di Timau (Tav. u. Spez.-K.). — ² Pal Piccolo (Tav.). — ³ Pal Grande (Tav.). — ⁴ Mte. Cuelât (Tav.). — ⁵ Passo di Mte. Croce (Tav.). — ⁶ Cellon (Plan, Spez.-K.), Creta di Collinetta (Tav.). — ⁷ Cresta Verde (Tav.). — ⁸ Creta di Collina (Tav.). — ⁹ Cima di Cianeate (Tav.). — ¹⁰ Mte. Coglians (Plan, Spez.-K., Tav.). — ¹¹ Judenkopf (Plan). —

Passo di Volaya (Tav.). Valentintörl der älteren Autoren. — ¹³ Conca di Volaya (Tav.). — ¹⁴ Capo Lago (Tav.). — ¹⁵ Mte. Volaya (Tav.). — ¹⁶ Der Name für das obere Gailtal von Wetzmann bis Sillian in Tirol. — ¹⁷ Wolayer Törl der älteren Autoren bis zu Spitz (1909). — ¹⁸ Rathauskofel im Volksmund. — ¹⁹ Polinikalm, Missoriaalm, Würmlacher Alm und Kronhofalm.

das Lauckeck (2153 *m*), die Köderhöhe (2228 *m*) und den Promos¹ (2195 *m*) mit dem Tischlwanger Kofel zusammen.

Mit dem Promos ist die österreichisch-italienische Grenze wieder erreicht, die von hier immer auf der Wasserscheide zwischen Schwarzem Meer und Adria bis zur Kreuzleithöhe läuft.

Überblick über die Literatur.

Die Kenntnis des Paläozoikums der Karnischen Alpen geht auf Leopold von Buch zurück. Bei der ersten geologischen Kartierung der Ostalpen wurden von Lipold die ersten Oberkarbonfossilien gefunden. Man faßte daraufhin die gesamte Schichtenfolge zwischen dem Verrucano und dem Kristallin als Oberkarbon auf und bezeichnete diesen Komplex als Gailtaler Schichten. Diese erste Periode in der Erforschung der Karnischen Alpen ist an die Namen Lipold, Peters und Stur geknüpft.

Einen wesentlichen Fortschritt brachten die Arbeiten von Stache. Er fand Fossilien des Untersilurs, Obersilurs, Unterdevons und Mitteldevons. Auf ihn geht in ihren Grundzügen die jetzt noch gültige Stratigraphie zurück, soviel sich auch an Einzelheiten, vor allem in der tektonischen Auffassung, geändert hat. Mit der Tektonik der Karnischen Alpen hat sich vor allem Frech befaßt. Seine Anschauungen legte er 1892—1894 in einer großen Monographie dar, der zahlreiche Profile und eine vollständige Kartierung 1:75.000 der Karnischen Alpen beigegeben wurden. Als einen Hauptzug in der Tektonik betrachtete er gewaltige Verwerfungen (»Brüche«). Stratigraphisch brachten seine Arbeiten nichts wesentlich Neues. Er schied die Zone der *Rhynchonella megaera* an der Basis der unterdevonischen Riffkalke aus und fand zum erstenmal Oberdevonfossilien. Einen großen Teil der Schichten über dem Oberdevon betrachtete er als Kulm auf Grund von Kalamitenfunden. Etwas vor ihm hatte Taramelli eine Karte des italienischen Anteils der Karnischen Alpen herausgegeben.

Fast gleichzeitig kartierte Geyer dann im Auftrag der Geologischen Reichsanstalt die beiden westlichen Blätter (Oberdrauburg-Mauthen und Sillian-San Stefano) der Karnischen Alpen. Er fand dabei eine Reihe neuer Fossilfundpunkte; er glaubte alle Schiefer (mit Ausnahme der Auerniggsschichten) als Untersilur auffassen zu müssen. Im Gegensatz zu Frech (der in den Bänderkalken normale Einlagerungen im Untersilur sah) betrachtete er diese als Devon, beziehungsweise Obersilur. Die Tektonik glaubte er durch einen komplizierten Falten- und Schuppenbau lösen zu können, über den die Auerniggsschichten transgredieren. Unmittelbar an Geyer's Anschauung knüpfte 1909 Spitz an. Er lieferte eine Kartierung 1:25.000 des oberen Valentintals und Wolayer Tals. In seiner Arbeit bestätigte er die Anschauung von Geyer vollständig. So wurden wieder sichere Kalamiten als »Pseudokalamiten« ins Untersilur verbannt. Eine Fauna mit *Beloceras* und *Anarcestes* blieb im Obersilur.

Einige Jahre vorher hatten Vinassa de Regny und Gortani zum erstenmal Oberdevon auf der Südseite der karnischen Hauptkette gefunden. Bald gelang dann auch der sichere Nachweis von Karbon (Oberkarbon?) in den Mauthner Schiefern der italienischen Seite. Damit war der Grundstein zur jetzigen Ansicht gelegt, daß der größte Teil der Schieferserie in den Karnischen Alpen ins Karbon gehört. Man kam damit in gewisser Hinsicht auf die Ansicht von Frech zurück, der weite Gebiete der Karnischen Alpen für seine Kulmschichten in Anspruch nahm. Gortani und Vinassa de Regny bearbeiteten in einer ganzen Reihe von Monographien die silurischen und devonischen Faunen der Karnischen Alpen. Sie haben uns nacheinander mit allen fossilführenden Horizonten bekanntgemacht. Sie führten zum erstenmal eine Gliederung des Devons in den Karnischen Alpen auf Grund der von ihnen gefundenen Faunen durch. Im Silur kamen sie aber nicht wesentlich über die Vorarbeiten von Stache hinaus. Sie glaubten sogar, die von Frech und Geyer begründete und von Spitz ausgebaute Gliederung des Obersilurs aufgeben zu müssen, da die Faunen der beiden Horizonte (Zone des *Orthoceras potens* Barr. und des *Orthoceras alticola* Barr.) gleich wären. Für sie besteht folgende Schichtenfolge, wie sie Gortani 1928 zusammengefaßt hat:

Karbon.	Schieferfazies und Schieferkalkfazies (Auerniggsschichten = Pontebbaner Fazies), beides gleichalteriges Oberkarbon nach ihrer Auffassung.
Devon.	Riffkalke mit allen Stufen des Devons.

¹ Blaustein (Freitag's Wanderkarte), Avostanza (Fr. Wk.), Cima Avostanes (Tav.).

Obersilur. *Rhynchonella megarica*-Schichten, rote und schwarze Orthocerenkalke. Graptolithenschiefer (einen tieferen Horizont bildend).

Untersilur. Rote und grüne Kalkschiefer, das obere Caradoc umfassend.

Die Tektonik beschränkt sich nach ihrer Auffassung auf einen einfachen Sattelbau mit auf- und absteigenden Achsen (ellissoidi). Dabei können diese Sättel vollständig sein (ellissoidi complete) oder ein Flügel kann ganz fehlen (ellissoidi incomplete). Verwerfungen sollen nur ganz untergeordnet auftreten; erst neuerdings wurde von Gortani (1926 a) ein Schuppenbau für einige Gegenden (z. B. See-kopfsockel) zugegeben.

1925 beschrieb Schwinner den Schuppenbau in der Umgebung des Wolayer Sees und wies damit auf die große Kompliziertheit einiger Gebiete hin. Heritsch hat sich neuerdings mit der Strati-graphie und Paläontologie des Silurs und des Oberkarbons eingehend befaßt. Er bestätigte (1929b) nach dem alten Material von Stache und Geyer die Gliederung in Horizonte und gab auf Grund dieses Materials eine Parallelisierung des karnischen Gotlandiums mit dem von Böhmen. Er beschrieb vorher eine Reihe von Profilen, aus denen ein Schuppenbau einwandfrei hervorgeht (Nölbinggraben). Als wichtiges Ergebnis seiner Arbeiten ist der Nachweis größerer Überschiebungen in den Auerniggsschichten des Naßfeldes zu erwähnen. Er meint, dies ganze Oberkarbon sei auf die tieferen Schichten der Karnischen Alpen aufgeschoben. Er stützt sich dabei hauptsächlich auf den Nachweis der Corastufe in den Mauthener Schichten (Hochwipfelfazies) an der Naßfeldstraße. In seiner neuesten Arbeit (1929 d) gibt er aber eine Transgression der Corastufe über Mauthener Schichten zu.

Zwischen den Veröffentlichungen von Heritsch und Schwinner trat Küpper mit seiner Decken-synthese der Karnischen Alpen hervor. Er nimmt an, daß der variszische Schub nach S geht. Dieser Bau ist von der alpinen Tektonik, die gegen N gerichtet ist, so überwältigt worden, daß man jetzt nichts mehr davon sieht. Die ehemalige Südbewegung sucht er hauptsächlich auf die Faziesverhält-nisse des Unter- und Oberkarbons zu stützen. Die Nötscher Schichten sollen trotz ihrer reichen Bra-chiopodenfauna strandnah abgelagert sein, während die Mauthner Schichten, die bis jetzt nur Pflanzen geliefert haben, nach Küpper strandfern abgelagert sind.

Es bestehen also drei Ansichten über die Tektonik der Karnischen Alpen. Einfache Falten (ellis-soidi) nehmen Vinassa und Gortani an; Heritsch und Schwinner sprechen von einem Schuppenbau. Dabei nahm Heritsch eine Decke der Naßfeldserie auf der Hochwipfelfazies an. Diese Decke ist nach ihm von S gekommen. Küpper scheidet noch eine Reihe weiterer tieferer Decken aus. Nach ihm stammen alle Decken aus dem N.

Stratigraphisch mußte man mit folgenden Schichten rechnen, nachdem mir 1927 der Nachweis von Devon in der Rauchkofelfazies geglückt war.

Stephanische Stufe. Auerniggsschichten = Naßfeldschichten, Hochwipfelfazies, z. T.

Visé, bzw. tiefes Oberkarbon. Mauthener Schichten (Küpper), Hochwipfelfazies, z. T.

Devon in Riffazies und in »Cephalopoden«fazies = Rauchkofelfazies.

Obersilur. Gegliedert in *Rhynchonella megarica*-Schichten (Stellung im sicheren Profil noch nicht bekannt, wahrschein-lich hohes $\epsilon\beta$). Wolayer Kalk mit unsicherer Eingliederung. Rote Orthocerenkalke, Alticolastufe ($\epsilon\beta$), schwarze Eisenkalke, Stufe des *Orthoceras polens* ($\epsilon\alpha$) und Graptolithenschiefer, die als eigene Fazies auftreten und meistens nur $\epsilon\alpha$ vertreten.

Untersilur. Tonflaserkalk, noch ohne Fossilien und in der Lage zwischen Obersilur und Untersilur schwankend. Rote und grüne kalkige Schiefer des Caradoc.

Es ergaben sich für meine Arbeit daraus folgende Aufgaben: 1. Welcher Art ist die Tektonik der Karnischen Alpen? 2. Wie sind die Beziehungen zwischen den beiden Devonfazies? 3. Ist eine genaue Gliederung des Silurs, vor allem eine Parallelisierung der verschiedenen Fazies möglich?

Morphologische Bemerkungen.

Durch das ganze kartierte Gebiet ziehen deutliche Felsterrassen, die sich, wie eine Reihe von Begehungen zeigte, auch in anderen Teilen der Gailtaler und Karnischen Alpen wieder-finden lassen.

Man kann die einzelnen Terrassen, die sich in einem engeren Gebiete durch annähernd gleiche Höhenlage auszeichnen, zu Terrassensystemen zusammenfassen. Diese Terrassensysteme möchte ich wieder als »Hohe Terrassen« und »Altes Talsystem« zusammenfassen. Daran werde ich einige Bemerkungen über die Vergletscherung des Gebietes und die jüngste Talgeschichte knüpfen.

Hohe Terrassen.

Ich konnte zwei hohe Terrassen ausscheiden. Das höchste deutlich ausgeprägte Niveau liegt in $1900 \pm 100 \text{ m}$ Höhe und läßt keinerlei Beziehungen zum heutigen Talsystem erkennen. Eine tiefere Terrasse ließ sich zwischen 1500 und 1600 m feststellen.

Die höchste Terrasse möchte ich mit aller Vorsicht in Analogie mit den gleichen Flächen in anderen südalpinen Gebieten mit dem Firnfeldniveau der Zentralalpen parallelisieren. Sichere Anhaltspunkte dafür, Augensteine oder dgl., wurden nicht gefunden.

Am schönsten und klarsten ist die Hochfläche in der Polinikgruppe ausgebildet. Ihr gehören die Karböden und Verebnungen südlich unter der Polinikgruppe an (2031 m , 1925 m , 2032 m , 1970 m). Die morphologische Bedingtheit dieser Terrasse ist hier besonders einleuchtend, da sie in völlig gleichbleibende Schiefer eingeschnitten ist. Wahrscheinlich kann man zu diesem Terrassensystem auch noch die Almflächen bei 1800 m stellen.¹ Auf der Nordseite gehören die beiden Kare des Polinik (1977 m , 1859 m) hieher; ferner der flache Rücken des Würmlacher Polinik (1977 und 1893 m), das Kar nördlich des Polinik (1859 m) und die Würmlacher Alm (1960 m). Auch die ganz verkarsteten Hochflächen des Palzuges (durchschnittlich 1850 m) und der Mauthener Alm (durchschnittlich 1800 m) sind hieher zu stellen. Der Gipfel der Cellonalpe² (1838 m) kann hieher gehören. Seine ebene Hochfläche verdankt er aber dem flach aufgelagerten Tonflaserkalk. Das Tal nördlich der Grünen Schneid (1846 m) paßt sehr gut in dieses Niveau. Das Eiskar gehört nicht hieher; es ist rein geologisch bedingt, da hier weiche Schiefer erodiert wurden, die zwischen die Kalke des Cellons und der Kellerwand eingeklemmt waren. Der vergletscherte Abschluß des Valentintales (1900 bis 2000 m), der Wolayer Gletscher und See (1950 bis 2100 m), die Rauchkofelböden,³ die Alm⁴ unter dem Maderkopf (2023 m), das Judengras (2037 m) mit dem westlich davon gelegenen Kar schließen sich zu einer fast geschlossenen Terrassenfläche zusammen. Auch hier findet sich ein tieferes Niveau in zirka 1800 m Höhe, das vielleicht auch noch dazuzurechnen ist. Am deutlichsten ist es in der Alm unter dem Frauenhügel; die Steilstufe wird durch Gesteinsunterschiede bedingt. Der Kamm der Nostraalm paßt auch noch gut hieher. Im Gebiet der Plenge und der Mooskofelgruppe tritt dies Niveau nicht so deutlich hervor. Ich glaube es aber in dem Kar südlich des Hinteren Mooskofels (2030 m) und in verschiedenen Karansätzen in der Nordwand des Mooskofels, ferner im oberen Boden der Raimundaalm (1964 m) wiederzuerkennen.

Wo das »Firnfeldniveau« in größeren Flächen auf Kalk erhalten ist, zeigen sich ausgedehnte Verkarstungserscheinungen. Im Schiefer zeichnet es sich durch ein sehr unruhiges Relief aus (siehe unten). Es unterscheidet sich dadurch grundsätzlich von allen tieferen Terrassenflächen, die fast ganz eben sind. In der Verkarstung zeigt sich eine Parallele zu den Augensteinfeldern der nördlichen Kalkalpen. Erwähnenswert scheint es, daß fast alle Pässe in der Höhe des »Firnfeldniveaus« liegen. Tiefer eingeschnitten ist in den ganzen mittleren Karnischen Alpen nur der Plöckenpaß.

Nicht ganz so deutlich ausgeprägt ist die tiefere Terrasse, die sich zwischen 1500 und 1600 m in den Nebentälern findet. Am Rande des Haupttales liegt sie ungefähr bei 1400 m . Ihr Gefälle scheint dem heutigen schon entsprochen zu haben. Ich möchte es Almniveau nennen, da fast alle großen Almen auf dieser Terrasse liegen. Es findet sich im oberen Kronhofgraben⁵ und sinkt hier von 1600 auf 1480 m . Am Nordhang der Polinikgruppe gehört die westliche Würmlacher Alm (1475 m , Talschluß bei 1600 m), die obere Misoria (1482 m) und eine Reihe von Verebnungen in dieser Höhe am Nord-

¹ Himmelberger Alm (1793 m), obere Angerhütten, obere Spielböden (1831 m), Tschintemunt (1812 m).
Cellonetta im Volksmund.

³ Rauchkofelböden: die Karstfläche, die sich Wolayer See bis eigentlichen Steilanstieg des Rauchkofels bei 2226 m hinzieht.

Steinhüttel im Volksmund.

Kronhofalm (1481 m), ebenes Kammstück (1523 m), obere Frondellalm (1517 m), obere Brügger Alm (1567 m), Skarnitzalpen (1575 m , 1537 m , Talschluß 1600 m).

westhang des Polinik hieher. Im Angertal steigt das Almniveau von 1460 *m* auf etwas über 1600 *m*.¹ Im Valentintal erhebt sich das Niveau bis zu 1700 *m*.² Der Übergang ins Firnfeldniveau ist hier durch Lawinenschutt vollkommen verwischt. Im Bereiche des Sittmoser Tales ist das Almniveau sehr wenig ausgesprochen, dagegen liegt die obere Wolayer Alm (1709 *m*) wieder auf ihm. Am Nordrand der Nostraalm findet man Verebnungen bei 1443 *m* und 1415 *m*. Diese Punkte liegen dem heutigen Haupttal am nächsten.

Wenn man die obigen Ergebnisse zusammenfaßt, so kommt man für das Almniveau zur Vorstellung von großen, breiten Tälern mit geringem Gefälle, die fast ganz den heutigen Talzügen folgen. Darüber müssen sich schon ziemlich hohe und steile Berge erhoben haben (bis zu 1000 *m* über den Tälern). Alte Schotter haben sich auf dieser Terrasse nirgends gefunden.

Altes Talsystem.

Etwa 150 *m* über dem heutigen Talboden des Gailtales befindet sich eine ausgesprochene Felsterrasse; sie läßt sich weit in das Lessachtal und die Seitentäler der Karnischen Alpen hinein verfolgen. Als Felsterrasse ist sie am besten über Würmlach und Weidenburg im Gailtal und in den Seitengraben des Lessachtales nachzuweisen. Sie findet sich gleichfalls als Felsterrasse im unteren Valentintal. Sie ist wahrscheinlich in allen Seitentälern die Grundlage der jüngeren Schotter. Diese jüngeren Schotter

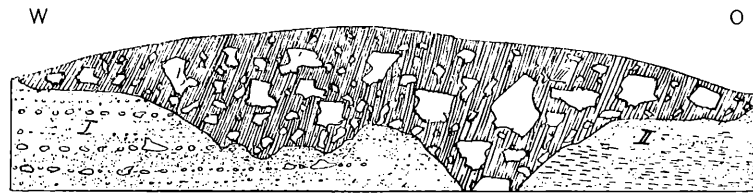


Fig. 1. Profil an der Lessachtalstraße unter Mattling bei Birnbaum. Zirka 150 *m* Länge, 10 *m* Höhe.

I. Sand und feine Schotter; II. Sand und Ton; III. Moränenpackung, Sand, grobe Schotter und Riesenblöcke.

wurden besonders schön im Lessachtal beim Bau der Straße von Birnbaum nach Liesing aufgeschlossen. Hier beobachtet man bei der dritten Nase hinter Birnbaum unter dem Gehöft Mattling obenstehendes Profil.

Die unteren Schotter sind feinkörnig und wohlgeschichtet. Ihr Kalkgehalt ist völlig ausgelaugt, an Stelle von kleineren Kalkgeröllen findet man ein Loch mit einem Lösungsrückstand; nur bei über walnußgroßen Stücken, die selten vorkommen, war ein kleiner Kern zurückgeblieben. Dies deutet auf ein sehr hohes Alter (frühinterglazial bis präglazial) dieser Schotter hin. Seitlich gehen sie in Sande, dann in reine ungebänderte Kalke über. Es dürfte hier wohl ein Deltakegel angeschnitten sein. Hierhin gehören auch die interglazialen Schieferkohlen, die Kubart und Schwiner (1923) von Podlanig beschrieben haben. Das Gefälle im Haupttal muß außerordentlich gering gewesen sein. Für gleichaltrig mit diesen Haupttalabsätzen halte ich feine Schotter, die in schönen Anrissen an den klammartigen Talausgängen aufgeschlossen sind. Es handelt sich um feine, wenig geschichtete Kalkschotter, die sich von den heutigen viel gröberen Schuttmassen deutlich unterscheiden. Diese Schotter bilden eine zweite Terrasse 200 *m* über der heutigen Gail. Auf ihr liegen alle Höfe des Lessachtales und die seitlichen Gehöfte des Gailtales, wie Kriehof, Dolling, Lamprecht usw. Aus dem Lessachtal zieht sich diese Terrasse auf das schönste im Zusammenhang bleibend in 850 bis 900 *m* Höhe nach Mariaschnee ob Mauthen, auf der anderen Talseite nach Laas und von hier auf den Gailbergsattel (982 *m*). Vom Gailbergsattel, der breit und eben ist wie ein alter Talboden, geht es dann steil ins Drautal hinab. Nun hat neuerdings Klebelsberg (1928) nachgewiesen, daß das obere Drautal bis Lienz in alter Zeit bis ungefähr 300 *m* über dem Talboden eingeschottert war. Diese Schotter gehen nach Klebelsberg auch

¹ Untere Tschintemunt (1490 *m*), Roßboden (zwischen Pal und Freikofel) 1544 *m*, Talschluß 1455 *m*.

² Almerboden (1501 *m*), Verebnung am Hinteren Joch (1436 *m*), Gamsboden (zirka 1500 *m*), Cellonalpen (1580 *m*, 1520 *m*), obere Valentinalm (1540 *m*, Talschluß 1730 *m*).

³ Die Schiefervorkommen auf dem Palzuge sind anstehend. Es sind kleine. Querstörungen begrenzte Reste der Karbonbedeckung.

in das Tiroler Lessachtal hinein und sind deshalb mit der Talstufe vom Gailberg zu parallelisieren. Man kann nun annehmen, daß das Drautal auch bei Oberdrauburg bis in diese Höhen zugeschüttet war; dann wird es wahrscheinlich, daß die Drau über den Gailberg in das Gailtal geflossen ist. So läßt sich das breite Tal mit geringem Gefälle vom Gailberg bis Laas zwanglos erklären. Es kann unmöglich in seinem kurzen heutigen Lauf entstanden sein. Viel Wahrscheinlichkeit hat auch die von Schwinner (u. Kubart 1923) angeregte Erklärung durch eine junge Verstellung für sich. Sie würde gut zu dem Eintauchen des Talbodens vom Gailberg unter die jungen Schotter des Gailtales passen.

Die Schotterterrasse kann man weit in die Nebentäler hinein verfolgen. Alle Karnischen haben ein fast ebenes Talstück, das an der Terrasse von Mariaschnee in 850 bis 1000 *m* Höhe beginnt und einen Talschluß in 1100 bis 1300 *m* hat, je nach der Länge des Tales und der Höhe der Ausgangslage. Das Gefälle in diesem Teil ist außerordentlich gering. Oft geht man noch jetzt auf dieser alten Schotterterrasse. Das wichtigste und längste dieser Täler ist das Valentintal; es gehört bis zur unteren Valentinalm (1260 *m*) und bis zum Talschluß des Angertales (1362 *m*) hierher.¹ Wir haben also ein altes, weites Tal fast 200 *m* über dem heutigen Talboden; daran schließen sich Felsterrassen in den Seitentälern.

In diese Fläche wurde von Wetzmann bei Mauthen an ein Tal eingeschnitten, dessen Boden tiefer liegt als das heutige Gailtal. Die Nebentäler sowie das Lessachtal kamen mit der Erosion nicht nach. Dies tiefe Gailtal und die damals schon existierende Felsterrasse wurde bis zu einer Höhe von 200 *m* über der heutigen Gail mit feinen Schottern zugedeckt; diese Einschotterung entspricht der des oberen Drautales, die Klebelsberg (1928) nachgewiesen und mit dem Würm- oder Bühlstadium gleichgestellt hat. Diese Einschotterung geht weit in die Nebentäler hinein. Damals bestand eine Verbindung mit dem Tal von Oberdrauburg über dem Gailberg.

Ich komme noch einmal auf das Problem des breiten Gailtales und der Steilstufe bei Mauthen zurück. In der Literatur gibt es dafür drei Erklärungsweisen. Frech (1892) nahm Erosion und verstärkte glaziale Ausräumung durch einen Arm des Draugletschers, der über den Gailberg kam, an. Geyer (1898) meinte, daß nur eine verstärkte Erosion in Frage käme, die an den härteren Biotitgneisen des Lessachtales zum Stehen gekommen ist. Er sowohl als Frech glaubten, daß die Erosion heute noch auf ein breites Tal hinwirkte. Diese übertieft aber heutzutage das Gailtal nicht mehr; es wird im Gegenteil von Wetzmann an im Gailtal sedimentiert.² Ich möchte zur Erklärung annehmen, daß mit einem Male³ die Gail sehr stark zu erodieren anfing; sie schnitt dabei eine tiefe Schlucht auf, in der sich ein Wasserfall von der Felsterrasse von Mariaschnee herab rückwärts einfraß. Es könnte möglich sein, daß schon damals ein wesentlicher Zufluß über den Gailberg kam und daß dieser die Erosionskraft bis Mauthen sehr verstärkte; nötig ist dies nicht, denn die Talstufe liegt ja tatsächlich hinter der Einmündungsstelle. Die Erosion kam dann plötzlich zum Stehen, vielleicht weil ein Gletscher sich vor den Talausgang legte (Frech, 1892) oder aus ganz allgemeinen Gründen. Das ganze tief eingekerbte Tal wurde dann bis über die alten Terrassenflächen zugeschüttet. Einen Horizontalschnitt durch die Kerbe sehen wir im heutigen Gailtal. An irgendwelche Glazialwirkung mag ich bei dem hohen Alter der Felsterrasse nicht denken. Eine dritte Erklärung hat Schwinner (1925, und Kubart 1923) gegeben. Er denkt an junge Verstellungen an dem Ausläufer der Val-Sugana-Linie, der hier, von der Bordagliaalm kommend, das Gailtal kreuzen würde. Bis ins Diluvium reichende Bewegungen sollen im Westen an der Störungszone stattgefunden haben. Schwer zu erklären ist aber unter dieser Annahme das fast ungestörte Durchstreichen der Felsterrasse von Mariaschnee. Die Streuung ist gerade hier so gering, daß ein Zusammenhang kaum geleugnet werden kann, wie es Schwinner (1923) wollte.

Die Vergletscherung.

Das Vorhandensein mehrerer Eiszeiten ist in dem kartierten Gebiet nicht nachzuweisen; sie dürften, wie in den ganzen Alpen, vorhanden gewesen sein.⁴ Spuren früherer weiterer Vereisung sind im

¹ Die Plöckener Talstufe ist durch einen Riegel fester Kalks bedingt, daher auch die größere Höhe des hinteren ebenen Talstückes.

² Die Gaildämme im unteren Tal müssen jährlich erhöht werden. Bei Hochwasser tritt die Gail auch bei Mauthen über ihre Ufer und kann ganze Äcker unter Schutt setzen, wie im Herbst 1926.

³ Den Zeitpunkt des Beginns kann man wohl Villacher Becken bestimmen, ja die Erosionsbasis auch tiefergelegt sein muß.

⁴ Klebelsberg (1928) hat mindestens zwei Eiszeiten im oberen Drautal nachgewiesen.

ganzen Gebiete weit verbreitet. Im inneren Hochgebirge finden sich typische Rundhöckerlandschaften am Westhang des Rauchkofels; hier gelang es mir noch Gletscherschliffe zu finden. Sie wiesen deutlich nach Westen und folgten der Hangneigung. Eine ähnliche Rundhöckerlandschaft mit Seen und kleinen versumpften Stellen findet sich auf der Nordseite des Polinik. Die Entstehung dieser beiden Vorkommen ist bei der Größe des Einzugsgebietes ohne weiteres verständlich. Schwerer zu erklären sind die Vorkommen der gleichen Landschaftsformen in 1700 und 1500 *m* auf der Mauthener Alm und in 2000 bis 2200 *m* auf der Plenge. Die Rundhöcker haben eine Längserstreckung in der Richtung des Gailtales. Ein eigentliches Einzugsgebiet ist nicht vorhanden, da die Vorkommen auf den Kammhöhen liegen. Ich sehe darin ein Zeichen, daß das Inlandeis bis in diese Höhen gereicht hat. Dafür scheint auch zu sprechen, daß die schroffen Hochgebirgsformen im wesentlichen erst von 2200 *m* ab auftreten. So wird es auch wahrscheinlich, daß Eis aus den Zentralalpen nach S über die Gailtaler und Karnischen Alpen hinweggeflossen ist (Frech, 1892).

In den Tälern sind eine Reihe junger Moränen anzutreffen. Sehr schöne Grundmoränenlandschaften finden sich von Kronhof an westwärts auf der Talstufe von Mariaschnee (vgl. auch Schwinner 1923). Besonders deutlich sieht man sie vor den Ausgängen der Nebentäler. Richtige Endmoränenwälle habe ich nirgends gesehen, aber eine Andeutung solcher ist über Mauthen vorhanden, wo die Plöckenstraße auf der Talstufe die ersten Kehlen macht. Diese Moränen sind die gleichen, die Klebelsberg (1928) bei Kartitsch festgestellt und dort den Rückzugstadien der Gschnitzzeit zugewiesen hat. Noch jüngere Endmoränen findet man beim Plöckenhaus, wo die Straße den Wald verläßt, und am Wolayer See, der durch sie abgestaut wird.¹

Zur Zeit der Rückzugsstadien in den Karnischen Alpen muß im Haupttal noch zentralalpines Eis gelegen haben. Darauf deutet das merkwürdige Umbiegen nach O, das die jungen Klammausgänge von Mauthen bis Weidenburg zeigen. Weiter östlich findet man diesen Knick nicht mehr. Ich nehme deshalb an, daß während einer längeren Stillstandslage, vielleicht gleichzeitig mit den Endmoränen von Mauthen, die Gletscher der Karnischen Alpen das Haupttal nicht mehr erreichten; in diesem lag aber noch eine über den Gailberg gekommene Zunge des Draugletschers, die bis Weidenburg reichte. Im toten Winkel von Mauthen bis Wetzmann wurden damals gewaltige Schuttmassen abgesetzt. Diese sind gleichsam an die Südwand des Tales herangepreßt und bekleiden hier völlig die Felsterrasse von Mariaschnee.

Jüngste Talgeschichte.

Im Alluvium, d. h. sofort nach dem Ausapern, schnitten sich die Klammern an den Talausgängen in die Schotterterrasse von Mariaschnee ein. Sie benutzten damals meist schon vorgezeichnete Wege aus der Zeit des tiefen Gailtales. In den Talhintergründen häufen sich noch jetzt gewaltige Schutthalden durch Lawinenwirkung und Bergstürze an. Eine gewaltige Bergsturzmasse aus jüngster Zeit liegt auf der oberen Wolayer Alm. Sie hat hier das 1 *km* breite Tal übergossen. Die Schutthalden im inneren Hochgebirge werden dauernd größer. Am klarsten geht dies aus dem Vergleich meiner Abgrenzung des Alluvialschuttes mit der Darstellung von Spitz hervor. Neue Schuttfelder haben sich angelegt; alte sind erweitert worden.²

Im Gailtal wurden und werden noch heute Schotter abgesetzt. Bei Kötschach taucht ein ebener mit Grundmoränenlandschaft bedeckter Talboden mit zirka 5° Gefälle unter die Ebene des heutigen Gailtales. Ich glaube in dieser jungen Zuschüttung auch den Grund zu sehen, warum im eigentlichen Gailtal gar keine Moränenlandschaften vorkommen, obwohl das Eis dort länger gelegen hat als auf den randlichen Terrassen.

¹ Frech (1892) glaubte den Wolayer See durch Übertiefung infolge rotierender Gletscherbewegung erklären zu müssen. Er nahm damals an, der See stehe ganz auf Kalk. Dies ist aber nicht der Fall, sondern im Untergrund des Sees steht fast nur Karbonschiefer. Dieser zieht zum Birnbaumer Törl, wo der See durch die Moräne abgestaut wird. Auf ihr steht weiterhin die Alpenvereinschütte; sie zieht sich dann noch ein Stück die Rauchkofelböden hinauf (v. Gaertner, 1927).

Die Vergrößerung kann nicht mit Auffassungsunterschieden bezüglich der Abgrenzung erklärt werden, da Spitz mehrfach an solchen Stellen wichtige Einzelheiten eingezeichnet hat.

Zusammenfassung.

Es wurden drei Terrassensysteme nachgewiesen. Das höchste liegt in $1900 \pm 100 \text{ m}$ Höhe und wurde dem Firnfeldniveau gleichgestellt. Ein tieferes liegt zwischen 1400 und 1500 *m* (Almniveau). Am deutlichsten ausgeprägt ist eine Felsterrasse 150 *m* und eine Schotterterrasse 200 *m* über der heutigen Gail (Stufe von Mariaschnee). Der Talsprung vom Lessachtal zum Gailtal muß vor der großen Einschotterung entstanden sein, die Klebelsberg (1928) für das obere Drautal nachgewiesen hat. Gletscherspuren (Rundhöcker) finden sich im inneren Hochgebirge und am Talrand bis in eine Höhe von 2200 *m*. An den Talausgängen wurden Grundmoränen der Geschnitzzeit gefunden. Jüngere Endmoränen liegen bei Plöcken und am Wolayer See. Heutzutage wird das Gailtal wieder eingeschottert.

Stratigraphischer Teil.

Ordoviciun.

Stratigraphische Tabelle des Ordoviciums der Karnischen Alpen.

Englische Einteilung	Cellonprofil	Polinikprofil	Seekopfprofil	Mooskofelprofil	Plengeprofil	Böhmische Einteilung
Hangend	Llandovery —	Devon? —	Ludlow —	Devon? —		
Ashgill	— graugrüne Schiefer Tonflaserkalk	— rote Cystideen- kalke	— rote Kalkschiefer mit <i>O. actoniae</i>	Tonflaserkalk		— ? — d_{ξ}
Caradoc	graugrüne Schiefer mit <i>Plectambonites</i>	graugrüne Quarzite mit <i>D. nolala</i> , schwarze Schiefer mit <i>St. aquila</i>	grüne Schiefer mit Bryozoenbänken	grüne Quarzite mit gelblich kalkigen Schiefern wechsel- lagernd ?	rote und graue Phyllite (Plengeserie)	d_{ξ} d_{δ}
Liegendes unbekannt						
Llandeil						d_{γ}

Das Ordoviciun ist in den Karnischen Alpen in zwei verschiedenen Fazies bekannt. Graugrünen, feinklastischen Schiefen mit einer reichen Brachiopodenfauna stehen teilweise recht grobe Quarzite, quarzitishe Sandsteine und schwarze Schiefer gegenüber. Ich bezeichne die erstere Ausbildung als Uggwaserie nach dem ersten Fundpunkt dieses Untersilurs und die zweite als Quarzitserie nach dem bezeichnenden Gestein. Man kann sie, wie ich später zeigen werde, auch als mediterrane (Uggwa-) und böhmische (Quarzit-) Fazies bezeichnen.

Uggwaserie.

Das Untersilur in dieser Fazies ist schon lange bekannt; das erstmal wurde es von Stache im Uggwagraben gefunden (1874). Weitere Fundpunkte wurden von Geyer im Gebiete der Kartierung erkannt (Cellonetta, Seekopf); er bestimmte aber die von ihm gefundenen Stücke nicht. Eine ganze Reihe neuer Fundpunkte von Ordoviciun brachten die Arbeiten der beiden Italiener; Gortani hat diese (1921 a) übersichtlich zusammengestellt. Neu ist seitdem der Fundpunkt am Nordhang des Rauchkofels

(Gortani, 1925 a) und im südlichen Valentintörl (v. Gaertner, 1927) hinzugekommen. Vinassa de Regny hat die Versteinerungen des karnischen Ordoviciu in drei Monographien beschrieben (1910a, 1913/1914, 1915 a). Heritsch hat (1929b) die von Geyer und Stache gefundenen Faunen bearbeitet.

Fast alle Fossilien stammen aus graugrünen, ein wenig kalkigen Schiefern mit Schwefelkieskonkretionen; häufig sind die Schiefer schwarz gefleckt. Durch die Verwitterung werden sie gelb bis rostbraun. An solchen Stellen ist die Fauna am leichtesten zu gewinnen. Man erhält dann Abdrücke der Schale, die im frischen Gestein kalkig erhalten ist. Örtlich wird der Schiefer etwas sandig (z. B. unter dem Seekopf); auch kleine kalkreiche Bänke fehlen nicht ganz. Aus einer solchen stammt der einzige bestimmbare Trilobit, der bisher im Karnischen Ordoviciu gefunden wurde (Heritsch, 1929b).

Die Fauna besteht zum größten Teil aus Bryozoen, die von Vinassa ausführlich beschrieben wurden. Sehr häufig sind ferner Cystideenplättchen, die wohl meist zu *Corylocrinus*-Arten gehören (*Corylocrinus carnicus*, Bather, 1911). Aus diesen beiden Unterstämmen besteht bis zu 80% der Fauna. Den Rest bilden hauptsächlich Brachiopoden; ganz untergeordnet treten Schnecken und Trilobiten auf.

Die ordovizischen Schiefer ließen sich in einem Zuge von der Würmlacher Alm zum Sattel nördlich der Elferspitze feststellen; an der oberen (östlichen) Würmlacher Alm ist das Ordoviciu mit Karbon, Devon und Gotlandium sehr verschuppt. Es findet sich im Sattelkern des Kleinen Pal; weit verbreitet ist es auch auf der Cellonetta; Heritsch (1929) bestimmt von hier:

Orthis calligramma Dalm. var. *subduplicata* Reed.

Dalmanella testudinaria Dalm.

Rhynchonella salteri Dav.

Hyalolithes striatulus Barr.

Ich konnte in der südlichen Lawinenrinne feststellen:

Plectambonites sericeus Sow.

transversalis Wahl (häufig).

Dalmanella cf. *tariccoi* Vin.

Es handelt sich um eine Caradocfauna mit den bezeichnenden Formen der Karnischen Alpen. Wichtig ist vor allem der Hyolith aus dem böhmischen *d.*

Im Fortstreichen des Sattels treten die Schiefer noch einmal über der oberen Valentinalm auf. Weit verbreitet sind sie im westlichen und östlichen Teil des Rauchkofelgipfelbaues. Vom Nordhang des Rauchkofels erwähnt Gortani (1925 a) eine reiche Fauna von Treptostomen, Cystideen und Brachiopoden. Er führt als sehr häufig eine *Orthis* aus der Verwandtschaft der *O. menapiæ* Hiks. an. Am Südwestgrat des Rauchkofels fand ich dicht unter dem Gipfel *Christiania tenuicincta* M'Coy. Keine dieser Formen erlaubt einen Schluß auf die Vertretung eines tieferen Horizontes als Caradoc; es ist nicht möglich, auf eine aff.-Bestimmung hin die Schichten gleich in denselben Horizont zu stellen wie die Form selbst (Gortani, 1925 a; Heritsch, 1929 b).

Im nördlichen und südlichen Valentintörl kommen die ordovizischen Schiefer gleichfalls vor. Auf der Westseite des südlichen Törls fand sich:¹

Orthis actoniae Sow.

cf. *calligramma* Dalm.

cf. *carausii* Salt.

Dinorthis maxima Vin.

Dalmanella cf. *novaresei* Vin.

tariccoi Vin.

Strophomena cf. *aquila* Barr.

Christiania oblonga Pand.

Plectambonites sericeus Sow.

Porambonites sardous Vin.

Trochus volaianus Vin.

Praecardium? sp.

Bryozoen.

Cystideen.

¹ Bezüglich der Bestimmungen der Brachiopoden und Trilobiten und der stratigraphischen Auswertung verweise ich auf den im Druck befindlichen paläontologischen Teil. (Vgl. S. 114.)

Auch diese Fauna deutet auf Caradoc hin. Bemerkenswert ist die Häufigkeit der sardinischen Caradocformen, die in solcher Menge aus den Karnischen Alpen noch nicht bekannt waren. Wie Heritsch (1929 b) dargelegt hat, ist ein Schluß auf Ashgill oder Caradoc nur nach den Brachiopoden nicht möglich.

Am Seekopfsockel sind die unteren ordovizischen Schiefer, die im horizontalen Teil des Grates anstehen, etwas sandig. Es finden sich hier auch förmliche Bryozoenbänke; aus diesen unteren grünen Schiefen beschrieb Vinassa (1915a) neben zahlreichen Bryozoen und *Corylocrinus carnicus* folgende Fossilien:

Orthis actoniae Sow.
calligramma Dalm.
porcata M'Coy.

Orthis unguis Sow.
Strophomena expansa Sow.

Weiterhin finden sich diese Schiefer noch unter den südlichsten Ausläufern des Biegengebirges. Sie werden von dem markierten Wege von der oberen Wolayer Alm zum Giramandopaß gerade noch geschnitten.

Die Schiefer gehen nach oben allgemein in Kalke über. Am wenigsten deutlich und fest sind diese Kalke am Seekopfsockel. Die grünen Schiefer gehen dort ganz allmählich in rote Kalkschiefer über, die sich manchmal zu festeren Kalkbänken zusammenschließen. Sie finden sich auch noch ein Stück nach N und S unter den Wänden des Seekopfes. Vinassa beschreibt aus diesen Schiefen neben Bryozoen und Cystideen

Orthis actoniae Sow.
alternata Sow.
calligramma Sow.
carnica Vin.

Orthis flabellulum Sow.
patera Salt. in Meneghini.
porcata M'Coy.

In die unteren grünen Schiefer ist hier eine Bank von roter, etwas Eisenoolith führender Grauwacke eingeschaltet. In dieser Bank fand sich eine Cystidee. Spitz beschreibt sie als »bunte Grauwacken«. Sie wird von Linsen gelben Flaserkalkes überlagert. Dann folgen hellgraue, oft rostig anwitternde Schiefer mit Bryozoenbänkchen, die in die roten Kalkschiefer übergehen.

Am Valentintörl ist von dieser Schichtenfolge nur der untere Teil, die »bunten Grauwacken« und der gelbe, oft schieferige Flaserkalk erhalten.

Sonst werden die Schiefer an all den oben genannten Stellen von Tonflaserkalk überlagert. Es ist das ein hellgrauer, ziemlich reiner Kalk, der von tonreicheren Adern durchzogen wird. Es ist eine Art von Knollenkalk, der sehr an gewisse skandinavische untersilurische Kalke erinnert. Seine Mächtigkeit übersteigt nirgends 10 m. In der südlichen Lawinenrinne der Cellonetta fand sich in ihm:¹

Asaphus cf. *nobilis* Barr. Große Form!
Actinopeltis gryphus Barr.
Iliaenus zeidleri Barr.
 aff. *centrotus* Dalm.

Plectambonites transversalis Wahl.
 Unbestimmbare Brachiopoden, Orthoceren, Gastropoden und Cystideen.

Die Fauna ist am ersten mit dem d_4 von Böhmen zu vergleichen. *Actinopeltis gryphus* und *Iliaenus zeidleri* gibt Barrande nur aus dem Dd_5 an. Das Bruchstück des großen Asaphiden deutet auf Caradoc, wie auch der *Iliaenus* aff. *centrotus* eher für Caradoc als Ashgill spricht. Da das d_4 Böhmens sicheres Ashgill ist,² dürfte die Fauna in das untere Ashgill gehören. Die roten Kalkschiefer des Seekopfsockels möchte ich mit dem Tonflaserkalk parallelisieren, da sie ja die gleiche

¹ Die Fossilien sind schwer dem anstehenden Kalk zu gewinnen. Bestimmbare Stücke wurden erst nach Sprengung erhalten. (Vgl. auch Anmerkung 1, S. 123.)

Entgegen der Ansicht von Born (1916). Der Fundpunkt bei Kuchelbad, auf den er sich beruft, gehört nicht mehr das d_4 , sondern schon zum d_5 . Vielleicht sind sogar noch die oberen Teile des d_5 zum Ashgill zu stellen (Rud. E. Richter 1927).

Kalkfazies haben. Die Faunen aus den Schiefern sind mit dem d_2 von Böhmen zu vergleichen, da sie *Dalmanites socialis* var. *proaeva* Barr. und *Hyolithes striatulus* Barr. führen. Sie gehören also zum Caradoc.

Der Tonflaserkalk ist nicht auf die Uggwafazies beschränkt. Er findet sich über grünen Quarziten am Nordhang des Rauchkofels. Gleichfalls mit Quarziten steht er am Südosthang des Stallonkofels im Zusammenhang. Ein kleines Vorkommen von Tonflaserkalk führt Spitz (1909) vom Osthang des Hinteren Joches an. Spitz meint, der Tonflaserkalk könne örtlich aus mehreren Bänken bestehen. Am Nordhang des Rauchkofels aber ist diese Verdopplung ganz sicher durch Schuppung bedingt, da zwischen den Tonflaserkalkbänken Llandovery liegt.

Es erscheint mir sehr wichtig, daß sich zwischen dem Tonflaserkalk und dem schwarzen kalkigen Schiefer des $e\alpha$ an verschiedenen Stellen noch graugrüne Schiefer vom gleichen Typ wie die Hauptmasse des Ordoviciums einstellt (vgl. p. 133). Diese Schiefer sind nicht überall gleichmächtig; am Rauchkofel finden sich 3 bis 4 m , in der Lawinenrinne am Cellon nur 1 m Schiefer über dem Tonflaserkalk. Am Seekopfsockel liegen gleich über den roten Kalkschiefern die *Rh. megaera*-Schichten.

Quarzitfazies.

Der rein schiefrig-kalkigen Uggwafazies des Caradoc, wie sie sich in dem südlichen Teil und höheren Decken des Gebirges findet, steht die quarzitische Entwicklung der Bänderkalkdecken gegenüber. Beziehungen zwischen beiden liegen im Ashgill. Tonflaserkalk kommt über den Quarziten vor. Gleichfalls über den Quarziten liegt an der Himmelberger Alm ein roter Kalk mit Cystideen und Bryozoen. Außer diesen Fossilien fand sich eine *Orthis* sp. Unter dem Kalk folgt an der Himmelberger Alm ungefähr 40 m Quarzit. Er ist grau bis grünlich und grob gebankt; manchmal zeigt sich eine gewisse Bänderung mit helleren und dunkleren Streifen. Er ist unmittelbar mit dem Kossower Quarzit (d_2) von Böhmen petrographisch zu vergleichen. Nach oben zu wird der Quarzit etwas kalkiger und geht so langsam in den hangenden Kalk über. In diesen Übergangsschichten fand sich knapp unter dem Grat in einem alten Granattrichter folgende Fauna:

Orthis cf. *duftonensis* Reed.
Dalmanella notata Barr. (häufig!).

Corylocrinus sp.
Bryozoenabdrücke.

Die Faunula ist ziemlich schlecht erhalten, da der grobe Quarzit Einzelheiten nicht hervortreten läßt. Sie kann Ashgill oder Caradoc vertreten.

Gegen das Liegende gehen die Quarzite, die ich nach den Faunenfundpunkt Himmelberger Quarzit nenne, in schwarze griffelige Schiefer über, die mit einer Überschiebung auf Devon liegen. Sie unterscheiden sich nur durch ihre stärkere Metamorphose von den Königshofer Schiefern (d_2) oder den d_2 -Schiefern von Kuchelbad in Böhmen.

Ein ähnliches Profil findet sich auf dem Grünen Mooskofel. Unter dem Devonbänderkalk, der an seiner Basis kleine Ausscheidungen von Eisenerz enthält, liegt ein grüner, gelblich anwitternder Quarzit von 2 bis 5 m Mächtigkeit. In der vierten tiefen Runse westlich vom Gipfel ist in ihm eine kleine Konglomeratlinse eingeschlossen. Unter dem Quarzit folgen die gleichen schwarzen, etwas griffeligen Schiefer wie auf der Himmelberger Alm. Sie führen hier oft verzweigte dünnästige Algen. 10 m über dem liegenden Kalk fand sich, wo der Pfad plötzlich in zirka 2100 m Höhe zu steigen beginnt, folgende Fauna:

Dalmanella cf. *hirnantensis* M'Coy.
Strophomena aquila Barr. (häufig!).

Die Fossilien sind alle stark verdrückt; sie stammen aus einer zirka 50 cm langen Linse. Seitwärts konnte ich trotz langen Nachsuchens keine Spur von Versteinerungen entdecken. Die beiden Brachiopoden deuten auf höheres Untersilur.

Der Himmelberger Quarzit ist in den Karnischen Alpen weit verbreitet; im Gebiete der Kartierung fand er sich an folgenden Stellen: Himmelberger Alm und von da weiter am Nordhang des Polinik

bis etwas westlich des Kares. Am Nordfuß des Vorderen Mooskofels konnte in den Quarziten folgendes Profil beobachtet werden:

1460 *m* Höhe. Unter den schwarzen $\epsilon\gamma$ -Kalken, die hier stark gebändert und gefaltet sind, folgen:

20 *m* schwarze, stark schieferige Kalke (Gotlandium?);

2 *m* heller, ziemlich grober Quarzit;

3 *m* geschieferter Tonflaserkalk;

5 *m* schwarze, stark mit Ton und Graphit durchsetzte Kalkschiefer. Sie gehen nach unten langsam in grünliche, ziemlich grobe Quarzite über, die mit Schiefeln wechsellagern, die kleine Quarzkörner führen.

1440 *m* Höhe. Weiße, braun anwitternde Quarzite.

Es folgen schwarzgrüne, gelblich anwitternde Schiefer mit Schwefelkies, die etwas an die Uggwafazies erinnern.

Bis 1300 *m* Höhe. Grünliche Quarzite, die mit dünnen Lagen der obigen Schiefer wechsellagern.

Das Profil endet an einer Stelle in 1300 *m* Höhe, wo drei Bäche zusammenlaufen, die vom Mooskofel herabkommen. Der Steig, welcher von der im Walde versteckten Alm beim P. 1430 am Westhang der Mauthener Alm nach S ins Sittmoser Tal führt, kreuzt diese Stelle. Das Profil ist durch den südlichen Wasserriß gelegt. Im nächsten Riß nach N ist die Unterlagerung der Quarzite durch Karbonschiefer sehr schön aufgeschlossen. Besonders ausgedehnt sind die Quarzitvorkommen auf der Mauthener Alm. Sie stehen bald nördlich des Gipfels an und ziehen sich gegen Wetzmann hinunter. Auf der Westseite sind sie auch nicht selten. Hier dürften aber etwas phyllitische bunte Schiefer darunter liegen. Zwischen den Kalkmassen tritt noch einmal Quarzit auf, der einen langgestreckten schmalen Zug auf dem Hange der Mauthener Alm gegen Sittmoos bildet. Auch unter der Plenge und am Plengeboden treten die Quarzite auf. Hier herrschen aber entschieden die schwarzen Schiefer vor. Am Westhange der Nostraalm findet man die Himmelberger Quarzite mit Schiefeln wechsellagernd. Auf den Rauchkofelböden sind die Quarzite besonders schön aufgeschlossen auf der Verebenung nördlich des P. 2175 zu sehen. Hier fand sich in ihnen gleich unter dem Krinoidenkalk eine leider unbestimmbare Koralle. Hier wechsellagern die Quarzite mit Schiefeln vom Uggwatyp. Ich habe diese Schichten (1927) als Liegendserie bezeichnet. Ein Zug dieser Quarzite läßt sich von hier nach W zu der kleinen Alm unter dem Maderkopf (Steinhüttel) verfolgen. Er wird von einem groben Konglomerat mit Quarzitgeröllen überlagert, das sicher schon zum transgredierenden Karbon gehört.

Die grünen Himmelberger Quarzite liegen auf der Ostseite der Mauthener Alm unter den Kalken der Mauthener Almdecke. Vereinzelte Linsen dieser Quarzite kommen hier und am Nordfuß der Mauthener Alm vor.

Die schwarzen Schiefer finden sich weit seltener als die Quarzite. Ich kenne sie außer den schon erwähnten Vorkommen nur aus dem steilen Graben, der von der Himmelberger Alm ins Valentintal führt. Sie sind hier zweimal in größeren Linsen an einer jüngeren Verwerfung zu finden.

Das genaue Alter der Quarzitserie ist schwer festzulegen. Der Tonflaserkalk ist Ashgill. Wahrscheinlich entsprechen ihm die roten Cystideenkalke vom Polinik (Himmelberger Alm), die sich am besten mit den roten Kalkschiefern vom Seekopf vergleichen lassen. Die Quarzite müssen dann ins Caradoc gehören. Dies wird durch die Verzahnung mit Caradocschiefern vom Uggwatyp bestätigt. Das genaue Alter der schwarzen Schiefer bleibt noch unbestimmt. Es kann sich um $d\delta$ oder $d\epsilon$ handeln.

Die Plengeserie.

Auf dem Kamm zwischen Stallonkofel und Säbelspitz (Nostraalm) und auf dem Kamm der Plengegruppe zwischen P. 2356 und der Grubenspitz treten rote, feingefaltete, phyllitische Schiefer auf, die mit violetten und schwarzen Phylliten wechsellagern. Untergeordnet finden sich Quarzite vom Typ des Himmelberger Quarzites. Diese Vorkommen dürften mit den Eruptiva der Steinwand (Cresta verde) und Raudenspitz (M. Fleons) zusammenhängen. Auch dort treten häufig Phyllite auf. Dieselben Gesteine scheinen auf dem Nord- und Westhang der Mauthener Alm die ordovizischen Quarzite zu unterlagern.

Aufschlüsse fehlen leider; man findet aber unter dem Almerboden z. B. in einem schmalen Streifen, mitten in dem sumpfigen Waldgelände massenhaft die Bruchstücke violetter Phyllite. Am Westhang der Mauthener Alm ließ sich kein zusammenhängendes Vorkommen ausscheiden.

Auf der Nostraalm werden die Schiefer untergeordnet von stark ausgeschieferten flaserigen feinen Quarzkonglomeraten begleitet.

Zweifellos ist die Plengeserie mit den Gesteinen ident, die Geyer in seinen Karten als »pa. paläozoische Schiefer unbestimmten Alters« ausschied. Sie sind die am stärksten metamorphe Serie der Karnischen Alpen.

Das Alter der Gesteine ist noch sehr unbestimmt. Versteinerungen sind bis jetzt nicht gefunden worden. Nach Geyer (1901, p. 22) kommen diese Gesteine als Gerölle im Oberkarbon vor. Vinassa de Regny und Gortani hielten sie für jünger als Oberkarbon. Sie sollten eine Stellung zwischen Oberkarbon und Grödener Sandstein einnehmen; mit letzterem sollten sie durch Übergänge verbunden sein. Es ist dies im wesentlichen die Ansicht von Taramelli gewesen. Noch 1924 b weist Gortani den Gesteinen der Steinwand diese Stellung zu. 1925 a aber erklärt er sie für Ordoviciun, da sie mit Phylliten und Schiefen vom fossilführenden Typ des Caradoc (Uggwatyp) verbunden sind. Ich bin zu dem gleichen Schluß gekommen. Die bunten Schiefer sind mit Quarziten vom Himmelberger Typ verbunden. Sie unterlagern diese am Nordhang der Mauthener Alm. Auch die hohe Metamorphose der Phyllite macht eine tiefe Einstufung wahrscheinlich. Der Schluß, der von Gortani aus der Verbindung mit dem Quarzphyllit gezogen wurde, erscheint mir sehr unsicher; es ist überhaupt zweifelhaft, ob es sich hier um echten Quarzphyllit handelt. Mir liegt ein Schliff von Phylliten vor, der aus dem Gestein unter der Hochalpeispitz bei der Hochweißsteinhütte stammt. Man erkennt in ihm sehr schön korrodierte Quarze; in der mechanisch umgeformten Grundmasse findet sich Muskowit, feiner undulöser Quarz, etwas Kalkspat und Feldspäte. Das Gestein und der Schliff erinnern außerordentlich an die Porphyroide der Grauwackenzone, die nach Spengler (1926 a) gleichfalls älter als die Devonsilurkalken sein sollen.

Südlich der Kellerwand sind die pa.-Züge sehr verbreitet. An der Forcella Morâret treten in der Nähe dieser Vorkommen silurische Kieselschiefer auf, die bei Il Cristo (westlich Timau) und an der Forcella Morâret Graptolithen geliefert haben. Diese Vorkommen, die von Geyer beschrieben und von den Italienern mehrfach abgeleugnet wurden, scheinen trotz allem vorhanden zu sein (Heritsch, 1929 b). Sie sprechen gegen einen einheitlichen Karbonkomplex südlich der Kellerwand. Im gleichen Sinne sind auch die Vorkommen von Silurdevonkalken bei Rigolato zu werten.

Auf jeden Fall scheint mir die Altersstellung der Plengeserie noch sehr zweifelhaft zu sein; ihre Beziehungen zum Grödener Sandstein sind nach den Beschreibungen von Gortani sehr eng. Eine sichere Entscheidung kann wohl nur eine Neukartierung der westlichen Karnischen Alpen und ein eingehender Vergleich mit den südlichen Vorkommen bringen.

Vergleich mit dem Ordoviciun anderer Gebiete.

Die zwei fossilführenden Fazies des karnischen Ordoviciuns haben in ihren Gesteinen und in ihrer Fauna ganz bestimmte Beziehungen zu großen anderen Faziesgebieten.

Schiefer vom Typ der Uggwafazies finden sich im Caradoc der Montagne Noire (Frech, 1887 c, 1892/94; Bergeron, 1899 b). Auch eine mit der unserigen vergleichbare Faunengesellschaft ist von dort beschrieben. In Sardinien ist das Caradoc dem der Karnischen Alpen sehr ähnlich (Gortani, 1928; Vinassa, 1928); noch engere Beziehungen, als es bisher bekannt war, finden sich in der Fauna vom Valentintörl. Auch die Fauna der Caradocschiefer in Katalonien (Schriel, 1929 b) zeigt viel Ähnlichkeit mit unseren Faunen. Dagegen läßt sich der Vergleich mit England nicht so gut durchführen, wie es auf den ersten Blick scheint (Heritsch, 1929 a, b). Recht bezeichnend ist z. B. die weitere Verbreitung von *Orthis ellipsoides* Barr. und *Orthis patera* Salt. in allen diesen Gebieten. Wahrscheinlich werden sich noch mehr auf diese Gegend beschränkte Formen finden, wenn erst alle Faunen so gut durchgearbeitet sind wie die von Sardinien.

Das Ashgill ist in all diesen Gebieten mit Ausnahme von Katalonien kalkig entwickelt. Meist sind es rötliche Cystideenkalken, die sich auch in den keltiberischen Ketten (Lotze, 1929) finden.

Das Caradoc all dieser Gebiete ist nicht sehr mächtig; wir finden ferner ein gleichmäßiges Absinken in der Fazies ausgedrückt, das mit den Cystideenkalken endet (Lotze, 1928, p. 136).

All diese Gebiete hängen faziell eng miteinander zusammen. Überall haben wir die gleichen Brachiopodenfaunen mit englischem Einschlag und das fast völlige Fehlen der Trilobiten. Bryozoen und Cystideen sind sehr häufig; von letzteren sind *Corylocrinus* und *Caryocystites* besonders bezeichnend. Treten Trilobiten auf, so sind es neue oder böhmische Arten; keine englische Form ist aus diesen Schichten beschrieben worden. Die graugrünen, etwas kalkigen Schiefer scheinen das Hauptgestein zu sein. Es kommt in Böhmen nicht vor, wo auch jegliche Kalke im Ordoviciun fehlen. Die Schiefer gleichen mehr einer englischen Entwicklung (Heritsch, 1929 a, b).

Ich nenne dies Faziesgebiet des Caradoc mediterranes Gebiet. Zu ihm gehören Teile von Spanien und Portugal (Delgado, 1908), Montagne Noire, Sardinien und die Karnischen Alpen. Andeutungen dieser Facies scheinen sich auch im Jünnan zu finden (Reed, 1927). Für das tiefere Untersilur kann man auch ein Gebiet ausscheiden, dessen Schichtenausbildung und Faunengesellschaft von denen der böhmischen und der kaledonischen Geosynklinalfazies abweichen (*Calymene-Tristane*-Stufe). Kjaer (1897, p. 68) hat die Vorkommen der mediterranen Fazies zum erstenmal übersichtlich zusammengestellt. Er betont ihre Beziehungen zu England und den Unterschied von der böhmischen Entwicklung.

Die Gesteine der Quarzitzfazies weisen nach Böhmen. Solche Quarzite und Schiefer kommen im Barrandien mehrfach vor. Auch die spärliche Fauna aus der Quarzitzfazies zeigt große Verwandtschaft mit Böhmen. Von den vier Brachiopodenarten sind zwei, und zwar die an den betreffenden Fundpunkten häufigen und einzig bestimmbar Arten, nur aus Böhmen bekannt. Ich glaube daher die Quarzitzfazies zu dem schon lange ausgeschiedenen böhmischen Faziesgebiet zählen zu können.

Quarzite des Caradoc sind auch aus der Grauwackenzone bekannt. Heritsch (1927) hat aus einem kalkigen Quarzit von Eisenerz *Callopora* cf. *taramelli* Vin., *Lindströmia subduplicata* M'Coy, *Orthis actoniae* Sow., *Orthis noctilio* Sharpe beschrieben; die Fauna ist mediterran, sie stammt aus einem Quarzit, der mit Schiefen vom Uggwatyp wechsellagert.

Alle drei oben erwähnten Faziesgebiete müssen im Caradoc Möglichkeiten eines Faunenaustausches gehabt haben. Wahrscheinlich dürften die Beziehungen zwischen Böhmen und den nordischen Ländern im Caradoc näher gewesen sein als zur mediterranen Fazies. In Böhmen finden sich z. B. *Philipp-sinella parabola*, *Remopleurides radians* und *Trimucleus seticornis*; alle drei sind typisch nordische Formen.

Die Gesteine der Plengeserie sind noch zu wenig bekannt, um einen genauen Vergleich mit anderen Gebieten zu ermöglichen. Man wird leicht an gewisse Typen aus der Grauwackenzone erinnert. Auch »die Tonschiefer von merklich weniger metamorphem, jüngerem Habitus«, die Schwinner (1927b, p. 347) anführt, dürften hieher gehören.

Zusammenfassung.

Das Liegende des Ordoviciums ist unbekannt. Die Schichtenserie beginnt sicher nachweisbar frühestens mit dem Caradoc. Es ließen sich drei Fazies unterscheiden. Die Uggwa- (mediterrane) Fazies hat kalkige Schiefer, die ins Caradoc, eventuell ins tiefere Ashgill gehören und dem d_2 von Böhmen äquivalent sind. Sie werden von Tonflaserkalk mit Trilobiten überlagert, die an die Grenze d_2 bis d_3 gehören. Am Seekopf scheint er durch rote Kalkschiefer vertreten zu sein. Die Uggwafazies gehört einem Gebiet ähnlicher Gesteine und Faunen an, das von Spanien und Sardinien über die Montagne Noire bis hierher reicht. Die Quarzit- (böhmische) Fazies hat grünliche Quarzite (Himmelberger Quarzit), die mit Schiefen von mediterranem Typ wechsellagern können. Ferner kommen schwarze Schiefer vor. Quarzite wie Schiefer erinnern durchaus an die Gesteine von Böhmen. Abgeschlossen wird diese Serie durch Tonflaserkalk oder roten Cystideenkalk (Himmelberger Alm). Die Schichten sind wahrscheinlich gleich alt mit den vorigen. In der Plengeserie sind phyllitische Schiefer und Eruptiva die bezeichnenden Gesteine. Das Alter dieser Gesteine ist noch unsicher, sie gehören wahrscheinlich ins tiefere Ordoviciun.

Gotlandium.

Stratigraphische Tabelle des Gotlandiums der Karnischen Alpen.

England	Böhmen	Plöckener Fazies 100 m	Wolayer Fazies 50 m	Elferspitzfazies 80 m	Schwellenfazies (Valentintörl) 40 m
Downton	$e\gamma$	dunkle Plattenkalke mit Hornsteinen und Korallen- bänken	hellgraue Plattenkalke		helle Dolomite und dunkle Plattenkalke
Ludlow	$e\beta$	<i>Rh. megaera</i> -Schichten (C_{32} , C_{35})	(R_7) (R_6)	dunkle Plattenkalke	<i>Rh. megaera</i> -Schicht. (V_2 , V_3 , V_5) 30–35 m
		blaurote Orthocerenkalke mit <i>Orthoceras alticola</i>	schwarze, plattige Kalke (R_2)		gelbe Plattenkalke
	$e\alpha_3$	Cardiolaniveau (C_{20})	Cardiolaniveau		
Wenlock		schwarze Eisenkalke (Kok- kalke) mit <i>Aulacopleura</i> <i>haueri</i> (C_{12})	rötliche Kalke mit (R_3 , R_1) <i>Aulacopleura haueri</i> (R_5)	graphitische Kiesel- schiefer mit Graptolithen	Kokkalke
Tarannon		(C_{11}) Trilobitenschiefer (C_9)			
Llandovery		dunkle Krinoidenkalke und graphitische Schiefer (C_1)	helle Krinoidenkalke mit Geröllen		helle Krinoidenbank
Liegend		Tonflaserkalk mit Schiefern C_3 im Hangenden	Quarzite und Schiefer mit Korallen	Tonflaserkalk	Tonflaserkalk- äquivalente

Das Gotlandium der Karnischen Alpen ist seit langem bekannt. Es wurde zuerst von Stache (1872) am Kokberge gefunden. Die erste Einteilung des Obersilurs gab Frech, nachdem vorher Taramelli an verschiedenen Stellen Graptolithen gefunden hatte. Frech (1887a, 1892/94) erweiterte die Reihe der Obersilurfundpunkte und beschrieb (1887a) Fossilien. Geyer stellte die Einteilung des Obersilurs von Frech an verschiedenen Stellen richtig und erweiterte sie durch Einführung des Cardiolaniveaus. Nach ihm haben Gortani und Vinassa zahlreiche Graptolithenvorkommen beschrieben und gemeinsam (1908/09) eine Monographie des kalkigen Obersilurs herausgegeben. 1908c hat Vinassa die Fauna der *Rh. megaera*-Schichten beschrieben und 1920b und 1925b hat Gortani eine Übersicht und Beschreibung der Graptolithen aus den Karnischen Alpen gegeben. 1921a stellte er die bisherigen Obersilurvorkommen zusammen, 1925a beschrieb er Llandoverygraptolithen vom Rauchkofel. Neuerdings hat Heritsch (1929b) das von Stache und Geyer gesammelte Material, vor allem die Faunen der Halden des Kokberges monographisch bearbeitet.

Die vorstehenden Arbeiten befassen sich fast ausschließlich mit dem Gotlandium der Plöckener und Elferspitzfazies. Spitz (1909) hat zuerst versucht, die Wolayer Fazies mit der Plöckener Fazies zu parallelisieren. Er ging dabei von rein petrographischen Gesichtspunkten aus.

Es wird zunächst aus jeder Fazies ein Spezialprofil beschrieben und diese dann miteinander verglichen.

Plöckener Fazies.

Von Plöckener Fazies hat zu erst Spitz (1909) gesprochen. Ich verwende seinen Begriff ganz in seinem Sinne für das Gotlandium, auf das die Geyer'sche Einteilung anzuwenden ist. Das beste Profil durch das Obersilur dieser Fazies findet sich von 1480 bis 1560 m Höhe am Osthang des Cellons in der Lawinenrinne, die zwischen den beiden Ostgipfeln dieses Berges herabkommt. Geyer (1903) hat dieses Profil ausführlich beschrieben. Im folgenden sei eine spezialisierte Aufnahme gegeben.

Hangend $\epsilon\gamma$ -Plattenkalke.

1540 *m* Höhe. Schwarze Plattenkalke und schwarze Kalkschiefer mit mehreren bis zu 4 *m* mächtigen hellgrauen, sandigen Krinoidenbänken wechsellagernd,

Rh. megaera-Schichten.

0·80 *m* Rhynchonellenbank. Dunkle Kalke voll von *Rhynchonella megaera* Barr. In ihnen fand sich die Fauna C 35¹ mit²

Rhynchonella megaera Barr. Fast 800/0 der Fauna.
zelia Barr. Häufig.
harpia Barr.
sappho Barr.
tarda Barr. Häufig.
minerva Barr.
(Wilsonia) cf. princeps var. *sylphidea* Barr.
Spirigera obovala Sow. Häufig.
canaliculata Barr.
obolina Barr.

Spirifer sp. (*clevatus-inchoans*-Gruppe).
Spirigera subcompressa Frech.
Atrypa reticularis Linn.
Leplacna rhomboidalis Wilk.
Strophomena costatula Barr.
Stropheodonta corrugalella Dav.
Orthis honorata Barr.
Dalila sp.
Euomphalus sp.
Platyceras cf. fecundum Barr.

Prof. Heritsch sammelte auf einer Exkursion mit mir außer einigen der obigen Fossilien folgende, deren Bestimmung er mir freundlichst übermittelte:

Atrypa marginalis Lindst.
Spirina consuelo Vin.

Dualina rebellis Barr.
Phacops sp.

3·10 *m* lichtgraue, dickplattige Kalke, die eine Steilstufe bilden, mit unbestimmbaren Orthoceren und Trilobitenresten.

1·20 *m* dunkelgraue, von Spateisenstein durchzogene Kalke mit spärlichen, schlecht erhaltenen Orthoceren.

0·10 *m* schwarze, knollige Kalke mit Schwefel- und Kupferkies, am Anfang einer Steilstufe. Sie führen die Fauna C 32:²

Rhynchonella tarda Barr. zirka 500/0 der Fauna.
monas var. *volaica* Gort.
(Wilsonia) wilsoni Dav.
Lunulicardium aff. rostrum Barr.

Orthoceras dorulites Barr. Häufig.
 cf. Barr.
 sp. sp.

Alticolakalke.

7·80 *m* schwarze, plattige, sehr fossilarme Kalke mit Schwefelkies in Wechsellagerung mit schwarzen Kalkschiefern. Im Hangenden zwei kompakte Kalkbänke mit Spateisenstein.

8·00 *m* dunkle, dickbankige, von Spateisenstein durchzogene Kalke mit zahlreichen Orthoceren, die nach oben seltener werden; 4·80 *m* unter der Oberkante liegen 10 *cm* dünnplattige, schwarze Kalkschiefer.

2·50 *m* lichtbläulichrote, dickbankige Kalke mit geringelten Orthoceren (*O. alticola*, *amoenum* etc.) und reicher Fauna von Trilobiten (*Phacops fecundus communis*, *Encrinurus*, *Cheirurus propinquus*) und Lamellibranchiaten.

2·50 *m* hellgraue, oben dickbankige und unten knollige Kalke mit Trilobiten (Scutelliden) und Orthoceren.

Cardiolaniveau.

1500 *m* Höhe. 3·60 *m* schwarze Mergelschiefer mit schwarzen Plattenkalken wechsellagernd; an der Basis liegt eine 40 *cm* mächtige, auch außen graue Kalkbank. Aus den schwarzen Schichten stammen die Faunen C 21 und C 22:²

¹ Der Buchstabe verweist auf das Profil (C = Cellon), die Zahl auf die Schicht darin, sie stimmt mit den Bezeichnungen am Material überein.

² vgl. S. 123, Anm. 1.

³ Die Fauna dieser Schichten wurde hier nicht ausführlich gesammelt, da die Bänke hier schwer zugänglich sind (vgl. das Profil vom Budentörl B 2 bis B 4).

Spirigera canaliculata Barr. Häufig.
heimoi Heritsch.
Retzia? *umbra* Barr.
Daya? n. sp.

Cyclonema antiquum Mstr.
Holopella trochleata Mstr.
Orthoceras sp. sp.

0·50 m schwarze Mergelschiefer, oben mit einer festen Bank voll von kleinen Schälchen junger Lamelli-branchiaten, Brachiopoden und Trilobitenbruchstücken:

Lunulicardium cf. *amabile* Barr.
Cardiola aff. *interrupta* Sow.
Orthoceras sp. sp.

1·40 m graue, splittrige Eisenkalke mit Pyrit; darin einige rötliche, feste Partien und schwarze, körnige Kalke mit sehr kleinen Lamellibranchiaten und Gastropoden:¹

Phacopidella grimburgi Frech. Häufig im roten Kalk! *Holopella* sp.
Spirigera obovala Sow. *Orthoceras* sp. sp.
Lunulicardium sp.

Aulacopleuraschicht.

1·80 m knollige, rötliche Eisenkalke, zuoberst eine 20 cm starke Bank voll Trilobiten. Aus beiden Schichten stammt die Fauna C12:¹

Aulacopleura haueri Frech. Häufig. *Tenka bohémica* Barr.
Phacopidella grimburgi Frech. Häufig. *Pleurotomaria migrans* var. *aplyche* Per.
sp. sp.
Ceratocephala ovala Emmr. (= *prevosti* Barr.) *Cyclonema lextatum* Mstr.
Encrinurus aff. *plöckensis* n. sp. *Holopella trochleata* Mstr. Häufig.
Spirigera obovala Sow. *Bellerophon plebejus* Barr.
? *sphaerula* Barr. *Orthoceras amoenum* Barr.
Rhynchonella sappho Barr. *subannulare* Mstr.
Daya? n. sp. cf. *dulce* Barr.
Cardiola sp. sp. sp.
Slava sp.

Aulacopleuraschicht.

0·20 m schwarze, zum Teil rötliche, plattige Eisenkalke mit der Fauna C11a:¹

Aulacopleura haueri Frech. Sehr häufig. *Spirigera canaliculata* Barr.
Phacopidella grimburgi Frech. *Daya* n. sp.
Cheirurus sp. *Cardiola gibbosa* Barr.
Encrinurus sp. sp. sp.
Slava bohémica Barr. *Enomphalus* sp.
Pleurotomaria migrans var. *aplyche* Per. *Orthoceras* aff. *venustulum* Barr.
Holopella trochleata Mstr. aff. *agassizi* Barr.
Loxonema propinquum Per. sp. sp.
Platyceras praepiscum Barr.

0·50 m schwarze, graphitische Schiefer und knollige Kalke mit einer 10 cm starken Bank kristallinen Kalkes, die die Fauna C11b enthält:¹

Monograptus priodon Bronn. Sehr häufig. *Cardiola interrupta* Sow.
marri Per. Häufig. *Lunulicardium* aff. *convertissimum* Barr.
halli Barr. *Mytilus*-ähnliche Formen.
exiguus Nich. *Pleurotomaria migrans* var. *aplyche* Per.
cf. *pandus* Nich. *Platyceras* cf. *praepiscum* Barr.
runcinatus var. *pertinax* E. a. W. *Orthoceras venustulum* Barr.
sp. aff. *electum* Barr.
Retiolites geinitziannus Barr. *pleurotomum* Barr.
Vlasta fugitiva Barr. sp. sp.
Cardiolopsis alpina Stache.

¹ vgl. S. 123, Anm. 1.

Trilobitenschiefer.

0·80 m schwarze Mergelschiefer mit roten und schwarzen, etwas quarzitischen Kalken wechsellagernd; in den obersten 5 cm liegt die Fauna C 9:¹

Encrinurus novaki Frech. Über 70% der Fauna.

Petraia sp.

Strophomena asmusi M. K. V.

Orthoceras sp.

Merista hecate Barr. Häufig.

Heritsch (1929b) führt aus diesem Horizont noch *Spirigera obovata* Sow. an.

0·80 m schwarze, eisenschüssige Kalke mit Eisenglanz, wechsellagernd mit schwarzen Schiefern und Kieselstiefen.

Untere Schichten.

4·90 m schwarze, eisenreiche, braun anwitternde, in der oberen Hälfte schwachsandige, kristalline Krinoidenkalke mit der Fauna C 5:¹

Orthis sp.

Orthoceras sp. (*amoenum*-Gruppe).

Beyrichia (Plectobollina) sp. Nicht selten.

Korallen.

Cardiola sp.

0·70 m schwarze, weiche, griffelige Schiefer, zuunterst 2 cm dunkle, schwarzgrüne, stark kalkige Schiefer mit der Fauna C 4:¹

Encrinurus cf. *novaki* Frech. Selten.

Orthis cf. *edgelliana* Salt.

Orthis venustula Barr. Häufig.

(*Hebertella*) sp.

Ashgill.

0·90 m graugrüne dunkle Schiefer mit Pyritknollen, in der Mitte eine 20 cm starke Bank knolligen Tonflaserkalkes.

(5·00) m grauer, rot und braun anwitternder, reiner Kalk und Tonflaserkalk mit der Fauna C 2 (vgl. p. 124).

Liegend Caradoc.

Schwarzgrüne, schwachkalkige Schiefer mit schwarzen Flecken (Fauna vgl. p. 123).

Ferner führt Heritsch (1929b) von der Cellonetta folgende Fauna an: *Orthoceras amoenum* Barr., *O. alticola* Barr., *O. truncatum* Barr.; *Phacopidella grimburgi* Frech. Die Fossilien stammen alle aus roten Orthocerenkalken. Zum größten Teil dürften sie dem Kokkalk angehören. Für *Phacopidella grimburgi* Frech gibt dies auch Geyer (1901) an. Aus der Bank mit Graptolithen unter den *Aulacopleura*-Schichten dürfte der *Monograptus priodon* stammen, den Gortani (1925b) aus dem schwarzen Kalk der Cellonetta anführt (vgl. auch Heritsch, 1929b). Die Faunen von Frech auf irgend einen Horizont zu beziehen, ist nicht möglich, da er die Tektonik der Cellonetta vollständig verkannte (Spitz 1909).

Ehe ich auf die Altersverhältnisse eingehe, möchte ich noch kurz einige Profile der Plöckener Fazies besprechen.

An der kleinen Verebnung östlich P. 2226 am Südwestgrat des Rauchkofels ist ein fast vollständiges Profil durch den höheren Teil des Obersilurs aufgeschlossen. Am Grat selbst sind die Schichten stark gefaltet (vgl. Fig. 7). Hier sieht man stark schieferige untere Schichten, über denen die Trilobitenschiefer folgen. Hier liegt der Fundpunkt von Heritsch (und Schwiner 1925). Er führt von hier *Encrinurus novaki* Frech und *Phacopidella* cf. *grimburgi* Frech an.

Darüber beginnen die Kokkalke mit 11 m Mächtigkeit in gleicher Ausbildung wie am Cellon. Aus ihnen stammt die Fauna (B 1):¹

Aulacopleura haueri Frech.

Slava bohémica Barr. Große Form.

Encrinurus plöckensis n. sp.

Amila (Telinka) elongata Barr.

novaki Frech.

Holopella lineata Mstr.

alla.

trochleata Mstr.

Phacops fecundus var. *minor*, n.

Bellerophon frittschi Stache.

¹ vgl. S. 123, Anm. 1.

Phacopidella grimburgi Frech.
heritschi sp.
Spirigera cf. *canaliculata* Barr.
Cardiola gibbosa Barr.
Slava decurtata Barr.

Platyceras aff. *simulans* Barr.
Orthoceras allicola Frech. (non Barr.!).
amoenum Barr.
 sp. sp.

Das *Cardiola*-Niveau hat hier 1·50 m Mächtigkeit. Es ist stark verquetscht. Ich konnte nur Bruchstücke von Orthoceren und *Cardiola interrupta* Sow. finden.

Die *Alticola*-Kalke enthalten hier eine reiche und leicht zu gewinnende Fauna. Da am Cellon in diesen Schichten keine genauen Aufsammlungen gemacht werden konnten, wird hier ein genaues Profil gegeben:

Hangend e γ-Plattenkalke.

Dunkel- und hellgraue Bank mit verkieselten Korallen, die Fauna siehe p. 145. Die Grenze gegen die liegenden Schichten ist nicht ganz ungestört.

Alticolakalke.

4·50 bis 10·00 m fossilarme, sehr splitterige, hellgraue Kalke mit rötlichen Flecken. Sie führen Orthoceren und nesterweise Krinoiden. Sie gehen kontinuierlich in

10·50 m knollige, zum Teil dickbankige (bis 15 cm) lichtbläulich rote Kalke über, die Anreicherungen von Erz führen. Aus ihnen stammen die nicht wesentlich verschiedenen Faunen B 3 und B 4:¹

Cheirurus propinquus Mstr.
Encrinurus subvariolaris Mstr.
 (*Cromus*) cf. *bohemicus* Barr.
Harpes cf. *bischofi* Ferd. Röm.
Phacops fecundus communis Barr.
Proetus scutelliformis sp.
 sp.
Scutellum franconicum Mstr.
Petraia laevis Počta.²
semistria Mstr.²
Amila gracilis Mstr.
Dualina sedens Barr.
proximaesimilis Heller.
Paracardium sp.

Slava sp.
Cardiola sp.
Murchisonia tricincla Mstr.
Holopella trochleata Mstr.
 sp.
Platyceras praeprescum Barr.
Orthoceras allicola Frech (non Barr.!).
amoenum Barr.
liro Barr.
lineare Mstr. Häufig.
subanulare Mstr. Häufig.
 cf. *pleurotomum* Barr.
 cf. *dorulites* Barr.
 sp. sp.

2 50 m helle bis dunkelgraue, weiß anwitternde, dickbankige, etwas knollige Kalke mit zahlreichen Pyritkonkretionen; die Kalke gehen unmerklich in das Hangende über. Sie führen die Fauna B 2:¹

Cheirurus propinquus Mstr. Nicht selten.
Scutellum polyactin var. Ang.
Bumastus sp.
Petraia laevis Počta.²
Spirigera obolina Barr.

Holopella trochleata Mstr.
Orthoceras dulce Barr.
amoenum Barr.
allicola Frech (non Barr.!). Häufig.
 sp.

Liegend Cardiolaniveau.

Das Profil von der oberen Valentinalm gegen die Kellerwand beschrieb zuerst Geyer (1894), Spitz (1909), Schwinner (und Heritsch 1925) und Heritsch (1929b) haben es neu beschrieben. Obersilur, und zwar in Plöckener Fazies, sind nur die Schichten *v* und *y* Schwinner's. Heritsch (1929b) beschreibt von hier folgende von Geyer gesammelte Fossilien, die alle aus dem hier tektonisch stark angeschoppten *Cardiola*-Niveau stammen dürften:

Pentamernus ambigena Barr.
Spirigera? *fugitiva* var. *depressa* Vin.
 sp.
Cardiola interrupta Sow.

Cardiola persignata Barr.
Orthoceras amoenum Barr.
subanulare Mstr.
 sp.

vgl. S. 123, Anm. 1.

Nach freundlicher Bestimmung von Prof. Heritsch.

Die Fauna, die Vinassa und Gortani (1908/9) von dem Kleinen Pal beschrieben haben, gehört auch zur Plöckener Fazies. Leider geht aus der Art der Bezeichnung der Fauna (roter und schwarzer Kalk) nicht hervor, aus welchen Horizonten die Fossilien stammten. Sicher ist Kokkalk vertreten.

Aus dem *Alticola*-Niveau (oder doch im wesentlichen aus ihm) stammt die Fauna von der Creta Rossa und der Cima Cost' alta (Gortani, 1915a).

Heritsch beschrieb (1929b) die reiche Fauna des Kokberges. Sie dürfte fast ausschließlich aus dem Kokkalk stammen; ganz sicher ist die Entscheidung für jedes einzelne Stück nicht, da es sich um eine Haldenfauna handelt.

Zu den Faunen von Frech (1892/94, p. 220 bis 236) ist nicht viel zu bemerken. Seine Tabelle p. 223 ist im wesentlichen richtig. Seine Potenzzone entspricht meinem Kokkalke + *Cardiola*-Niveau + der untersten grauen Bänke meiner *Alticola*-Zone. Die *Alticola*-Zone Frech's umfaßt den Rest des Obersilurs mit Ausnahme der *Megaera*-Schichten. Die Korallenfazies muß wahrscheinlich ins Devon gestellt werden.

Weitere Vorkommen von Plöckener Fazies im Gebiet der Kartierung kenne ich am Nordhang der Elferspitz unter den eigentlichen Wänden, vom Nordeingang der Angertalklamm, vom Rauchkofelgipfel und vom Stallonkofel. Etwas verändert tritt die Plöckener Fazies auch unter dem Mooskofel auf (vgl. p. 126). Schubfetzen, die an Kokkalke erinnern, findet man auch am Polinik östlich der Himmberger Alm und unter dem Maderkopf.

Die Plöckener Fazies umfaßt das gesamte Obersilur. Die Altersverhältnisse lassen sich am besten an Hand der Faunen vom Cellon erörtern. Ganz sicher ist die Horizontierung der Schichten mit Graptolithen; die untere Graptolithenbank entspricht der Zone 24 (eventuell 23) der Einteilung von Elles und Wood. In Böhmen beginnt damit das *e* α 2 (Perner-Kodym, 1922). Die Graptolithen aus dem *Cardiola*-Niveau erlauben die Feststellung der Zone 32. Mit ihr hört das *e* α 2 in Böhmen auf. Daraus ergibt sich die Altersstellung der Kokkalke ganz einwandfrei. Sie umfassen das ganze Tarannon, da sie noch etwas unter dem Graptolithenhorizont beginnen, und die unterste Zone des Ludlow. Sie entsprechen im wesentlichen dem *e* α 2 von Böhmen. Das *Cardiola*-Niveau umfaßt das *e* α 3. Die *Alticola*-Kalke das mittlere Ludlow, beziehungsweise das *e* β . Auf das Alter der *Rh. megaera*-Schichten komme ich weiter unten im Zusammenhang zurück.

Die Trilobitenschiefer und die unteren Schichten umfassen das Llandovery. Sie beginnen wahrscheinlich nicht mit den tiefsten Horizonten (siehe unten). Sie sind in ihrer Gesamtheit Obersilur, da an der Basis *Orthis vemistula* Barr. gefunden wurde, die leitend für das *e* α ist. Auch der *Encrinurus* cf. *novaki* spricht für Obersilur.

Das Auftreten der Trilobiten stimmt auf das beste mit dieser Einteilung überein. *Aulacopleura haueri* Frech ist außerordentlich nahe verwandt mit der *Aulacopleura koninki* Barr. Die letztere ist auf das *e* α 2 beschränkt wie die *A. haueri* Frech auf die Kokkalke. Aulacopleuren, die zum mindesten sehr nahe mit der *koninki* verwandt sind, kennt man aus dem mittleren Obersilur von England (Marr, 1913) Schottland (Reed, 1914), Südfrankreich (Bergeron 1899a) und Dalarne (Törnquist, 1884). Die Form ist also in Europa recht weit verbreitet und sehr horizontbeständig. Die *A. haueri* kommt auch am Kok vor. *Ceratocephala ovata* Emmr. (= *prevosti* Barr.) ist gleichfalls auf das *e* α 2 beschränkt. Am Kok wird sie durch *Acidaspis mira* Barr. vertreten. Auch dieser Trilobit ist auf das *e* α 2 beschränkt. Alle weiteren Trilobiten sind rein karnische Formen und erlauben weiter keinen Vergleich. Bezeichnend für die Kokkalke ist die *Phacopidella grimburgi* Frech (oder die ihr sehr nahe verwandte *Ph. heritschi* n. sp.). *Encrinurus novaki* kommt vom Llandovery bis unter das Ludlow vor. Die Trilobiten des *Cardiola*-Niveaus sind nur vom Elbersreuther Orthocerenkalk bekannt, der mit dem *e* β parallelisiert wird (Heller, 1925; Schindewolf, 1924), vermutlich aber auch noch das *e* α 3 umfaßt. Das *Alticola*-Niveau gehört in das *e* β von Böhmen. *Phacops fecundus communis* Barr. ist nur aus ihm bekannt. Eine ganze Reihe von Trilobiten kennt man aus dem Orthocerenkalk von Elbersreuth. Auch die spärliche Brachiopodenfauna stimmt mit der obigen Einteilung überein.

Dagegen sind eine ganze Reihe von Orthoceren, Lamellibranchiaten und Gastropoden in Böhmen nur aus dem *e* β bekannt geworden, während sie in den Karnischen Alpen im Kokkalk gefunden wurden. Heritsch (1928c) hat zuerst darauf hingewiesen. Es sind alles an die Fazies gebundene Arten; sie

beginnen in den Karnischen Alpen früher als in Böhmen zu erscheinen, da die Fazies der Orthocerenkalke sich hier auch früher einstellt. Sie sind für den Altersvergleich unwichtig.

Die Faunen der *Rhynchonella megaera*-Schichten (C 32 und C 35) entsprechen dem hohen Ludlow (siehe unten p. 142).

Die Elferspitzfazies.

Mit obigem Namen wird im folgenden eine Entwicklung des Obersilurs als Graptolithenschiefer bezeichnet. Sie ist nicht streng von der Plöckener Fazies zu trennen. An den meisten Stellen auch in den anderen Fazies ist das Llandovery durch kieselige Graptolithenschiefer vertreten und nicht kalkig ausgebildet (im Sattelkern der Cellonetta, Rauchkofel, Angertalklamm, an den beiden ersten Stellen mit Fauna). Die eigentliche Elferspitzfazies sieht aber doch etwas anders aus. Gut aufgeschlossen ist sie am Grat, der die Elferspitz mit dem Würmlacher Polinik verbindet (vgl. Profil 10). Hier folgen über dem Tonflaserkalk sofort Graptolithenschiefer, die in die schwarzen Plattenkalke übergehen. Der Übergang ist hier zweimal aufgeschlossen. Die Plattenkalke dürften das obere Ludlow, beziehungsweise das *eß* vertreten. Im Fortstreichen dieser Schichten hat Gortani Graptolithenfaunen vom oberen Teil des unteren Llandovery (Zone 18) bis zum unteren Ludlow (Zone 34) nachweisen können (Nölblinggraben, Gundersheimer Alpe, Hochwipfel, Gortani 1920b). Die Graptolithenschiefer umfassen hier also bestimmt den Kokkalk, das *Cardiola*-Niveau und einen Teil, vielleicht auch die ganzen *Alticola*-Kalke; dies letztere ist nicht sicher zu sagen, da die sehr seltenen Graptolithen der beiden höchsten Zonen nicht gefunden wurden.

Das Llandovery ist niemals in den Karnischen Alpen ganz vollständig nachgewiesen worden. Ganz allgemein fehlen die beiden unteren Zonen. Heritsch (1928 b, f) hat wohl zuerst darauf hingewiesen. Wahrscheinlich ist dies auch in den anderen Fazies der Fall; sicheres kann man darüber nicht sagen, weil keine Fossilien außer den Graptolithen eine so genaue Horizontierung erlauben.

Die Elferspitzfazies kommt noch in der Mauthener Almdecke am Hinteren Joch vor. Ohne darüberliegendes Obersilur treten mächtige Kiesel-schiefer auf halber Höhe am Südhang des Polinik auf.

Die Wolayer Fazies.

Von einer Wolayer Fazies des Obersilurs hat meines Wissens zuerst Spitz (1909) gesprochen. Er begriff darunter die Entwicklung am Wolayer See und den Rauchkofelböden. Er zog eine Reihe devonischer Schichten mit zum Obersilur, die ich (1927) abgetrennt habe.

Die ersten Obersilurfossilien aus der Wolayer Fazies führt Stache (1874) an. Frech (1887a) fand das Oberdevon auf, hielt es aber für tiefes Unterdevon, woraus Geyer nach Analogie mit den von Denckmann beschriebenen Vorkommen im Kellerwald Obersilur machte. Spitz (1909) hat die Wolayer Fazies mit der Plöckener mit Hilfe der petrographischen Ausbildung beider zu vergleichen gesucht. Gortani und Vinassa haben (1913, 1914, 1915b und 1925a) das schwierige Problem des Seekopfsockels, dessen unterer Teil zur Wolayer Fazies gehört, zu lösen versucht; 1925 gab Schwinner eine Umdeutung der Profile durch diese Serie, die ich 1927 zu ergänzen versuchte.

Am leichtesten zugänglich und am besten aufgeschlossen sind die Schichten westlich des P. 2175 auf den Rauchkofelböden. Hier wurde folgendes Profil aufgenommen:

Hangend.

Rote, flaserige und tonige Kalke (Devon in Rauchkofelfazies).

15·00 m hellgraue, zum Teil etwas dunklere Kalke mit spärlichen Orthoceren (*e* γ).

2·00 m rote Kalke mit Orthoceren, rasch nach beiden Seiten in die obigen Kalke übergehend.

4·00 m hellgraue, splitterige Kalke mit spärlichen Orthoceren.

8·00 m graue und schwarze, plattige Kalke, die im Hangenden knollig werden. Aus ihnen stammt:

Cardiola interrupta Sow.

Dualina sp.

Mytilus-ähnliche Formen.

Cyrtloceras sp.

Orthoceras tiro Barr.

sp.

5·00 m rötliche und hellgraue, dickbankige Kalke, die den Steilhang der Höhe 2175 bilden. Aus ihrem hangendsten Teil stammt die Fauna R 6, die die Rh. *megaera*-Schichten vertritt:¹

<i>Encrinurus transiens</i> Barr. (= <i>E. hilarulus</i> Kegel). Nicht selten.	<i>Petraia laevis</i> Požta (häufig). ²
<i>Bumastus</i> sp.	<i>Holopella subcompressa</i> Mstr.
<i>Proetus romanicus</i> n. sp.	<i>Amila</i> sp.
sp. a.	<i>Cardiola</i> sp.
sp.	<i>Orthoceras</i> sp. sp.

Im liegenden Teil der Bank findet sich die Fauna R 1:¹

<i>Proetus</i> sp. b.	<i>Dualina</i> cf. <i>sedens</i> Barr.
<i>Harpes</i> sp.	<i>Tenka</i> cf. <i>bohémica</i> Barr.
<i>Bumastus</i> sp.	<i>Slava</i> sp.
<i>Petraia</i> sp.	<i>Panenka</i> sp.
<i>Spirigera canaliculata</i> Barr.	<i>Loxonema commutatum</i> Per.
obovata Sow.	<i>Holopella compressa</i> Mstr.
<i>Retzia? umbra</i> Barr.	trochleata Mstr.
<i>Cardiola interrupta</i> Sow. Häufig.	<i>Platyceras otiosum</i> Barr.
<i>Maminca ilalica</i> Gort.	praepriscum Barr.
<i>Dualina plicata</i> Mstr.	

0·10 m eine schwarze Kalkbank, die fast ausschließlich aus *Cardiola interrupta* Sow. mit ihren Verwandten besteht. Aus ihr stammt die Fauna R 2, die ich mit meiner kleinen Faunenliste aus dem Jahre 1927 kombiniert hier wiedergebe:

<i>Cardiola signata</i> Barr.	<i>Orthoceras argus</i> Barr.
gibbosa Barr.	arion Barr.
interrupta Sow.	cavum Barr.
<i>Tenka bohémica</i> Barr.	dulce Barr.
<i>Dualina excisa</i> Barr.	polens Barr.
<i>Loxonema</i> sp.	sp. sp.
<i>Cyrtoceras</i> sp.	

1·00 m schwarze Kalke im Hangenden mit einer schieferigen Lage. Aus den Kalken stammt die Fauna R 3:¹

<i>Spirigera canaliculata</i> Barr. Häufig.	<i>Dualina plicata</i> Barr.
obovata Sow.	<i>Spirina tubicina</i> Barr.
<i>Slava bohémica</i> Barr.	<i>Cyrtoceras</i> sp.
<i>Cardiola gibbosa</i> Barr.	<i>Orthoceras subannulare</i> Mstr.
sp. sp.	sp. sp.

1·00 m rötliche Kalke mit der Fauna R 4:¹

<i>Harpes</i> cf. <i>acuminatus</i> Ang. Nicht selten.	<i>Slava bohémica</i> Barr. (große Form).
<i>Spirigera canaliculata</i> Barr.	<i>Patrocardium evolvens</i> Barr. em. Heller.
obovata Sow.	<i>Pleurotomaria</i> cf. <i>migrans</i> Per.
<i>Cardiola fluctuans</i> Barr.	<i>Orthoceras</i> sp. sp.
aff. <i>interrupta</i> Sow.	

3·00 m graue und rötliche, schwach kristalline Kalke mit der Fauna R 5:¹

<i>Aulacopleura haueri</i> Frech. Sehr häufig.	<i>Slava decurtata</i> Barr.
<i>Ceratocephala ovata</i> Emmr. (= <i>prévostii</i> Barr.)	<i>Holopella trochleata</i> Mstr.
<i>Harpes</i> cf. <i>acuminatus</i> Ang.	<i>Murchisonia</i> sp.
<i>Cardiola</i> sp.	<i>Orthoceras</i> sp. sp.

12·00 m heller, weißer, kristalliner Krinoidenkalk mit spärlichen Brachiopodenschalen (= der »Hellen Bank« von Spitz [1909]). Der helle Kalk geht langsam in das Hangende über. Örtlich treten an der Grenze stärkere Eisenanreicherungen auf. An der Basis finden sich spärlich bis faustgroße, wohlgerundete Quarzitzerolle.

Vgl. S. 123, Anm. 1.

² Nach freundlicher Bestimmung von Prof. Heritsch.

Liegend.

Grünliche Quarzite mit unbestimmbaren Korallen und Schiefen vom Uggwa-Typ.

Der Vergleich mit dem Profil der Plöckener Fazies ermöglicht eine Einstufung der Horizonte. Die tiefsten 3 *m* fossilführender Kalke entsprechen den *Aulacopleura*-Schichten; sie sind ferner dem *e* 2 von Böhmen äquivalent, da sie *Ceratocephala ovata* Emmr. führen. *Harpes acuminatus* Angl. deutet auf Llandovery hin. Da unsere Form etwas von der Gotländer verschieden ist, kann es sich auch um einen anderen Horizont handeln. Das Vorkommen von *Encrinurus transiens* Barr. stellt die Fauna *R* 6 ins hohe Ludlow. Die übrigen Faunen haben keine sicheren Leitversteinerungen geliefert. Immerhin ist es sehr wahrscheinlich, daß die Cardiolaceen überall gleichzeitig in großen Mengen auftreten. Die Fauna *R* 2 dürfte danach unteres Ludlow sein und dem *Cardiola*-Niveau entsprechen, was zum erstenmal von Geyer (1903) ausgesprochen wurde.

Der Wolayer Kalk umfaßt also das Obersilur vom Tarannon bis ins obere Ludlow. Der alleroberste Teil gehört wahrscheinlich schon ins *e* 7. Schwieriger ist die Einstufung des liegenden Krinoidenkalkes. Seine Stellung zwischen Ordoviciun und Tarannon macht es recht plausibel, daß er das Llandovery vertritt. Er entspricht also den schwarzen kristallinen Kalken und den Trilobitenschiefern im Plöckener Profil.¹

Die Wolayer Fazies kenne ich nur von den Rauchkofelböden, dem Valentintörl und dem Seekopfsockel. Die Ausbildung ist in diesem kleinen Umkreis sehr gleichmäßig.

Vom Seekopfsockel erwähnen Gortani und Vinassa (1913) aus rosa Kalken:

Orthoceras polens Barr.
Encrinurus novaki Frech.
Arethusina haneri Frech.

Die Fauna, zu der noch weiteres reiches, unbearbeitetes Material mit *Cardiola*, *Orthoceras*, *Bronteus* und *Cheirurus* gehört, dürfte die Kokkalken vertreten; jedenfalls sind die sicher bestimmten Formen für diesen Horizont leitend. Heritsch (1929b, p. 24) beschreibt aus der Hellen Bank des Seekopfes: *Cyphasps burmeisteri* Barr. und *Lunulicardium cf. volitans* Barr. Beide Formen sind typisch für das Obersilur.

Im Kopf zwischen den beiden Valentintörl ist das Obersilur der Wolayer Fazies gut aufgeschlossen. Folgendes Profil fand sich hier (vgl. Anlage 9):

Hangend.

Karbongrauwacken im südlichen Törl. Devon der Rauchkofelfazies.

30·00 *m* rote Kalke und Kalkschiefer mit starkem Linsenbau. (Die Schichten *o*, *p*, *q*, *r* von Schwinner und Heritsch [1925].)

***e* 7-Plattenkalke.**

45·00 *m* hellgraue, fossilarme, plattige Kalke, die den höchsten Kopf bilden (*m* und *n* von Schwinner 1925).

Rh. megaera-Schichten.

3·00 *m* schwarze Krinoidenkalke mit schwarzen Orthocerenkalken wechsellagernd. (Die Schicht *l* von Schwinner.) Aus ihnen stammt die Fauna *V* 4, die an dem schon von Schwinner erwähnten Postenstand gefunden wurde:²

<i>Rhynchonella megaera</i> Barr.	<i>Turbonilella</i> sp.
<i>tarda</i> Barr.	<i>Tubina palula</i> Barr.
<i>Spirigera canaliculata</i> Barr.	<i>Platyceras fecundum</i> Barr.
<i>subcompressa</i> Frech (Barr.).	sp.
<i>obovata</i> Sow.	<i>Orthoceras subanulare</i> Mstr.
<i>Retzia? umbra</i> Barr.	sp. sp.

¹ Gortani (1915b) hat aus ihm eine tief unterdevonische Fauna beschrieben. Es scheint mir nicht sicher zu sein, daß sie wirklich aus dem Anstehenden stammt. Vgl. den tektonischen Teil p. 173 ff.

vgl. S. 123, Anm. 1.

Tieferes Obersilur.

- 0·80 *m* schwarze, knollige, eisenreiche Kalke (*k* von Schwinner).
 2·00 *m* hellgraue und splitterige, rötliche Orthocerenkalke (mit der Liegendschicht zusammen *h* 2 von Schwinner, 1925).
 1·00 *m* schwarze, plattige Orthocerenkalke.
 4·00 *m* rötliche, etwas splitterige Orthocerenkalke mit *Aulacopleura* sp.¹
 15·00 *m* roter und weißer, hell anwitternder Krinoidenkalk mit spärlichen Brachiopoden (*Orthis* sp.) (*g* von Schwinner, 1925).

Liegend.

Graugrüne, schwachkalkige Schiefer, in denen sich auf der Südseite des Törl eine Caradoc-fauna fand.

Neu ist in diesem Profil lediglich das Auftreten einer Bank Eisenkalkes, die den *Allicola*-Kalken entsprechen mag, da sie gleich unter den *Rh. megaera*-Schichten liegt. Auf die Vertretung des Wenlock deutet *Encrinurus plöckensis* n. sp. hin. Tarannon (*Aulacopleura*-Schicht) ist auch vertreten. Alles in allem umfaßt der Wolayer Kalk mit der Krinoidenbank wieder das gesamte Obersilur. Die Mächtigkeit des Gotlandiums beträgt hier 23 *m*, während es auf den Rauchkofelböden 22 *m* erreicht. Ohne den Krinoidenkalk umfaßt es hier 7·80 *m*, dort 10·10 *m*. Die Unterschiede sind also sehr geringfügig. Ähnlich wie das Profil im Törlkopf ist die Schichtenfolge im unteren Teil der kleinen Schuttinsel östlich des südlichen Törls und im Seekopfsockel.

Die Schwellenfazies.

Unter den Wänden der Kellerwand und des Seekopfes ist das Obersilur mit Ausnahme der *Rhynchonella megaera*-Schichten sehr spärlich oder überhaupt nicht entwickelt. Am südwestlichen Valentintörl fand sich folgendes Profil:

Hangend.

Helle, dolomitische Kalke (Gedinne, *eγ*).

- 5·00 *m* konglomeratischer, schwarzer Kalk mit spätigem Rhynchonellenkalk und schwarzen Plattenkalken wechsellagernd.
 4·00 *m* schwarze, etwas abfärbende Knollenkalke mit unbestimmbaren glatten Rhynchonellen. *Orthoceras* sp., *Tenka semialata* Mstr. (häufig). Die kleine Fauna dürfte schon Obersilur sein.
 5·00 *m* dunkler, spätiger Krinoidenkalk mit der Fauna *V* 2 (*Rh. megaera*-Schichten).²
- | | |
|--|--|
| <i>Prionopeltis striatus</i> var. <i>incisa</i> Kegel. | <i>Bilobites</i> sp. |
| <i>Rhynchonella megaera</i> Barr. | <i>Amila</i> sp. |
| <i>sappho</i> Barr. | <i>Tenka</i> sp. |
| <i>Retzia?</i> <i>umbra</i> Barr. | <i>Murchisonia megaerae</i> Frech. |
| <i>Orthis</i> cf. <i>St. ivanensis</i> Barr. | <i>Cyclonema</i> cf. <i>antiquum</i> Mstr. |
| <i>Spirigera canaliculata</i> Barr. | <i>Orthoceras</i> sp. |
- 0·60 *m* eisenreicher Kalk.
 1·00 *m* gelblich toniger Plattenkalk mit Krinoiden.
 1·00 *m* helle Krinoidenbank.
 1·00 *m* Tonflaserkalk in gelblich sandige Netzkalke übergehend.
 7·00 *m* dunkelrostbraune Grauwacke mit Übergängen ins Hangende und Liegende (bunte Grauwacke von Spitz, 1909).

Liegend.

Schwarzgrüne Schiefer mit Caradocformen.

Die drei untersten Glieder dieses Profils gehören noch ins Ordoviciem; die Krinoidenbank ist ident mit der Hellen Bank von Spitz und vertritt auch hier das Llandovery. Die übrigen Schichten

¹ Aus diesen Schichten dürfte der *Encrinurus plöckensis* n. sp. stammen, den H. Schmidt im Schutt des Törlkopfes fand

² vgl. S. 123, Anm. 1.

entsprechen dem höheren Obersilur, über dem die *Rh. megaera*-Schichten liegen; es ist wichtig, daß letztere auch hier über Eisenkalken liegen wie am Törlkopf; es ist also keine Schicht ausgefallen. Die 1·60 m mächtigen Schichten zwischen der Krinoidenbank und den *Rh. megaera*-Schichten vertreten Alticolastufen, *Cardiola*-Niveau und Kokkalke.

Vom südlichen Valentintörl (= Wolayer Törl) hat Frech die *Rh. megaera*-Schichten zuerst beschrieben. Heritsch (1929b, p. 91) hat eine Zusammenstellung der bisher von dort beschriebenen Faunen gegeben.

In der Schuttinsel östlich des südlichen Törls ist dasselbe Profil noch einmal entblößt. Von hier entstammt den *Rh. megaera*-Schichten folgende Fauna (V 5):¹

<i>Prionopellis striatus</i> var. <i>incisa</i> Kegel. Fast 400/0 der Fauna.	<i>Spirigera obovata</i> Sow.
<i>Ceralocephala</i> cf. <i>minula</i> Barr.	<i>Petraia</i> sp.
<i>Proetus</i> cf. <i>conspersus</i> Ang.	<i>Cardiola</i> sp.
<i>Rhynchonella megaera</i> Barr.	<i>Spirina consuelo</i> Vin.
<i>larva</i> Barr.	<i>Murchisonia megaera</i> Frech.
<i>Retzia?</i> <i>umbra</i> Barr.	<i>Lytophora</i> cf. <i>ungulata</i> Mstr.
<i>Spirigera canaliculata</i> Barr.	<i>Orthoceras</i> sp.
<i>subcompressa</i> (Barr.) Frech.	

Das Profil vom Wolayer Törl nach S hat Vinassa (1908) beschrieben. Seine Beschreibung ist nicht ganz klar und dürfte mit den jetzigen Aufschlüssen nicht voll übereinstimmen. Sein Glied 1 ist Karbon, 2 und 3 zum Teil sind Obersilur in Wolayer Fazies, das restliche 3, 4 und 5 sind Devon; in 5 ist Oberdevon vertreten, da früher Goniatitenquerschnitte in diesen Schichten zu sehen waren (Spitz, 1909). Leider ist jetzt alles frisch weggesprengt, so daß man keine angewitterten Flächen zu sehen bekommt. In Vinassa's Schicht 6 steckt Ordoviciun und Karbon, seine Schicht 7 — graurote und rosa Netzkalke mit *Tornoceras* — konnte ich nicht finden; dagegen liegen gleich unter den *Rh. megaera*-Schichten an der Wand des Seekopfes über dem Pian das Buses typische rote Kalkschiefer und Bryozoenbänke des Ordoviciuns, die weiterhin am Grat des Seekopfsockels eine reiche Fauna lieferten. Dort werden letztere von etwas rötlichem Krinoidenkalk überlagert, der entweder den *Rh. megaera*-Schichten oder der Hellen Bank entspricht. Er stößt mit einer Verwerfung an die Kalke des Seekopfes. Im Schutt des Wolayer Passes fehlt das Obersilur bis auf die höchsten Schichten ganz. Wir stehen hier auf der Schwelle, an die sich die Schwellenfazies des Valentintörls anschließt.

Zur Schwellenfazies des Gotlandiums dürften auch die wenigen Obersilurvorkommen in der Mooskofeldecke gehören. Im Profil der Himmelberger Alm scheint überhaupt kein tieferes Obersilur vorhanden zu sein. Sehr geringmächtige Vorkommen von Eisenkalk finden sich im Fortstreichen dieser Zone zwischen den Quarziten des Ordoviciuns und dem devonischen Bänderkalk. Etwas vollständiger ist die Serie unter dem Vorderen Mooskofel im Sittmooser Tal vertreten (vgl. p. 126).

Der Vergleich mit dem Gotlandium anderer Länder.

Am nächsten steht dem Gotlandium der Karnischen Alpen ohne Zweifel das von Böhmen. Der Vergleich wurde zuerst von Stache (1874) gezogen. Frech (1887a, 1892/94), Gortani und Vinassa (1908c, 1908/09) haben ihn weiter geführt. Neuerdings verglich Heritsch (1927e, 1928c, 1929b) sehr eingehend das böhmische Silur mit dem karnischen. Ein Vergleich der einzelnen Horizonte Böhmens wurde schon oben bei Erörterung der Plöckener Fazies gegeben. Dem Gotlandium fehlen wie in Böhmen die beiden untersten Horizonte des Llandovery, eine Schichtenlücke, die weit verbreitet ist. Sie wurde aus dem katalonischen Küstengebirge (Schriel, 1929b) und aus dem Baltikum (Teichert, 1928) beschrieben. Wahrscheinlich ist sie auch im Harz, im Warthaer Schiefergebirge, der Lysa Gora, in Podolien vorhanden (Heritsch, 1927d). In Sardinien ist die Lücke gleichfalls nachgewiesen, auch in Frankreich mit Ausnahme der Bretagne scheint sie vorhanden zu sein. In den keltiberischen Ketten, in der Bretagne und in der ganzen kaledonischen Geosynklinale ist das Llandovery vollständig. Die Verhältnisse in Portugal lassen sich noch nicht ganz übersehen.

¹ vgl. 123, Anm. 1.

Die Schichtenfolge beginnt in den Karnischen Alpen wie in Böhmen mit Graptolithenschiefern, die hier bis ins Ludlow hinaufreichen können. Örtlich setzt die Schichtenfolge mit Kalk ein (Wolayer Fazies, Cellon). Meist fangen die geschlossenen Kalkbänke erst mit den Tarannon (Kokkalk), d. i. $e\alpha 2$, an; sie beginnen hier wesentlich früher als in Böhmen. Ungefähr gleichzeitig mit dem Kokkalk wurde in Thüringen die Graptolithenschieferfazies durch den Ockerkalk abgelöst. Mit dem $e\alpha 3$, dem *Cardiola*-Niveau, tritt eine kleine Änderung der Fazies zum Pelagischen ganz allgemein ein.

Das Ludlow der Karnischen Alpen steht dem von Elbersreuth (Schindewolf, 1924; Heller, 1925) noch näher als dem von Böhmen. Eine Reihe nur von Elbersreuth bekannter Trilobiten kommen in den Karnischen Alpen vor. Sie treten in der Alticolastufe und in dem *Cardiola*-Niveau auf. Der Orthocerenkalk dürfte danach tieferes und mittleres Ludlow, nicht Wenlock, wie es Heller wollte, umfassen. Dagegen ist Heller's Vergleich mit dem $e\beta$ Böhmens im wesentlichen richtig. Schindewolf (1924) beschreibt eine *Aulacopleura* von Elbersreuth, die aber nicht mit der *A. koninki* oder *haueri* ident ist, sondern mehr den Mitteldevonarten ähnelt. Sie sagt natürlich über das Alter nichts aus.

Ein weiteres Gebiet mit böhmischer Fazies des Obersilurs hat Kegel (1928) beschrieben. Ich habe den Bemerkungen von Heritsch (1929b, p. 135) nichts Neues hinzuzufügen. Die Vorkommen des Kellerwaldes sind nach meiner Kenntnis des Materials nicht ohne weiteres mit der karnischen Ausbildung zu vergleichen.

Den Vergleich mit dem sardinischen Gotlandium hat Heritsch (1928b, 1929b) ausführlich gebracht. Aus der Montagne Noire gibt Bergeron (1899a) *Arethusina koninki* und *Rhynchonella megaera* zusammen an. Es dürfte sich um eine geringmächtige Entwicklung des gesamten Gotlandiums wie in den Karnischen Alpen handeln.

Über die Montagne Noire sind wahrscheinlich die nordischen Trilobiten gekommen, die sich in den karnischen Profilen fanden. Wahrscheinlich ging die Verbindung mit dem Meere von Böhmen auch diesen Weg, da die Obersilurfaunen der Lysa Gora und Podoliens kaum Anklänge an die böhmische Fazies zeigen. Elbersreuth und die Lindener Mark bei Gießen dürften dagegen direkt mit Böhmen verbunden gewesen sein.

Der Vergleich mit Portugal und den wenigen Vorkommen kalkigen Gotlandiums in Spanien ist zur Zeit nicht möglich.

Aus dem Kaukasus haben Guerassimow und Janchewski (1916) Obersilurkalke beschrieben, die sehr an die Alticolakalke (rötlich!) und die $e\gamma$ -Schichten (schwarze Plattenkalke mit Hornsteinen!) erinnern.

Die Fauna von Dienten in den Nordalpen ist nicht mit den Karnischen Alpen zu vergleichen, was Heritsch (1929b) ausgeführt hat. Es ist möglich, daß hier $e\alpha 3$ vorliegt, das wie in Böhmen noch schieferig entwickelt ist. Pyritknollen sind an sich in den Kieselschiefern der Karnischen Alpen nicht selten.

In der Grauwackenzone können noch einige weitere Gesteine, vor allem aus den Kitzbüheler Alpen (Ohnesorge, 1905, 1909, 1917) mit dem karnischen Obersilur verglichen werden. Es ist auch möglich, daß bei Graz Äquivalente der Alticolakalke auftreten (Heritsch, 1927g). Das erwähnte Gestein ist aber hier sehr viel toniger als die Alticolakalke der Karnischen Alpen.

Die Schichten der Silur-Devon-Grenze.

Bis jetzt wurden die höchsten Schichten des Silurs noch nicht eingehend besprochen. Es sind dies die *Rhynchonella megaera*-Schichten, eine Bezeichnung, die von Frech gegeben und von Geyer, Vinassa (calcarei con la *Rh. megaera* et *Retzia umbra*) und Heritsch wieder aufgenommen wurde. Man kannte sie bis jetzt nur vom Valentin- und Wolayer Törl. Ihre Stellung zu den anderen Gliedern war unsicher. Man hielt sie wohl allgemein für Äquivalente der Alticolastufe (Heritsch, 1928b). Die von Vinassa und Heritsch beschriebenen Faunen erlauben einen Vergleich mit dem $e\beta$ von Böhmen.

Es war eine meiner Aufgaben, die genaue Einstufung dieser Fauna zu versuchen. Es gelang, sie am Cellon wiederzufinden und dadurch ihre Stellung über der Alticolastufe festzulegen. Die leicht kenntliche *Rhynchonellen*bank fand sich noch an verschiedenen anderen Stellen der Cellonetta in der gleichen stratigraphischen Stellung wieder. Leider war es nicht möglich, diese Schicht im Profil des

Rauchkofels nachzuweisen, wo dieser Horizont gerade an einer kleinen Störung ausfällt. Im Törlkopf und auf den Rauchkofelböden ist die Schicht gefunden worden. Von der Fauna scheint mir besonders wichtig und leitend die Vergesellschaftung folgender Formen zu sein:

Prionopellis striatus var. *incisa* Kegel.

Proetus conspersus Ang.

Encrinurus transiens Barr. (= *E. hilarulus* Kegel).

Die Gruppe der *Rhynchonella megaera* Barr.

Rhynchonella tarda Barr.

Retzia umbra Barr.

Die Trilobiten sind an den meisten Stellen recht selten. Sehr häufig sind dagegen fast überall die Rhynchonellen. *Rh. megaera* kommt schon im tieferen Ludlow, im *Cardiola*-Niveau vor: Kegel (1928) fand sie in der gleichen stratigraphischen Stellung bei Gießen. *Rhynchonella tarda* dagegen geht bis ins Unterdevon hinauf. Beide Formen zusammen finden sich dagegen nur in diesem Horizont. Überhaupt kann man sagen, daß *Rhynchonella tarda* Barr. zusammen mit Obersilurformen auf hohes Ludlow hinweist (vgl. Kosłowski, 1929).

Außerhalb der Karnischen Alpen ist eine sehr ähnliche Fauna im Harz bei Wieda gefunden worden. Heritsch hat den Vergleich zuerst gezogen (1927d). 1929b gibt er auf Grund seiner Bearbeitung der Fauna von Wieda einen ausführlichen Vergleich beider Vorkommen. In seiner Liste ist *Merista herculea* Barr (Heritsch und Schwinner, 1925), *Rhynchonella minerva* Barr., *Spirigera obovata* Sow., *Sp. canaliculata* Barr., *Encrinurus hilarulus* Kegel und *Proetus* cf. *conspersus* in den *Rh. megaera*-Schichten der Karnischen Alpen nachzutragen. Beide Faunen sind gleichalterig, wie besonders das gemeinsame Vorkommen von Trilobiten beweist.

Die Einstufung dieser Schichten schwankt zwischen Ober- und Mittelludlow. Es ist zunächst nötig, den Umfang der Begriffe Mittel- und Oberludlow klar zu formulieren. Heritsch (1929b, p. 108) hat einen tabellarischen Vergleich der wichtigsten nordischen Obersilurvorkommen gegeben. Seine Darstellung dürfte nicht in allen Punkten zu halten sein. Es ist höchst unwahrscheinlich, daß das Profil von Gotland höher hinaufreicht als das von Norwegen (Kjaer, 1908, p. 568). Es dürfte richtig sein, daß das gesamte Gotländer Profil älter als die Zone 9f in Norwegen ist. Eine genaue Begrenzung der oberen Öselgruppe (*k*) nach oben zu geben, ist wohl noch nicht möglich.

Es handelt sich zunächst um den Begriff »Mittelludlow«. Damit kann nur die Zone des *Monograptus leintwardensis* = *Aymestry-limestone* und *Mocktree*-Schiefer gemeint sein (Barrois etc., 1922, p. 204, 205).

Die Fragestellung ist jetzt: »Sind die *Rh. megaera*-Schichten mit der Zone des *Monograptus leintwardensis* oder mit den Upper Ludlow Shales gleichzustellen?« Bei diesem Vergleich muß man bedenken, daß gerade mit diesen Schichten in England und überhaupt im nordischen Silur die große Verlandung einsetzt. Dieser Fazieswechsel bedingt für viele Fossilien eine Begrenzung ihres Vorkommens nach oben, die nicht ihrer eigentlichen Lebensdauer entspricht. So kommen *Monograptus leintwardensis* und *M. ultimus* nicht höher als die *Aymestry*-Group, meines Wissens sogar nicht mehr in den Schiefen von Mocktree vor. Mit ihnen erlöschen die Graptolithen im N überhaupt. Daraus darf man aber nicht schließen, daß in Böhmen das *e*ß, in dessen oberem Teil *Monograptus ultimus* reichlich vorkommt (Kodym-Koliha, 1928), auch mit dem *Leintwardensis*-Horizont abschließt. Es finden sich außerdem in Böhmen über den *Ultimus*-Schichten im *e*γ noch *Monograptus hercynicus* und *kayseri*.

Am wichtigsten ist für den Vergleich der *Rh. megaera*-Schichten mit dem nordischen Obersilur das Profil von Liévin, das Barrois und seine Schüler (1922) beschrieben und dessen Faunen von ihnen bearbeitet wurden. Sie kamen zu folgender stratigraphischer Gliederung, wobei ich die von ihnen begründete Parallelisierung mit Shropshire und den Ardennen danebenstelle.

	Liévin (Artois)	Shropshire		Ardennen
Downton	Psamite und Schiefer Liévin	Rotes Downton	Gedinne	Schiefer Mondrepuits
	Tentaculitenschiefer Méricourt	Downtonsandstein		Arcose Haybes
	(örtlich: Arcose Bois Bernard)	Ludlow Bone Bed		Transgressionskonglomerat Poudingue des Fépín

Basis des Devons, Sedgwick und Murchison, 1838 bis 1839.

Basis des Devons, Sedgwick und Murchison, 1838 bis 1839.

Oberludlow	{	Orthocerengrauwacke von Drocourt	Chonetes-Schiefer	
		Kalk von Angres	Rhynchonellenschiefer	
Mittelludlow = <i>Leintwardensis</i> -Z.	{	Kalk Liévin	Schiefer und Kalke von Mocktree	fehlt
			<i>Aymestry</i> -Kalk	
			Untertudlowschiefer	

Ein Vergleich der von Liévin beschriebenen Faunen mit der der *Rh. megaera*-Schichten zeigt, daß fünf Arten mit dem Kalk von Angres gemeinsam sind. Es sind dies *Atrypa reticularis*, *Stropheodonta corrugatella*, *Leptaena rhomboidalis*, *Rhynchonella tarda* und *minerva*; davon fallen die ersten drei für einen genauen stratigraphischen Vergleich aus, da sie auch in höheren und tieferen Schichten vorkommen. Wichtig ist von den beiden Rhynchonellen besonders die *Rh. tarda*, die im Harz und den Karnischen Alpen in den *Rh. megaera*-Schichten sehr häufig ist. Sie geht meines Wissens nicht in das tiefere Ludlow hinunter. Ich kenne sie auch aus der Zone 9f (Favositeskalk) von Daeli (Asker) bei Oslo, wo sie auch mit einer typischen hohen Ludlowfauna zusammen vorkommt. Von der Fauna des 9f in Norwegen führe ich noch *Wilsonia wilsoni* an, die auch in den *Rh. megaera*-Schichten vorkommt. *Proetus conspersus* Ang. ist aus der oberen Öselgruppe bekannt, die ungefähr dem Mittelludlow entspricht. Er kann aber nicht ins Oberludlow hinaufgehen, da dieses hier brackisch ausgebildet ist. Er sagt also für eine Einstufung nichts aus. Am wahrscheinlichsten ist es nach dem oben Gesagten, daß die *Rh. megaera*-Schichten dem Kalk von Angres und vielleicht auch noch der Grauwacke und den Knotenschiefern von Drocourt entsprechen, die bei ihrer geringen Mächtigkeit für weitere stratigraphische Überlegungen am besten zusammengekommen werden.

Der Vergleich mit Böhmen ist für eine genaue Einstufung der *Rh. megaera*-Schichten gleichfalls wichtig. Leider sind dort die Faunen des $e\beta$ nicht weiter gegliedert. Man kann nur sagen, daß die *Rh. megaera*-Schichten wie auch die Schichten von Angres und Drocourt ins $e\beta$ gehören. Wahrscheinlich nehmen sie hier einen sehr hohen Horizont ein, da Heritsch (1928b, c) *Rh. megaera* im höchsten $e\beta$ auf der Dlouha Hora und Dr. Bouček mit mir ebendort *Encrinurus transiens* Barr. (= *hilarulus* Kegel) gefunden haben. *Prianopeltis archiaci* Barr. kommt nach freundlicher Mitteilung von Dr. Bouček hauptsächlich im mittleren $e\beta$ vor. Dies sagt aber nichts über das Vorkommen von *P. striatus* aus. In Böhmen bilden demnach die *Rh. megaera*-Schichten wahrscheinlich die Grenze gegen das $e\gamma$.

Äquivalente der *Rh. megaera*-Schichten mit reicher Fauna wurden von Muschketow und Naliwkin von Ferghana beschrieben (1915). Neuerdings (1928, p. 221) hat Muschketow diese Ablagerung mit den *Rh. megaera*-Schichten der Karnischen Alpen verglichen. Die Faunen treten wie in den Karnischen Alpen an der Basis der mächtigen Hercynkalke auf. Von 36 Brachiopoden sind nach Naliwkin (1915) 15 nur aus dem e bekannt, zehn aus dem e und f , neun nur aus dem $f2$; zwei sind Arten des Urals. Das Verhältnis von silurischen zu devonischen Arten ist für den Kalk von Angres und die *Rh. megaera*-Schichten in gleicher Weise bezeichnend. Von der Faunenliste (Muschketow, 1915, p. 31) sind aus den *Rh. megaera*-Schichten folgende Formen bekannt: *Cheirurus quenstedti* Barr., *Platyceras fecundum* Barr., *Atrypa reticularis* Lin., *A. hircina* (*Rhynchonella h.*), *A. obolina* (*Spirigera o.*), *A. marginalis*, *A. zelia* (*Rhynchonella z.*), *A. berenice* Barr. (*Rhynchonella b.*), *Rhynchonella princeps* Barr., *Rh. ancillans* Barr., *Rh. famula* var. *modica* Barr., *Pentamerus optatus* Barr., *P. pelagicus* Barr., *Orthis* (*Retzia*) *umbra* Barr. Das sind 14 von 55 beschriebenen Formen. Wahrscheinlich würde eine vollständige Bearbeitung der Fauna noch mehr Parallelen ergeben. Besonders wichtig ist das Auftreten der *megaera*-Gruppe und der *Retzia umbra*. Die Abtrennung dieser Schichten, die noch ins höchste Ludlow gehören, ist in Ferghana schwierig und dürfte auch noch nicht überall durchgeführt sein. Auch im Ural sind neuerdings Äquivalente der *Rh. megaera*-Schichten nachgewiesen worden (Naliwkin, 1925).

Die *Rh. megaera*-Schichten umfassen das obere Ludlow. Sie haben Beziehungen zu den Kalken von Angres (Barrois, 1922) und der Zone 9f des Oslogebietes (Kjaer, 1908)

Die gleiche Fazies und das gleiche Alter haben die Kalke aus dem Weinglastal bei Wieda (Kegel, 1928; Heritsch, 1929b), die tiefsten Hercynkalke des Ural und von Ferghana (Naliwkin, 1925; Muschketow, 1915, 1928) und die höchsten Schichten der Dlouha Hora (Heritsch, 1927e). Sie liegen in den Karnischen Alpen über den Alticolakalken.

Über den *Rh. megaera*-Schichten finden sich am Valentintörl hellgraue bis weißliche Dolomite. Diese haben hier keine Fauna geliefert. Dagegen gelang es in ihrem Fortstreichen auf dem kleinen Absatz unter der prallen Wand der Seewarte (Judenkopf) Faunen in ihnen zu finden. Die liegendsten Schichten dieses Absatzes sind schwarze Plattenkalke mit Korallen und Rhynchonellen der *megaera*-Gruppe. Die Fauna ist recht spärlich entwickelt. Es liegt hier ein Fazieswechsel vor, wie ihn zuerst Vinassa (1908c) für die *Rh. megaera*-Schichten beschrieben hat. In 2050 m Höhe fand sich unter einem kleinen perennierenden Schneefeld am Fuße der Seewarte in einem dichten, etwas splitterigen, grobgebankten Krinoidenkalk, der mit schwarzen Kalken wechsellagert, die Fauna S1:¹⁾

Atrypa sublepidica M. V. K.

duboisii M. V. K.

Dalmanella canaliculata Linds.

Pentamerus carnicus Gort.

aff. *procerulus* Barr.

Pentamerus cf. *sieberi* Buch.

volaicus Gort.

Rhynchonella cf. *princeps* Barr.

Spirifer viator Barr.

In 2080 m Höhe liegt darüber ein etwas plattiger Krinoidenkalk, der mit dichtem Kalk wechsellagert; aus ihm stammt die Fauna S2:¹⁾

Karpinskya conjugula Tschern.

Atrypa cf. *insolita* Barr.

duboisii M. V. K.

Dalmanella cf. *occlusa* Barr.

praecursor var. *sulcata* Scupin.

Pentamerus carnicus Gort.

100 m westlich des großen Kamines, der von der Scharte zwischen der Hohen Warte und der Seewarte hinunterkommt, springt das Schuttfeld etwas vor. Der Felsen besteht unten aus schwarzen Kalken, die mit grauen wechsellagern. Im grauen Kalk ist *Favosites tachlowitzensis* Počta² nicht selten. 20 m höher fand sich über einem breiten Schuttband folgende Fauna (S3):¹⁾

Karpinskya tschernyschewi Gort.

sp. (cf. *fedorowni* Tschern.).

Atrypa duboisii M. V. K.

Dalmanella canaliculata Lindstr.

praecursor *sulcata* Scup.

Orthis fritschii Scup.

Pentamerus carnicus Gort.

Pentamerus cf. *sieberi* v. Buch.

volaicus Gort.

Rhynchonella cf. *princeps* Barr.

Spirifer subliro Scup.

liro Barr.

Strophomena n. sp. (aff. *hirundo* Barr.)

Die Faunen zeigen einwandfrei, daß hier das *Eodevónico inferiore* von Gortani (1913) vorliegt, und zwar in der hellgrauen dolomitischen Riffkalkfazies (5). Dies entspricht auch der örtlichen Lage. Die Faunen zeigen, daß gleich über den *Rh. megaera*-Schichten schon Karpinskyen mit einer Begleitfauna auftreten, die sicher ins Unterdevon gehört.

Gortani hat (1915b) eine sehr reiche Fauna beschrieben, mit der die drei obenstehenden am ehesten zu vergleichen sind. Gortani's Fauna soll aus der Krinoidenbank am Seekopfsockel stammen (vgl. p. 173.). Auf jeden Fall ist diese Fauna wie die drei unsrigen, typisches Unterdevon. Karpinskyenfaunen aus den Karnischen Alpen wurden auch von Scupin (1906) beschrieben. Sein Material stammt sämtlich aus den Schutthalden der Umgebung des Wolayer Sees.

Reiche Gastropodenfaunen hat Spitz (1907) aus den Kalken der Schutthalden beschrieben. Er trennt sein Material in schwarze und graue Kalke. Die grauen Kalke führen eine Gastropodenfauna des böhmischen F 2, die schwarzen eine des böhmischen eγ. Leider ist das Anstehende der schwarzen Gastropodenkalke nicht zu finden. Die schwarzen Bänke am Fuß der Seewarte können es nicht sein, denn in ihnen sind Schnecken recht selten. Die Trümmer des schwarzen Gastropodenkalkes finden sich noch 100 m über dem Fundpunkt der Fauna S3, ohne daß ich etwas Anstehendes finden konnte. Sie fallen auch noch heute aus der Wand hinunter, also kommt ein Eistransport nicht in Frage. Auch Spitz führt an, daß die Schutthalden noch weiter hinauf diese Gastropodenblöcke führen. Die Gastropodenfaunen der schwarzen Kalke mit ihrem reichlichen Vorkommen von Hercynellen

¹ vgl. S. 123, Anm. 1.

Nach freundlicher Bestimmung

Prof. Heritsch.

(*H. bohémica*, *H. nobilis*, *H. carnica*) liegen also höher als mein Fundpunkt mit *Karpinskya conjugula*. Von einer Störung ist in der Wand der Seewarte nichts zu erkennen.

Dies am Spezialprofil gewonnene Ergebnis stimmt mit dem von Spitz (1907) gewonnenen überein und paßt gut in das allgemeine Bild hinein, was auch schon Spitz erörtert hat. Am Cellon haben wir über den *Rh. megaera*-Schichten mindestens 150 m Plattenkalke mit Hornsteinen, die nicht von den böhmischen *eγ*-Schichten zu unterscheiden sind. In ihrem unteren Teil finden sich kleine Riffe mit verkieselten Korallen, in denen sich an zwei Stellen eine Fauna fand. Der tiefere Horizont kreuzt den Steig, der zum P. 1829 (Cellonschulter) führt und auf der Alpenvereinskarte angegeben ist, wo er sich mit der Steigspur trifft, die vom *Cardiola*-Niveau der Lawinenrinne herkommt. Ein zweiter Horizont liegt etwas höher, wo der Pfad von der Cellonetta auf den obigen Weg stößt. Die Stelle ist etwas höher als auf der Alpenvereinskarte angegeben ist. Die Faunen beider Fundpunkte sind nicht verschieden. Prof. Heritsch, der freundlicherweise die Bearbeitung der Korallen übernommen hat, bestimmte von hier (1929b, p. 98):

<i>Heliolites decipiens</i> M' Coy.	<i>Pachypora lonsdalei</i> d'Orb.
<i>Favosites forbesi</i> M. E. H. <i>nilicula</i> Pošta.	<i>Striatopora</i> sp.
<i>fidelis</i> Barr. <i>clavata</i> Pošta.	<i>Cladrodiclyum regulare</i> Rosen.
sp. (cf. <i>thildae</i> Angelis d'Ossat).	<i>Allyena perfecta</i> Pošta.

Am Rauchkofel fand sich in den gleichen Kalken über der *Alticola*-Stufe des Bödentörls eine ähnliche Fauna, die gleichfalls von Heritsch bestimmt wurde (1929b, p. 95):

<i>Heliolites decipiens</i> M' Coy.	<i>Favosites lachlowitzensis</i> Barr.
<i>Favosites forbesi</i> M. E. H. var. <i>nilidula</i> Pošta.	<i>Striatopora</i> sp.
<i>fidelis</i> Barr. <i>clavata</i> Pošta.	<i>Clathrodiclyum regulare</i> Rosen.

Die Fauna kann, wie Heritsch (1929b, p. 167) erörtert hat, dem *eβ* oder *eγ* von Böhmen entsprechen. Da sie über den *Rh. megaera*-Schichten liegt, entspricht sie den *eγ*-Kalken. Auch die Fazies der Plattenkalke ist jener der Kalke von Lochkow in Böhmen gleich. Man kann selbst in großen Aufschlüssen keine Unterschiede finden. Dieselben dicken Kalkbänke mit feinen Kalkschiefern, dieselben Hornsteine finden sich hier. Dazu kommt die Gleichheit der Korallen- und Gastropodenformen.

Diese Plattenkalke gehen seitlich in die hellen Riffkalke über, die in ihrem tiefsten Teil die Fauna mit der *Karpinskya conjugula* Tschern. enthalten. Den Übergang, die allmähliche Zunahme der Riffkalke kann man in der Nordostwand der Hohen Warte, wie auch Spitz (1907) ausführte, auf das schönste verfolgen.

Die Altersstellung der *eγ*-Schichten in Böhmen ist auch durch die neuen Arbeiten von Perner-Kodym (1922) und Kodym-Koliha (1928) nicht klargestellt. Heritsch hat (1929b, p. 125) eine zusammenfassende Zusammenstellung der Literatur über das *eγ* (= F1) gegeben und eine Faunenliste zusammengestellt. Die *eγ*-Schichten Böhmens überlagern das höchste Ludlow und unterteufen den Kalk von Konjeprus oder sein Äquivalent, den Kalk von Kosor. Die Kalke von Konjeprus entsprechen sicher nur den Koblenzschichten, vielleicht sogar nur dem Oberkoblenz, wie man auch schon aus der Faunenähnlichkeit mit dem mitteldevonen Mnenianer Kalk und den Goniatiten ersehen kann.

Zwischen den *eγ*-Schichten und dem Konjepruskalk oder dem Kalk von Kosor läßt sich keinerlei Lücke feststellen. (Vgl. Kodym-Koliha, 1928, p. 26 und Fig. 2.) Danach müßten die *eγ*-Schichten Gedinne, beziehungsweise Downton und Siegener Schichten umfassen. Dagegen spricht zunächst die Fauna. Die Korallen unterscheiden sich von denen der Konjepruskalke und gleichen denen des *eβ*. Ferner finden sich häufig Monograpten in den Schiefern des *eγ*, die oft zu Tausenden auf den Schichtenflächen liegen. Diese Graptolithen sind bestimmt jünger als der *Leintwardensis*-Horizont. Sie kommen auch nur im mittleren Teil des *eγ* vor. Sie sind auch jünger als Oberludlow. Da von keiner anderen Gegend Graptolithen bekannt sind, die jünger als der *Leintwardensis*-Horizont sind, so fallen sie für stratigraphische Erwägungen aus. Auf keinen Fall sprechen sie mehr für Ludlow als für irgendeinen anderen Horizont. Die Trilobiten sind gleichfalls durchaus auf das *eγ* Böhmens beschränkte Formen (Perner, 1922). Einige kommen auch höher hinauf vor. Ich nenne nur *Crotalocephalus gibbus*, der aus den höchsten Siegener Schichten bekannt ist (Erbslochgrauwacke). Die Fischreste enthalten devonische Arten. Dies ist besonders wichtig, da sie die einzige Tiergruppe sind, die sich an der Silur-Devon-Grenze rasch

entwickelt. Die Fische werden schon im tiefsten $e\gamma$ gefunden. Sehr bezeichnend für die $e\gamma$ -Schichten, man kann sagen geradezu leitend, sind die Hercynellen. Nur eine Varietät der *Hercynella bohémica* fand sich in G 1. In den Karnischen Alpen liegen Kalke mit Hercynellen über dem »Hercynkalk«. Es ist nötig festzustellen, wo sich außerhalb Böhmens, vor allem in gesichertem devonischem Profil, Hercynellen fanden. Am längsten ist das Vorkommen am Westabhang des Urals bekannt (Tschernyschew, 1885). *H. bohémica* kommt im Kalk der Belaja zusammen mit Brachiopoden des Hercyn und Lamelli-branchiaten des mittleren $e\gamma$ vor. Die Schichten gehen nach Tschernyschew allmählich in Sandstein und Grauwacken über, die eine Siegener bis Coblenzfauna enthalten. Hermann (1912) beschreibt Hercynellen aus dem hercynischen Unterdevon von Marburg (hohe Siegener Schichten). Penéau (1928) gibt *H. nobilis* aus den tiefen Siegener Schichten der Bretagne an. Im Kellerwald kommen sie nach Henninger gleichfalls im Devon vor. Aus der Dobrudscha (Hüffner, 1910) und vom Bosphorus (Paeckelmann, 1927) werden sie auch aus dem Devon angegeben. Die Einstufung der Kalke aus der Harzgeröder Ziegelhütte mit *Hercynella* wird durch den Fund von *Cardiola interrupta* Sow. in den gleichen Schichten gegeben. Dies ist meines Wissens das einzige wahrscheinlich nichtdevonische Vorkommen von Hercynellen außerhalb Böhmens¹. Sie sprechen also eher für als gegen Devon. Die Brachiopoden geben kein klares Bild. Sie haben gleichviel Beziehung zum Silur wie zum Konjepruskalk (vgl. Heritsch, 1929b, p. 127). Wichtig sind die Beziehungen von *Spirifer inchoans* mit *Sp. mercuri* (Barrois etc., 1920). Dagegen haben die stark faziesabhängigen Stämme der Gastropoden, Lamelli-branchiaten und Orthoceren sehr enge Beziehungen zum Silur. Ihr Wert für stratigraphische Überlegungen ist aber gering. Man kann also aus der bis jetzt bekannten Fauna der böhmischen $e\gamma$ -Schichten ihre Altersstellung nicht mit Sicherheit erkennen. Sie können silurisch so gut wie unterdevonisch sein.

Aus den Ausführungen über die *Rh. megaera*-Schichten geht hervor, daß das Hangende derselben (also die $e\gamma$ -Kalke) jünger als Ludlow sein muß. Das $e\gamma$ entspricht also mindestens dem Downton oder dem Gedinne. Es scheint mir die Verhältnisse in Böhmen am zwanglosesten zu erklären, wenn man annimmt, sie vertreten noch die Siegener Stufe. Der Koblenzstufe entspricht dann der Kalk von Konjeprus.

Die hellen Kalke der Seewarte haben die engsten Faunenbeziehungen zu den Hercynkalen des Urals und von Ferghana. Muschketow hat (1915) den von Tschernyschew aufgestellten Begriff »Hercyn« sehr scharf gefaßt. »Hercyn im Sinne von Tschernyschew, Muschketow und Naliwkin ist kalkiges hochmarines Unterdevon.« Die Faunengleichheit des Devons der Karnischen Alpen mit dem Hercyn des Ferghanabeckens ist geradezu frappierend. Fast 90% der reichen Faunen sind von beiden Gegenden bekannt. Die Ähnlichkeit mit dem Ural ist durch die Neubearbeitung der Fossilien gleichfalls größer geworden, als man nach den Arbeiten von Tschernyschew annehmen konnte (Naliwkin, 1925). Diese Hercynkalke umfassen sicher das gesamte Unterdevon. An einigen Stellen (Ural) ist es möglich, eine höhere und eine untere Abteilung zu unterscheiden, ohne daß eine Parallelisierung mit der rheinischen Einteilung möglich wäre.

Zusammenfassung.

Der höchste Horizont des Ludlows der Karnischen Alpen sind die *Rh. megaera*-Schichten. Sie entsprechen dem Kalk von Angres und dem tiefsten Teil der Riffkalke des Urals und des Ferghanabeckens. Sie werden einerseits von hellem Riffkalk mit der Fauna des russischen »Hercyn«, andererseits von schwarzen Plattenkalen überlagert, die den $e\gamma$ -Schichten von Böhmen entsprechen. Beide Fazies verzahnen sich. Sie entsprechen dem Hercyn der Russen und dem Gedinne + der Siegener Stufe des Rheinischen Schiefergebirges.

Die Frage ist nun, wo soll man die Grenze Silur-Devon hinlegen. Aus rein praktischen Erwägungen dürfte es am besten sein, die Grenze über die *Rh. megaera*-Schichten zu legen. Dies entspricht den Anschauungen von Barrois und seinen Schülern (1922) und dem praktischen Bedürfnis in England (Robertson, 1928). Es beachtet auch die Gesetze der Priorität. Der Charakter der Fauna des Hercyns und des Gedinnes (= Verseschichten) ist auch eher devonisch und demgegenüber fallen wohl die zwei Monograptarten im $e\gamma$ von Böhmen nicht ins Gewicht, da sie nach bisherigem Wissen im Downton genau so ungewöhnlich waren wie im Devon. Die umstehende Tabelle faßt die Ergebnisse der neuen Arbeiten zusammen.

¹ Aus dem Kalk von Wieda im Harz wird eine *Hercynella* sp. angegeben. Nach freundlichen Mitteilung Prof. Heritsch—Graz handelt es sich aber um eine *Patella* sp.

Stratigraphischer Vergleich des Unterdevons von Europa.

	Shropshire	Nordfrankreich (Liévin Ardennen)	Deutschland	Böhmen	Karnische Alpen	Ural	Ferghana
Koblenz		Höheres Coblencién	Koblenz	Konjeprus	Pentamerus- kalke	Hereynkalke	Pentamerus- kalke?
Siegener Stufe		Grauwaacke von Montigny	(Rothäuser Grau- waacke) Huns- rückeschiefer	$c\gamma 3$	Zone der <i>Karpinskya</i> <i>consuelo</i>	mit <i>Karpins- kya consuelo</i>	
		Gres d'Anor	Taunusquarzit				Hereynkalk
Gedinne	Old Red	Schichten von Liévin, d'Oignis und St. Hubert	Gedinne d. Sieger- landes, bunte Schiefer	$c\gamma 2$	Zone der <i>Karp.</i> <i>con- jugula</i>	mit <i>Karpinskya</i> <i>conjugula</i>	
	Downton	Schichten von Mondrepuits	Verseschichten (Harzgeröder	$c\gamma 1$	$c\gamma$ - Platten- kalke		
<i>Rh. megaera</i> - Schichten	Chonetes- Flags	Grauwaacke von Drocourt	Ziegelhütte?)				
	Rhynchonella- Flags	Kalke von Angres	Höchste Schichten im Gießener Silur	Dlouha hora- Schichten	<i>Rh. megaera</i> - Schichten	Silurischer Anteil der Riffkalke	Unterer Teil der Riffkalke
Zone von Aimestry	Schichten von Mocktree Kalke von Aimestry	Kalke Liévin	Orthocerenkalke von Elbersreuth und Gießen	$c\beta$	<i>Allicola</i> -Stufe	Halbmeta- morphe Schichten mit Silurfauna	

Das Devon der Karnischen Alpen.

Stratigraphische Tabelle des Devons der Karnischen Alpen.

	Kellerwandteildecke über 1000 m	Cellonteildecke		Rauchkofelteildecke 50 m
		südliche Fazies 800—500 m	nördliche Fazies 100 m	
Oberes Oberdevon	Iberger Kalk	Dunkle Clymenienkalke	Helle Clymenienkalke	Dunkle Kalke
		Bunte Kalke	Bunte Flaserkalke	Bunte Kalke
Unteres Oberdevon		Iberger Kalk	Bunte Flaserkalke	Bunte Kalke
Oberes Mitteldevon	Riffkalk mit <i>Stringocephalus burtini</i>	Rötliche und graue Kalkbänke	Bunte Flaser- und Netz- kalke mit einzelnen Riffkalkbänken	Bunte Flaser- und Netzkalke
Unteres Mitteldevon	Riffkalk mit <i>Pentamerus</i> aff. <i>pseudo- baschkiricus</i>	Dickbankiger Riffkalk		
Oberes Unterdevon	Riffkalk mit <i>Karpinskya consuelo</i>	Riffkalk und plattige Kalke mit <i>Heliolites</i> aff. <i>barrandei</i> H.		
		Helle plattige Kalke mit Quarzitbänken		
Unteres Unterdevon	Riffkalk mit <i>Karpinskya conjugula</i>	Schwarze Plattenkalke		

Das Devon der Karnischen Alpen wurde wie das andere Altpaläozoikum von Stache entdeckt. Die Riffazies des Devons ist durch die Arbeiten von Frech, Scupin, Spitz, Gortani und Vinassa sehr gut bekannt geworden. Das Devon in der geringmächtigen Fazies wies ich (1927) nach.

Der Deckenbau der Karnischen Alpen wird weitgehend durch die Verteilung der Devonfazies bedingt, was unten gezeigt werden wird. Deshalb ist heute eine Fazies meist auf eine Decke beschränkt. Eine Ausnahme macht nur die Cellondecke, die deshalb zur Erkenntnis des stratigraphischen Zusammenhangs besonders wichtig ist.

Die Riffazies des Mittel- und Unterdevons.

Die Schichtenfolge der Riffazies ist gut bekannt. Gortani hat die Faunen des Unterdevons monographisch bearbeitet (1907a, 1912a, 1913, 1915b) und wichtige Vorkommen des Mitteldevons beschrieben (1907b, 1911a, b, 1912a, 1913). Vinassa lieferte 1908a und 1918 Beiträge zur Kenntnis des Mitteldevons.

Das tiefere Unterdevon wurde schon oben bei der Erörterung der Silur-Devon-Grenze besprochen. In der Kellerwanddecke liegen über den Kalken mit der *Karpinskya conjugula* Tschern. Kalke mit *Karpinskya consuelo* Gort. Die Fauna zeigt Anklänge an Böhmen und an den Kalk von Erbray. Sie dürfte bis ins tiefere Koblenz reichen und zum Teil den Kalken von Konjeprus entsprechen. Neuerdings (Naliwkin, 1925) wurden ganz gleiche Faunen im höheren »Hercyn« vom Ural wiedergefunden.

Am Cellon dürften die sehr fossilarmen gelben, plattigen Kalke mit der Stufe der *Karpinskya consuelo* gleich alt sein; in ihrem tiefsten Teil ließen sich einige Quarzitbänkchen nachweisen. Gegen die Grenze zu dem dickbankigen Riffkalk fand sich ein *Heliolites*, der sehr an *H. barrandei* Hörnes erinnert. Die Kalke mit *Karpinskya consuelo* Gort. werden von Pentamerenkalken überlagert, die Gortani, der Ansicht der Russen (Naliwkin, 1915) folgend, schon ins Mitteldevon stellt. Es ist mir wahrscheinlicher, daß sie mit den Pentamerenkalken der Umgebung von Graz zu vergleichen sind (Heritsch, 1914) und in das höchste Koblenz gehören. Für einen Teil der russischen Pentamerenkalken wenigstens dürfte dies auch zutreffen.

Das untere Mitteldevon ist im allgemeinen sehr fossilarm, zeigt aber schon Anklänge an die Entwicklung im Nordtrog im Sinne von Stille (1929). Hauptsächlich sind Stromatoporen und Korallen bekannt geworden. Aus dem oberen Mitteldevon stammen reiche Faunen mit *Stringocephalus burtini*. Einer der Hauptfundpunkte liegt auf den Kellerspitzen.

Im Profil des Cellons dürfte das Mitteldevon die klotzigen Riffkalke umfassen, vielleicht auch noch einen Teil der etwas plattigeren Schichten darüber.

Am nächsten steht dem karnischen Devon außer den russischen Faunen das Devon von Graz. Heritsch (1927g) hat eine Zusammenfassung der neueren Arbeiten über dies Gebiet gegeben. Die tiefsten nachgewiesenen Schichten des Devons von Graz dürften die schwarzen Plattenkalke sein, die mit der Dolomitsandsteinstufe wechsellagern. Sie würden dem Gedinne (e₇) entsprechen. Darüber folgen Sandsteine und Dolomite, die die Siegener Stufe und einen Teil des Koblenz umfassen. Eine Andeutung dieser Fazies findet sich in den Quarzitbänken des Cellonprofils. Die Dolomitsandsteinstufe wird von den Barrandeschichten überlagert, die nach den Untersuchungen von Heritsch (1915, 1917, 1918a) das Oberkoblenz vertreten. Damit hört das faunistisch bekannte Profil bei Graz zunächst auf. Oberes und unteres Mitteldevon ist erst am Hochlantsch nachgewiesen worden. Die Beziehungen des Grazer Devons nach N sind enger als in den Karnischen Alpen. Wahrscheinlich haben wir hier im höheren Unterdevon eine Verbindung mit dem Nordtrog zu suchen; sie ist auch in dem Zurückspringen der Grenze der Koblenztransgression bis nach Brünn angedeutet. (Morawische Straße im Sinne von Kober, 1927.)

Riffkalke, die ins Devon gehören könnten, sind in den Ostalpen weit verbreitet. In der Umgebung von Kitzbühel lassen sich alle Gesteine der Karnischen Alpen wiederfinden (Ohnesorge, 1905, 1909). Im Kalke des Erzberges hat man Trilobiten des Unterdevons gefunden. Heritsch (1927f) hat eine mitteldevonische Koralle aus ihm beschrieben. Reiche Faunen des Unter- und Mitteldevons sind aus dem Vellachtal in den Karawanken beschrieben worden (zuletzt von Heritsch, 1927a). Im Mitteldevon sind dort rote Kalke verbreitet; sie fehlen den Karnischen Alpen nicht ganz. Ähnliche Gesteine kenne ich vom Tischlwangerkofel und vom Cellon.

In den Karnischen Alpen sind mit den Riffkalken der höheren Decken die mächtigen Bänderkalke der tieferen Decke altersgleich. Einige Faunen deuten darauf hin. Stache fand an der Plenge Pentameren

(Geyer, 1895). Reste von Korallen erwähnen Frech (1892/94) und Spitz (1909) aus den Bänderkalken des Mooskofels. Bei der Kartierung wurden im Wolayer Tal, wo es der kleine Pfad verläßt, der direkt durch die Felsen aus dem Wolayer Tal zur Nostraalm führt, leider unbestimmbare Reste von Korallen gefunden. Vom Polinik erwähnt Gortani (1921a) Mitteldevon. Mir liegt nach der freundlichen Bestimmung von Prof. Heritsch ein *Cyathophyllum taramellii* Vin. von dort vor, ferner zahlreiche Reste von Bryozoen. Dicht am Wege unter der Kronhofalm steht ein Kalk an, der voll von organischen Resten ist, die *Amphipora ramosa* sein dürften.

Das Devon der Rauchkofelfazies.

Über dem Silur der Wolayer Fazies liegen helle plattige Kalke. Sie dürften wohl den $e\gamma$ -Schichten entsprechen und ins tiefste Devon gehören. Am Rauchkofel finden sich in der unteren sowie der oberen Decke über dem Silur der Cellonfazies typische $e\gamma$ -Plattenkalke, aus denen die auf p. 145 erwähnte Korallenfauna stammt. Es liegt zweifellos tiefes Devon vor. An all diesen Stellen werden die Plattenkalke von roten, hier mehr festen, dort mehr schieferigen Kalken überlagert. Sie erinnern in ihrem petrographischen Habitus sehr an etwas durchbewegte Scaglia (Schwinner, 1925), wie sie sich z. B. an der Judicarienlinie findet. Die Grenze zwischen ihnen und den Plattenkalken ist auf den Rauchkofelböden recht scharf. In der unteren Decke der Rauchkofelnordseite findet sich eine gut aufgeschlossene Wechselagerung beider Kalke. Auf der Ostseite dieses Berges erscheinen in der höheren (Cellon-) Decke zwischen den roten Kalken einige Riffbänke, in denen Frech (1892/4, p. 98) *Cyathophyllum* aff. *helianthoides* und *Favosites* sp. fand. Es ist also auch in diesen Kalken Devon vertreten. An der Plöckenstraße wurde ein *Chonetes* sp. im roten Flaserkalk selbst gefunden. Am Wege Pichlhütte—Wolayer Gletscher fand sich im roten Kalk 20 m unter der *Manticoceras*-Stufe ein leider unbestimmbarer Goniatit.

Als dünne Bänke finden sich rote Flaserkalke im höheren Riffkalk nördlich unter dem Cellonhauptgipfel. Im Nordflügel des Cellonsattels kann man den Übergang der Rifffazies in die Rauchkofelfazies verfolgen (vgl. p. 167 ff). Die roten Flaserkalke gehen nach oben ohne jede merkbliche Grenze in das Oberdevon I über. Man ist daher berechtigt, die Vertretung des gesamten Unter- und Mitteldevons in diesen roten Kalken zu sehen.

Da es nicht überall möglich ist, den oberdevonischen Anteil der Riff- oder Rauchkofelkalke zu erkennen, wird in dem folgenden immer vom Devon in Rifffazies und Devon in Rauchkofelfazies gesprochen. Beim Devon in Rauchkofelfazies sind die hellen Plattenkalke an der Basis nicht mitgezählt. Sie gehören petrographisch zum Wolayer Kalk.

Bänderkalke der Rauchkofelfazies sind weit verbreitet. Sie setzen im wesentlichen die Mauthener Almdecke zusammen. Der Anteil der bunten Kalke an dieser Decke ist nicht leicht zu erkennen, da mit der Durchbewegung der Kalke auch ein Lösungsumsatz stattfand, durch den sie entfärbt wurden (siehe p. 185 ff).

Außerhalb der Karnischen Alpen lassen sich Kalke, die denen der Rauchkofelfazies gleichen, in den Kitzbüheler Alpen (Ohnesorge, 1909) und bei Graz erkennen (siehe unten).

Zusammenfassung.

Das Devon in Rauchkofelfazies umfaßt das gesamte Devon über den $e\gamma$ -Schichten. In seinem höheren Teile läßt sich örtlich ein oberdevonischer Anteil ausscheiden. Es ist im Nordschenkel der Angertalmulde, am Rauchkofel und auf den Rauchkofelböden weit verbreitet. Vereinzelte Schubfetzen finden sich auf der Plenge und am Kamm der Nostraalm. In der Mauthener Almdecke finden sich Bänderkalke der Rauchkofelfazies.

Das Oberdevon der Karnischen Alpen.

Das Oberdevon wurde zuerst von Frech in den Karnischen Alpen nachgewiesen (1891, 1892/94). Er unterschied unteres Oberdevon, das als Rifffazies ausgebildet ist, und oberes Oberdevon, aus dem er eine Clymenienfauna beschrieb. Er ist mehrfach auf dieses Oberdevon zurückgekommen. Zuletzt (1901) hat er eine Neubestimmung der Cephalopodenfaunen gegeben. Nach ihm hat Gortani (1907c) die von ihm selbst gesammelten Oberdevonfaunen monographisch bearbeitet. Er zeigte, daß die Cephalopodenkalke auch noch bedeutend tiefer auftreten können, als es Frech annahm. Vinassa (1911) hat eine kleine Brachiopodenfauna aus dem tieferen, in Riffkalkfazies entwickelten Oberdevon beschrieben.

Schindewolf (1922 a, vgl. auch 1926) hat sich in seiner Monographie des europäischen Devonmeeres mit dem Oberdevon der Karnischen Alpen befaßt. Er hat das Museumsmaterial von Breslau und Marburg neu bestimmt; als einzigen Fundpunkt der Cephalopodenfauna führt er den Großen Pal an. Es geht nicht klar aus seinen Ausführungen hervor, ob alle Stufen, die er anführt, auch dort nachgewiesen wurden. Er glaubt mit Sicherheit das Oberdevon der Stufen I bis V erkennen zu können. Eine Vertretung von I und II in Cephalopodenfazies hält er für möglich. Vielleicht wäre noch Gattendorfiastufe in dem höchsten Teile vertreten. Mir selbst gelang es (1927), das Oberdevon I, II und V am Wolayer See nachzuweisen. Inzwischen wurden dort noch neue Fundpunkte entdeckt und auch der alte Frech'sche Fundpunkt am Großen Pal wieder aufgesucht.

Dieser liegt dicht westlich einer Querstörung im Sattel zwischen den beiden Gipfeln dieses Berges. Unter der Transgressionsfläche der etwas kalkigen Schiefer des Devons beginnt in einem Granatloch folgendes Profil:

20 *cm* eine Bank grauen festen Kalkes mit:

Wocklumeria distorta Tietze.
Oxyclymenia planorbiformis Mstr. (= *linearis* bei Schindewolf).
 ? *Aganides quadripartitus* Mstr.

Die kleine Fauna zeigt eindeutig das Auftreten von *Vγ* (*Wocklumeria*-Stufe) an.

30 *cm* eine feste graue Bank mit reichlicher Faunenführung. Aus ihr stammt:

Cymaclymenia striata Mstr.
Aganides sulcatus Mstr.

200 *cm* dunkelgrauer, fester Kalk ohne Fossilien.

30 *cm* fossilreiche Bank hellgrauen Kalkes mit:

<i>Sporadoceras</i> (<i>Wedekindoceras</i>) <i>cucullatum</i> v. Buch.	<i>Platyclymenia acuticostata</i> Mstr.*
<i>Aganides sulcatus</i> Mstr. Häufig.	<i>Cymaclymenia striata</i> Mstr.*
<i>Cyrtoclymenia laevigata</i> var. Mstr.* Es handelt sich um Formen, die Schindewolf als <i>Laevigiles spiratissima</i> beschreibt.	<i>Gonioclymenia subarmata</i> Mstr.
<i>Oxyclymenia undulata</i> Mstr.*	<i>Turbo</i> sp.

Die Fauna zeigt wohl *Vβ* an. *Sp. cucullatum* kommt nur in dieser Zone vor. *Platyclymenia acuticostata* wird nur aus *Vα* angegeben. *Gonioclymenia subarmata* ist nach Schindewolf auf das *Vγ* beschränkt. Es besteht aber der Verdacht, daß sie auch in Deutschland tiefer vorkommt (Schmidt, 1923).

150 *cm* eine Bank mit starker Netzstruktur, aus ihr stammen:

Aganides sulcatus Mstr.
Cymaclymenia striata Mstr.* Häufig.
Phacops Häufig.

Phacops ensae deutet wohl auf höheres Oberdevon *V* hin.

300 *cm* mehrere Bänke fester grauer Kalke. Die liegendsten Partien führen massenhaft riesige Clymenien. An dieser Stelle liegt ein alter Maschinengewehrstand der italienischen Stellung.

<i>Cyrtoclymenia laevigata</i> var. Mstr.* Häufig.	<i>Oxyclymenia subundulata</i> Wedekind.
<i>Cyrtoclymenia lata</i> Mstr. Häufig.	<i>Platyclymenia</i> sp. (0·6 <i>cm</i> Durchmesser, unberippt).
<i>Cymaclymenia striata</i> Mstr.*	<i>Leiorhynchus subcurvata</i> Richt.

Bei dieser Fauna kann es sich schon um *Vα* handeln. Sicher ist dies keineswegs, da *Platyclymenien* auch noch weiter oben in den Karnischen Alpen auftreten.

Liegend.

Fossilarme Netzkalke mit sehr wenig Fauna. Es fand sich noch 10 *m* unter der letzten Schicht *Cyrtoclymenia laevigata* Mstr.

Formen, die Schindewolf, 1922 a, p. 185, aus den Karnischen Alpen anführt.

Das Profil zeigt klar, daß *Wocklumeria*-Stufe vertreten sein muß. Die tieferen Schichten gehören sicher dem $V\beta$ an. Die Vertretung eines noch tieferen Horizontes ist möglich, aber nicht sicher zu erweisen. Vom Großen Pal führen Rud. und E. Richter (1928) ferner an:

Skemmalocare elegans; *Phacops (Cryphops) wocklumeriae*; *Phacops (Dianops) anophtalmus*; *Typhloproctus carinthiacus*; *T. gortanii*; *Drevermannia (Carinzia) carnica*; *Channoproetus palensis*.

Die Trilobitenfauna läßt auf eine Vertretung von $V\gamma$ und $V\beta$ schließen. Sie stimmt sehr gut mit den vom gleichen Fundpunkt bekannten Cephalopoden überein.

Am Grat der Grünen Schneid fand sich folgende Fauna, wo die geschlossene Masse der Kalke des Cellons beginnt:

<i>Glatziella</i> sp. (mit schmalen Kiel und bis auf diesen laufende Rippen; Lobenlinie mit tiefem Laterallobus).	<i>Pseudarietiles</i> sp.
<i>Prolecanites</i> sp. (mit typischer Lobenlinie).	<i>Aganides intermedium</i> Schdw.
	<i>(Postprolobites?) varicosus</i> Schdw.

Die kleine Fauna ist am ehesten mit den Hangenbergsschichten zu vergleichen. Sie gehört in das tiefste Unterkarbon hinein. Die Sedimentation ging wenigstens an dieser Stelle bis ins Unterkarbon hinein. Erst über dem Étroeung beginnt die Schichtenlücke.

Reiche Oberdevonfaunen hat das Hangende der Rauchkofelfazies am Wolayer See geliefert. 20 m westlich der Stelle, wo die aus dem See gespeiste Quelle wieder versickert, fand sich in einem schwarzen dickbankigen Kalk untenstehende Fauna. Sie stammt aus ungefähr 80 cm Schichten:

<i>Cyrtoclymenia laevigata</i> Mstr.* Fast 80% der Cephalopoden.	<i>Platyclymenia annulata</i> Mstr.*
Es kommen die typische Form und Varietäten die Schindewolf als <i>spiratissima</i> und <i>cingulata</i> beschrieben hat. Übergänge zwischen all diesen Formen wurden beobachtet.	<i>arieticosta</i> Schdw.
<i>Cymaclymenia striata</i> Mstr.* Häufig.	<i>Aganides</i> sp.
<i>Oxyclymenia subundulata</i> Wedk. Häufig.	<i>Tornoceras ?? inexpectatum</i> Frech.
	<i>?? Postprolobites</i> sp. (Jugendform).
	<i>Cardiola (Ontaria)</i> sp.
	<i>Posidonia venusta</i> Mstr.

Die Fauna besteht im wesentlichen aus Formen der Gonioclymenienstufe. Auf ein tieferes Niveau deutet *Platyclymenia annulata* Mstr., die nur aus dem Oberdevon IV bekannt ist. Sie ist hier recht selten. *Plat. arieticosta* ist nur aus Sammlungen bekannt; für die Stratigraphie kommt sie also nicht in Frage. Die Fauna dürfte am besten ins $V\alpha$ zu stellen sein.

Am Valentintörl fand sich untenstehende Fauna. Sie stammt vom nördlichen Törl aus einem unter der Transgressionsfläche anstehendem Kalk von 20 cm Mächtigkeit. Der Fundpunkt liegt über der Stelle, wo der Weg, direkt auf den Wolayer Gletscher hinunter, von dem Seitenweg abzweigt.

<i>Sporodoceras münsteri</i> * v. Buch.	<i>Rectoclymenia subflexuosa</i> var. <i>acuta</i> Perna. ²
<i>Pseudoclymenia armata</i> Schdw.	<i>Platyclymenia sandbergeri</i> Wedk.
<i>drevermanni</i> Born.	cf. <i>pompeckji</i> Wedk. Nicht selten.
<i>sandbergeri</i> Gümb.	<i>Cyrtoclymenia acuta</i> Schmidt.
sp. häufig.	<i>Orthoceras</i> sp.
<i>Prolobites</i> sp. Jugendform.	<i>Loxopteria</i> sp. Sehr häufig.
<i>Rectoclymenia rotundata</i> Schdw.	<i>Buchiola</i> sp.
<i>subflexuosa</i> Mstr.* Häufig.	

Die Fauna ist aus Formen des $III\alpha$ und $III\beta$ gemischt. Pseudoclymenien werden nur aus $III\alpha$ angegeben, während die Rectoclymenien auf $III\beta$ beschränkt sein sollen. Da beide Elemente gleich häufig sind, ist es unwahrscheinlich, daß eine Grenzbank vorliegt. In diesem Falle kann man $III\alpha$ und $III\beta$ also nicht unterscheiden.

In einem Block rötlichen Kalkes, der zwischen den festen Kalken des Frauenhügels und den Karbonschiefern lag, also einem großen Rollstücke der Karbontransgression, fand sich am Wege vom Birnbaumer Törl zur Wolayer Alm eine Fauna der gleichen Stufe von etwas anderem Charakter:

<i>Prolobites mirus</i> Wedk.	<i>Rectoclymenia subflexuosa</i> Mstr.*
<i>delphinus</i> Sdbg.*	<i>acuta</i> Perna.
<i>Sporadoceras münsteri</i> v. Buch.*	<i>Pseudoclymenia</i> sp.

¹ Erweiterte und revidierte Faunenliste von v. Gaertner, 1927.

In ihrer äußeren Gestalt ähnelt diese Clymenie einem *Belloceras* sehr. Sollte der *Belloceras* Frech's Valentintörl eine Clymenie gewesen sein?

Formen, die Schindewolf, 1922 a p. 185, aus den Karnischen Alpen anführt.

Platyclymenia sp. Häufig.
Orthoceras sp.
Buchiola sp.

Ontaria sp.
Loxopteria sp. (Fast 50% der Fauna.)

Es handelt sich sicher um Oberdevon III, wahrscheinlich um einen höheren Horizont darin. In der recht reichen Fauna sind nur sehr selten Exemplare mit Lobenlinien zu finden; deshalb sind viele Stücke nicht bestimmbar gewesen.

Die *Cheiloceras*-Stufe fand sich an der gleichen Stelle wie die Fauna der Gonioclymenienstufe von der Quelle am Wolayer See. Sie liegt gleich unter dieser. Beide Stufen grenzen mit einer deutlichen Störung aneinander. Von dort liegen mir jetzt vor:¹

Cheiloceras pompeckji Wdk.
 sp. (Über 70% der Fauna.)
Pseudoclymenia planidorsata Mstr.*

Orthoceras sp.
Cardiola palmata Goldf.
Posidonia venusta Mstr.

Mit dieser Fauna ist die Vertretung von Oberdevon II in den Karnischen Alpen ganz sicher gestellt; ihr Vorhandensein konnte man schon aus den Angaben von Gortani (1907c) entnehmen.

Die *Manticoceras*-Stufe findet sich in reicher Entwicklung am Nordrande des Wolayer Gletschers.

Der reichste Fundpunkt liegt zwischen zwei Verwerfungen auf der Südostseite der Stelle, wo die Schiefer nördlich von P. 2078 in die Kalke buchtartig hineingreifen (v. Gaertner, 1927). Ich kenne jetzt von dort:

Ponticeras (= *Gephyroceras*, vgl. Matern., 1929), *sandbergeri* Wedk. Sehr häufig.
Ponticeras pernai Wedk.
Manticoceras cordatum Sandbg. Häufig.
carinatum Sandbg.
koeneni Holzapf.
calculiforme Beyr.

Tornoceras paucistriatum Arch.-Vern.
Cardiola concentrica v. Buch.
Buchiola retrostriata v. Buch.
Orthoceras kossiwae Tschern.
 sp.
Harpes sp.

Die meisten Cephalopoden kommen nur im Oberdevon I(β) γ und Iδ vor. *Manticoceras calculiforme* läßt auf I(β) γ schließen. *P. pernai* wird nur aus Iα angegeben. Alles zusammengenommen gibt die Fauna wohl den Horizont Iγ im Sinne von Matern (1929) an.

Nur in wenigen Jahren dürften die beiden folgenden Fundpunkte unter dem Gletscher ausapern. Der erste liegt am Südwestende der oben erwähnten Schieferbucht, während der zweite 100 m weiter hinunter im Anstehenden am Boden des Tales zu suchen ist.

1. Fundpunkt:

Manticoceras cordatum Sdbg. Häufig in besonders schönen und großen Exemplaren.
Tornoceras paucistriatum Arch.-Vern.

Buchiola retrostriata v. Buch.
Cardiola concentrica v. Buch.

Es liegt eine Fauna der höheren *Manticoceras*-Stufe vor.

2. Fundpunkt:

Manticoceras cordatum Sdbg.
drevermanni Wdk.

Manticoceras adorfense Wdk.
Tornoceras simplex Buch. Häufig.

Nach dem *Manticoceras adorfense* liegt Iγ vor.

Unter dem Weg vom Wolayer Gletscher zur Alpenvereinshütte finden sich Fossilien der *Manticoceras*-Stufe über der Stelle, wo die Kalke in den See hineinstreichen (v. G., 1927):

Manticoceras intumescens v. Buch.
Dechenella (?) *martenbergensis*.

Nach der letzten Form liegt gleichfalls Iγ vor. Es ist also am Wolayer See nur der untere Teil der oberen *Manticoceras*-Stufe vertreten.

¹ Vgl. v. Gaertner, 1927. Damals war mir das Anstehende der *Cheiloceras*-Stufe noch nicht bekannt. Formen, die Schindewolf, 1921, p. 185, aus den Karnischen Alpen anführt.

Auf den ersten Blick zeigen alle Oberdevonfaunen eine geradezu verblüffende Ähnlichkeit mit den aus dem deutschen Oberdevon bekannten. Auch die Einstufung der Fauna in die fünf Abteilungen des Oberdevons hat sich restlos bewährt. In der Untergliederung der Zonen ist die Übereinstimmung bedeutend weniger gut. In der Prolobitenstufe ist sie ganz unsicher, und auch für die Goniclymenienstufe dürfte die Verbreitung einiger Arten zu berichtigen sein.

Riffkalke des Oberdevons sind außerhalb der Karnischen Alpen in den Alpen nicht sicher bekannt. Vielleicht geht der Hochlantschkalk ins Oberdevon hinauf (Heritsch, 1927g). Der Kalk des Christophsfelsens in den Karawanken gehört, wie Heritsch (1927a) nachgewiesen hat, ins Mitteldevon.

Der Rauchkofelfazies entsprechen die Kalke von Steinbergen und des Eichkogels bei Rein in der Umgebung von Graz. Neuerdings wurden auch über den *Barrandei*-Schichten Kalke der Rauchkofelfazies nachgewiesen, die in ihrem oberen Teil Goniatisiten führen. Von Steinbergen ist schon lange *Manticoceras retrorsum* bekannt. Damit würde die *Manticoceras*-Stufe vertreten sein. Eine Platyclymenie deutet auf Oberdevon II oder IV hin. Nach den Erfahrungen in den Karnischen Alpen könnte es sich aber noch um eine Goniclymenienstufe handeln. Bestimmt ist diese überhaupt, wahrscheinlich bis zum $V\beta$ vertreten.

Das Oberdevon der Alpen hatte zwei Verbindungsmöglichkeiten mit dem Nordtrog. Die eine geht über Spanien und Cabrières, die zweite führt am Ostrand der böhmischen Masse über Brünn und Graz nach den Karnischen Alpen. Die alpinen Vorkommen bilden die Vermittlung zwischen dem rheinischen und polnischen Vorkommen einerseits und dem Vorkommen des Südurals anderseits. Wahrscheinlich dürfte die Verbindung südlich der »podolischen Insel« von Schindewolf erfolgt sein.

Ich möchte hier noch darauf hinweisen, daß es Goniatisitenfaunen im Silur nicht gibt. Denkmanns Gilsa- und Schönauer Kalk ist Unterdevon (Henniger, 1929); die Goniatisiten der zweiten in der Literatur bekannten Stelle der Karnischen Alpen (Valentintörl, Frech, 1892/94, 1901) haben sich als Oberdevon erwiesen. Péneau (1928, p. 75) gibt *Agoniatites fidelis* aus dem Obersilur der Mulde von Ancenis (Bretagne) an. Es dürfte sich auch hier um eine geringmächtige Entwicklung oder eine Transgression des Devons handeln.

Karbon.

Dem Karbon gehört die Hauptmasse der klastischen Gesteine in den Karnischen Alpen an. Im Gebiete der Karte sind nur die tieferen Schichten des Karbons vorhanden.

Man hat für diese Gesteine in letzter Zeit die Namen Mauthener Schiefer (Küpper, 1924) und Hochwipfelfazies (Heritsch, 1928a) geprägt. Wegen der Unklarheit des Begriffes Mauthener Schiefer möchte ich mit Heritsch das Karbon dieser Fazies mit Hochwipfelkarbon bezeichnen.

Das häufigste Gestein sind schwarze, graue und graublaue, meist erdige Tonschiefer. Sie zerfallen leicht in Linsen; die Linsenflächen sind mit einem grünlichen, ganz feinen Serizitanflug überzogen. Manchmal sind die Schiefer ganz ebenflächig ausgeschiefert (Valentinklamm). Es entstehen so richtige Dachschiefer. Einen etwas anderen Typ stellen Schiefer mit ganz feinsandigen Bändern dar, die oft noch heller gefärbt sind. Mehrfach (Plöckenstraße) finden sich in den Schiefeln Sphaerosideritknollen (Heritsch, 1929c). Recht selten sind in den Schiefeln unbestimmbare Pflanzenreste.

An einigen Stellen sind die schwarzen Schiefer ganz von kleinen Geröllen durchschwärmt. Meist bestehen die Gerölle aus Quarzen; es kommen aber auch Schieferbrocken und Kalke vor. Einen solchen Konglomeratschiefer habe ich (1927) von den Rauchkofelböden beschrieben. Ähnliche Gesteine kann man an der breiten Kriegsstraße beobachten, die vom Wodener Törl (Judengrastörl) zur Alm südlich des Judenkopfes führt. Die Schiefer stehen hier wenige Schritte nördlich der kleinen Verwerfung an. An der Plöckenstraße finden sich halbwegs zwischen Mauthen und dem Eder in der Futtermauer solche Konglomeratschiefer wieder. Ihre Gerölle sind hier sehr schön in die Länge gezogen.

An Einlagen in den Schiefeln sind häufig graue bis grau-grünliche Grauwacken und mehr gelbliche Sandsteine festzustellen. Beide Gesteine sind meistens plattig. Die Grauwacken ähneln außerordentlich den Kulmgrauwacken des Harzes und des Rheinischen Schiefergebirges. In ihnen sind schlecht erhaltene Calamitenreste nicht selten.

Die Grauwacken gehen an vielen Stellen seitlich in das Leitgestein des tieferen Karbons, die Lyditkonglomerate oder Lyditbreccien über. Ihre Leitfähigkeit beruht auf der Geröllführung. Da sie schwarze Kieselschiefer aufgearbeitet haben, die nur im Obersilur vorkommen, so müssen sie jünger als Obersilur sein. Grobklastisches Devon oder Obersilur kennt man aber noch nirgends aus den Alpen. Daher müssen

diese Gesteine ins Karbon gehören. Auf der Oberseite einer solchen Bank fanden sich südlich des Cellons noch Bruchstücke von *Asterocalamiten*. Außer den schwarzen Kiesel-schiefern kommen als Gerölle grüne und weiße Lydite, Quarzite und Karbonschiefer vor. Seltener sind jaspisartige rötliche Gesteine und phyllitische Schiefer, die an die Plengefazies erinnern. Kalkgerölle fehlen fast ganz. Ich kenne sie nur von Stellen, wo Konglomerate direkt auf Kalk liegen. 1927 wurde von mir ein solches Vorkommen auf den Rauchkofelböden beschrieben. In dem Graben, der längs der Transgressionsfläche zwischen den beiden Gipfeln des Großen Pals beginnend nach W läuft, fand sich ein typisches Lyditkonglomerat mit großen gerundeten Kalkbrocken.

Sehr schön aufgeschlossen ist das Transgressionskonglomerat westlich des Cellons. Direkt auf den Kalken, zum Teil richtig in sie eingebacken, liegen Lyditbrocken und Gerölle von Grauwacken bis zu 3 cm Größe. Man hat den Eindruck, als ob die Gerölle in einem dicken Kalkschlamm hineingespült wurden. Erst ein ganzes Stück weiter im Hangenden findet man Kalkgerölle, die in Grauwacken eingebettet sind.

Westlich der unteren Spielbödenalm wurde beim Neubau des Weges zur Seilbahn, wo er am tiefsten in die Schlucht hineinführt, eine 30 cm mächtige Kalkbank angeschnitten. Der graublaue, dichte Kalk geht nach dem Hangenden und Liegenden in die Tonschiefer über. Versteinerungen wurden nicht gefunden.

Am Heuriesenweg östlich der Säbelspitze liegt über den devonischen Bänderkalken ein grobes quarzitisches Gestein mit großen Geröllen. Das Gestein ist kaum von den ordovicischen Quarziten zu unterscheiden. Es enthält aber die aufgearbeiteten Kalke des Liegenden, wie man am Wege 100 m über dem Wolayer Tal sehen kann. Deshalb muß das Gestein noch irgendwie in die Karbonserie gehören.

In den Schiefern finden sich eine ganze Reihe von Eruptiva. An der Säge im Angertal, östlich des Plöckenhauses, steht ein weißer, Quarz, Plagioklas und Biotit führender Porphyrit an. Er wird von einem »Diabastuff« (Geyer, 1901, p. 79) überlagert, der nach oben in ein normales Lyditkonglomerat übergeht. Geyer hat (1919) dies Vorkommen zuerst beschrieben. Schon lange bekannt ist der Quarz-glimmerporphyrit nördlich des Wolayer Sees. Tuffe finden sich noch am Gira Mondopaß. Ein dichter Diabas bildet am Eingang der Valentinklamm eine kleine Felsrippe.

Das Karbon nimmt die ganze innere Angertalmulde ein. Es bildet, meist durch Schuttmassen verdeckt, den Boden des oberen Valentintales. Im S der Kellerwanddecke liegt es überall auf dem Devon. Weit verbreitet ist es im W des Rauchkofels, auf der Nostraalm an den Nordabhängen der Plenge und der Polinikgruppe. Im Sittmooser Tal läßt es sich nur in der Umgebung der Alm am P. 1430 am Westhang der Mauthener Alm nachweisen. Auf der Nordseite und Ostseite dieses Höhenzuges ist das Karbon wiederum weit verbreitet.

Mit gut aufgeschlossenen Taschen transgrediert es auf dem Devon des Hinteren Joches. Im Kern des Cellonettasattels ließ sich gleichfalls Karbon mit plattigen Grauwacken und Lyditkonglomeraten feststellen. Gute Aufschlüsse darin finden sich gegenüber der oberen Valentinalm und am Wege, der aus dem Valentintal vom Ausgang der Schlucht, die vom Grünen Tal hinunterkommt, auf die Cellonetta führt.

Das Alter dieser Schieferserie ist recht umstritten. Sieht man von den älteren Veröffentlichungen ab, so wird die Hochwipfelfazies von allen Autoren ins Karbon gestellt. Sie soll dort eine recht variierende Stellung einnehmen. Küpper (1927) spricht von Kulm. Heritsch hat sich mehrfach dahin ausgesprochen, daß die Hochwipfelfazies vom tiefen Oberkarbon bis in die Ottweiler Schichten reiche (1927, 1928). Gortani und Vinassa de Regny, denen wir die Erkenntnis der großen Verbreitung des Karbons verdanken, sprechen nur von *Neocarbonifero*. Gortani meinte neuerdings (u. Desio, 1927, p. 47), daß örtlich auch Unterkarbon vorhanden sein könnte. Krause hat (1928) nochmals auf seine Kulmfunde hingewiesen und das Pflanzenmaterial abgebildet. Gefunden sind in den Schichten der Hochwipfelfazies folgende Pflanzen: von Krause (1906, 1928) *Asterocalamites scrobiculatus* Schlth.; von Vinassa (1905) *Neurodontopteris auriculata* Brong., *Sphenophyllum cuneifolium* Sternb.; *Calamites cisti* Brong., *Calamites* aff. *ramosus* Arch., *Lepidophyllum trigenium* Heer. Nach der Flora von Vinassa könnte nur namurische Stufe vertreten sein. *Asterocalamites scrobiculatus* Schlth. gilt als Leitfossil für Kulm. Neuerdings hat ihn aber Gothan (Picard, 1928) aus den tiefsten namurischen Schichten der Lausitz beschrieben. Nach der Flora kann es sich also um Namur oder Visé handeln. Die Gesteine, vor allen Dingen ihre große Seriengleichheit mit dem sicheren Visé von Nötsch, sprechen für Kulm. Die gleichen Konglomeratschiefer finden sich

bei Nötsch wieder (an der Brücke mit dem Fundpunkt von *Cyathophyllum carinthiacum* Kuntschnigg, 1926). Die Schiefer und Grauwacken von Nötsch sind die gleichen wie in den Schichten der Hochwipfelfazies. Die gleichen Diabase treten in beiden auf (Schwinnner, 1925 und 1927a).

Auch in dem karnischen Kulm fehlen marine Anklänge nicht. Im Sattel nördlich des Tischlwanger Kofels fand sich ein halber, leider vollkommen unbestimmbare Spirifer.

In seiner neuesten Veröffentlichung (1929d) entscheidet sich Heritsch für ein namurisches Alter der Hochwipfelfazies. An der Kurnikalm wird sie nach ihm von Auerniggsschichten¹ diskordant überdeckt.

Mit anderen alpinen Vorkommen läßt sich das Karbon der Hochwipfelfazies nicht ohne weiteres vergleichen, da nirgends Fossilien gefunden wurden. Petrographisch ganz gleiche Schichten kommen, offenbar auch in gleichartiger tektonischer Lagerung, in den Karawanken vor (Schwinnner, 1927a, Heritsch, 1927a).

Auch der Vergleich mit dem nicht weit entfernten Visé von Nötsch ist gut durchzuführen, wie oben dargelegt wurde. Gesteine dieses Alters und dieser Fazies kommen zweifellos auch in der Grauwackenzone vor. Sicher nachgewiesen ist aber nur das Viséalter des Kalkes vom Triebenstein bei Sunk, in dem Heritsch (1911) *Productus giganteus* fand. Diese Visékalke erinnern sehr an die gleichartigen Gesteine des Urals und Ferghanas (Muschketow, 1915). Scheinbar hat in dieser Zeit die Sedimentation in den Karnischen Alpen sich nach einem anderen Schema vollzogen als weiter im O.

In den Westalpen erinnern gewisse Gesteinsserien der Casannaschiefer sehr an das tiefe karnische Karbon. So stehen z. B. an der Oberalpstraße über Andermatt Konglomeratschiefer an, die sich äußerlich nicht von den karnischen Konglomeratschiefern unterscheiden.

Von außeralpinen Vorkommen steht der Kulm Mährens dem karnischen Karbon sehr nahe. Nach einer freundlichen Mitteilung von Prof. H. Schmidt-Göttingen ist die Seriengleichheit sehr groß. Es scheint mir bemerkenswert, daß im Kulm Mährens die Kohlenkalkfauna in ähnlichen Gesteinen wie bei Nötsch auftritt. Die marine Fauna kommt dort nur streifenweise vor; dies beides dürfte auch für ein Kulmalter der Hochwipfelfazies zu sprechen.

Zusammenfassung.

Die meisten Schiefer, Grauwacken, Lyditkonglomerate (und Eruptiva) der Karnischen Alpen gehören dem Karbon der Hochwipfelfazies an. Dieses Karbon beginnt wahrscheinlich mit dem Visé und reicht bis ins Namurium hinauf.

Tektonischer Teil.

Epirogenesen und Orogenesen der Karnischen Alpen.

Die epirogenen Bewegungen der Karnischen Alpen sind nicht leicht zu erkennen, da dort für lange Zeiten gleiche Fazies geherrscht hat und vor allem der Rand und die Ausdehnung der Geosynklinale unbekannt sind.

Lotze (1928) hat neben anderen die lithologische und faunistische Fazies mit großer Exaktheit für die Erkenntnis großtektonischer Vorgänge verwandt. Die Methode wurde zuerst von Gürich (1896) für den Vergleich der Lysa Gora mit anderen Gebieten benutzt. Unter Anwendung von Lotzes Methoden kommt man zu untenstehender Kurve (Fig. 2).

Die gut belegte Geschichte der Karnischen Alpen beginnt im Caradoc. Die Caradocschiefer mit ihren gerippten und ziemlich dickschaligen Brachiopoden sind sicher mehr litorale als pelagische Bildungen; noch strandnäher sind die Quarzite der böhmischen Fazies entstanden. Die liegenden »schwarzen Schiefer« dürften dagegen wieder mehr pelagisch sein. Die Kalke des Ashgill deuten hier

¹ Ich ziehe diesen Namen, der einen klaren stratigraphischen Wert hat, der Bezeichnung Naßfeldfazies vor, da es bis jetzt noch in keiner Weise erwiesen ist, daß die Auerniggsschichten tiefere Horizonte als Ottweiler Stufe umfassen.

genau wie in Spanien eine weitere Vertiefung des Meeres an. Transgressionen des Ashgill sind auch sonst bekannt. So liegt z. B. in Norwegen die Stufe 4c auf unterem Caradoc. Auch in Schweden deutet der *Leptaena*-Kalk einen großen positiven Faziesfortschritt an. Bis jetzt ist in den Karnischen Alpen deutlich ein langsames Absinken festzustellen. Die Sedimentation kann mit dem Absinken nicht Schritt halten; es kommt zu positiver Faziesänderung. Dieses Absinken läßt sich im ganzen mediterranen Faziesgebiet nachweisen.

Im unteren Ashgill, vielleicht auch etwas später, hört die positive Faziesbewegung auf. Es tritt eine plötzliche Regression ein, die einen scharfen Knick in der Fazieskurve bedingt. Diese allgemein verbreitete¹ Regression fällt mit der takonischen Faltung Stilles (1924) zusammen. Schwache, wahrscheinlich synorogenetische Bewegungen zur Zeit dieser Faltung lassen sich in den Karnischen Alpen, besonders in der Umgebung des Wolayer Sees feststellen. Die Helle Bank (d. i. Llandovery, vgl. p. 173)

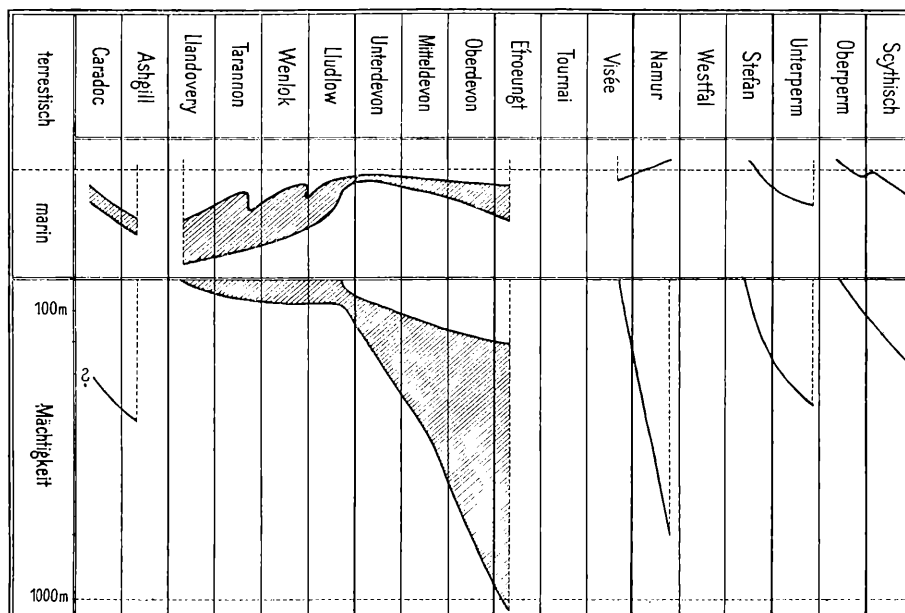


Fig.

Schematische Darstellung der Fazies- und Mächtigkeitschwankungen des karnischen Paläozoikums.

Die obere Kurve stellt den Wechsel in der Fazies dar. Eine Veränderung zum Pelagischen wird durch ein Absinken des Kurvenastes dargestellt. Die untere Kurve zeigt die Mächtigkeit des Sedimentes das während einer Zeiteinheit abgesetzt wurde. Nach jeder Sedimentationsunterbrechung wurde die Kurve von Null aus neu angefangen. Das gestrichelte Gebiet zeigt die Fazieschwankungen an.

liegt hier innerhalb kurzer Entfernung auf verschiedenen Gliedern des Ordoviciums. Im Seekopfsöckel sind die roten Kalkschiefer, im südlichen Valentintörl die bunte Grauwacke noch erhalten; im nördlichen Valentintörl liegt die Helle Bank gleich auf Caradocschiefern. Auf den Rauchkofelböden finden sich nördlich P. 2175 Gerölle der liegenden Quarzite in ihr. Eine Bewegung um diese Zeit findet man auch an anderen Stellen angedeutet, da die Mächtigkeit der ordovicischen Schiefer über dem Tonflaserkalk wechselt und dieser selbst örtlich fehlt. Alles in allem war die takonische Bewegung sehr schwach.

Auf dem Ashgill transgrediert ohne meßbare Winkeldiskordanz das Llandovery. Die marine Fazies setzt hier gleich mit hochpelagischen Sedimenten — Graptolithenschiefern — ein. Nur ganz örtlich (Wolayer See, Cellon) finden sich etwas reine Kalke, die auf größere Nähe der Küste gegenüber den Graptolithenschiefern hindeuten könnten. Im höheren Llandovery beginnt langsam eine negative Faziesänderung. Aus den Graptolithenschiefern werden Trilobitenschiefer, die ihrerseits in Orthocerenkalke übergehen. Diese sind entschieden litoral, entgegen der Ansicht Gürichs (1896). Die Orthoceren sind zerbrochen und einander parallel gestellt. Trilobiten und Muscheln finden sich hauptsächlich in den

¹ Deutschland, Sardinien (Heritsch, 1927d), Baltikum (Teichert, 1928), Katalonien (Schriel, 1929b), wahrscheinlich auch in Podolien (Wenjukow, 1899), Lysa Gora (Gürich, 1896, 1899) und in großen Gebieten Frankreichs (Barrois, 1892).

Wohnkammern großer Orthoceren; dabei sind Schwanz, Rumpf und Kopf getrennt und die Muschelschalen zerfallen. Nur die spärlichen Brachiopoden sind im stratigraphisch tieferen Teil des Wenlock zweischalig erhalten. Die Kalke voller junger Muscheln deuten auf Strandnähe. Auch der Eisengehalt ist in diesem Sinne zu werten. Im Kokkalk selber zeigt die Fauna auch eine gewisse negative Bewegung an. Im tieferen Teil (Tarannon) finden sich noch häufig Trilobiten, die, wie Brachiopoden und Orthoceren, gegen das Hangende zu immer seltener werden. Mit Beginn des Ludlow setzt an vielen Stellen in den Karnischen Alpen eine positive Faziesänderung ein. Es finden sich wieder reichlich Graptolithen und Orthoceren. Es folgt die zweite trilobitenreiche Bank an der Basis der Alticolakalke. Nach oben wird die Fazies wieder mehr litoral; Trilobiten und Brachiopoden treten zurück.

Etwas anders ist die Entwicklung der Elferspitzfazies (unterster Teil der oberen Kurve). Hier herrscht bis ins Ludlow die pelagische Fazies. Dann erst setzt die Regression langsam ein. Vergleicht man die Fazieskurve des Gotlandiums mit den von Stille (1924) und Lotze (1929) gegebenen Kurven, so fällt sofort ihr anormaler Verlauf auf. Die Regression setzt nämlich hier ganz langsam ein, während sie im allgemeinen plötzlich erfolgen. Dies könnte man damit erklären, daß die Sedimentation schneller erfolgte als die Absenkung. Die untere Kurve zeigt, daß dies nicht wahrscheinlich ist. Die geringe Sedimentmächtigkeit kann einen derartigen Fazieswechsel nicht herbeiführen. Aus der Kombination beider Kurven darf man auf eine langsame Hebung des Bodens schließen. Die Karnischen Alpen wurden zu Beginn des Obersilurs tief versenkt und dann langsam gehoben. Das epirogene Geschehen in den Karnischen Alpen ist im Obersilur völlig ungewöhnlich und weicht von dem normalen Verhalten des Obersilurs, wie man es etwa aus England, dem Harz und den Keltiberischen Ketten kennt, durchaus ab.

Die Verhältnisse in Böhmen liegen ganz ähnlich. Die Transgression beginnt hier mit Graptolithenschiefern, die allmählich in Kalk übergehen. Für die Bretagne kann dasselbe gezeigt werden (Péneau, 1928). Auch das Obersilur der Montagne Noire läßt ähnliche Schlüsse zu (Bergeron, 1899b). Thüringen schließt sich in der geringen Sedimentmächtigkeit an Böhmen an. Mehr an den Harz erinnert die Entwicklung des höheren Obersilurs (obere Graptolithenschiefer). Hier ist vielleicht der Übergang zwischen den beiden Entwicklungen des Obersilurs zu suchen.

Die Zone der anormalen Entwicklung ist das Gebiet der späteren Zwischenschwelle der variszischen Faltung (Stille, 1929), welches im N und S noch um ein beträchtliches Stück größer ist. Überall beginnt die Transgression nach einer kurzen Unterbrechung mit Graptolithenschiefern;¹ die Gesamtmächtigkeit des Obersilurs ist gering. Nirgends scheint sie 200 m zu überschreiten, meist dürfte sie unter 100 m liegen. Abgeschlossen wird die Sedimentation durch strandnahe Kalke, die sich infolge einer langsamen Hebung mit allen Faziesübergängen aus den Graptolithenschiefern entwickeln.

Mit dem höchsten Ludlow beginnt das Gebiet der Karnischen Alpen energisch zu sinken. Es tritt ein positiver Fazieswechsel ein. Massenhaft finden sich in den *Rh. megaera*-Schichten zweischalige Brachiopoden; auch Trilobiten sind nicht selten, während in der oberen Alticolastufe nur Orthoceren und Muscheln zu finden waren. Zugleich mit dem positiven Fazieswechsel beginnt rasche Sedimentation. Das Oberludlow ist so mächtig wie das ganze übrige Obersilur zusammen. Jetzt werden die kleinen Speziaischwellen des Gotlandiums überflutet. Die Karnischen Alpen sind in den Bereich des raschen Sinkens und damit der späteren Faltung gekommen.

Zeitlich gleichzeitig sind gleichsinnige Bewegungen im Ural und im Ferghanabecken festzustellen; sie dürften auch sonst in den östlichen Rheniden (Stille, 1928b) weit verbreitet sein (vgl. die Zusammenstellung des asiatischen Devons bei Muschketow, 1915). Auch in der Montagne Noire liegen die Verhältnisse ähnlich. Nur wenig später setzt die Entwicklung des Nordtrog ein (im Gedinne Stille, 1929).

Im Oberludlow zeigt sich zum ersten Male ein großes einheitliches südöstliches Faziesgebiet, das während des ganzen Devons bestehen bleibt. Einheitliche Faziesentwicklung und einheitliches epirogenes Geschehen herrscht von Zentralasien (eventuell Südasien, Jünnan Reed, 1927) bis zur Montagne Noire. Von diesem Zeitpunkt an kennt man eine Thetis. Für das Unterdevon muß ein einheitliches Meer über die Fennosinische Schwelle (Stille, 1928b) hinweg angenommen werden.

¹ Da eine Strandfazies des Llandovery in Frankreich noch nicht sicher bekannt ist, dürfte eine Gesamtüberflutung des Zentralplateaus anzunehmen.

wahrscheinlichsten

Von der jungkaledonischen Faltung ist nichts in den Karnischen Alpen festzustellen. An einigen Stellen macht sich eine schwache Regression im Gedinne bemerkbar. Über Brachiopodenkalken finden sich Korallenriffe (Cellon, Rauchkofel und Findenigkofel).

Die allgemeine Vertiefung im Oberludlow hält nicht überall gleichmäßig an. Im Unterdevon beginnen rasch sinkende Becken sich von den langsamer sinkenden Schwellen zu sondern. In ersteren wurden ununterbrochen bis ins tiefe Unterkarbon mehr als 1000 *m* Riffkalk abgelagert; auf den Schwellen findet sich die ihrem Sediment nach mehr pelagische, aber geringmächtigere Rauchkofelfazies. Im Unterdevon der Becken macht sich eine schwache negative Faziesänderung bemerkbar, die bis ins untere Oberdevon anhält. Über Brachiopodenkalken folgen Riffbildungen. Die Geosynklinale verflacht sich also etwas, da die Sedimentation rascher als das Absinken erfolgt. Die allgemeine Transgression des Mitteldevons macht sich hier wie weithin in Europa bemerkbar. Es verschwinden die Lokalformen und die rheinischen Arten treten auf.

Im Mitteldevon geht die Verbindung mit Böhmen, die seit dem Obersilur bestanden hat, verloren. Das Meer zieht sich endgültig aus dem Prager Becken zurück, nachdem schon vorher starke Fazies-schwankungen eingetreten waren. Im hohen Unterdevon ging von Böhmen anscheinend noch einmal eine Transgression aus, die irgendwie Gießen (Steinberger Kalk) und Podolien erreichte. Wahrscheinlich kam es auch zu einer Verbindung mit dem Nordtrog.

Im höheren Oberdevon macht sich eine positive Faziesbewegung geltend. Über Riffkalke folgen Cephalopodenkalke. In ihnen sind kaum noch Spuren von Lokalformen zu finden. Für die pelagischen Goniatiten bestanden keine den Austausch hindernde Schwellen mehr.

Im tiefsten Unterkarbon (Étroeungt) hört die Sedimentbildung plötzlich auf. Damit zugleich geht die Verbindung mit der östlichen Geosynklinale verloren. Beides wird durch die bretonische Faltung bewirkt. Am Wolayer See ist diese gut nachzuweisen. Das Karbon der Hochwipfelfazies transgrediert auf den verschiedensten Stufen des Oberdevons und über ältere Verwerfungen (vgl. p. 173 ff). In der Cellondecke greift das Karbon örtlich bis auf Obersilur über. Dies ist aber nur im Gebiet der geringmächtigen Rauchkofelfazies der Fall. Im Bereich der Riff-Fazies ist nirgends eine Transgression auf tiefere Schichten als Mitteldevon festgestellt worden. Am tiefsten greift das Karbon am Westabhang des Rauchkofels, wo es mit groben Konglomeraten über ordovicischen Quarziten liegt. Im allgemeinen darf man sagen, daß das Hochwipfelkarbon nirgends tiefer als 200 *m* in die Schichtserie eindringt.

Die bretonische Faltung war dementsprechend schwach. Einige spätere Sättel wurden schon jetzt angelegt (Cellonsattel). Sie waren als Zone geringen Sediments und geringeren Widerstandes als Gelenke für die nächste Faltung gegeben.

Aus den Erörterungen über das Karbon im stratigraphischen Teil geht hervor, daß es nicht ganz sicher ist, ob überhaupt noch Visé im Hochwipfelkarbon vertreten ist. Es könnte also allenfalls noch die sudetische Phase neben der bretonischen in Frage kommen.

Mit der Transgression des Hochwipfelkarbons begann eine ungewöhnlich rasche Absenkung und damit verbunden eine rasche Sedimentation. Die Fazies schwankt dabei um die Grenze marin-terrestrisch.

In der Zeit vom Visé bis zum Namur wurden mindestens 800 *m* Sediment abgelagert, vielleicht noch bedeutend mehr, da das Hangende nicht bekannt ist. Dazu treten jetzt zum ersten Male seit dem Untersilur grüne Eruptiva in den Karnischen Alpen auf (Diabas, Enstatitporphyrit).

An die rasche Absenkung schließt sich die große Deckenfaltung an. Sie ist zwischen Namur und Stephan erfolgt und darum mit erheblicher Wahrscheinlichkeit in die asturische Phase zu stellen. An sich könnte auch die erzgebirgische Phase in Frage kommen; aber aus dieser kennt man bisher nur recht geringfügige orogene Vorgänge, und ehe nicht auch bedeutendere Faltungen einmal nachgewiesen sind, muß man wohl Faltungen und Deckenschübe von solchem Ausmaß, wie sie sich in den Karnischen Alpen zwischen Stephan und Namur ereignet haben, zur asturischen und nicht zur erzgebirgischen Phase stellen. Die stephanischen Auerniggsschichten liegen über den verschiedensten Gliedern des Deckenbaues. Sie greifen transgressiv durch die Riff-Fazies durch (vgl. Vinassa-Gortani, 1910, Gortani, 1920a, 1922a, Profil). Ob sie an allen Stellen wirklich transgredieren, ist weniger klar. Sicher transgrediert das Stephan z. B. auf dem Devon des Roßkopfes. Auch südlich des Monte Pizzul bei Paularo transgrediert es deutlich auf den verschiedensten Stufen des Devons und Silurs (Gortani-Vinassa, 1905a). Hier beweist die muldenförmige Verbiegung der Fusulinenbänke unmittelbar über dem Liegenden, daß eine normale Transgressionsfläche vorliegt.

Die Kenntnis von der Verbreitung des Stephan ist durch den Nachweis desselben am Col mezzodi bei Forni-Avoltri nach W erweitert worden (Gortani, 1903). Nach O ist jetzt die Verbindung nach Rußland wieder hergestellt. Die jungpaläozoische Geosynklinale dürfte dem Laufe der Dinariden gefolgt sein. Sind doch Auerniggschichten mehrfach in Bosnien gefunden worden (Katzner, 1903).

Die Auerniggschichten beginnen mit terrestrischen pflanzenführenden Schichten. Allmählich stellten sich marine Horizonte ein und schließlich geschlossene Fusulinenbänke. Die Sedimentation ist deutlich zyklisch. Die Fusulinenbänke gehen nach oben in feine Schiefer, diese über Grauwacken in ganz grobe Quarzkonglomerate über. Dann beginnt der Zyklus von neuem mit Fusulinenkalk. Er braucht nicht vollständig zu sein; Fusulinenkalk kann z. B. über Grauwacke liegen. Jeder Zyklus bringt eine Gesamtverschiebung zur pelagischen Entwicklung. Die Kalkbänke werden immer mächtiger. Gegen Ende des Stephan schließen sie sich im Hauptschwagerinenkalk eng zusammen. Dieser geht normal in die Trogkofelkalke über. Damit ist die volle pelagische Fazies im Jungpaläozoikum erreicht. Gegen Ende des Unterperm wurde die Sedimentation unterbrochen.

Die Unterbrechung hängt mit der saalischen Faltung zusammen. Sie ist in den Karnischen Alpen sehr deutlich; ihre Bedeutung wurde von Küpper (1927) und Heritsch (1928a) auf Kosten der asturischen Faltung überschätzt. Am klarsten erkennt man die saalische Faltung am Monte Pizzul bei Paularo (Gortani-Vinassa, 1905a). Der Grödener Sandstein, der nach Pflanzenfunden Oberrotliegend sein dürfte, transgrediert hier auf einer weiten Mulde von Auerniggschichten und greift über sie hinaus. Er liegt überall auf dem gefalteten tieferen Paläozoikum. Weit verbreitet ist er südlich der Kellerwand und des Palzuges. Nur an wenigen Stellen blieb der Trogkofelkalk erhalten. Sein westlichstes anstehendes Vorkommen liegt bei Forni Avoltri (Gortani, 1903). Doch zeigt er sich in Geröllen im Grödener Sandstein noch am äußersten Westende der Karnischen Alpen (Geyer, 1902). Eine örtliche sehr grobe Ausbildung des Grödener Sandsteins ist die Uggowitzer Breccie (= Tarviser Breccie, Heritsch, 1928d). Der Grödener Sandstein ist limnisch bis brakisch. Er geht langsam in den brakisch bis marinen Bellerophonkalk über, der das Oberperm vertritt.

Mit der saalischen Faltung ist die variscische Ära abgeschlossen und mit dem Grödener Sandstein beginnt die alpine Geosynklinale.

Einzelheiten des tektonischen Baues.

Die Tektonik der Karnischen Alpen wird von einem gefalteten Deckenbau beherrscht, wie ich es in den folgenden Abschnitten darlegen werde. Das Ergebnis, ein Deckenschema, sei schon im voraus gegeben.

Deckenschema.

Deckenname	Bezeichnende Gesteine	Nr. der Basisüberschiebung ¹
Höchste Decke	Phyllite der Plengeserie.	I
Mittlere Decke	Kellerwandteildecke	Devon in Rifffazies, wenig Obersilur, Untersilur mediterraner Fazies.
	Cellonteildecke	Devon in Rifffazies mit Übergängen zur Rauchkofelfazies; Obersilur in Cellonfazies, Untersilur mediterraner Fazies.
	Rauchkofelteildecke	Devon in Rauchkofelfazies; Obersilur in Cellon- (und Wolayer?) Fazies; Untersilur in böhmischer Fazies.
Obere Mooskofeldecke	Devon als Riffbänderkalke, wenig oder kein Obersilur	IIIa
Untere Mooskofeldecke		III
Mauthener Almdecke	Bänderkalke der Rauchkofelfazies des Devons; Obersilur mit Anklängen an die Cellonfazies; Untersilur in böhmischer Fazies.	IV
Ederdecke	Devon als Riffbänderkalk.	

¹ Mit römischen Zahlen sind in den folgenden Abschnitten und auf den Profilen die größeren Überschiebungen des Deckenbaues bezeichnet. Deckensättel werden mit arabischen Zahlen, Deckenmulden mit Kursivbuchstaben bezeichnet. Es wurden von N nach S folgende Großfalten unterschieden: 1. Plengesattel, *a* Plengemulde, 2. Würmlacher Sattel, 3. Spielbüdensattel, *b* Angertalmulde, 4. Cellonsattel, 5. Kellerwandsattel, *c* südliche Mulde.

Ich werde zunächst zwei Gegenden ausführlich besprechen, in denen der Deckenbau besonders klar und anschaulich in Erscheinung tritt. Die in diesen Gegenden gewonnene Synthese wird dann auf das übrige Gebiet angewandt.

Der Würmlacher Sattel.

(Taf. 2, Fig. 1 bis 4, Taf. 4, Profil 5 und 6.)

Der ganze nordöstliche Teil des von mir kartierten Gebietes zeigt einen großzügigen Sattelbau. Am besten ist er an der Mauthener Alm zu erkennen (Taf. 2, Fig. 3, Taf. 4, Profil 5). Im mittleren Teil dieses Höhenzuges fallen die dünnbankigen Kalke des Rauchkofeldevons schwach nach W. Sie liegen hier in 1700 bis 1800 *m* Höhe; am Hinteren Joch beginnen sie erst wenig, bald immer steiler gegen das Valentintal nach S abzusinken. Sie reichen hier bis in 900 *m* herab. Ähnlich liegen die Verhältnisse im N. Vom P. 1782 (Mauthener Alm) an beginnen die Kalke nach N zu fallen. Sie stellen sich bald senkrecht und streichen so über das Gehöft des Lamprecht und die Valentinklamm bei Mauthen

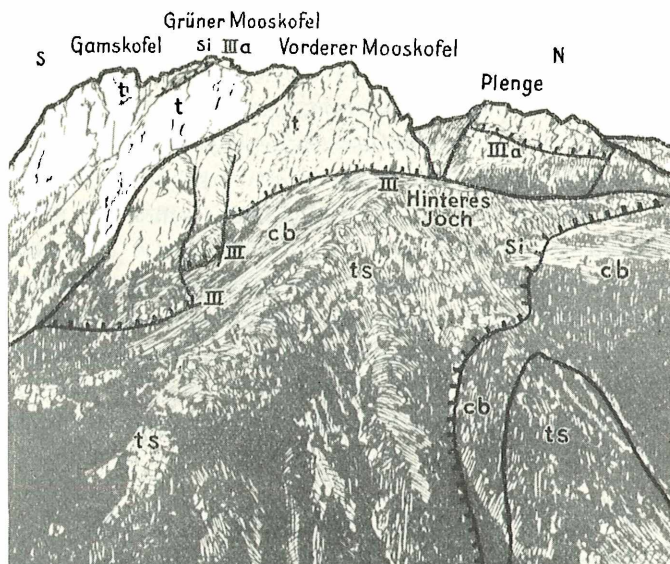


Fig. 3.

Blick auf den Mooskofel vom Polinik (Himmelberger Alm). P. Misch gez. nach Phot. des Verf.
cb Karbon, *ts* Silurdevon der Rauchkofelfazies, *t* Devonbänderkalk (Riffazies), *si* Untersilur.

nach Würmlach. Sie lassen sich hier bis in die Höhe von 700 *m* verfolgen und verschwinden mit senkrechtem, beziehungsweise steil nach S überkipptem Fallen unter der Talsohle. Dieser Sattel (2), den ich den Würmlacher Sattel nennen möchte, wurde zuerst von Frech (1892/94, p. 96) erkannt. Alle späteren Forscher haben den Sattelbau in der Mauthener Alm bestätigt. Erst neuerdings haben Küpper (1927, Fig. 4 I) und Heritsch (1929c) darauf hingewiesen. Sehr vorsichtig drückt sich Gortani (1926a) über diese Gegend aus. Er meint an der Plenge zwei Sättel feststellen zu können, die sich an der Mauthener Alm vereinigen.

Der Sattelbau ist also keineswegs zu verkennen. Aber überall von Würmlach über die Mauthener Alm bis zum Polinik liegt unter dem Ordovicium-, beziehungsweise Gotlandium Karbon. Die Überschiebungsbahn (IV) ist also gefaltet. Der Würmlacher Sattel (2) ist ein Deckensattel.

In der Klamm des Valentinbaches ist diese Zone der Überschiebung gut aufgeschlossen (Fig. 4). Das erste anstehende Gestein ist eine Rippe von Diabas, der hier mit senkrechtem Fallen und O—W-Streichen den Karbonschiefern eingelagert ist. Dann kommt man auf ein kleines freies Feld; kurz bevor man in die Klamm eintritt, sieht man rechts und links im Steilhang einige Linsen von gelblichen Bänderkalken anstehen, die wohl dem Oberdevon angehören dürften. Die Linsen schwimmen in Karbonschiefern. Dann gelangt man durch ein Felstor in die eigentliche Klamm. Der Felsen besteht aus schwarzen Bänderkalken; nur im hangendsten Teil lassen sich gelbliche und rötliche Partien (i. e. Devon) auscheiden. Die Klamm erweitert sich nach wenigen Metern von neuem, da hier schwarze Karbonschiefer

ingequetscht sind. Weiterhin kommen wieder Bänderkalke. Auch hier wiegt der schwarze silurische Anteil bei weitem vor; nur an drei Stellen lassen sich rötliche und gelbe Kalke, beim ersten Vorkommen auch noch rote kalkige Schiefer feststellen. Jedesmal muß eine neue Schuppe beginnen. Bald kommt am östlichen Ufer der schmale Pfad aus den Kalken heraus und die Klamm wird wieder breit, ein kleiner Waldbestand findet Platz. Die Grenze des Silurs zum Karbon ist eine Überschiebung, trotzdem sie wie eine Verwerfung fällt, da hier örtlich überkipptes Fallen herrscht. Im letzten Meter sind die schwarzen Kalke vollständig zu weißem Marmor umgewandelt worden, die Karbonschiefer parallel der Überschiebungsbahn (4) geschiefert worden. Sie fallen aber schräg von dieser Bahn weg, wie man an den Sandsteinbändern erkennen kann. 10 *m* weiter nach S stehen grünliche Quarzite des Ordoviciums an; sie bilden eine abgeschuppte Linse; etwas weiter oben am Hang findet sich eine Linse schwarzen Bänderkalkes. Das Profil geht mit schwarzem zu Dachschiefer metamorphisierten Karbonschiefern weiter, ihnen sind im mittleren Teil der Talerweiterung Grauwacken eingeschaltet. Die Klamm verengt sich von neuem und läßt rechts und links keinen Weg mehr frei. Anfangs finden sich schwarze Bänderkalke, die man dem Oberdevon der Rauchkofelfazies zurechnen darf. Sie waren

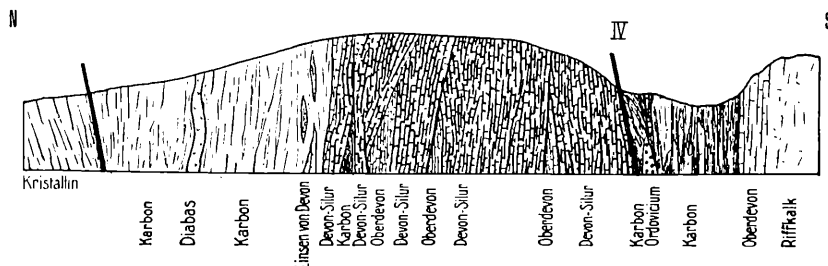


Fig. 4.

Schematisches Profil durch die Valentinklamm bei Mauthen. Länge des Profils ungefähr 700 *m*.

wohl die Veranlassung, daß Geyer diese Schichten zu seinen bunten Silurkalken stellte. Im Innern der mehrere Kilometer langen, nicht leicht begehbaren Klamm stehen aber typische Riffbänderkalke an; sie bilden die Hauptmasse der Kalke, die bis zum Eder hinaufziehen.

Ein ähnliches Profil trifft man beim Aufstieg auf den Polinik. Der Weg beginnt hinter dem Schotterfeld des Valentinbaches in stark diaphthoritischem Quarzphyllit. Besser ist dieser etwas mehr talauf an einer kleinen Quelle entblößt. Bald gelangt man ohne scharfe Grenzen in Karbonschiefer. Kurz vor der ersten Kehre beginnen bunte Bänderkalke, die schlecht aufgeschlossen den Weg bis auf die erste Terrasse begleiten. Am Rande der Terrasse vor einem kleinen Aussichtspunkt, westlich der Wegabzweigung nach Plöcken, steht wieder Karbon an. Zwischen dem Karbon und den Bänderkalken liegt die Überschiebung IV, die ich oben aus der Valentinklamm beschrieben habe. Weiter hinauf kommt man in die gleichen Bänderkalke der Rifffazies und dann wieder in Karbonschiefer. Die Grenze zwischen beiden liegt unter Moränen. Man hat jetzt den Sattelkern gekreuzt, die Schiefer fallen nicht mehr steil nach N, beziehungsweise überkippt steil nach S, sondern mehr oder weniger flach nach SO. Der Weg bleibt bis zur oberen Misoria-Alm (Punkt 1482, auch Polinikalm genannt) im Karbon, das längs des Kriegsweges mehrfach recht gut aufgeschlossen ist.

Der Weg führt von der Polinikalm (P. 1482) mit geringer Steigung zur Schrockebieralm hinüber; längs des Weges wird von N nach S (also vom Liegendsten zum Hangendsten) folgendes Profil gekreuzt, das schon Küpper (1927, p. 68) flüchtig beschrieben hat: Karbonschiefer; graugrüne Quarzite (Ordovicium) nur wenige Meter mächtig; graue Bänderkalke, die nach oben in rote Bänderkalke übergehen; Quarzite des Ordoviciums (nicht ganz 1 *m*); erst graue, dann rote Bänderkalke; erneut Quarzit des Ordoviciums, mit grauen und roten Bänderkalken im Hangenden. Die ganze Serie ist mit steilem Südfallen auf ungefähr 300 *m* Länge entblößt. Über den letzten roten (Devon-)Bänderkalken folgen schwarze Lyditschiefer des Gotlandiums von vielleicht 5 *m* Mächtigkeit. Dann bleibt man bis zur 20 Minuten entfernten Schrockebieralm in hellen, etwas bänderigen Devon-Riffkalken.

In diesem Profil liegt die Überschiebung IV zwischen dem Karbon und den ersten ordovizischen Quarziten. Die nächsten beiden Störungen rufen nur untergeordnete Schuppung hervor. Die Überschiebung unter den Lyditschiefern ist die Hauptüberschiebung III.

Die Grenze Karbonschiefer—Riffbänderkalk des Sattelkerns, die im obigen Profil durch Diluvium verdeckt wird, ist am Pfade nach Plöcken auf der Ostseite des Valentintales gut aufgeschlossen. Man sieht die gleichen stark ausgschieferten Karbonschichten die Devonkalke überlagern, wie in der Valentinklamm bei Mauthen. Das kann man auch in der Klamm selber aufgeschlossen finden; die Grenze Schiefer—Kalk fällt hier entsprechend dem Sattelbau mit zirka 40° nach SO. Der Weg geht dann bald in die Moränen des Valentintales. Gute Aufschlüsse mit ähnlichen Verhältnissen wie zwischen der Polinik- und der Schrockebieralm bietet der verfallene Kriegssteig, der gegenüber vom Eder in das Polinikkar führt.

An der Plöckenstraße liegen die Verhältnisse gleich. Unter dem Lamprecht kommt man in die Bänderkalke der Rauchkofelfazies, die in einem Steinbruch gut aufgeschlossen sind. Hinter der nächsten Ecke liegt eine Schieferlinse in diesen Kalken. In der folgenden Taleinbiegung mit einer kleinen Quelle kommt man endgültig aus den Silur-Devonkalken hinaus. Die Überschiebung IV fällt hier sehr steil nach N. Man bleibt dann in dem stark ausgschieferten Karbon bis kurz vor dem Kreuz nördlich des Eders. Hier kommen die Riffbänderkalke des Sattelkerns an einer Verwerfung das Tal herauf; ihr Hangendes ist an der Straße nicht aufgeschlossen, die bald in das Moränenfeld vom Eder führt.

Steigt man dagegen das nächste tief eingeschnittene Seitental hinauf, so trifft man in einem ehemaligen Dachschieferbruche auf 30° NW fallende Karbonschiefer. Im folgenden Tal nach S fallen die Schiefer 30° SW, in der Klamm unter dem Eder 80° S und am Weg auf der Ostseite 40° SO. Der Sattel (2) schließt sich hier.

Folgt man der Straße weiter, so trifft man als nächstes anstehendes Gestein auf Karbonschiefer, weiterhin auf Bänderkalke; letztere bilden eine abgeschuppte Linse, in der sich Gesteine des Devons in Rauchkofelfazies, $e\gamma$ -Plattenkalke und schließlich ordovizische grüne Quarzite unter komplizierten, Lagerungsverhältnissen nachweisen ließen. Am klarsten ist dies längs des kleinen Steiges zu beobachten der vom Tillacher über den P. 1593 zum Hinteren Joch führt.

Die eigentliche Überschiebung IV sieht man beim Aufstieg zum P. 1593 von der Plöckenstraße. Der Weg bleibt fast immer in dem schmalen Karbonstreifen, der dort hinaufzieht.¹ Beim Aufstieg hat man linker Hand eine kleine Kalkmauer neben sich; sie besteht aus nur wenig gebändertem $e\gamma$ -Plattenkalk, der von Karbon unterlagert wird. Die Störung geht erst senkrecht den Hang hinauf, legt sich in zirka 1340 m Höhe etwas flacher, um von 1500 m ab wieder steil hinaufzuziehen. Südlich und westlich von P. 1593 schieben sich noch Silurkieselschiefer ein. An ihrer Basis dürfte der jetzt unauffindbare Tonflaserkalk gelegen haben, den Spitz (1909) auf seiner Karte einzeichnet.

In 1600 m Höhe biegt die Überschiebung wieder um und verläuft flach nach W fallend mehrfach verworfen bis östlich von P. 1782 (Mauthener Alm). Hier beginnt sie allmählich nach N zu fallen. Vom Hinteren Joch bis in die Gegend nördlich des Almer Bodens liegen an der Überschiebung IV grünliche ordovizische Quarzite über Karbon. In den Nordhängen unter dem Almer Boden stehen noch die bunten Phyllite der Plengeserie an. Der nächste sichere Aufschluß der Überschiebung IV liegt an der Plöckenstraße.

Nicht immer sind die Profile der Kalkserie über der Überschiebung so kompliziert wie am Polinik und an der Valentinklamm. Am Hinteren Joch werden die ordovizischen Quarzite von den $e\gamma$ -Plattenkalken überlagert, denen sich rote, etwas schiefrige Kalke auflagern, die in Oberdevon-Netzkalke übergehen. In letzteren ist ein gut erhaltenes präkarbones Karrenrelief zu sehen. Die Kalke werden von gewöhnlichen Karbonschiefern überlagert. Kalke wie Schiefer ziehen vom Hinteren Joch ins Valentintal.

Die klaren Verhältnisse in den Kalken am Hinteren Joch werden nach N und S durch Schuppung rasch unübersichtlich. Nach N beginnt eine ausgequetschte Mulde (a). Der Muldenkern wird von Karbonschiefern eingenommen; auf beiden Seiten der Mulde fallen die Oberdevonkalke gegeneinander. Am Ostabhang der Mauthener Alm sind die Grenzen durch jüngere Störungen noch weiter verschoben (siehe unten).

¹ Dieser Streifen scheint auf der anderen Talseite keine unmittelbare Fortsetzung zu haben, die Kalklinsen legen sich an die Hauptmasse der Kalke. Merkwürdig ist ein kleines Vorkommen von Riffbänderkalken an der Basis der Überschiebung auf der Ostseite des Tales. Es liegt wohl ein kurz anhaltender örtlicher Fazieswechsel vor.

Im folgenden werde ich die Serie unter der Überschiebung IV, also die Riffbänderkalke beim Eder und die ausgeschieferten Karbonschichten **Ederdecke** nennen; die Serie darüber, die ordovizischen Quarzite, die Silurdevonkalke und die Karbonschiefer **Mauthener Almdecke**.

Im Profil nördlich der Schrockebieralm werden die Schichten der Mauthener Almdecke von einer höheren Devonserie überlagert. Das Devon ist als Riffazies entwickelt; es liegt am ganzen Nordhang des Polinik über dem Devon der Mauthener Almdecke. Örtlich liegen Silurschichten zwischen beiden Devonserien. Diese Überschiebung bezeichne ich mit III. Am Südhang des Hinteren Jochs trifft man diese Überschiebung (III) wieder. Hier liegen die Devonriffkalke des Mooskofels über dem Karbon der Mauthener Almdecke. Die Riffkalke sind sehr stark gebändert; wahrscheinlich ist dies die Folge der engeren Faltung. Die Überschiebungsbahn ist sehr oft verworfen. Sie zeigt etwas umlaufende Streichen, da hier die Deckmulde *a* einsetzt; nördlich des Vorderen (Mauthener) Mooskofels liegt noch Untersilur in größerer Ausdehnung an der Basis der Devonriffkalke. Die Überschiebung ist mehrfach in den wilden Gräben aufgeschlossen (vgl. p. 126). Das Karbon bildet hier einen vorspringenden Deckensattel (1) zwischen den ordovizischen Schichten. Der Sattel läßt sich nach O bis an die Verwerfung verfolgen, die, vom Hinteren Joch kommend, am Westhang der Mauthener Alm entlangzieht.

Recht klar liegen die Verhältnisse am Nordhang der Mauthener Alm. Man befindet sich hier im Nordflügel des Würmlacher Sattels. Die Schichten fallen steil nach N. Ähnlich wie am Polinik folgt über den Kalken der Mauthener Almdecke erst ordovizischer Quarzit, dann Riffbänderkalk.¹ Die Überschiebung III zieht von der Höhe nach NO hinunter. Sie ist dort im dichten Walde schwer zu verfolgen. Nach SW wird die Grenze Quarzit—Kalk durch die schon erwähnte Verwerfung gebildet. Erst beim P. 1745 tritt die Überschiebung III wieder zutage und zieht in das Tal hinunter, wo sie sich unter dem Talschutt um den Sattel (1) herum mit der Überschiebung auf dessen Südseite vereinigt. Hier am Westhang der Mauthener Alm liegen ordovizische Quarzite über Karbonschiefern.

Die Serie über der Überschiebung III ist am leichtesten an der Nordseite des Polinik zu übersehen. Schon von weitem fällt einem ein schwarzes Band von Quarziten auf, das sich etwa 300 *m* unter dem Gipfel von der Himmelberger Alm horizontal zum Polinikkar hinüberzieht. Über den Quarziten kommen Riffbänderkalke, wie sie auch darunterliegen. Die Quarzite sind nur gering mächtig und liegen auf schwarzen, etwas bänderigen Kalken, die wahrscheinlich zum Oberdevon gehören. Die Überschiebung ist auf den Profilen mit III *a* bezeichnet. Man trifft sie am Grünen Mooskofel wieder (Fig. 3); auch an der Plenge sieht man die ordovizischen Schichten zwischen den Kalken; sie sind durch jüngere Störungen oftmals wiederholt. Hier befinden wir uns schon im Nordflügel des Sattels (1). Auf der Nordwestseite der Mauthener Alm streichen die Quarzite gleichfalls durch. Sie sind am Wege an der Ostseite des Sittmoser Tales in 1200 *m* Höhe und beim Abstieg von der Mauthener Alm nach Sittmoos in 1400 *m* Höhe anzutreffen.

Die Serie über der Überschiebung III nenne ich **Mooskofeldecke**; sie unterscheidet sich durch das Auftreten von Riffbänderkalken im Devon von der Mauthener Almdecke. Im Gebiet des westlichen Würmlacher Sattels kann man eine untere und obere Mooskofeldecke unterscheiden, die durch die Überschiebung III *a* getrennt werden.

Im Profil der Valentinklamm fehlen die Mooskofeldecken. Auf das Kristallin folgt sofort Karbon der Mauthener Almdecke. Geht man von Mauthen längs der Südgrenze des Gailtaler Kristallins, so trifft man nacheinander auf die verschiedenen Deckenhorizonte. Sie streichen gegen diese Grenze. Die Grenze dürfte recht steil nach S fallen. Mit Sicherheit ist das hier nicht zu sagen, da man nirgends gute Aufschlüsse hat. Erst weiter im W, südlich von Liesing im Lessachtal, kann man dies Einfallen sicher festlegen. Man darf aber wohl mit Recht annehmen, daß die Störung auch bei Mauthen dem allgemeinen Schichtenfallen parallel verläuft. Ob die Störung sich nach O fortsetzt, ist mit Sicherheit nicht zu beweisen, da hier kein Kristallin mehr herauskommt. Dies ist aber recht wahrscheinlich, weil die Erosion

¹ Geyer zeichnet hier bunte Bänderkalke ein. Die Kartierung zeigte, daß im östlichen Teil typische Riffbänderkalke vorhanden sind, die allerdings manchmal recht dunkel werden. Die Kalke nehmen hier auch sehr viel mehr Raum ein, als auf der Karte von Geyer angegeben wird. Die Aufschlüsse in den alten Artilleriestellungen ließen dies leicht erkennen. Auf der Westseite werden die Kalke von einer Querstörung abgeschnitten. Ein kleiner Schuppspahn bunter Bänderkalke streicht bis zum Wege durch das Sittmooser Tal.

wohl nicht gar zu weit in die härteren Schiefer hineingegriffen hat. Sie wird hier wie weiter im O nur das Kristallin ausgeschürft haben.

Auf diese Störung ist es zurückzuführen, daß das Karbon der Ederdecke hier gegenüber den mächtigen Schichten des Südflügels so stark ausgequetscht ist. Man trifft südlich Würmlach nur noch einen schmalen Streifen Schiefer von 20 m Mächtigkeit zwischen beiden Kalken, der Geyer bei der Kartierung entging. Man hat hier unbedingt den Eindruck, als ob die Serie scharf an die Störung herangepreßt ist. Wie schon Heritsch (1929c) gezeigt hat, tauchen weiter im O die Deckenhorizonte wieder aus dem Gailtal heraus. Die Störung ist dem Buchstaben nach eine Verwerfung — es liegt Jüngeres über Älterem —, ich möchte aber doch glauben, daß wir es mit einer Überschiebung nach N zu tun haben. Dies entspricht auch dem Sinn der Schleppung.

Zusammenfassung.

Der Würmlacher Sattel (2) ist ein Deckensattel. An seinem Gewölbe nehmen drei Decken teil. Den Kern bildet die Ederdecke mit Devon in der Fazies der Riffbänderkalke. Über ihr Karbon ist mit der Überschiebungsfläche IV das Ordoviciun, beziehungsweise Silur der Mauthener Almdecke geschoben. In ihr ist das Devon in Bänderkalken der Rauchkofelfazies entwickelt; sie ist an vielen Stellen in sich stark geschuppt. Mit der Überschiebung III wird sie meist von dem devonischen Riffbänderkalk der Mooskofeldecke überfahren; diese zerfällt in zwei Teildecken, die obere und die untere Mooskofeldecke. Hier liegen die gleichen Fazies übereinander. Zwischen beiden Teildecken liegt die Überschiebung III *a*.

Küpper hat 1927 die Tektonik dieser Gegend wesentlich anders gedeutet. Ein großer Teil seiner Anschauungen fällt schon mit der Erkenntnis, daß die bunten Bänderkalke nicht Silur, sondern auch die ganze Devonserie umschließen. Die Mauthener Almdecke unter seiner Mooskofeldecke könnte man gut in sein Deckenschema hineinpassen.

Küpper verbindet aber die Kalke der Mauthener Alm, die in diesem Höhenzuge einen Sattelbau haben sollen, mit den Kalken beim Eder zu einer liegenden Falte. Diese Verbindung ist sehr unwahrscheinlich, da das Devon vom Eder ausgesprochene Riffkalkfazies hat und einigermaßen normal von Karbon überlagert wird. Nach Küpper's Deutung müßte doch eigentlich der ganze Schieferkomplex im Innern seiner Falte aus Ordoviciun bestehen. Er selbst rechnet jedoch die Dachschiefer zum Karbon.

In seiner tektonischen Skizze trennt er durch die Hauptüberschiebung den Polinik von der Mooskofelgruppe ab. Er stellt ihn mit der Kellerwanddecke zusammen. Die »Silur«bänderkalke an der Basis verbindet er hinwiederum mit denen der Mauthener Alm. Gegen die Trennung des Mooskofels vom Polinik spricht aber die Zunahme der Bänderung nach W. Ferner liegt der Polinik genau so über der Mauthener Almdecke wie der Mooskofel. Auch die gleichen ordovizischen Schichten kommen zwischen oberer und unterer Mooskofeldecke. Der große Sattelbau verlangt die Zugehörigkeit des Poliniks zur Mooskofelgruppe. Dies alles macht Küpper's Deutung recht unwahrscheinlich. Ich werde weiter unten zeigen, daß die von ihm vermutete Überschiebung viel weiter südlich liegt.

Die Tektonik des Angertales, des oberen Valentintales und der Umgebung des Wolayer Sees.

(Vgl. Taf. 2, Fig. 3 bis 5, Taf. 4, Karte, Profil 4 bis 8 und Taf. 5.)

Der Kalkzug vom Tischlwangerkofel zum Kleinen Pal zeigt einen deutlichen Sattelbau, was wohl Frech (1892/94) zuerst erkannte. Gortani hat dies mehrfach dargelegt. Die nördliche Sattelflanke wird überall von Clymenienkalken gebildet, die mehr oder weniger steil nach N gegen das Angertal fallen. Auf der Südseite fallen die Kalkschichten sehr steil nach S in das Val del Bût, wie man besonders schön an der Gamsspitz, südlich des Tischlwanger Kofels sehen kann. Im Sattel, auf der Hochfläche des Palzuges, liegen die Schichten flach, zum Teil auch horizontal. Mehrfach trifft man noch auf Erosionsreste von Karbonschiefern, die hier an kleinen Verwerfungen erhalten sind (Schwinnner, 1927a). Ein recht ausgedehntes Vorkommen solcher Schiefer findet sich in dem großen abflußlosen Tal südlich des eigentlichen Kleinen Palgipfels (beim P. 1789). Das Karbon liegt hier nach der Aufnahme von Gortani, der aber dieses Vorkommen nicht kannte, auf Mitteldevon. An den Rändern transgrediert das Karbon auf Oberdevon. Eine vorkarbone Anlage des Sattels ist demnach sehr wahrscheinlich.

Den Kern dieses Sattels (4) bilden südlich des Freikofels Ordoviciun und Silur; aus den Silurkalken haben Gortani und Vinassa (1908/09) eine Fauna beschrieben. Das Obersilur dürfte hier örtlich nicht ganz vollständig sein.

Auf der Nordostseite des Kleinen Pals kann man den Sattelbau gleichfalls gut beobachten. Vom Plöckenhaus führen zwei Wege auf diesen Berg. Sie beginnen gemeinsam bei P. 1233 nördlich des Plöckenhauses. Der eine führt in großen Zickzackwindungen über ein Schuttfeld direkt zur Höhe. Er

kommt erst durch Karbonschichten, geht in die Clymenienkalke und ins Mitteldevon. In diesen Schichten stößt er auf einer kleinen ebenen Fläche auf den westlichen Weg, der über die sogenannte Maschinengewehrnanse und durch die Erlenbüsche der Nordostseite hierher führt. Am Wege trifft man weiterhin etwas schwarze Plattenkalke und Caradocschiefer an (1600 *m* Höhe). Diese bilden den Sattelkern. Sie werden von stark ausgequetschten Kokkalken und etwas Alticolakalken überlagert. Auf dem Nordflügel scheint das Obersilur tektonisch zu fehlen. Am Südflügel finden sich die *e* γ -Plattenkalke und die mächtigen Mitteldevonkalke wieder. Die letzteren liegen auf der Hochfläche horizontal.

Das Profil läßt sich längs des Passes noch vervollständigen. Das Caradoc muß in dem dichten Erlenbestand herunterziehen. Anstehend konnte ich es im tieferen Teil ebensowenig finden wie das Obersilur. Das erste aufgeschlossene Gestein sind in der Höhe der Maschinengewehrnanse auf beiden Seiten senkrecht stehende *e* γ -Kalke. Nach S folgen erst gelbe Plattenkalke des Unter-, dann mächtige Riffkalke des Mitteldevons. Dieses steht bis zu dem Wachhaus an. Hier kommen an einer streichenden Verwerfung noch einmal *e* γ -Kalke herauf, die vom höheren Devon überlagert werden, welches sich in das Büttal hinunterzieht.

Der ganze Sattel ist vom Tischlwanger Kofel bis zum Kleinen Pal ziemlich symmetrisch gebaut. Der Zug wird von vielen Querstörungen durchsetzt; die bedeutendste von ihnen läuft nordwestlich des Tischelwanger Kofels etwas spießbeckig durch den Sattel und bedingt die glatte und steile Westwand dieses Berges. Kleinere Verwerfungen finden sich z. B. gleich östlich des Frech'schen Clymenienfundpunktes am Großen Pal und in dem kleinen Tälchen östlich des Freikofels (Roßboden).

Nördlich an den Sattel (4) schließt sich die große Mulde des Angertales (*b*), die schon von Frech (1892/94) erkannt wurde. Die Transgression der Karbonschiefer auf den Clymenienkalken ist von hier mehrfach beschrieben worden (zuletzt von Krause 1928). In die Karbonschichten, die am Nordhange des Palzuges vorwiegend nach N fallen, ist an der Säge im Angertal eine Eruptivmasse eingeschaltet. Sie wurde zuerst von Geyer (1919) beschrieben. Über einen weißlichen Porphyrit folgen grünliche Tuffe, die nach oben in typische Lyditkonglomerate und grobe Grauackern übergehen. Am besten sind die Schichten in dem Wasserriß aufgeschlossen, der etwas westlich der Säge bei einem großen Zementblock, dem Überrest einer Seilbahn auf den Kleinen Pal, beginnt. Die Aufschlüsse sind kurz vor dem Wege zu Ende, der zu den Friedhöfen am Nordhang des Palzuges führt.

Der Bau der Polinikseite des Angertales ist nicht ganz so einfach. In halber Höhe treten hier in einem O-W streichenden Zuge helle und dunkle, gefaltete Kieselschiefer auf, die zum Obersilur gehören dürften, obwohl keine Graptolithen gefunden wurden. Man trifft die Kieselschiefer z. B. im Steilhang über der unteren Spielbödenalm; im Tal östlich der Alm scheinen sie nicht anzustehen; eine Querstörung dürfte sie hier unterdrücken. Im östlich unmittelbar anschließenden Hang sind sie zwischen 1600 und 1750 *m* Höhe wieder sehr gut aufgeschlossen. Von hier habe ich sie bis fast zum Wege von der oberen zur unteren Tschintemuntalm verfolgen können. Die Silurkieselschiefer bilden den Sattel (4), der nur bis zu den Angerhütten nach W durchzieht. Über sie transgrediert mit sehr groben Lyditbreccien und Konglomeraten das Karbon. Die Größe der Lyditgerölle nimmt mit der Entfernung vom Sattel ab; ob hier das Silur nicht doch an untergeordneten Störungen gegen das Karbon abgesetzt ist, kann man bei den schlechten Aufschlüssen nicht sagen. Im großen und ganzen dürfte das Karbon aber hier auf den Kieselschiefern transgredieren, wie schon die groben Lyditbreccien beweisen.

Die Mulde des Angertales zieht über die Theresienhöhe ins Valentintal. Der Sattel des Palzuges findet seine Fortsetzung im Cellon und der südlich vorgelagerten Alm, der Cellonetta. Die Schichten sind hier außerordentlich gestört, wie die beigegegebene Karte 1 : 10 000 (Taf. 4) zeigt. Der große Bau ist jedoch recht einfach. Wir haben einen Sattel (Cellonsattel, Sattel 5) mit einem Kern von Caradoc. Die Südflanke bilden die Kalke des Cellons, während der nur wenig überkippte Nordflügel von den Kalken unter der Cellonetta gebildet wird.

Der südliche Teil des Cellons wird von einer Reihe O-W-Störungen betroffen, die man schon von Plöcken aus sehen kann. An diesen Querverwerfungen ist der Nordflügel immer etwas gehoben und nach W verschoben. Die Störungen sind in den dickbankigen Riffkalken des Mitteldevons und an den Riffbänken der *e* γ -Schichten deutliche Verwerfungen. In den dazwischenliegenden dünnplattigen Partien werden sie immer mehr zu Flexuren, so daß oft der Verwerfungsbetrag ganz unbedeutend ist. Die wichtigste dieser Störungen ist die nördlichste, die schon von Spitz (1909) erkannt wurde.

Sie läuft gut aufgeschlossen in der nördlichen Lawinenrinne des Cellons entlang. Auch hier sind die Schichten flexurartig umgebogen; mitgeschleppte Linsen von Tonflaserkalk, Obersilur und $e\gamma$ -Kalken sind mehrfach festzustellen. Die bedeutendsten werden von dem oberen Pfade am Osthang des Cellons geschnitten, der zur Cellonettaalpe führt.

Sie bestehen aus $e\gamma$ -Plattenkalken und Silurkieselschiefern; an letztere schließt sich sofort eine kleine Mulde an, in der Kokkalk und kalkiges Llandovery anstehen. Die Mulde wird bald von einer Verwerfung abgeschnitten. Sie setzt aber weiter oben unter dem P. 1838 noch zweimal auf.

Parallel der großen Hauptstörung laufen eine ganze Reihe kleinerer, die auf dem Kamm zwischen P. 1838 und dem Cellon besonders gut zu erkennen sind (Fig. 5). Es scheint mir bemerkenswert, daß eine dieser Störungen entgegen dem allgemeinen Sinn den gesunkenen Flügel auf der Südseite hat. Die nordöstliche Cellonetta wird gleichfalls von Querverwerfungen betroffen. Sie verlaufen nordnordöstlich,

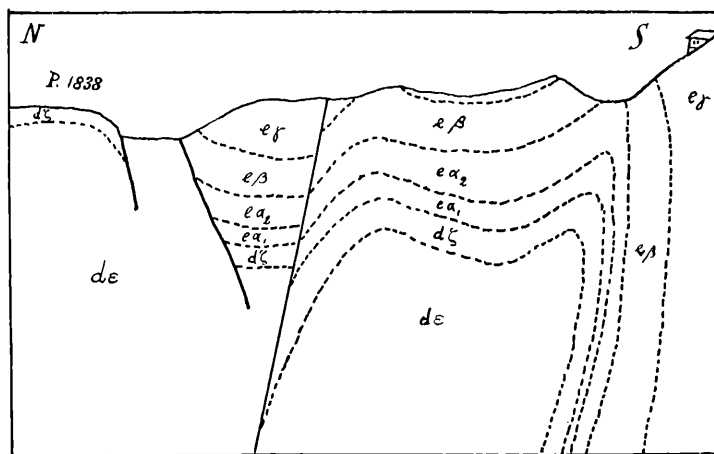


Fig.

Faltung und Verwerfung zwischen P. 1838 und der Cellon-Hauptstörung (nicht mitgeschnitten) an der Cellonetta.

der Westflügel springt nach N vor, Schleppung der Schichten ist hier recht selten. Nur einmal ist der zwischen zwei Schieferpaketen liegende leicht bewegliche Tonflaserkalk aus dem Streichen gedreht worden. Die vielen Querstörungen, die sonst in den Karnischen Alpen lange nicht so häufig auftreten, können gerade in diesem Gebiet auf eine gemeinsame Ursache zurückgeführt werden. Die Verhältnisse habe ich in Fig. 6 dargestellt. Die Achse des Cellonsattels ist im Sinne der Pfeile verschoben worden, wie aus der Achsenkarte (Fig. 13) hervorgeht. Dabei muß es nach der Vorstellung von Cloos (1928 a, b) zum Aufreißen von Fiederspalten und Scherflächen kommen. Die NNO streichenden Störungen dürften ihrem Verwerfungssinne nach Scherflächen sein. Die O—W streichenden sind wahrscheinlich Fiederspalten; sie sind aus ihrer Richtung gedreht, wobei sie sich an den flexurartigen Störungen verschoben. Cloos hat 1928a solche verschobene Fiederspalten beschrieben. Das ganze Bild erinnert sehr an die schematischen Bilder, die Cloos beim Verschieben von Ton erhalten hat (1928b).

Auf der Nordseite des Cellons, der westlichen Cellonetta tritt ein neues Element in den Sattelbau ein. Steigt man die Gräben hinauf, die vom P. 1838 durch die dichten Erlen nach NW hinunterführen, so kommt man zunächst aus dem Obersilur ganz richtig über den Tonflaserkalk in die Caradocschiefer. Nach zirka 50 m Steigung trifft man aber auf $e\gamma$ -Plattenkalke, die deutlich unter das Caradoc fallen. Unter ihnen folgen normal die Alticolastufe und der Kokkalk. Dieser wird von stark gefalteten Kieselschiefern unterteuft, die ihrerseits von steil südfallendem Kokkalk und Alticolakalken überlagert werden. Sie fallen unter das Ordoviciun, das bis zur Höhe 1838 ansteht. In den westlichen Gräben, vor allem in dem gleich östlich des großen Schuttfeldes, schieben sich noch plattige Grauwacken, die ziemlich sicher zum Karbon gehören, zwischen die Obersilurkalke und das Caradoc. Die nächsten Aufschlüsse dieser Zone finden sich im Graben westlich des P. 1520. Hier taucht aus dem Caradoc ein Obersilursattel mit Graptolithenschiefern im Kern auf. Im S wird er von schwarzen Schiefern mit Linsen stark ausgezogener Lyditkonglomerate, also sicherem Karbon überlagert, das unter das Ordoviciun des Südflügels fällt.

Es liegt hier zweifellos eine Überschiebung vor. Auf den Profilen wird sie mit II *b* bezeichnet. Diese Überschiebung ist gefaltet. Der Cellonsattel (5) ist ein Deckensattel. Die Serie unter der Überschiebung unterscheidet sich von der höheren durch die Graptolithenschiefer im Llandovery, welches in letzterer kalkig ausgebildet ist.

Der Deckensattel läßt sich leicht weiter nach W verfolgen. Östlich von P. 1403 liegt im Kern Karbon, auf das $e\gamma$ -Plattenkalke aufgeschoben sind. Obersilur und Ordoviciun der höheren Serie fallen an der Überschiebung (II *b*) aus. Das Karbon enthält hier zahlreiche kleine Linsen grünlicher Caradoc-quarzite und größere von Kalken des Rauchkofeldevons. Die Linsen sind tektonisch hineingeknetet worden. Außerdem kommen Lyditkonglomerate vor.

Die nächsten Aufschlüsse liegen über und westlich der oberen Valentinalm (Geyer 1903, Spitz 1909, Schwinner, Heritsch 1925). Hier erhebt sich eine vorspringende Felsgruppe aus dem Schutt. Über typi-

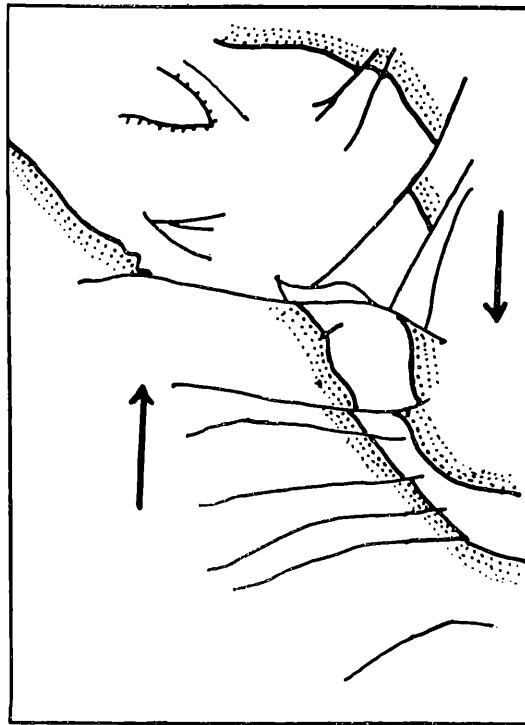


Fig. 6.

Die Verschiebung des Cellonsattels (Striche: Verwerfungen; Striche mit Punkten darüber: Schichtengrenze [Punkte im Hangenden]); die Pfeile zeigen die Richtung der Bewegung

schen Oberdevonkalken, Riffkalken des Mitteldevons, gelblichen Unterdevonkalken und $e\gamma$ -Plattenkalken kommt gleich Caradocschiefer. Das Obersilur fehlt an einer sekundären Störung. Örtlich sind Linsen von Tonflaserkalk erhalten. Auf dem etwas überkippten Caradoc liegt Karbon, in dem hier über 100 m lange Linsen von Devon der Rauchkofelfazies liegen. Die Karbonschiefer werden vom Caradoc und dem Tonflaserkalk des Südflügels überlagert. Das Obersilur fehlt im östlichen Teil fast ganz, vervollständigt sich aber rasch gegen W. Im allerwestlichsten Teil ist das Cardiolaniveau stark angeschoppt worden.

Der Nordflügel des Sattels ist hier bis zu 40° überkippt. Er ist von der Cellonetta ab immer geringmächtiger geworden. Dies hat mehrere Gründe. Einmal fehlen an streichenden Störungen einige Schichten. Die Hauptursache ist aber ein primärer Fazieswechsel. Die Riffkalke des höheren Devons werden immer mehr durch die geringmächtigen Flaserkalke der Rauchkofelfazies ersetzt. Solche Kalke sind z. B. an dem Steige aufgeschlossen, der von der östlichen Cellonetta zur unteren Valentinalm führt. Auch im Südflügel fehlen sie nicht ganz. Ich konnte zwei solcher Einlagerungen in den Riffkalken nördlich unter dem Cellongipfel (P. 2238) beobachten. Diese primäre Mächtigkeitsabnahme beginnt an der Cellonetta. Zugleich mit ihr setzt die Überkippfung ein. Am Wege Cellonetta—Theresienhöhe fallen

die äußeren Schichten mit 80° nach S, weiter nach W mit 70° . An dem Graben, der von der Grünen Schneid herunterkommt, läßt sich 50 bis 70° messen. Die nächsten Aufschlüsse zeigen 45° Südfallen; an den Kavernen bei der oberen Valentinalm geht es bis zu 30° .

Der ursächliche Zusammenhang zwischen der Überkippung und der Mächtigkeitsabnahme des Kalkes ist klar. Die gleiche Energie kann einen dicken Kalk nur zu einem symmetrischen Sattel verbiegen; bei geringer Mächtigkeit führt dieselbe Kraft aber schon zur Überfaltung. Auch die Stelle der Horizontalflexur der Cellonetta ist wohl durch den Fazieswechsel vorgezeichnet worden. Dem Cellonsattel ist eine große Menge von Karbonschiefern vorgelagert, die im Boden des Valentintales anstehen. Sie sind nur selten aufgeschlossen; meist liegen sie unter dem Gehängeschutt der beiden Talseiten. Größere Aufschlüsse finden sich an den Nordwesthängen der Theresienhöhe, östlich der oberen Valentinalm und nordöstlich derselben unter dem Mooskofel. Die Karbonschiefer bilden die unmittelbare Fortsetzung der Angertalmulde (*b*), mit der sie über die Theresienhöhe zusammenhängen. Die Mulde ist hier sehr viel schmaler, da der Zusammenschub größer ist.

Am Rauchkofel hebt sich die Mulde ganz plötzlich heraus. Die bunten Netzkalke streichen am unteren Osthang des Rauchkofels nord-südlich und fallen sehr steil nach O ein. Am Süden dieses Hanges, etwa vom P. 2074 (Alpenvereinskarte) an, drehen sie in das Generalstreichen des Valentintales ein. Man muß hier die Kalke des Rauchkofels mit dem Nordflügel des Cellonsattels verbinden. In beiden finden sich die gleichen Oberdevonkalke. In den flaserigen Netzkalken des Rauchkofels sind im südlichen Teil Riffbänke nicht selten eingelagert. Die $e\gamma$ -Plattenkalke sind die gleichen wie am Cellon. Die Gesamtmächtigkeit des Kalkkomplexes ist hier eher größer als weiter östlich im Valentintal. Die Kalke des Rauchkofels streichen allerdings sehr viel weiter südlich aus als die letzten Kalke des Nordflügels bei den Kavernen. Vielleicht geht eine Querstörung zwischen den beiden Vorkommen durch. Der Abstand kann aber auch durch die Überkippung und das Auftauchen des Sattels allein bedingt sein.

Im N liegen die Verhältnisse ähnlich. Schon Frech (1887a, 1892/94) und Spitz (1909) haben erkannt, daß einzelne Bänke des Rauchkofelosthanges mit den bunten Kalken am Südhange des Mooskofels über das Wodner Törl (Judengrastörl) zusammenhängen. Auch hier erfolgt die Drehung der Schichten in das Streichen ganz allmählich. Sie setzt etwas südlich des P. 2220 (Alpenvereinskarte) ein. Die Verhältnisse sind hier nicht ganz übersichtlich, da die Schichten dreimal um einen größeren Betrag an Flexuren nach W verschoben sind.

Das Liegende der $e\gamma$ -Plattenkalke wird von Obersilur in der Plöckenfazies, Tonflaserkalk und Caradocschiefern gebildet. Das Untersilur zieht in geschlossenem Zuge den Südhang hinauf und steht auch östlich des Rauchkofelgipfels an. Der Gipfel selber besteht aus Obersilurkalken, die hier wieder flach liegen. In der O-W-Richtung bilden die Schichten also eine typische Kniefalte. Sie fallen am Osthang erst mit 80° nach O und liegen am Gipfel selber in der O-W-Richtung flach. Den Kern dieser Kniefalte bildet das Caradoc östlich des Gipfels, welches gerade noch von der Erosion angeschnitten wurde. Durch den ganzen Südteil des Rauchkofels geht eine schon von Spitz erkannte Querstörung, deren Verwerfungsbetrag nach N immer geringer wird. Die Caradocschiefer kommen durch sie noch einmal bis fast an den Schutt des obersten Valentintales heran.

Das gleiche umlaufende Streichen zeigt die untere Kalkpartie des Rauchkofels. Auf der Südseite findet man O-W-Streichen mit überkipptem Südfallen, da Alticolakalke auf den $e\gamma$ -Schichten liegen. Auf der ganzen Westseite herrscht N-S-Streichen mit mittelstarkem bis steilem Ostfallen, das auf der Nordseite allmählich wieder in O-W-Streichen mit mittlerem Südfallen übergeht. Auf der ganzen Strecke ist die Grenze zwischen der oberen und der unteren Serie eine deutliche Überschiebung (II *b*). Am Nordosthang liegen an der Basis der Überschiebung stark gebänderte $e\gamma$ -Plattenkalke über Oberdevonkalken. Die Überschiebung zieht sehr bald an der schon oben erwähnten Kniefalte steil hinauf bis etwas unter das kleinere Kar nördlich des Gipfelbaues. Dabei schieben sich in dem Maße, wie man sich der Muldemitte nähert, allmählich Alticola- und Kokkalke der Hangendserie ein. Jenseits des Kares findet sich noch Untersilur ein. Zwischen dieses Caradoc und die eigentliche Überschiebung legen sich noch sehr stark verschuppte Llandovery-schiefer und -kalke; auch Alticolakalke finden sich in kleinen Linsen an der Überschiebung selbst. Dies sind wahrscheinlich Reste eines zurückgebliebenen Liegendschenkels, da die Kalke trotz der Verschuppung deutlich überkippt angeordnet sind. Leider ist die Stelle, wo der Liegendschenkel mit den normal gelagerten Silurschichten des Rauchkofelgipfelbaues

zusammentreffen muß, unter dem Karschutt verborgen. Aus der Spitz'schen Kartierung, der hier das Llandovery zum Ordoviciun gezogen hat, ist auch keine Klarheit zu gewinnen, obwohl damals der Schutt sicher noch nicht so ausgedehnt war.

Die Schichten des Liegendenschenkels und ein Teil der Caradocschiefer rennen kurz vor dem Westende des Nordhanges gegen eine WNW streichende Verwerfung. Jenseits derselben setzen die Schichten mit sehr reduzierter Mächtigkeit in zirka 2300 *m* Höhe am Nordwestgrat des Rauchkofels wieder auf. Von hier an liegt bis zu dem Punkte, wo die Überschiebung am Südhange des Rauchkofels in den Schutt des höchsten Valentintales ausläuft, immer Tonflaserkalk, Llandovery-schichten, Kokkalk, Cardiolaniveau und Alticolakalk mit inverser Lagerung und stark tektonisch reduzierter Mächtigkeit über der Überschiebung II *b*, beziehungsweise über den bunten Flaserkalken des Devons am Westhange oder über *e* γ -Plattenkalken am Südwest- und Südhange.

Den Zusammenhang der oberen Kalkserie mit dem Nordflügel des Cellonsattels habe ich oben dargelegt. Ich fasse die ganze Serie über der Überschiebung unter dem Namen **Cellondecke** zusammen. Darunter liegt die **Rauchkofeldecke** mit den Kalken der tieferen Serie am Rauchkofel und dem Karbon und Silur im »Streifenfenster« der Cello-netta. Zwischen beiden liegt die Überschiebung II *b*. Diese ist wie die Schichten gefaltet. Sie bildet auf der Cellonetta einen Sattel (5) und im Valentintal eine Mulde (*b*), die sich am Osthang des Rauchkofels mit einer Kniefalte heraushebt. Cellonsattel (4) und Angertalmulde (*b*) sind also Deckensattel und Deckenmulde (im Sinne von M. Richter 1927).

Die Rauchkofeldecke ist am Rauchkofel in sich mehrfach gestört. Zunächst vermindert sich ihr Schichtenbestand nach S in dem Maße, wie der der Cellondecke zunimmt. Am Nordhang des Rauchkofels liegen noch Oberdevonkalke, östlich des Rauchkofelkars sogar noch etwas Karbonschiefer unter der Überschiebung II *b*. Das Oberdevon keilt dann bald an ihr aus. Die bunten Netzkalke lassen sich noch auf die Westseite verfolgen, hier hören sie an einer Verwerfung plötzlich auf. Die Alticolakalke über der Überschiebung (II *b*) liegen auf der Nordseite der Störung auf zirka 30 *m* mächtigen Netzkalken, auf der Südseite auf den *e* γ -Plattenkalken. Die Verwerfung ist hier also älter als die Überschiebung II *b*. Da die Überschiebung aber selber noch um zirka 10 *m* mitverworfen ist, muß die Störung noch einmal aufgerissen sein.

Unter den *e* γ -Kalken folgt in der Rauchkofeldecke Alticolastufe, Cardiolaniveau und Kokkalke in der Plöckenfazies. Llandovery ist als Graptolithenschiefer ausgebildet. Caradocschiefer und Tonflaserkalk finden sich am Nordwestgrat des Rauchkofels und östlich des Judengras.

Die Rauchkofeldecke ist ihrerseits wieder auf Karbon überschoben, das vielleicht schon zur Mooskofeldecke gehört. Auch die Überschiebung (II) zeigt die Muldenfaltung mit überkipptem Südflügel und das flexurartige Auftauchen der Mulde. Die Überschiebung (II) selber verläuft einigermaßen glatt, wenn man von der oben angeführten Faltung absieht. Die untersten Schichten der Rauchkofeldecke dagegen sind in sich mehrfach stark gefaltet. Östlich des Judengras z. B. trifft man in einigen Gräben die Graptolithenschiefer dreimal, den Kokkalk viermal an; die Faltenumbiegungen sind zu sehen. Im Kern der Faltenmulden liegen *e* γ -Kalke, in dem der Sättel Caradocschiefer und Tonflaserkalk. An den Faltenumbiegungen sind im Liegenden durch die Überschiebung die Caradoc- und Graptolithenschiefer weggeschürft worden. Sie blieben nur in den Sätteln erhalten.

Stark gestaucht sind auch die tieferen Obersilurschichten am Nordwestgrat des Rauchkofels; merkwürdigerweise zieht hier der näher an der Überschiebung gelegene Tonflaserkalk glatt durch. Am Südwestgrat des Rauchkofels (Bödentörl) läßt sich gleichfalls eine Faltung der höheren Serie erkennen. Der Verlauf der Überschiebung ist hier nicht ganz klar, da der Aufschluß zu schmal ist. An ihr sind noch einige Reste tiefer Schichten eingequetscht (Himmelberger Quarzit über Llandovery) (Fig. 7). Weiter östlich, nördlich von P. 2238, sind die Überschiebung und die Schichten über ihr ganz glatt. Es liegt Alticolakalk über Karbon; im letzteren finden sich Linsen sehr verschiedenartiger Kalke. Am Judengras bestehen sie meist aus Tonflaserkalk. Ich habe hier bedeutend weniger feststellen können, als Spitz auf seiner Karte angibt; jetzt liegt an der Stelle ein kleiner Bergsturz.

Ich habe oben gezeigt, wie die Devonkalke der Cellondecke im Nordflügel gegen N und W geringmächtiger werden. Auf dem Südflügel ist davon nichts zu merken. Die Kalke haben vom Cellon bis zum Eiskar fast die gleiche Mächtigkeit. Am Cellon stehen sie in der Biegungszone senkrecht und

streichen N—S; allmählich drehen sie sich nach W in das O-SO-Streichen hinein. Sie fallen dabei noch mehr oder weniger steil nach S ein. Dies steile Einfallen herrscht bis an den Graben vor, der vom Grünen Tal unter der Grünen Schneid ins Valentintal hinabkommt. Jenseits desselben fallen die Kalke ganz schwach nach S. Durch den Graben läuft eine Verwerfung. Sie trennt die Gebiete verschiedenen Einfallens. Frech gibt 1892/94 auf seiner Tafel 4 ein schönes Bild von dieser Zone. Die Nordseite des Cellons wird von der Fortsetzung der Hauptverwerfung der Cellonetta durchschnitten; diese Verwerfung kreuzt etwas westlich des Gipfels den Grat und läuft dann knapp südlich desselben weiter. Diese Verwerfung ist auf der Tafel 4 von Frech (1892/94) gleichfalls zu sehen. Sie legt Mitteldevon neben Karbon; das Karbon transgrediert südlich des Cellons normal auf Oberdevon, beziehungsweise dem tiefsten Unterkarbon. Die Transgressionsfläche ist am Grat beim Grenzstein 129 prachtvoll

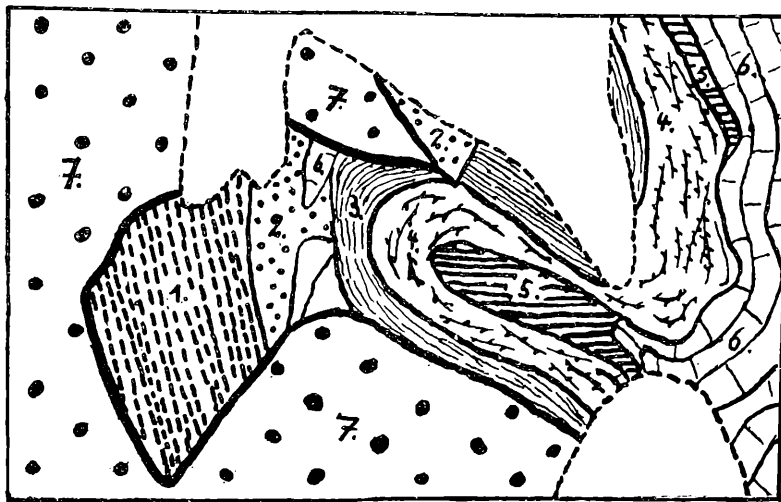


Fig.

Kartenskizze einer Faltungszone über der Überschiebung II am Bödentörl (Rauchkofel).

Breite der Skizze 150 m. 1 Kieselschiefer, 2 Himmelberger Quarzit (Ordovicium), 3 Trilobitenschiefer, 4 Kokkalke, 5 Cardiolakalke zum Teil ausgequetscht, 6 Altiolakalk, 7 Karbon der Mooskofeldecke. Die Schichten 1 bis 6 gehören Rauchkofeldecke.

aufgeschlossen. Eine geringe Winkeldiskordanz ist vorhanden. Die Transgressionsfläche ist mit Geröllen von Ton- und Kieselschiefen bedeckt. Sie greift von Bank zu Bank tiefer nach O hin ein. In den Karbonschiefen über der Transgressionsfläche finden sich bis kindskopfgröße Kalkgerölle. Weiterhin kommt eine Zone, in der man nur Schiefer und Grauwackenbänke findet. Gegen die Westseite der Grünen Schneid, im Hangenden des Schieferpaketes finden sich wieder massenhaft Kalkbrocken; sie haben alle Linsenform und sind sicher tektonisch hineingeknetet worden. Sie liegen isoliert im Schiefer ziemlich wirr zueinander.

Auf keinen Fall kann man diese Linsen als Durchspießung der liegenden Kalke auffassen, wie es Vinassa (1911) angenommen hat. Man sieht fast bei allen, wie die Schiefer deutlich auch unter die Kalke einfallen und die ganze Linse schichtparallel liegt. Es könnte sich allenfalls noch um eine Riesenbreccie handeln; dagegen spricht, daß die Linsen doch verhältnismäßig selten mitten in feinklastischen Elementen ohne Kalkgehalt liegen. Sie können sich auf keinen Fall berühren; ferner besitzen sie zum Teil eine beträchtliche Längenausdehnung bei geringer Breite; solche Tafeln würden bei der geringsten Bewegung ohne Schieferpakete an beiden Seiten zerbrechen.

In der Wand des Kollinkofels stehen die Kalke senkrecht, beziehungsweise fallen leicht überkippt nach SW. Vinassa glaubt sie zum Oberdevon stellen zu müssen (1911). Sie sind hier in einer schmalen Zone recht plattig und passen deshalb wohl nicht zu den mitteldevonen Kalken. Da weiter im S Oberdevonfaunen in diesen Schichten gefunden wurden, habe ich sie auf der Karte hierher gestellt. Die Grenze Kalk—Schiefer fällt etwas überkippt ein; sie ist keine Transgressionsfläche. Am Gabelkopf sind die Störungen dieser Zone gut aufgeschlossen. Man sieht im S erst flachliegende Riffkalke,

die wahrscheinlich ins Mitteldevon gehören. Nach N schließt sich unvermittelt eine schmale Zone steilstehender plattiger Kalke an. In der Scharte liegen Karbonschiefer, die deutlich unter die Kalke fallen. Der eigentliche Gabelekopf besteht wieder aus Riffkalk, in den zwei ganz kleine Schieferfetzen eingeschuppt sind. Nördlich des Kopfes stehen noch einmal Schiefer an, die unter den Kalk des Gabelekopfes fallen. Sie grenzen an flachliegende plattige Kalke. Zwischen beiden geht eine Verwerfung durch, die sich nach O noch ein wenig weiter verfolgen läßt. Im W läuft sie südlich der Kunzköpfe durch. Frech hat (1892/94, Taf. 6) ein Bild von dieser Zone gegeben.

Dieselben Störungen sind ausgezeichnet in der Nordwestwand der Kellerspitzen aufgeschlossen. Sie bilden hier die mehrfach abgebildete »Flexur« der Kellerwand (Frech, 1892/94, Taf. 7; Geyer, 1911, Taf. 4). Unter den Kunzköpfen liegen die $\epsilon\gamma$ -Plattenkalke horizontal. Sie gehen wie am Cellon nach

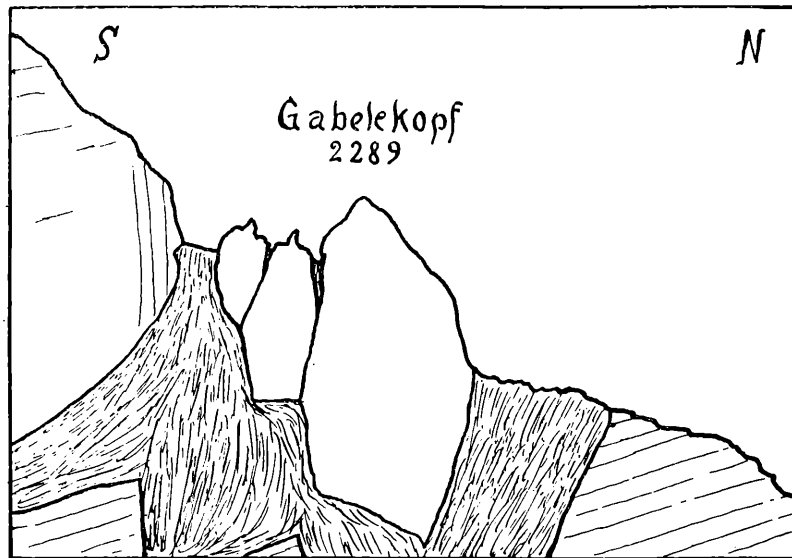


Fig. 8.

Profil durch den Gabelekopf.

Kalke: hell mit Bankung; Schiefer: nach der Schieferung gestrichelt.

oben in eine mächtige Zone gelblicher Plattenkalke über, die von den Riffkalken überlagert werden. Südlich der Störungszone sind diese plattigen Kalke viel weniger mächtig, was besonders auffällt, wenn man eine der Riffbänke in den $\epsilon\gamma$ -Schichten zum Vergleich heranzieht. Die sogenannte »Flexur« ist nicht so einfach zu erklären, wie schon aus dem Störungsbild hervorgeht. Die steilfallenden Kalke stoßen überall mit scharfer Grenze an die söhlige gelagerten. Dabei sind sie in dieser Zone bestimmt etwas nach N überschoben worden. Die »Flexur« ist also eigentlich eine Überschiebung (II a). Der Überschiebungsbetrag braucht 100 m nicht zu übersteigen, dürfte aber beträchtlich größer sein. Über den Riffkalken folgen wieder plattige Kalke, die rings von Störungen umgeben und in sich muldenförmig gefaltet südlich der Kunzköpfe anstehen. Im Prinzip haben wir hier die gleichen Verhältnisse wie am Gabelekopf; der Schnitt liegt bloß in einem tieferen Niveau. Steil stehende Schichten, die nach S mit flachliegenden zusammenhängen, liegen über einer schwach nach S fallenden Serie. Die obere Serie ist hierbei auf die untere nach N überschoben worden (II a). Die Kalke der oberen Serie wurden hierbei sattelförmig vorgewölbt, sie bilden den Sattel (5). Zwischen beiden Massen liegt eine überfahrene Muldenzone von Oberdevon, beziehungsweise Karbon. Diese Zone ist an der Grünen Schneid voll von abgesplitterten Kalklinsen. Vom Mooskofel übersieht man die Tektonik am besten. In der Wand unter dem Eiskar liegen die Kalke der Cellondecke von vielen Querstörungen durchsetzt fast horizontal. Dann kommt das flachere Stück des Eiskars, in dem die Schiefer gerade von der Erosion weggenommen wurden. Im O schließen sich an das Eiskar die Karbonschiefer der Grünen Schneid an. Darüber baut sich die gewaltige eigentliche Kellerwand auf. Die Kalke fallen in ihr schwach nach O, während sie unten fast horizontal liegen;

Querstörungen habe ich in der oberen Zone nicht gesehen. Das schmale Gebiet steilen Fallens vor der Kellerwand ist vom Mooskofel aus nicht zu bemerken. Man meint zwei voneinander unabhängige tektonische Elemente vor sich zu haben. Die Überschiebung zwischen den beiden Serien halte ich wegen des verschiedenen Baues der oberen und unteren Serie für wichtig genug, um auf den Profilen besonders bezeichnet zu werden. Sie trennt zwei Teildecken, die liegende ist die Cellondecke, die hangende möchte ich **Kellerwanddecke** nennen, die Überschiebung selber wird mit *IIa* bezeichnet. Sie muß sich unter dem Valentingletscher irgendwie mit der Überschiebung *IIb* vereinigen.

Die Kalke der Kellerwanddecke streichen bis zum Valentin- und Wolayer Törl durch. Sie werden von einigen Querwerfungen durchsetzt, die bedeutendste zieht zur Kellerscharte hinauf; an ihr kommen wahrscheinlich die Unterdevonkalke des Kellers herauf (Gortani, 1912). Sie verbindet sich über das Valentintal hinweg mit der Verwerfung am Rauchkofel (Spitz, 1909). Von den Kellerspitzen bis zur Seewarte greift die Riffazies in immer tiefere Schichten hinein; sie reicht schließlich bis ans Obersilur. Spitz (1907) hat dies wohl zuerst erkannt.

Am **Valentintörl** ist das Liegende der Kalkmassen aufgeschlossen. Der sehr komplizierte Schuppenbau ist oft beschrieben worden. Schwinner hat (und Heritsch 1925) eine Zusammenfassung der bisher erschienenen Literatur gegeben und ich habe (1927) die Stratigraphie dieser Zone neu zu deuten versucht. Um alle Verhältnisse übersehen zu können, wurde eine Kartenskizze in ganz großem Maßstab aufgenommen (Taf. 5); genaue Profile durch den Törlkopf wurden schon oben gegeben (p. 138 ff.).

Die *e* γ -Dolomite liegen im südwestlichen Törl normal über die *Rh. megaera*-Schichten, die ihrerseits von tieferem Obersilur und Ordoviciun unterlagert werden. Etwas schwieriger liegen die Verhältnisse auf der Ostseite des südlichen Törls. Hier findet sich unter den *e* γ -Kalken gleich Caradocschiefer von der gleichen Beschaffenheit wie am westlichen Hange. In ihnen liegen drei Linsen von dolomitischem Kalk. Dann treten noch einmal *Rh. megaera*-Schichten auf, die scheinbar mit der Hauptmasse am Westhang zusammenhängen. Sie werden unmittelbar von Karbonschiefern und Lyditkonglomeraten unterlagert. Wir haben an der Kammlinie starke Schuppung in den liegenden Teilen der Kellerwanddecke. Nach W hört die Schuppung an einer Querstörung plötzlich auf. Im O trifft man diese Schuppenzone in einer kleinen Schuttinsel wieder. Hier liegt *e* γ -Kalk, Krinoidenkalk und Caradocschiefer mit kleinen Überschiebungsflächen übereinander. Dann erst beginnt das normale Profil mit der »bunten Grauwacke«, dem tieferen Obersilur und *Rh. megaera*-Schichten. Weiter östlich finden sich keine Aufschlüsse mehr. In der Schuppenzone liegt die Überschiebung *IIa*, die sich unter der Kellerspitze mit der Überschiebung *IIb* getroffen hat. Nördlich dieser Störung liegt mit steilem Südfallen eine tiefere Serie. Das Devon ist in Rauchkofelfazies ausgebildet, während die Obersilurschichten Wolayer Fazies zeigen. Wir sind damit in das Gebiet der Rauchkofelböden gelangt. Der von drei kleinen Querverwerfungen durchsetzte Törlkopf bildet eine einheitliche Serie vom Karbon bis ins Ordoviciun, die im nördlichen Törl wieder auf Karbon aufgeschoben ist. Unter letzterem folgen rote Devonkalke; sie werden in der Klamm, durch welche der für den internationalen Geologenkongreß angelegte Weg auf den Rauchkofel führt, von einer bajonettförmig durchsetzenden Störung abgeschnitten. Im Winkel der Störung steht etwas Obersilur an. Dann folgt gegen den Rauchkofel zu eine Zone von Kalklinsen im Karbonschiefer, jenseits des Linsenzuges steht man im überkippten Silur der Rauchkofeldecke.

Nach W wird die Zone der Rauchkofelböden breiter. Der Linsenzug ist nur bis zur Verebnung am P. 2175 nachzuweisen. Die Tektonik ist hier in den Einzelheiten sehr kompliziert. Am Wolayer See haben wir einen kleinen Sattel (Frauenhügelsattel), eine nördlich daranschließende Karbonmulde und einen aufsteigenden Sattelast von Devonsilurkalken, die mit oder ohne Zwischenschaltung von Ordoviciun auf das Karbon der Mooskofeldecke geschoben sind (Fig. 9). Gegen O wird die Mulde fast ganz ausgequetscht. Der südliche Sattel ist gleich auf den nördlichen Sattelschenkel geschoben. Außerdem schließt sich der Sattel nach O; die Drehung ist zweimal am P. 2054 und am P. 2078 zu beobachten, da hier eine spießbeckige Störung durchgeht. Dem nördlichen Sattelschenkel entsprechen die Kalke südlich des P. 2175. Wie die Serie nördlich des Valentintörls einzuordnen wäre, ist nicht zu sagen (Einzelheiten der Tektonik siehe v. Gaertner, 1927).

In dieser Schuppenzone läßt sich die Diskordanz unter dem Karbon mehrfach nachweisen. Am Abfluß des Wolayer Sees, wo die Quelle nach kurzem Lauf wieder in den Kalken versickert, liegt das

Karbon nebeneinander auf Cheilocerasstufe und Gonioclymenienstufe (Fig. 10, Fig. 11). Die Verhältnisse sind sehr kompliziert. Die Cheilocerenkalke liegen auf dem ebenen Stück vor dem steilen Abbruch fast horizontal; gegen S zu fallen sie steiler, dabei greifen tiefe Taschen von Karbonschiefern in die Kalke ein. Die Grenze Karbon—Cheilocerenkalk kann also nicht gar zu weit erodiert worden sein. Wo sie aufgeschlossen ist, steht sie fast senkrecht. Auch die Karbonschiefer selbst fallen mit ihren Konglomerat- und Grauwackenbänken steil nach S ein. Man kann am Nordrand der Schlucht *a* deutlich Schieferfetzen und Transgressionstaschen sehen. Diese Grenze ist gleichfalls die echte Transgressionsfläche, die hier knieförmig verbogen ist. Dreht man die Falte so zurück, daß die Karbonschiefer horizontal liegen, so ergibt sich, daß die Cheilocerenkalke, da wo jetzt die Flexur ist, eine Mulde gebildet haben müssen. Zwischen die Cheilocerenkalke und das Karbon schiebt sich nun eine 2 *m* mächtige, zirka 15 *m* lange Bank von Gonioclymenienkalk. Die Grenze gegen die Cheilocerenkalke ist eine Störung; sie muß vor der Ablagerung des Karbons schon existiert haben. Ursprünglich hat sie ganz flach gelegen.

Im südlichen Zug liegt das Karbon auf Manticocerasstufe und Platyclymenienstufe. An der Südseite des Frauenhügels fand sich im Transgressionskonglomerat ein mehrere Meter langer Block von Kalk der *Prolobites*-Stufe.

Auf die Karbonschiefer südlich des Frauenhügelsattels sind die Silurdevonkalke des Seekopfsockels aufgeschoben. Sie beginnen mit hellen Crinoidenkalken, denen das weitere Obersilur aufgelagert ist.

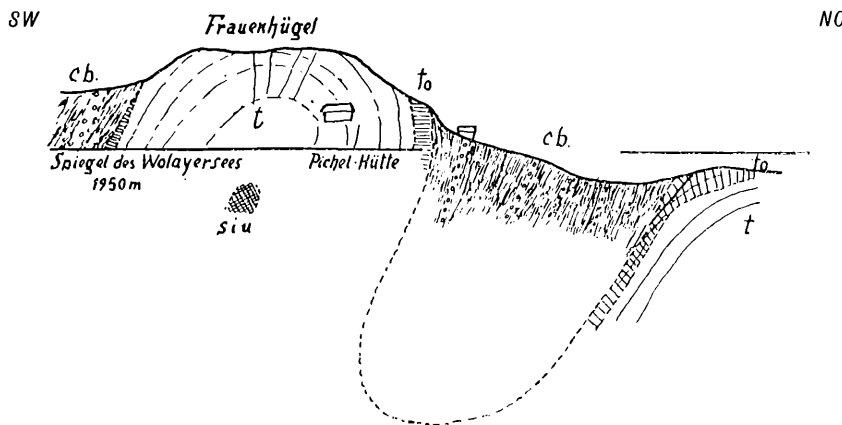


Fig. 9.

Profil durch den Frauenhügel.

cb.: Karbon; *to*: Oberdevon; *t*: bunte Netzkalke; *siu*: Ordoviciem.

Rote Devonkalke folgen, in denen Spitz (1909) am Wolayer Törl Goniatitenquerschnitte entdeckte. Auf kleinen Karren im Devonkalk transgredieren die Karbonschiefer mit Kalamitenresten; auch Lyditkonglomerate finden sich. Auf das Karbon ist Ordoviciem aufgeschoben (II *a*). An der Grenze finden sich einige Kalklinsen, sie entsprechen der Linsenzone des südlichen Valentintales. In der kleinen, westlich anschließenden Schuttinsel ist die Überschiebung noch einmal aufgeschlossen. Dies ist der westlichste Punkt der Zone der Rauchkofelböden.

Ich muß nun noch die Stellung der Krinoidenbank näher erörtern. Gortani hat aus ihr eine reiche Riffauna des Unterdevons beschrieben (St. der *K. conjugula*). Sein Fundpunkt liegt am Seekopfsockel unter dem Grat. Er gibt mehrfach an, daß alle Stücke aus dem Anstehenden stammen.¹ Das Unterdevonalter der Hellen Bank widerspricht aber vollkommen ihrer tektonischen Stellung. Sie liegt vom P. 2175 bis unter den Wolayer See, im südlichen Törl und in der Schuttinsel östlich des Törls, kurz in jedem größerem Vorkommen, zwischen Ordoviciem und Wenlock-Tarannon. Dabei ist sie mit den Aulacopleuraschichten der Rauchkofelböden durch Übergänge im Hangenden verbunden, was besonders gut in den Schützengraben beim P. 2175 zu sehen ist. Aber auch am Törlkopf und am Seekopfsockel

¹ Tutti i fossili descritti nelle pagine seguenti furono da me raccolti in posto nei calcari sottostanti agli strati calcarei neosilurici con *Orthoceras*, alla base del Capolago (Seekopf) e precisamente alla base dello sperone che si eleva sopra il passo e il lago de Volaja. (Gortani, 1915, p. 118.) »In posto« von Gortani unterstrichen.

sprechen die Aufschlüsse eindeutig für die stratigraphische Verbindung der Hellen Bank mit den Aulacopleuraschichten, was schon Gortani (1912c) erkannte. Das Tarannon geht an den Rauchkofelböden normal ins höhere Obersilur und schließlich ins Devon der Rauchkofelfazies (nicht Riffazies!) über. Eine ähnliche Verbindung von Obersilur mit der Hellen Bank kann man auch in mehreren der großen Kalklinsen auf den Rauchkofelböden beobachten.

Da Wenlock im Seekopfsockel über der Hellen Bank liegt, muß, falls letztere Unterdevon ist, eine Störung zwischen beiden Schichten vorhanden sein, ganz gleich, ob man die ganze Serie als überkippten Sattel oder als Schuppenbau auffaßt. Die Störung muß den Schichten genau parallel gehen, da immer die Aulacopleurabänke über der »Hellen Bank« liegen. Das liegende Karbon könnte hier allenfalls

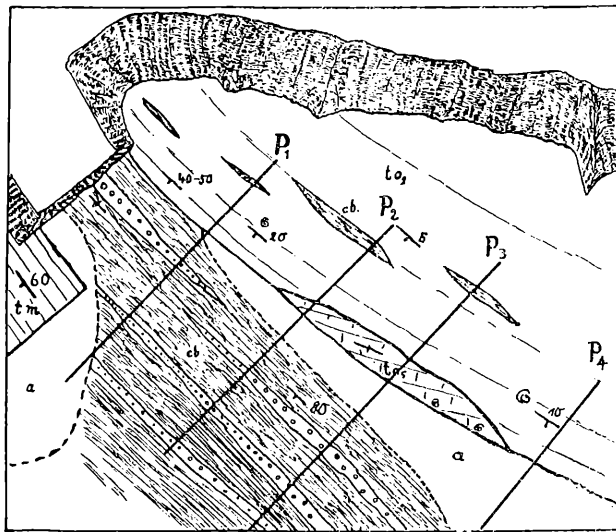


Fig. 10.

Erläuterung zu Fig. 10 und Fig. 11.

Kartenskizze und Profile der Gegend nördlich des Wolayer Sees, östlich des Frauenhügels.

zirka 100 bis 150 m tiefe Schlucht; cb: Karbon; to 5: Gonioclymenienstufe; to 2: Cheilocerenstufe; tm: bunte Netzkalke.

Die Striche folgen der Bankung und Schieferung. Länge der Kartenskizze ungefähr 150 m.

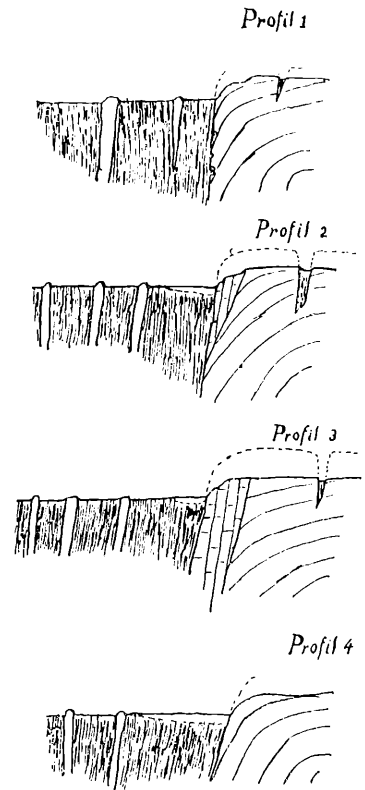


Fig. 11.

auf der Hellen Bank transgredieren, obwohl solch tiefes Eingreifen der Transgression äußerst ungewöhnlich wäre. Schwieriger wird die Sache, wenn man die anderen Stellen unter diesem Gesichtspunkt betrachtet. Überall müßte diese Störung genau an der stratigraphisch gleichen Stelle liegen, immer müßte sie schichtparallel gehen und gerade an gut aufgeschlossenen Stellen zufällig so liegen, daß man einen Faziesübergang herauslesen kann, dazu muß noch eine zweite Störung kommen, die das Unterdevon vom Untersilur trennt. An dieser Störung würden beim P. 2175 zufällig Gerölle der liegenden Schicht auftreten; dazu schwankt die Mächtigkeit dieser zwischen zwei Störungen eingeklemmten Bank auf größere Entfernung nur um 1 bis 2 m (abgesehen vom südlichen Törl). Dazu kommt noch, daß sich trotz intensiven Suchens nirgends in der Bank selbst guterhaltene Fossilien fanden.¹ Dagegen findet sich in hausgroßen Blöcken am Fuße der von der »Hellen Bank« gebildeten kleinen Wand eine reiche unterdevonische Fauna. Die Blöcke sind petrographisch oft nicht von der »Hellen Bank« zu unter-

¹ In der Kaverne am Valentintörl fand sich *Orthis* sp. am Seekopfsockel der Abdruck eines glatten Pentameren.

scheiden; sie stehen aber nicht hier an, sondern sind durch das Eis hierher transportiert worden, was auch für die Blöcke gilt, in der Spitz die von Scupin beschriebene Fauna fand (Spitz, 1909; v. Gaertner, 1927). Wenn etwas Schnee liegt, kann man solche Blöcke leicht für anstehend halten.

Einige Fossilien Gortani's sind nur aus dem Obersilur bekannt, weitere kommen schon im Obersilur vor. Sie könnten natürlich aus der Bank selbst stammen. Ferner beschreibt Heritsch (1929b) sichere Obersilurfossilien aus der »Hellen Bank« (nach Funden von Stache und Geyer).

Ich glaube nach dem Vorgesagten meine im stratigraphischen Teil ausgesprochene Ansicht aufrechterhalten zu können, daß die »Helle Bank« ins Llandovery gehört. Sicherheit können nur neue Fossilfunde aus der »Hellen Bank« auch von anderen Stellen geben.

Die Stellung der Zone der Rauchkofelböden im allgemeinen tektonischen Bild ist unklar.

Nördlich des Valentintörls muß der nach N überkippte Cellonsattel (4) durchziehen. Es liegt nahe, die Überschiebung IIa (vereinigt mit IIb) vom südlichen Valentintörl mit der Überschiebung IIb vom Rauchkofel zu verbinden. Das Devon der Rauchkofelböden fügt sich dann zwanglos an das der Rauchkofeldecke. Den Sattelkern würde dann die Linsenzone zwischen beiden Vorkommen bilden, die ja auch unter der Angertalmulde am Nord- und Westhang des Rauchkofels sich erkennen läßt.¹ Gegen die Verbindung sprechen die engen Beziehungen der Wolayer Fazies zum Obersilur der Kellerwanddecke. Zum Silur der Rauchkofeldecke hat die Wolayer Fazies keine Beziehung. Ich kenne sie aber nur aus der Umgebung des Sees. Wenn man die Rauchkofelserie an die Rauchkofeldecke anhängt, muß man wohl eine in der heutigen Faltenrichtung streichende Silurhebungsachse annehmen. Leider liegen die für die eine oder andere Auffassung entscheidende Stellen unter dem Valentingletscher oder dem Schutt des Wolayer Tales. Um dieser Unklarheit gerecht zu werden, habe ich die Zone der Rauchkofelböden auf der tektonischen Übersichtskarte (Taf. 1) besonders abgegrenzt.

Oben habe ich die Verbindung der Kalke des Rauchkofels mit den bunten Kalken auf der Nordseite des Valentintales beschrieben. Diese bilden den Nordflügel der Angertalmulde. Man kann unter dem Gamskofel zwei Serien erkennen. Unter den Karbonschiefern des Valentintales folgen schwach metamorphe Netzkalke des Devons, die von $e\gamma$ -Plattenkalken unterlagert werden. Die Schichten stehen senkrecht oder fallen steil gegen das Valentintal ein. Ihr Zusammenhang mit der Cellondecke vom Rauchkofel wird durch den Felsriegel südlich des Wodner Törls bewiesen. Zwischen die $e\gamma$ -Kalke der Cellondecke und die Bänderkalke des Gamskofels, die der Mooskofeldecke angehören, schieben sich nochmal bunte Netzkalke ein. Sie bilden eine schmale Zone von oft nur wenigen Metern Mächtigkeit. Örtlich kommen kleine Linsen von Karbonschiefern (z. B. hart östlich des Wodner Törls) oder Caradoc vor (z. B. westlich des Gamsgrabens). Diese Zone habe ich nicht überall auf die Karte bringen können; östlich des Gamsgrabens² fehlt sie überhaupt.

Diese Kalke vertreten die Rauchkofeldecke. Sie sind tektonisch stark ausgezogen. Außerdem werden sie hier an jüngeren Längstörungen noch weiter unterdrückt (siehe unten), die besser entwickelte obere Devonsilurserie gehört der Cellondecke an. Beide zusammen bilden den Nordflügel der Angertalmulde (b).

Am Gamsboden liegen die Kalke der Cellondecke unmittelbar auf dem Karbon der oberen Mooskofeldecke. Sie springen von da nach O an einer Querverwerfung vor und liegen ohne jede Zwischenschaltung neben den Bänderkalken. Die Grenze zwischen beiden ist vermutlich eine Verwerfung; erstere steht steil, während die Oberdevonkalke mit 30° nach S fallen. Nach N stoßen sie also gegen die Wände des Mooskofels. Die Verwerfung gehört einer jüngeren Störungszone an, die ich im Zusammenhang behandeln möchte.

Der Nordflügel der Angertalmulde (b) ist in der Plöckener Talstufe wieder normal entwickelt (vgl. Profil 2). Auch hier kann man mindestens zwei Serien unterscheiden. Am klarsten ist das Profil in der Angertalklamm. Am Nordeingang stehen wenig steil nach S fallende gebänderte Oberdevonkalke an; sie könnten vielleicht zur Mooskofeldecke gehören. Sie werden von Silurkieselschiefern überlagert. Unter diesen liegt die Überschiebung II. Dann folgen Kok- und Alticolakalke, die den großen Wasserfall bilden. Die Schichten sind deutlich flexurartig verbogen. Im südlichen Teil stehen sie senkrecht.

¹ Hierher würde ich z. B. die Linsen am Judengras und die beiden jetzt überrollten Linsen am Westhange des Rauchkofels stellen, die Spitz auf seiner Karte einzeichnet.

² Gamsgraben ist der Graben östlich des Gamskofels, der vom Kar unter dem Hinteren Mooskofel Valentintal hinunterzieht.

Über den Alticolakalken folgen die $e\gamma$ -Kalke und das übrige Devon. Ungefähr in der Mitte der Klamm beginnt dann die Serie von neuem mit den $e\gamma$ -Plattenkalken. An der Überschiebung (II *b*) sieht man noch Reste von tieferem Obersilur eingequetscht.

Die Kalke der Rauchkofelfazies lassen sich nach O ziemlich weit den Polinik hinauf verfolgen. Sie grenzen mit einer deutlichen Verwerfung an das südlich vorgelagerte Karbon. Im N ist die Grenze gegen die Bänderkalke und das Untersilur der Mooskofeldecke gleichfalls eine Verwerfung. Die Kalke

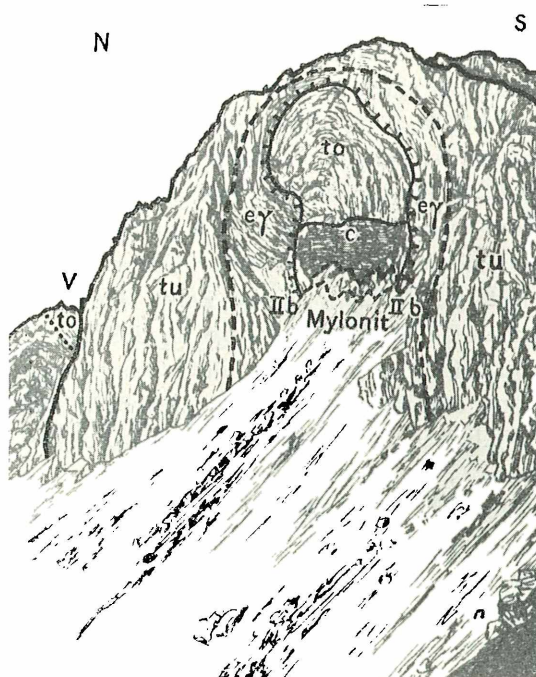


Fig. 12.

Blick auf die Elferspitz vom Ostkamm des Polinik. P. Misch. gez. nach einer Phot. d. Verf.

c Karbon; *to* Oberdevon; *tu* gelber Plattenkalk, *eγ* schwarzer Plattenkalk.

auf beiden Seiten streichen gegeneinander. Die Verwerfung läuft durch den Graben, der von der Himmelberger Alm herunterkommt. An ihr sind noch Reste von Silurkieselschiefern der Rauchkofeldecke, Bänderkalken, ordovizischen Quarziten und Schiefern der oberen Mooskofeldecke eingeklemmt.

Die Kalke des Nordflügels der Angertalmulde finden sich in einer kleinen Schutttinsel gleich südlich des Polinikgipfels wieder. Auch hier kann man eine höhere und tiefere Serie unterscheiden, die durch die Überschiebung (II *b*) getrennt werden.

Äußerst verworren ist die Tektonik am Poliniktörl zwischen Elferspitz und Polinik (vgl. Taf. 4, Prof. 2 und Fig. 12). Am Grat trifft man erst auf Karbonschiefer, die normal auf Devonbänderkalken des Polinik liegen; darüber folgt eine stark gefaltete und verworfene Serie von Obersilur und Devon in Rauchkofelfazies. Zwischen Karbon und Silur liegt die Überschiebung II. In Prof. 2, Taf. 4 habe ich die Tektonik etwas schematisiert darzustellen versucht. Sie wird von einem Sattel beherrscht, dessen Scheitel im Grat der Elferspitz liegt. Man sieht ihn auf Fig. 12. Den Kern dieses Sattels bildet Devon in Rauchkofelfazies, während außen herum $e\gamma$ -Schichten und höheres Unterdevon liegen, wie sie am Cellon vorkommen. Zwischen dem inneren und äußeren Devon liegt die Überschiebung II *b*. Nach S wird die obere Serie durch Devon der Rauchkofelfazies vervollständigt. Eine mächtige Kalkbank tritt hier am Südhang deutlich hervor. Sie ist zerbrochen und disharmonisch zu den mehr plattigen Kalken gefaltet worden. Im Grat von der Elferspitz zum Poliniktörl liegt eine dem Sattel vorgelagerte Mulde. Auch hier ist die Überschiebung II *b* gut zu erkennen. An der dritten Geschützstellung, vom Paß nach O gezählt, sind noch Graptolithenschiefer der Cellondecke aufgeschlossen. Darunter liegt das Devon der Rauchkofeldecke.

Die Kalke der Rauchkofeldecke im Kern des Sattels unter der Elferspitz setzen sich nicht nach unten fort, sondern werden von Karbonschiefern unterlagert. Das Karbon dürfte schon zur Mooskofeldecke gehören. Die Rauchkofeldecke ist hier bei der Faltung stark zerrissen worden. Weiter nach N kommt sie an einer Verwerfung wieder herauf. In ihr liegt hier die vollständige Serie vom Devon bis zu den Caradocschiefern. Die letzteren liegen auf dem Karbon der Mooskofeldecke (Überschiebung II).

Gegen O werden die Schichten noch mehr gestört, da noch eine Querflexur ähnlich wie am Rauchkofel hinzutritt, an welcher der östliche Flügel gesunken ist. Dabei kam es zu gewaltigen Abscherungen, die besonders gut an der dicken Kalkbank der Cellondecke zu beobachten sind. An einigen Stellen lassen sich kleine Überschiebungen gegen O feststellen.

Die Rauchkofeldecke liegt hier meist unter dem Talschutt. Strichweise kommt sie mit Karbonschiefern im Sattelkern auf dem oberen Nordhang der Elferspitz heraus.

Es ist wichtig, daß in der Cellondecke die Riffazies sich hier mit der Rauchkofelfazies verzahnt. Die Grenze Riffazies-Rauchkofelfazies geht in der Cellondecke schräg über die Angertalmulde hinweg. Der Elferspitzsattel entspricht in seiner faziellen Stellung dem Nordflügel des Cellonsattels südlich der unteren Valentinalm. Für die Faziesverhältnisse des Silurs ist es wichtig, daß am Grat der Elferspitz Kieselschiefer in der Cellondecke vorkommen. Sie machen es wahrscheinlicher, daß die mächtigen Kieselschiefer des Sattels (3) zur Cellondecke gehören; am Cellon selbst und am Rauchkofel ist das Llandovery der Cellondecke fast ganz kalkig ausgebildet.

Zusammenfassung.

Das Angertal und das Valentintal gehören einer Muldenzone, der Angertalmulde (*b*), an. Im S schließt sich der Sattel des Cellons (4) an. Im O ist dieser Sattel symmetrisch; jenseits des Plöckenpasses wird er gegen N überkippt und hebt sich etwas heraus. Gleichzeitig werden die Kalke im Nordflügel geringmächtiger; es setzt die Rauchkofelfazies des Devons ein. Die Störungen der Cellonetta werden durch das Vorspringen des Sattels nach N bedingt. Im Sattelkern kommt eine tiefere Decke mit Karbon und Silur heraus (Rauchkofeldecke, Überschiebung II *b*). Die Angertalmulde hebt sich am Rauchkofel heraus; diese Heraushebung bedingt das umlaufende Streichen an diesem Berg.

Die Störung in der Wand unter den Kellerspitzen ist durch das Drängen der Masse des Kollinkofels nach N bedingt. Sie ist eine kleine Überschiebung (II *a*) mit einem südlich daranliegenden Sattel (5). Die gleiche Störung tritt am Gabelekkopf wieder auf. Die Überschiebung II *a* vereinigt sich mit der Überschiebung II *b* unter dem Schutt des Valentintales; durch die Überschiebung II *a* wird die Kellerwandteildecke von der Cellondecke abgetrennt.

Am Wolayer See tritt unter der Überschiebung der Kellerwanddecke eine Silur-Devonserie von eigenartiger Entwicklung auf. Die Stellung dieser Vorkommen ist noch unsicher. Vielleicht gehören sie zur Rauchkofeldecke. Fazielle Beziehungen sind auch zur Kellerwanddecke vorhanden. Vorläufig wurden diese Schichten zu einem Sonderkomplex zusammengefaßt.

Der Nordflügel der Angertalmulde liegt am Nordrand des Valentintales auf der Mooskofeldecke. Man kann in ihm fast durchweg zwei Serien mit Devon der Rauchkofelfazies unterscheiden. Die tiefere wird der Rauchkofeldecke, die höhere der Cellondecke zugezählt, mit der sie am Wodner Törl zusammenhängt. Über der Valentinalm und am Südwesthang des Polinik wird die normale Reihenfolge durch jüngere Verwerfungen gestört. An der Elferspitz sind die Rauchkofel- und die Cellondecke stark miteinander verfaltet. Im Unterdevon der Cellondecke greift dort die Riffazies auf den Nordflügel über. Am Südhang des Poliniks tauchen Silurkieselschiefer sattelförmig aus dem Karbon heraus. Sie bilden den Sattel (3). Mit größter Wahrscheinlichkeit gehört der Sattelkern zur Cellondecke.

Diese Ergebnisse stehen nicht mit der Anschauung in Einklang, die Spitz (1909) bei der Kartierung des oberen Valentintales gewonnen hat. Er glaubt, die Tektonik bestände in einfachen oder überkippten Falten; einen Deckenbau lehnt er ab. Er hat seine Ablehnung besonders für den Rauchkofel ausgeführt (p. 311 ff.). Seine Überlegungen sind fast ganz durch die veränderte Stratigraphie hinfällig geworden. Es ist selbstverständlich nicht möglich, daß das Oberdevon sich mit den Alticolakalken zu einem Muldenschluß vereinigt; da zwischen beiden eine Überschiebung liegen muß, ist dieser Teil seiner Beweisführung gegen den Deckenbau nicht stichhältig. Das auffällige überkippte Fallen der Überschiebungen II und II *b* auf der Südseite des Rauchkofels ist hinreichend durch die Überfaltung des Cellonsattels gegen N erklärt.

Die jüngeren Störungen.

In den vorigen Kapiteln wurden mehrfach Störungen erwähnt, die jünger als der Deckenbau waren. Im Gebiete der Kartierung sind drei solcher Zonen festgestellt. Es sind dies die Bordaglia-Plenge-Zone, die Laheckstörung und die Cellonettastörung.

Die Bordaglia-Plenge-Zone.

(Vgl. Taf. 2, Fig. 5 und 6; Taf. 4, Profil 3 und 4.)

Gleich westlich des Gebietes der Kartierung springt ein stark gestörter Keil mesozoischer Schichten bis fast an den Grenzkamm in das Paläozoikum hinein. Das Mesozoikum liegt auf der Südostseite dieser Zone ziemlich normal auf dem Karbon oder Devon des Biegegebirges. Auf der Nordwestseite ist die Grenze deutlich gestört; vor allem fehlen hier die älteren Schichten. Nach der Kartierung von Geyer (Blatt Sillian—San Stefano) und den Berichten von Gortani (1925a) liegt hier untere Trias neben Devon. Man kann sogar vermuten, daß die nordwestliche Grenze eine ziemlich steile Überschiebung gegen S ist.¹ Die Störungen der Bordagliaalm sind Ausläufer einer sich diagonal über das Blatt Sillian—San Stefano fortsetzenden Störungslinie, die sich auch noch weiter in die Südalpen über die Blattgrenze hinaus verfolgen läßt [vgl. Harada (1883)]. Frech (1892/94) und Schwinner (und Heritsch 1925) haben sie als einen Ausläufer der Valsuganalinie erkannt. Auf jeden Fall ist die Störungslinie, die an der Bordaglia ins Paläozoikum hinausläuft, eine wichtige Linie alpiner, postmesozoischer Tektonik.

Aus dem Gebiete der Karte streichen zwei Störungen über den Giramondopaß auf die Trias zu. Die nördlichere, die sich mit der Nordgrenze des Bellerophonkalkes vereinen dürfte, läuft unter der Säbelspitz und nördlich des Wadecken durch. An ihr ist erst Devon, dann Ordovicium über Karbon geschoben. Die Überschiebung ist deutlich nach SO gerichtet. Ihr parallel läuft eine zweite, an der südlich des Wadeckenberges die Devonbänderkalke über Karbon gedrückt werden (vgl. Taf. 2, Fig. 6). Am Westhang der Plenge lassen sich die beiden Störungen gleichfalls gut erkennen. An der südlicheren sind an der Nordseite des Tales nördlich des Gamskofels, das zum Raimundatörl führt, wieder Devonbänderkalke über Karbon geschoben. Weitere Parallelstörungen ziehen südlich der Grubenspitz durch.

Die nördlichere Überschiebung läuft als unmittelbare Fortsetzung der Störung unter der Säbelspitz die Westhänge der Plenge hinauf. Sie ist nur da festzustellen, wo sie Bänderkalke über Karbon legt. Weiter oben muß sie irgendwie nördlich der Grubenspitz durchziehen. Genaueres ist in dem schon vor der Überschiebung sehr gestörten Gebiete nicht zu sagen. Die Überschiebungen ziehen weiter nach O, wo sie südlich der Plenge die vielfache Wiederholung des Ordoviciums der oberen Mooskofeldecke bewirken. Wie die Südüberschiebungen von da weiterziehen, läßt sich nicht feststellen. Wahrscheinlich laufen sie bei Wetzmann ins Kristallin des Gailtals aus. Wo die Überschiebungen gut aufgeschlossen sind, fallen sie zwischen 50 und 70° nach NNW ein.

Diese Überschiebung, die im deutlichen Zusammenhang mit den postmesozoischen Störungen der Bordagliaalm stehen, bewirken den deutlich nach S gerichteten Bau der Plenge, der von Küpper (1927) richtig erkannt wurde. Die Südüberschiebungen sind aber keineswegs das Primäre; sie sind postmesozoisch, d. i. kret.-tertiär nach Küpper's Ausdrucksweise, und haben nichts mit dem variscischen Bau zu tun.

Mit den Störungen der Bordagliaalm hängt wahrscheinlich auch das umlaufende Streichen des Biegegebirges zusammen. Die Kalke der Kellerwanddecke werden auf eine kurze Strecke in Südweststreichen gedreht. Die Drehung ging über Südoststreichen, beträgt also mehr als 90°. Mit der Südüberschiebung am Raimundatörl dürfte auch die schwache Neigung des Sattels (2) am Mooskofel nach S zusammenhängen.

Die Laheckstörung.

(= Polinikbruch, Frech, 1892/94, Profiltafel 4, p. 76.)

Vom Laheck an läßt sich unmittelbar südlich der Kalkmasse der Elferspitz und des Polinik eine deutliche Störung feststellen. Am Laheck fällt sie mit zirka 60° nach S ein. An ihrer Basis liegen einige Linsen von Bänderkalk. Sie legt hier Karbon neben Mitteldevon. Am Poliniktörl (Spielbödentörl) schneidet sie die Rauchkofeldecke und die Kalke der Cellondecke ab. Besonders deutlich tritt sie südlich

¹ Eine in dieses Gebiet geplante Exkursion scheiterte an den Schwierigkeiten der Grenzüberschreitung.

der Himmelberger Alm in Erscheinung. Hier legt sie Rauchkofel- und Cellondecke neben die untere Mooskofeldecke. Sie fällt mit zirka 80° nach S, ist also wesentlich steiler als am Laueck. Die Fortsetzung der Störung findet sich südlich des Mooskofels. Sie bewirkt hier den völligen oder teilweisen Ausfall der Rauchkofeldecke. Auf der zwischenliegenden Strecke ist sie leider nicht aufgeschlossen. Sie muß aber das Sattelende des Würmlacher Sattels (2) abschneiden; vielleicht liegt die Rauchkofeldecke neben der Mauthener Almdecke.

Wie weit diese Störungen nach W laufen, ist nicht zu sagen, da sie genau im Streichen bleiben. Auch eine Entscheidung, ob eine Verwerfung oder Überschiebung vorliegt, ist mit Sicherheit nicht zu treffen. Vieles spricht für das erstere, vor allem die guten Aufschlüsse des Grabens von der Himmel-

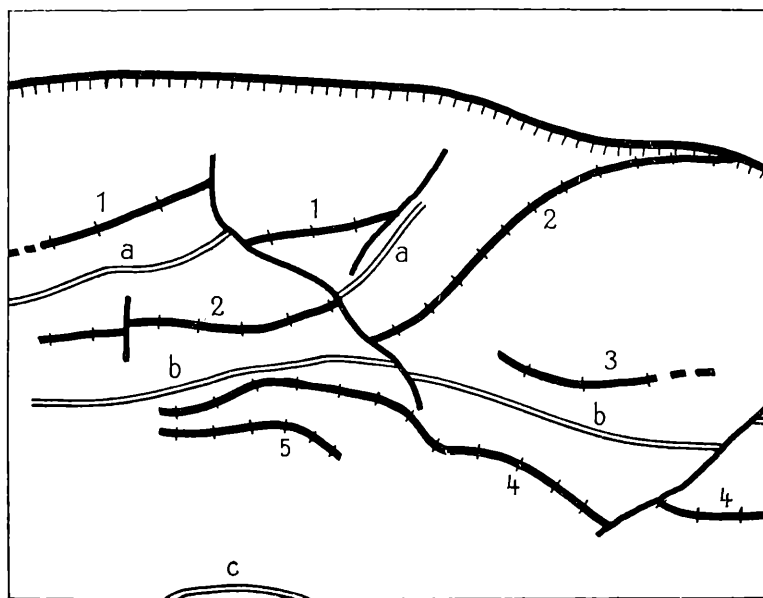


Fig. 13. Skizze der Achsenverschiebung an der Cellonettastörung. Volle Linie mit ganz durchlaufenden Strichen: Sattelachse; hohle Linie: Muldenachse; volle Linie mit einseitigen Zacken: Überschiebung; glatte volle Linie: Verwerfung.

berger Alm ins Valentintal. Auch das Alter dieser Störung ist ungewiß. Sie ist jünger als der Deckenbau, vielleicht mesozoisch.

Die Cellonettastörung.

Der Bau dieser Zone an der Cellonetta wurde schon oben beschrieben. Dort ist sie eine Horizontalflexur mit nach N vorgeschobenem Westschenkel. Am Mooskofel geht sie in eine reine Querverwerfung (Blattverschiebung) mit gleichem Bewegungssinn über (vgl. Fig. 13). Sie verläuft hier hart östlich des Grünen Mooskofels und in der Nordostwand des Hinteren Mooskofels zur Plenge. Dort ist sie recht deutlich. Sie trennt das Gebiet der ordovizischen Schiefer und der Bänderkalke von den östlichen Karbonschiefern (Plengemulde *a*). Ihr laufen hier zahlreiche Störungen parallel. Wie sich die Cellonettastörung im N auswirkt, ist bei der starken Schuttstreuung im Nordhang der Plenge gar nicht zu sagen.

Die Cellonettastörung ist älter als die beiden vorigen, da diese nicht mehr von ihr mitverworfen wurden. Mit großer Wahrscheinlichkeit entstand sie gleichzeitig mit dem Faltenbau.

Zusammenfassung.

Im Gebiet der Karte wurden drei Störungen festgestellt, die jünger als der Deckenbau sind. Die bedeutendste ist die Zone der Bordagliaalm, die ein Ausläufer der Val-Sugana-Linie sein dürfte. An ihr sind die Schichten nach S überschoben. Sie ist sicher posttriadisch. Wahrscheinlich mesozoisch ist eine steil nach N einfallende Verwerfung am Südhang des Polinik und des Mooskofels. Die Fortsetzung der Horizontalflexur der Cellonetta bildet eine Verwerfung am Mooskofel und an der Plenge, die älter als die beiden vorigen ist und wahrscheinlich schon bei der variszischen Hauptfaltung entstand.

Der Bau des Mooskofels, der westlichen Plenge und der Nostraalm.

(Vgl. Taf. 2, Fig. 4 bis 6, Taf. 4, Profil 3 bis 5.)

Das umrissene Gebiet hat einen einheitlichen Bau aus zwei Sätteln und einer Mulde. Es ist scharf von dem unmittelbar daran gelegenen östlichen Berg geschieden; die tektonischen Elemente sind an der Cellonettastörung so verschoben worden, daß die Sättel im Fortstreichen einer Mulde u. s. f. zu liegen kommen (vgl. Fig. 13). Die Fortsetzung des Würmlacher Sattels liegt im Mooskofel. Im Sattelnern kommt die untere Mooskofeldecke heraus. Der Westflügel der Cellonettastörung ist hier bedeutend abgesunken, da am Hinteren Joch die Mauthener Almdecke in gleicher Höhe wie hier die untere Mooskofeldecke ansteht. Über die untere Mooskofeldecke legt sich am Grünen Mooskofel das Ordoviciun der oberen. Der Südflügel des Sattels (2) steht steil und ist örtlich sogar etwas überkippt. In seinem östlichen Teil ist das Ordoviciun bis auf wenige Schubsetzen ausgequetscht. Auf dem Nordflügel liegt es sehr viel flacher. Vielleicht wird hier gerade die Biegungszone von der Erosion angeschnitten. Auf das

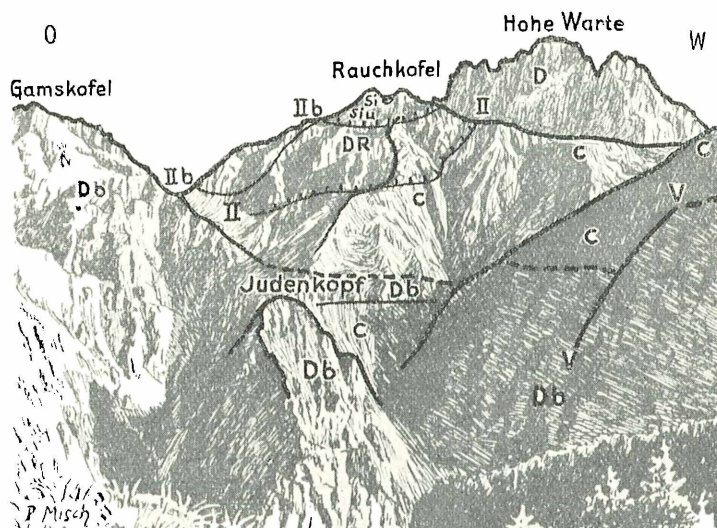


Fig. 14. Blick auf den Rauchkofel von N (Nostraalm) P. Misch gez. nach Phot. d. Verf. Db = Devonbänderkalk, C = Karbon der Mooskofeldecke, D. R. = Rauchkofeldecke, si = Obersilur, siu = Untersilur der Cellondecke, D = Riffkalk-Kellerwanddecke.

Ordoviciun der oberen Mooskofeldecke legen sich Devonbänderkalke, die auf beiden Seiten des Berges vom Kamm wegfallen. Eine Ausnahme machen nur die Schichten am Gamsboden; hier ist das Fallen wohl infolge der Bordagliaüberschiebungen auf der Nordseite des Mooskofels überkippt nach N gerichtet. Der Sattelbau ist vom Mooskofel bis zum Wodener Törl deutlich. Weiter nach W wird er von der Bordagliastörung geschnitten; der Nordflügel, der teilweise durch die Erosion entfernt ist, wird durch Überschiebung verdoppelt.

Im S werden die Bänderkalke der oberen Mooskofeldecke vom Karbon überlagert, dem die Rauchkofeldecke aufgesetzt ist. Im Nordflügel sinkt das Karbon rasch bis unter die Talsohle hinab; dies Absinken ist durch das starke Axialgefälle der Plengemulde gegen W bedingt. Die Mulde, die am Vorderen Mooskofel erst angefangen hat, müßte hier schon beträchtliche Breite haben. Die nördlichere der Bordagliastörungen schiebt sie hier aber vollkommen zusammen. So kommen Bänderkalke fast neben Bänderkalke zu liegen. Sie werden nur durch eine schmale Zone mit Karbonschiefern und Linsen von Devon in Rauchkofelfazies getrennt. Auf der Plenge ist noch ein Teil des normalen Muldenkernes erhalten. Er wird von dem Ordoviciun der Plengeserie gebildet.

Zwischen der Mooskofeldecke und dieser höchsten Decke muß noch die Kellerwand-, Cellon- und Rauchkofeldecke gesucht werden; denn die Schichten der Plengeserie liegen im S deckenförmig auf dem Karbon der Kellerwanddecke. An der Plenge liegt unter dem Ordoviciun eine Zone mit sehr großen Linsen von schwarzen und rötlichen Kalken der Rauchkofelfazies des Devons. Diese Linsenzone schließt sich unter der Nostraalm zu mehr geschlossenem Vorkommen zusammen. In ihr muß man die Vertreter der drei oben genannten Teildecken suchen. Die Kellerwandteildecke dürfte nie so weit über die Cellonteildecke weggegriffen haben. In der Cellondecke ist das Devon im nördlichen Valentintal gering-

mächtig ausgebildet. Es muß von da noch weiter nach N gereicht haben. Der Zusammenhang dieser dünnen Kalkplatten wurde bei der Deckenüberschiebung bald zerrissen; so blieb nur noch eine Linsenzone übrig, in der Linsen bis zu 100 m Mächtigkeit vorkommen. Auf der Nostraalm ist diese Zone mehr zusammenhängend, es findet sich hier noch Obersilur und Ordoviciun ein. Die Stellung dieser Schichten zwischen Mooskofel- und höchster Decke ist dort ganz klar. Die Bänderkalke liegen auf der Nostraalm infolge des Axialgefälles bedeutend tiefer als auf der Plenge. Im Niedergailtal kommen sie gar nicht mehr herauf. Dort kann man nur das Ordoviciun der Plengefazies über der Linsenzone feststellen. Nördlich an die Mulde mit der höchsten Decke (a) schließt sich erneut ein Sattel (1). Die Bänderkalke seines Südflügels liegen fast horizontal; dies kann auf einer primären Überkippung nach N beruhen, dürfte aber in großem Maße auf nachträglicher Verstellung durch die Bordagliastörungen zurückzuführen sein. Der Nordflügel setzt senkrecht in die Teufe. Ihm ist die Linsenzone eng angeschmiegt. Das Karbon nördlich der Bänderkalke dürfte wohl größtenteils den mittleren Decken angehören. Es ist relativ wenig mitgenommen, wenn man von den Schichten in der Nähe der Randüberschiebung absieht. Der Karbonstreifen zwischen den Bänderkalken und der Randüberschiebung nimmt nach W dauernd an Breite zu. Es löst sich eine neue Mulde von der Randüberschiebung ab.

Zusammenfassung.

Im Gebiet der Plenge, der Nostraalm und des Mooskofels herrscht gefalteter Deckenbau. Die Faltelemente bestehen aus einem südlichen Sattel (2) der Plengemulde (a) mit dem Plengesattel (1). Im Kern der Plengemulde liegt das Ordoviciun der Plengefazies. Es wird durch die Überschiebung I von einer Linsenserie getrennt, die den mittleren Deckenkomplex vertritt. Diese Linsenserie, die sich auf der Nostraalm zu mehr zusammenhängenden Vorkommen zusammenschließt, liegt mit der Überschiebung II auf dem Karbon, beziehungsweise den Bänderkalken der oberen Mooskofeldecke.

Zusammenfassende Übersicht des gesamten Deckenbaues mit Erörterung seiner wahrscheinlichen Fortsetzung in den Karnischen Alpen.

Die beste Übersicht über den Bau der Zentralkarnischen Alpen hat man vom Hintergrund des Angertales aus. Im Vordergrund sieht man auf die Biegung des Cellonsattels (4). Man kann deutlich feststellen, daß er hier nicht nach N überkippt ist. Hinter der Furche des Plöckenpasses springt der Sattel vor und wird nach N überkippt; das Ordoviciun des Sattelkernes ist deutlich sichtbar. Im S legt sich die Kellerwanddecke auf das Karbon der Cellondecke. Über ihr Devon transgrediert mit einer auf viele Kilometer sichtbaren, fast geraden Grenze das Karbon. Diesem Karbon sind im S die Gesteine der Plengeserie aufgelagert. Hier hat man also die Fortsetzung der höchsten Decke zu suchen. Ganz im Hintergrund des Valentintales sieht man auf die Schichtenflächen des Rauchkofels, der hier den Muldenschluß der Angertalmulde bildet. Die rötliche Farbe der Kalke zeigt den Fazieswechsel an. Im N schließen sich, den Gams- und Mooskofel aufbauend, die Bänderkalke der beiden Mooskofeldecken an, die durch das Ordoviciun des grünen Mooskofels getrennt werden. Die Mooskofeldecken werden von der Mauthener Almdecke unterlagert, deren sattelförmiger Bau von hier aus gut zu sehen ist. Am Südhang des Polinik überblickt man die Kalke des Nordflügels der Angertalmulde, die wie im Valentintal den Bänderkalken der Mooskofelgruppe auflagern. Sie bauen weiter nach O den Grat der Elferspitz auf.

Die Stellung der einzelnen Decken zueinander muß noch erörtert werden. Ganz für sich allein steht die höchste Decke. Sehr eng zusammen hängen Cellon- und Kellerwanddecke. Die Überschiebung zwischen ihnen zeigt nur geringes Ausmaß und streicht nicht weit durch. Die beide trennende Karbonmulde verschwindet schon bald südöstlich des Plöckenpasses. Die Rauchkofeldecke und die nördliche Cellondecke zeigen in der tektonischen und stratigraphischen Fazies soviel Ähnlichkeit miteinander, daß es nicht möglich scheint, beide prinzipiell zu trennen. Diese drei Decken wurden deshalb als Teildecken eines mittleren Deckensystemes aufgefaßt. Dies stimmt auch am besten mit der Tektonik der Plenge und der Nostraalm überein, wo man nur eine Linsenzone feststellen kann, welche diese mittlere Decke vertritt, ohne daß sich Teildecken ausscheiden ließen. Die beiden Mooskofeldecken sind faziell einander gleich. Dazu setzt die obere Mooskofeldecke östlich des Polinik ziemlich plötzlich an einer an sich ziemlich unbedeutenden Querstörung aus; irgendeine Fortsetzung nach O ließ sich nicht nachweisen.

Die Stellung der Mauthener Almdecke ist nicht ganz klar. Sie keilt zwischen den Überschiebungen III und IV östlich des Würmlacher Polinik aus. Beim Aufstieg im Kreßbachtal von Würmlach aus ist keine Spur von ihr zu sehen. Die Ederdecke ist faziell sehr von der Mauthener Almdecke verschieden. Sie bildet ein selbständiges System, soweit man bei der Kürze ihres Verlaufes über Tage sagen kann.

Der Zusammenhang der tektonischen Elemente in diesem Gebiet ist oben dargestellt worden. Die Verhältnisse im S sind nur nach der Literatur nicht ganz zu übersehen. Das Auftreten der Plengefazies im S der Kellerwand zeigt eine Deckenmulde (*c*) an. Auf eine Überschiebung (I) zwischen ihr und dem Karbon deutet das Auftreten von Graptolithenschiefen im S der Kellerwand (Geyer, 1897). Die bunten Silur-Devonkalke im äußersten S der Karnischen Alpen bei Comeglians zeigen vielleicht, daß hier der Südflügel der Mulde *c* liegt. Sie entsprechen vielleicht der Cellondecke.

Östlich des kartierten Gebietes ist der Bau der Karnischen Alpen am klarsten zu übersehen. Der Ausstrich der Mooskofeldecke zieht über die Kronhofalm gegen das Gailtal, welches sie hart östlich Weidenburgs erreicht. Die Bänderkalke biegen dann wieder in die Karnischen Alpen zurück und ziehen zum Feldkogel. Die Fortsetzung der Mooskofeldecke weiter nach O ist unbekannt.

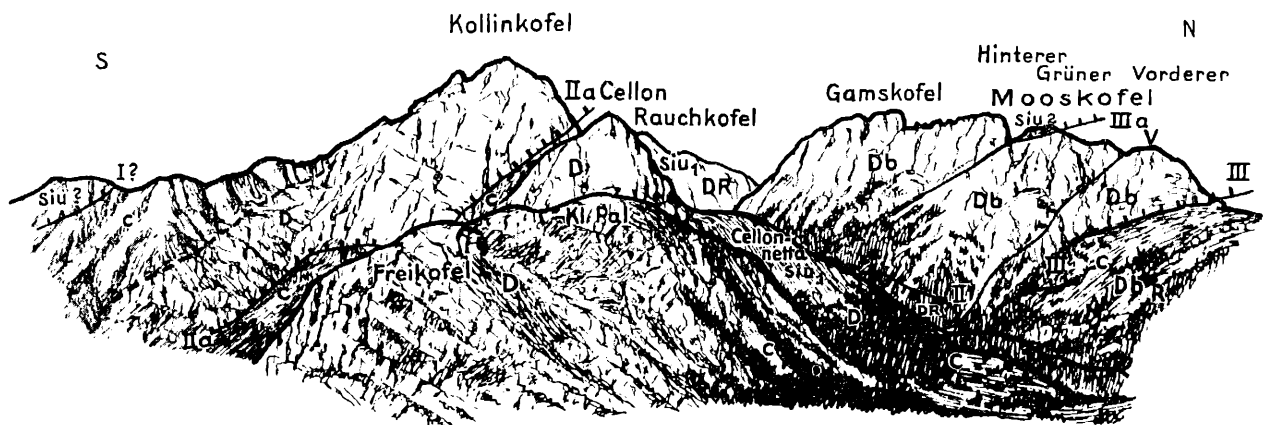


Fig. 15. Blick vom Großen Pal nach W (vgl. Taf. 2, Fig. 2 bis 5).

P. Misch gez. nach Phot. d. Verf.

siu = Ordoviciun der Plengserie, *C* = Karbon, *D* = Devon in Rifalkfazies und Gotlandium, *siu 1* = Ordoviciun der mediterranen Fazies, *D. R.* = Devon in Rauchkofelfazies, *Db* = Rifbänderkalke des Devons, *siu 2* = Ordoviciun böhmischer Fazies, *Db. R.* = Bunte Bänderkalke des Silur-Devons.

Die Rauchkofeldecke begleitet die Mooskofeldecke im S. Ihr Silur hat hier Elferspitzzfazies. Sie zieht über die Zollner und Nöblinger Höhe weiter, um wahrscheinlich am Hochwipfel unter die Karbontransgression zu tauchen, beziehungsweise von jüngeren Störungen abgeschnitten zu werden. Sie nimmt hier einen breiten Raum ein, da sie infolge Schuppung (Heritsch, 1928a) oder Faltung (nach Gortani und Vinassa) mehrfach die Tagesoberfläche schneidet. Der Nordausstrich der Cellondecke geht von der Elferspitze über die Brügger Alpe zum Collendiaultörl. Vielleicht gehören auch die Kalke südlich der Nöblinger Höhe zu ihr. Der Zug des Cellonsattels ist an der Promosalz zu Ende. Seine Kalke tauchen mit schwachem Achsenfallen unter das Karbon. Der Spielbödensattel (3) gewinnt dafür immer mehr an Bedeutung. Er bildet den Kalkzug, der an den Köderhütten aufsetzt und über den Hohen Trieb gegen die Germula streicht. Wie die Zone Germula-Findenigkofel in den Bau der Karnischen Alpen hineingeht, kann man wohl nur nach einer erneuten Spezialaufnahme entscheiden. Es lassen sich hier verschiedene Überschiebungsbahnen feststellen, die alle gegen S fallen, dem allgemeinen Sinn der Bewegung in den Karnischen Alpen entgegen.

Der Würmlacher Sattel oder wenigstens sein Nordflügel setzt bei Rattendorf wieder ein und streicht dann unter das Auerniggkarbon, das hier wie überhaupt über den verschiedensten tektonischen Elementen liegt (vgl. auch Heritsch 1929d).

Nach W ist der Bau des zentralen Teiles der Karnischen Alpen durch die Bordagliastörung abgeschnitten. Es scheint, als ob dort die tiefsten Decken herauskämen. Sicherer läßt sich ohne Spezialkartierung bei dem fast völligen Fehlen von Fossilien nicht sagen.

Im übrigen Paläozoikum der Alpen ist mehrfach ein ähnlicher Bau festzustellen. Für das Paläozoikum von Graz hat Schwinner (1925) einen Deckenbau nachgewiesen. Er unterscheidet eine tiefere Bänderkalkdecke, die voll und ganz der Mooskofeldecke entspricht, und eine obere Decke mit wenig metamorphem Devon, die wahrscheinlich der karnischen mittleren Decke gleich ist. Vielleicht lassen sich noch in ihr mehrere Teildecken feststellen. Der Bau der Karawanken ist sehr stark durch Bewegung gestört, in die Stephan (Heritsch, 1927a) und Unterperm (Schwinner, 1927a) hineingezogen wurden. Auch die Trias ist stark gefaltet (Kieslinger, 1927). Eine Feststellung des alten Baues scheint mir hier nicht möglich.

In den Kitzbüheler Alpen (Ohnesorge, 1917) dürfte ein Deckenbau ähnlich dem der Karnischen Alpen herrschen. Näher hier darauf einzugehen, verbietet die Unsicherheit der Stratigraphie jener Gegend.

Allgemeine Erörterungen über den Bau der Karnischen Alpen.

Schubweite.

In all den vorhergehenden Kapiteln wurde vom »Deckenbau« gesprochen, ohne die Frage zu prüfen, wie weit diese Ausdrucksweise berechtigt sei. Mit dem Begriff »Deckenbau« ist die Vorstellung großzügiger auf weite Entfernungen durchgehender Überschiebungen verbunden. Eines seiner Hauptkennzeichen sind große Schubweiten und Faziesgegensätze, alles beides Äußerungen starken Zusammenschubes.

Man kann eine wirklich erkennbare Schubweite von einer theoretischen Schubweite unterscheiden, die sich aus der Verbindung der einzelnen Decken und aus den Faziesgegensätzen ergibt. Die längste im Zusammenhang sichtbare Schubbahn ist die der Mauthener Almdecke. Sie erreicht nach Ausglättung des Würmlacher Sattels 7 bis 8 *km* Länge, senkrecht zur Faltenachse gemessen. Theoretisch kann man, wenn man alle sichtbaren übereinanderliegenden Schubweiten aneinanderhängt, ungefähr 30 *km* erschließen. Für die höchste Decke allein kommt man auf eine Schubweite von 10 bis 12 *km*, wenn man die Vorkommen des Mte. Crostis mit denen der Plenge verbindet. Für die mittlere Decke ergibt sich etwas größere Schubweite. Sind die Kalke bei Comeglians noch zu ihr zu rechnen, so erreicht sie weit über 20 *km*. Die wahre Schubweite der Decken ist leider in keinem Fall zu erkennen, da die Karnischen Alpen nirgends viel über 15 *km* Breite erreichen.

Seitwärts streichen die Überschiebungen auf ziemliche Entfernungen durch. Für die der Mooskofeldecke lassen sich ohne weiteres 30 *km*, für die der mittleren Decke 30 bis 40 *km* erschließen. Leider ist der Deckenbau nach O und W so durch jüngere Störungen verdeckt worden, daß sich vielfach die Fortsetzung einer Zone nicht erkennen läßt, obwohl sie mit größter Wahrscheinlichkeit sich noch weiter finden ließe. Zieht man das große Bild in Betracht, so zeigt sich, daß der Bautyp in den Alpen ziemlich gleich bleibt (Graz, Kitzbühel, eventuell auch Murau). Ferner sind die Überschiebungen so stark gefaltet, wie es nur aus Ländern mit Deckenbau bekannt ist. Nach all dem Vorgesagten glaube ich mich berechtigt, von Decken und Deckenbau zu sprechen. Die stratigraphischen Faziesgegensätze der einzelnen Decken sind nicht beträchtlich. Ja es kann in einer Decke der Faziesgegensatz größer sein als zu den benachbarten. So ist z. B. in der Cellondecke der Nordteil der Rauchkofeldecke ähnlicher als dem Südteil. Dies deutet wohl darauf hin, daß die Überschiebungen nicht extrem große Schubweiten erreicht haben.

Schub- und Faltenrichtung.

Der Deckenschub ging nach N. Dies geht aus der Fazies der Kellerwand-, Cellon- und Rauchkofeldecke hervor. Man kann das geringmächtige Silur-Devon der Rauchkofeldecke nicht ohne Zwischenschaltung an die gewaltigen Kalkmassen der Kellerwand hängen. Dieses Zwischenstück bildet die Cellondecke, in der sich der Fazieswechsel Schritt für Schritt von S nach N vollzieht.

Die Schubrichtung entspricht der Faltenrichtung, wenn man von den sicher alpidischen Störungen absieht. Die Falten sind einseitig nach N übergelegt. Am deutlichsten tritt dies beim Cellonsattel (4) in Erscheinung. Die Überkipfung läßt sich auch für den Würmlacher Sattel (2) und dem Plengesattel (1) nachweisen. Eine Ausnahme macht lediglich der Sattel (2) am Mooskofel, wo er nach S übergelegt ist, was oben auf junge alpidische Störungen zurückgeführt wurde.

Die alte Nordbewegung ist im kartierten Gebiete nicht zu verkennen. Wie es mit den weiteren Gebieten der Karnischen Alpen steht, ist nicht ohne weiteres zu sagen. So könnten die Profile, die Gortani (1920a, Taf. 20, Fig. 2) von der Germula gibt, für einen gegen S gerichteten Bau sprechen. Sie sind aber leider sehr schematisch und auf Grund einer falschen Stratigraphie gezeichnet. In den westlichen Karnischen Alpen sind meines Wissens alle Falten gegen N umgelegt. Auch der Bau des Nölblinggrabens (Heritsch, 1928a) und der Oselitzenklamm sprechen für Überschiebungen nach N.

Küpper (1927) glaubte beweisen zu können, daß die alten Überschiebungen der Karnischen Alpen nach S gerichtet sind. Sehen sollte man dies an der Plenge. Der alte Bau wird aber gerade hier durch junge nach S gerichtete Überschiebungen verdeckt, die weiterhin ins Mesozoikum hineinstreichen. Sonst soll der alte Bau völlig von der jungen »kret.-tertiären« Tektonik überwältigt sein. Seine Beweisführung stützt sich vor allem auf die Faziesverhältnisse des Karbons. Er stellte die Begriffe strandnah und strandfern auf. Nach ihm sollen die pflanzenführenden »Mauthener Schiefer« strandfern, die Schichten von Nötsch mit ihren reichen Brachiopodenfaunen strandnah abgelagert sein. Zum Beweis dafür wurden unter andern nicht stichhaltigen Gründen vor allem die »grogen Kalkkonglomerate« von Nötsch angeführt. In Wirklichkeit handelt es sich um eine Diabasbreccie. Die Kalke, die völlig marmorisiert sind, liegen in einer Grundmasse von Diabas. Da auch seine ganze Tektonik nicht stimmt, wie oben dargelegt wurde, so ist es wohl nicht nötig, näher auf seine Ansichten einzugehen.

Örtlich tritt in den Karnischen Alpen ein O-W-Zusammenschub stark hervor. Er drückt sich vor allem in der vertikalen und horizontalen Verbiegung der Achsen aus (Rauchkofel, Cellonetta). An der Elferspitz kann man auch feststellen, daß der Schub von W gegen O gegangen ist. Wahrscheinlich ist der O-W-Schub durch die bogenförmige Anlage der Karnischen Alpen hervorgerufen.

Die alpidische Faltung hat keine einheitliche Faltungsrichtung. Im Oberkarbon hat Heritsch (1928a) flache Überschiebungen nach N festgestellt. Größere Nordüberschiebungen finden sich auch in der Trias des Pontafeler Abschnittes. Gortani (u. Desio, 1927) zeichnet auf seinen Profilen, die südlich an das kartierte Gebiet anschließen, vorwiegend Überschiebungen nach S. Nur eine Überschiebung ist nach WNW gerichtet. Dies entspricht gut den auf diesen Profilen eingezeichneten Faltenbildern. Die Bortagliastörungen sind gleichfalls gegen S gerichtet. Wir haben also in dem westlichen Teil der Karnischen Alpen einen Bau der alpidischen Faltungen, der vorwiegend gegen S gerichtet ist.¹

Die Stellung der Karnischen Alpen im variszischen und alpinen Orogen.

Mit der Stellung der Karnischen Alpen im variszischen Orogen hat sich Kober (1927, 1928, p. 225) mehrfach befaßt. Er rechnet die Karnischen Alpen der Ansicht Küpper's folgend zum Südoststamm der Varisziden.

Dies ist nach obigen Darstellungen nicht mehr zu halten. Die Bewegungsrichtung des variszischen Baues zeigt einseitig nach N. Damit fallen auch die meisten Vorstellungen Kober's über den variszischen Bauplan der Alpen.

Die Karnischen Alpen gehören einer eigenen variszischen Geosynklinale, dem Zentraltrof von Stille, an, wie oben dargelegt wurde. Ob sie auch für sich allein ein Orogen bilden, ist nach der Lage der Verhältnisse nicht zu entscheiden. Am Südrande der Vogesen (Jung, 1928) und des Schwarzwaldes (Bubnoff, 1921) hat man eine alte Südbewegung festgestellt. Kober (1928, p. 226) nimmt sie auch für die moldanubische Randzone an. Wir hätten hier also eine geschlossene Zone der Südbewegung in Mitteleuropa. Gegen diese Zone sind die Karnischen Alpen geschoben worden. Man hätte demnach in den nördlichen Alpen und ihrer Vortiefe ein altes von der alpinen Tektonik überwältigtes Vorland zu suchen, gegen die die beiden Faltungen gerichtet sind. Dies kann nur aus den wenigen bekannten südlichen Faltungsrichtungen und den Faziesverhältnissen geschlossen werden. Es wäre in diesem Zusammenhang wichtig, die Faltungsrichtung im Zentralplateau festzulegen. Die Montagne Noire mit ihren nach N bewegten Decken (Bergeron, 1899b) entspricht den Karnischen Alpen, mit denen sie auch die engsten Faziesbeziehungen hat.

¹ In der Zone unmittelbar südlich des Paläozoikums macht sich örtlich noch ein schwach gegen N gerichteter Faltenbau bemerklich.

Der eigentliche Südstamm der Varisziden ist noch weiter südlich zu suchen. Man kann die Karnischen Alpen auch in die Innenzone des variszischen Orogens stellen. Die Südfaltung des Schwarzwaldes und der Vogesen ginge dann gegen eine untergeordnete alte Zwischenmasse. Die Trennung der beiden variszischen Geosynklinalen ist in diesem Falle nur von paläogeographischer Bedeutung.

Im alpinen Bau ist die Stellung der Karnischen Alpen noch recht unklar. Nördlich von ihnen liegt der Drauzug mit enggefalteten Schichten nordalpiner Trias; südlich schließt sich das Gailtaler Kristallin an, durch welches die alpin-dinarische Grenze laufen soll. Auf dem Gailtaler Kristallin liegt mit einer nach N gerichteten Überschiebung das Paläozoikum. Es wird von der südalpinen Trias normal überlagert. Diese ist an kleinen Überschiebungen nach S bewegt worden. Das Ausmaß derselben wird nach W kleiner (Winkler, 1923).

Südalpine Trias mit nach N gerichteten Überschiebungen findet sich an und südlich des Gartnerkofels (Pontafeler Abschnitt). Die Überschiebungen dürften örtlich mehrere Kilometer Schubweite erreichen. Diesen Teil der südalpinen Trias könnte man also zum Stamm der Nordalpen zählen. Wahrscheinlicher ist es, daß hier ganz junge Bewegungen vorliegen, die gegen das Klagenfurter Becken gerichtet waren. Wir hätten es hier mit Ausläufern der Nordüberschiebung der Karawanken (Kieslinger, 1927) zu tun.

Zusammenfassung.

Die Schubweite der karnischen Decken ist nicht genau festzulegen. Unmittelbar lassen sich 7 km, durch Kombination 20 bis 30 km Überschiebungsweite nachweisen. Die alten Überschiebungen wie Faltungen zeigen einen deutlich nach N gerichteten Bau. Die Karnischen Alpen gehören also zum Nordstamm des variszischen Orogens. Es besteht auch die Möglichkeit, daß sie ein selbständiges Orogen bilden.

Junge Überschiebungen sind in den Zentralkarnischen Alpen vorwiegend nach S gerichtet. Junge flache Nordüberschiebungen ließen sich im Karbon und der südalpine Trias der östlichen Karnischen Alpen nachweisen. Sie dürften mit der ganz jungen Nordbewegung der Karawanken zusammenhängen.

Durchbewegung.

Alle Gesteine des karnischen Altpaläozoikums tragen Äußerungen orogenen Druckes. Ich bezeichne diese im Sinne von A. Born (1929) als Metamorphose.

In den vorhergehenden Kapiteln habe ich gezeigt, wie an verschiedenen Stellen der Zusammenhang der Gesteine so gestört wurde, daß ein Linsenbau aus dem Gemenge der verschiedensten Gesteine entstand. Dabei finden sich alle Übergänge von mehreren hundert Meter großen Linsen zu nur wenige Zentimeter langen Flatschen. Die Größe der Linsen hängt bei gleicher Durchbewegung von dem Ausgangsmaterial ab. So sind z. B. Linsen ordovizischer Quarzite in einem Aufschluß unter der Kellerwand nur 10—25 cm lang, während die Linsen der Netzkalke 100 cm Länge und mehr erreichen. Dieser Linsenbau herrscht auch in gleichalterigen Gesteinen vor. Fig. 16 zeigt ein schönes Beispiel. Eine Quarzitbank aus dem Untersilur von den Rauchkofelböden nördlich P. 2175 ist zerrissen worden und das mittlere Stück zu einer Linse ausgezogen. Durch die Schiefer zieht sich eine stark flaserige Schieferung. Sie sind gleichfalls von einer Reihe von Scherflächen durchsetzt; auch die Abrißstellen der Quarzitbank sind ehemals Scherflächen gewesen (Schwinnner, 1924). Dieses Beispiel ließe sich durch beliebig viele andere vermehren, die gleiche Durchbewegung zeigen. Der Linsenbau, der so sehr an das Kristallin erinnert, ist der hervorstechendste Zug in der Metamorphose der Karnischen Alpen. Diesen Linsenbau haben die Karnischen Alpen mit dem übrigen Altpaläozoikum der Alpen gemeinsam.

Die tonigen Devonkalke der Rauchkofelfazies zeigen den Linsenbau besonders gut. Jede dieser Linsen ist von einem Tonhäutchen umgeben. Da der Ton weniger rasch als der Kalk verwittert, tritt eine netzartige Zeichnung hervor, die dem Kalk ihren Namen gegeben hat (Netzkalk, *Calcarei reticolati*). Größere Linsen wurden wahrscheinlich schon bei der Sedimentation angelegt. Sie sind aber weitgehend umgewandelt worden; sie wurden zerschert und die jetzigen Linsenelemente sind wesentlich kleiner als die ursprünglichen. Bei der Scherung kam es zu weitgehender chemischer Entmischung des Kalkes. Die Linsen liegen mit ihrer Längserstreckung meist parallel zur Schichtung, die man an der Lage der Fossilien erkennen kann. Eine regelmäßige Abweichung nach einer Richtung konnte mehrfach festgestellt werden. Sie war aber nirgends so regelmäßig, wie sie R. Purkert (1926) für die Clymenienkalke von

Steinbergen bei Graz beschrieben hat. Es ließ sich besonders schön an den Rauchkofelböden eine Umprägung dieser Linsen längs Störungen beobachten. Die Linsen liegen dann der Verwerfung mehr oder weniger parallel. Eine bis zu 1 m breite Zone abweichenden Linsenstreichens begleitet oft kleine Verwerfungen. Die Linsen sind in dieser Zone wesentlich kleiner, da sie ja erneut zerschert werden mußten.

Im Schliff eines Netzkalkes sieht man, wie die feinkörnige Kalkmasse in kleine Linsen zerlegt ist; jede Linse wird von einem feinen, dunkler gefärbten Tonhäutchen umgeben. Schalenreste haben der Bewegung mehr widerstanden; sie sind in größeren Bruchstücken erhalten. Alle Kalkspatkristalle sind zu Druckzwillingen geworden. Sehr schön tritt der Gegensatz in der Umformung zwischen eingeschalteten Schieferpaketen und dem Kalk hervor. Erstere zeigt eine feine, phyllitähnliche Fältelung, bei der die einzelnen Lagen gut im Zusammenhang bleiben.

Kalke mit wenig Tongehalt zeigen den Typus der Netzkalke nicht. So sind z. B. die Cheilocerenkalke am Ausfluß des Wolayer Sees nur ganz weit genetzt. Daß sie trotzdem etwas metamorphisiert sind, zeigt die Streckung der Cheiloceren in einer Richtung. Bei der großen Kompliziertheit des auf p. 174 ff. beschriebenen Vorganges war dies ja nicht anders zu erwarten.

In der Umgegend des Wolayer Sees kann man eine Erscheinung beobachten, die bei höherer Metamorphose noch mehr hervortritt. Die Kalke verlieren ihre rote oder schwarze Farbe und werden hellgelblich

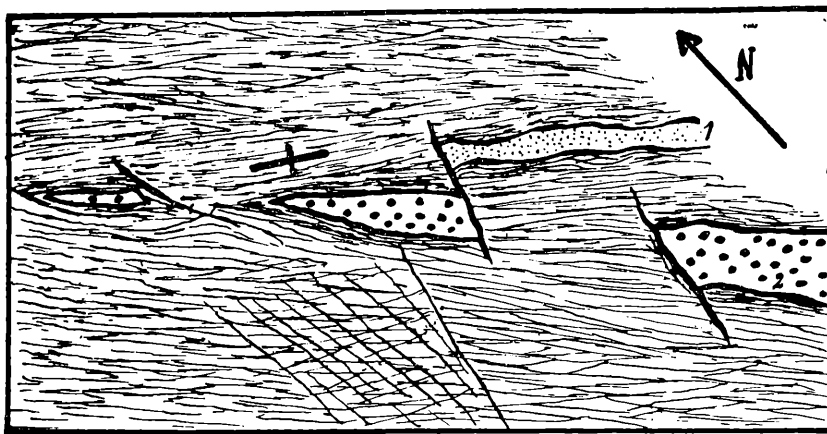


Fig. 16. Zerrissene Quarzitbank. Rauchkofelböden nördlich P. 2175. Länge des Kartenbildes zirka 1·20 m. Quarzit: grobpunktiert; Grauwacke: feinpunktiert. Schiefer mit Strichen längs der Schieferungsflächen.

oder hellgrau. Das Endergebnis ist ein fast weißer zuckerförmiger Kalk, wie er z. B. in der Valentinklamm längs der Überschiebung IV auftritt. Spitz schon hatte diese Erscheinung an den Kalken der *Alticola*-Stufe beobachtet und daraufhin zwei verschiedene Fazies unterschieden. Wie Übergänge in die normale rötliche Entwicklung mit der Entfernung von Störungen zeigen, handelt es sich um rein tektonische Fazies.¹ In diesem Zusammenhang möchte ich noch erwähnen, daß man Fossilien oft nur in der Nähe von Verwerfungen findet, z. B. liegen sämtliche Fundpunkte auf den Rauchkofelböden ganz in der Nähe von solchen. Es liegt dies wohl daran, daß hier die Spannungen durch die Verwerfung ausgelöst wurden, während sonst erst die innere Durchbewegung die Spannung löste und dadurch die Fossilien zerstört wurden.

Kalk ohne Tongehalt wie die Riffkalke und schwarzen Plattenkalke zeigen unter denselben Verhältnissen wie die Netzkalke keine merkbare Veränderung. Nur längs der Überschiebungsflächen kann man sehr schön Bänderkalke sehen. Am besten ist diese Erscheinung am Nordhang des Rauchkofels längs der Überschiebung IIb an den Plattenkalken zu studieren.

In den tieferen Decken sind alle Kalke zu Bänderkalken umgewandelt worden. Die Entstehung dieser für das alpine Paläozoikum so bezeichnenden tektonischen Fazies hat E. Clar (1926 und 1928) beschrieben. Meine Beobachtungen haben seine Ergebnisse vollauf bestätigt. Die Kalke sind sekundär gebändert. Ein massiger Kalk mit mikroskopischer Feinschichtung wird gefältelt. In den Faltenumbiegungen tritt Neubildung feinen weißen Kalkes auf. Die Umbiegungen werden zerschert und in die Länge gezogen. So entsteht

¹ Selbstverständlich ist die ganz abweichende Entwicklung im Wolayer Kalk eine stratigraphische Fazies und hat nichts mit dieser Erscheinung zu tun.

die erste Anlage der Bänderung, die durch Wiederholung des Vorganges schließlich einfache Schichtung vortäuscht. Nur bei dieser intensiven inneren Umformung scheint es mir überhaupt möglich, dicke Kalkplatten so wenig weitspannig zu falten, wie dies z. B. im Mooskofel der Fall sein muß. Es scheint mir sehr bezeichnend zu sein, daß die Bänderung gegen O zu in dem Maße nachläßt, in dem die Faltung weitspanniger wird. Rechts des Valentinbaches schied ja Geyer die Riffkalke nicht mehr als Bänderkalke aus, obwohl sie vor allen Dingen im W kaum von gewissen Partien der Mooskofelgruppe zu unterscheiden sind.

Die Schieferpakete zeigen gleichfalls wirksamste Metamorphose. Ehe ich auf die Verhältnisse in der Mauthener Gegend näher eingehe, möchte ich noch darauf hinweisen, daß die Auerniggsschichten nicht mehr von dieser Metamorphose betroffen wurden. Sie zeigen höchstens Bruchschieferung, meist befinden sie sich im Stadium der ungeschieferten Schiefertone (vgl. Born, 1929). Nirgends zeigt sich auf den Schichtenflächen sekundäre Glimmerbildung, höchstens ist ein primärer Glimmerbelag vorhanden. Selbst an größeren Überschiebungen mit intensivster Mylonitisierung, wie sie Heritsch (1928a) beschrieben hat, ändert sich das Aussehen der Schiefer nicht. Dementsprechend sind auch die Versteinerungen z. B. an der Naßfeldstraße wenig sekundär verquetscht. Heritsch hat neuerdings auch darauf hingewiesen (1929 d).

Die Schiefer der tieferen Decken zeigen fast ausnahmslos auf den Schichtenflächen jenen seidigen Glanz der Tonschiefer der tieferen Zonen von A. Born (1929). Es ist hier sekundäre Serizitbildung eingetreten. Man hat es in den Karnischen Alpen, wie überhaupt im ganzen alpinen Paläozoikum, mit Gleitbrettschieferung zu tun.

Die meisten durchgeschieferten Gesteine meines Gebietes befinden sich in einem Stadium, das der Rauhschieferung entspricht. Übergänge zur Gleitbrettschieferung zeigen sich recht oft. Das Karbon der Ederdecke hat, entsprechend seiner großen Tiefenlage unter den anderen Decken, Gesteine, die man als Glattschiefer mit Übergängen zu Runzelschiefer ansprechen kann. Man hat sie früher als Dachschiefer gewonnen. Die Schieferung liegt hier fast immer in der Schichtung; nur örtlich kommen kleinere Abweichungen vor. Die Schieferung folgt vollkommen dem Würmlacher Sattel. Ich folge Born, wenn ich deswegen annehme, daß sie schon vor der Faltung des Sattels bestanden hat. Richtet man den Sattel aus, so kommt man zu dem merkwürdigen Ergebnis, daß die Schieferung einmal fast horizontal gelegen hat. Ich nehme an, daß sie unmittelbar durch den Deckenschub hervorgerufen wurde; dadurch kamen die Schiefer unter stärkeren Druck. Als Reaktion darauf erfolgte die Schieferung. Erleichtert wurde sie durch die große Beweglichkeit, die überall geherrscht hat. Die Schiefer mußten irgendwohin ausweichen. Die Spuren dieses Ausweichens sieht man in der Striemung (Runzelung?) der Schieferungsflächen. Es erscheint mir bemerkenswert, daß die Richtung der Striemung zwar auf einer Fläche gleich bleibt, in wenigen Millimetern darüber und darunter liegenden Flächen aber sehr oft ganz anders verläuft. Diese Erscheinung kenne ich aus dem Rheinischen Schiefergebirge und dem Harz nicht. Sie zeigt auch, daß hier keine zweite Schieferung vorliegt, wie es G. Fischer (1929 a, b) aus dem Harz beschrieben hat. Die Schiefer der Ederdecke mußten in der Horizontalen ausweichen; daher war keine Richtung stärker bevorzugt (etwa die nach oben). Die Bewegungsrichtung ist dementsprechend auch nicht gleichsinnig. Die bei der Schieferung eingetretene Streckung zeigt sich sehr schön in den lang ausgezogenen Geröllen von Quarzkonglomeraten, wie sie sich z. B. an der Plöckenstraße finden.

Gelegentlich trifft man in den tieferen Decken phyllitische Schiefer im Ordoviciun; das Ordoviciun ist überhaupt etwas höher metamorph als das dazugehörige Karbon, worauf ich schon 1927 aufmerksam machte. Ausgesprochene Runzelschiefer und phyllitische Schiefer finden sich aber in der höchsten Decke. Alle Schiefer zeigen hier intensivste Fältelung; sie haben Fließstrukturen im Sinne von Heim. Sie sind zum Teil rötlich gefärbt wie manche Phyllite des Erzgebirges. Diese Gesteine erinnern auch sehr an die metamorphe Höhenzone des Harzes (Fischer 1929 b). Unter den Phylliten liegt Karbon mit Spuren der Rauhschieferung. Wir haben es also mit einem deutlichen Hiatus in der Metamorphose zu tun. Schon dieser allein berechtigt wohl, zwischen beiden Fazies eine größere tektonische Störung zu suchen.

Die Gesteine an der Randüberschiebung zeigen auch eine größere Störung an. Das zweitstufige Kristallin wird gegen die Überschiebung immer mehr ausgeschiefert; die Biotite und Granaten vergrünen und verschwinden schließlich ganz, dafür tritt immer mehr Quarz und Muskovit auf; die Gesteinskomponenten werden immer feiner, kurz, es sind alle Anzeichen einer Diaphthorese vorhanden. Andererseits

werden die Karbonschiefer mit größerer Nähe der Grenze immer phyllitischer. So wird es schließlich unmöglich, beide Gesteine zu trennen. Diese Erscheinung, wozu noch eine intensive Schuppung tritt, hat Frech, Gortani und Vinassa veranlaßt, einen allmählichen Übergang vom Kristallin in das Untersilur anzunehmen und deshalb den Quarzphyllit als silurisch-kambrisch zu bezeichnen. Ähnliche Verhältnisse wurden von Angel und Heritsch am Kontakt zwischen dem Grazer Paläozoikum und Kristallin klargestellt.

Die Beziehung der Metamorphose zum Deckenbau zeigt untenstehende Tabelle. Die Metamorphose nimmt mit größerer Tiefe zu. Dabei ist das Ordoviciun stets höher metamorph als das Karbon derselben Decke, oft auch als das der tieferen. Darin zeigt sich der Einfluß der vorkarbonen Gebirgsbildungen. Das Obersilur und das Devon zeigen keinerlei Unterschiede im Grad der Metamorphose.

Tabellarische Übersicht der Beziehungen zwischen Deckenbau und Metamorphose.

Deckenname	Kalkgesteine	Schiefergesteine
Auerniggschichten	Keinerlei Umwandlung	Schieferton und Bruchschieferung
Höchste Decke	—	Phyllite und Runzelschiefer
Kellerwanddecke, Cellondecke	Riffkalk keine Metamorphose; Netzkalk	Rauhshieferung, örtlich Glattschieferung
Rauchkofeldecke	Netz- und Bänderkalke	
Mooskofeldecke und Mauthener Almdecke	Bänderkalke	Glattschiefer und Phyllite
Ederdecke		Glatt- bis Runzelschiefer

Zusammenfassung der Ergebnisse des stratigraphischen und tektonischen Teiles.

1. Stratigraphische Ergebnisse.

Im Ordoviciun der Karnischen Alpen wurde das untere Ashgill durch Trilobitenfunde belegt. Es wurde für das Caradoc ein südliches mediterranes Gebiet ausgeschieden, dem das Ordoviciun der höheren Decken in den Karnischen Alpen angehört. In den tieferen Decken wurde Ordoviciun in Quarzitefazies nachgewiesen; die Fauna zeigt fast rein böhmischen Charakter.

Das kalkige Gotlandium wurde auf Grund von Graptolithen- und Trilobitenfunden gegliedert und die verschiedenen Fazies miteinander parallelisiert. Der Vergleich mit dem kalkigen Gotlandium Böhmens und Deutschlands wurde durchgeführt.

Die Verhältnisse der Silur-Devongrenze in den Karnischen Alpen wurden mit denen Rußlands, Böhmens und Nordfrankreichs ausführlich verglichen. Dem Oberludlow gehören die *Rh. megera*-Schichten an, die im Harz, im Ferghanabecken und im Ural vertreten sind. Im tiefen Unterdevon wechsellagern Schichten, die mit dem *eγ* Böhmens zu vergleichen sind, mit Kalken, die »Hercyn«faunen führen. Das *eγ* von Böhmen dürfte wahrscheinlich dem Gedinne und der Siegener Stufe entsprechen.

Im Devon wurde die Verzahnung der 1927 von mir gefundenen Rauchkofelfazies mit dem Devon in Riffazies festgestellt. Im Oberdevon wurden verschiedene Horizonte mit Sicherheit erkannt. Neu ist der Nachweis des tiefsten Unterkarbons (Étroeungt) in der geschlossenen Kalkserie.

2. Tektonik.

Im höchsten Ludlow setzte in den Karnischen Alpen gleichzeitig mit dem Ural und dem Ferghanabecken das Absinken und die Geosynklinalbildung ein. Sie fand einen vorläufigen Abschluß mit der bretonischen, eventuell sudetischen Faltung. Ein erneutes, sehr rasches Absinken der Karnischen Alpen setzte an der Grenze Unter-Oberkarbon ein und fand seinen Abschluß in der asturischen Faltung, die zum Deckenbau führte. Die saalische Faltung ist nur schwach gewesen.

In den Karnischen Alpen wurde ein präalpidischer, nach N gerichteter Deckenbau erkannt und in seine Elemente aufgelöst. Dem Deckenbau entspricht die Metamorphose. Er wird durch junge alpidische Überschiebungen gestört.

Die Stellung der Karnischen Alpen im alpinen und variszischen Bauplan wurde erörtert, ohne daß ein befriedigendes Ergebnis erreicht werden konnte.

Schriftenverzeichnis.¹

Die mit einem * versehenen Arbeiten beziehen sich auf die Karnischen Alpen.

- F. Angel, 1919. Die Quarzkeratophyre der Blasseneckserie (Obersteirische Grauwackenzone). Jhb. R. A. 68.
- Angelin, N. P., 1878. Palaeontologia Scandinavica, P. I., Crustacea formationis transitionis. 2. Ausgabe v. Lindström, Holmia.
1880. Fragmenta Silurica e dono Caroli Henrici Wegelin. 2. Ausg. v. Lindström, Holmia.
- Angelis d'Ossat, de, G. 1895*. I coralli fossili del carbonifero e del devoniano della Carnia. Boll. Soc. geol. Ital. 14.
- 1896*. Contribuzione allo studio della fauna fossile palaeozoica delle Alpi carniche I. Coralli e Bryozoi del Carbonifero. Mem. R. Accad. Lincei Mat. fis. vol. II, 5 Ser.
- 1899a.* Il Genere »Heliolithes« nel Devoniano delle Alpi Carniche italiani. Boll. Soc. geol. Ital. 18.
- 1899b.* Seconda contribuzione allo studio della fauna fossile palaeozoica delle Alpi Carniche: Fossili de Siluriano e del Devoniano. Mem. R. Accad. Lincei, Sci. fis. 3.
- 1901.* Terzo contribuz. etc. Coralli del Devoniano medio di Lodinut. Mem. Accad. Lincei, 5 ser. vol. IV.
- 1908.* Per il Palaeozoico della Carnia. Boll. Soc. geol. Ital. 27.
- E. Asselbergs, 1913. Le dévonien inférieur du bassin de l'Eifel et de l'anticlinal de Givonne dans la région sud-est de l'Ardenne belge. Mem. de l'institut géol. d. université de Louvain.
- Barrois Ch., 1882. Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galicie. Mem. Soc. géol. du Nord, t. 2.
1889. Faune du calcaire d'Erbray (Loire inférieure). Mem. Soc. géol. du Nord. t. 3.
1892. Memoire sur la Distribution des Graptolites en France. Ann. Soc. géol. du Nord, 20.
- Barrois, A. Crépin, M. J. Gosselet, M. Lérique, 1912. Description de la Faune Siluro-Dévonienne de Liévin I. Mem. géol. du Nord. 6 (für 1911).
- Barrois, Crépin, Dubois, Gosselet, Pruvost, 1922. Description de la Faune Siluro-Dévonienne de Liévin II. Mem. soc. géol. du Nord, 6, 2 (für 1920).
- Barrande I., 1846a. Notice préliminaire sur le système Silurien et les Trilobites de Bohême. Leipzig.
- 1846b. Nouveaux Trilobites: Supplément à la notice préliminaire. Prague.
1847. Über die Brachiopoden der silurischen Schichten von Böhmen, I. Haidingers Naturwiss. Abh., 1.
1848. Über die Brachiopoden usw., II. a. a. O., 2.
1852. Système silurien du centre de la Bohême. I. Trilobites. Prague et Paris.
1856. Parallèle entre les Dépôts Siluriens de Bohême et de Scandinavie. Abh. d. Königl. böhm. Ges. d. Wiss., V., Folge 9. Prague.
- 1867/70. Système sil. II, Céphalopodes.
1868. Système sil. III, Ptéropodes.
- 1868b. Wiedererscheinung der Gattung *Arethusina* Barr. N. Jb. Min. Geol. Pal.
- 1868c. Réapparition du genre *Arethusina* Barr. Prague.
- 1872a. Syst. sil. V. Ordre des Brachiopodes.
- 1872b. Syst. sil. Supplément au Vol. I.
- 1872c. Syst. sil. VI. Acéphales.
- Perner 1903. Gastéropodes, Syst. sil. IV.
- Barton, D. C., 1915. A Revision of the Cheirurinae with notes on their Evolution. Wash. Univ. Studies vol. III, Part I. Washington.
- Bassler, R. S. 1915. Bibliographic index of American Ordovician and Silurian Fossils. U. S. Nat. Mus., Bull. 92.
- Bather, F. A., 1910*. Harpes bucco, a new Silurian Trilobite from the Carnic Alps. Rivista Ital. di Palaeont. 15. Catania. 1909.
- 1911*. Ordovician Cystidea from the Carnic Alps. A. O., Bd. 16 (1910).
- Bergeron I, 1899a. Sur une nouvelle espèce de *Arethusina*. Bull. Soc. géol. France. III. 17.
- 1899b. Etude des Terrains paléozoïques et de la Tectonique de la Montagne Noire. Bull. d. 1. Soc. géol. de France, III, 27.
- Beushausen L. 1900. Das Devon des nördlichen Oberharzes. Abh. d. Preuß. Geol. L. A., 30.
- Beyrich E., 1845. Über einige böhmische Trilobiten. Berlin.
1846. Untersuchungen über Trilobiten. Berlin.
- Born A., 1916 (1920). Die Calymene-tristani-Stufe (mittleres Untersilur) bei Almaden, ihre Fauna, Gliederung und Verbreitung. Abh. d. Senckenberg. Naturf. Ges., Bd. 26, 1920.
1929. Über Druckschieferung im varistischen Gebirgskörper. Fortschr. d. Geol. Paläont., Bd. VII, H.

¹ Zugleich für den paläontologischen Teil.

- Boué A., 1835*. Aperçu la constitution géologique des Provinces Illyriennes. Mem. Soc. géol. de France, t. II, part 1, 4. Paris.
- Bubnoff S. von, 1926. Geologie von Europa. I. Einführung. Osteuropa, Baltischer Schild, Berlin (Bornträger), 1926.
- Buch, L. von, 1824. Über die Karnischen Alpen. Leonhards Taschenbuch, 18.
- Burmeister H., 1843. Die Organisation der Trilobiten, aus ihren lebenden Verwandten entwickelt; nebst einer systematischen Übersicht aller zeither beschriebenen Arten. Berlin (G. Reimer).
1846. The organization of trilobites, deduced from their living affinities; with a systematic Review of the Species hitherto described. London (Ray-Society).
- Charlesworth I. K., 1914*. Das Devon der Ostalpen V. Die Fauna des devonischen Riffkalkes (Krinoiden, Korallen, Stromatoporen). Zeitschr. d. Geol. Ges., 66.
- Clar E., 1926. Zur Frage der Entstehung der Bänderung von Kalken. Geol. Archiv, 4.
1928. Zum Kapitel Lösungsumsatz in Kalken. N. Jhb. d. Geol. Min. Pal. B. B. Abtlg. B, 60.
- Clar E., A. Closz, F. Heritsch, O. Hohl, A. Kuntschnig, W. Petraschek, R. Schwinner u. A. Thurner, 1929. Die geologische Karte der Hochlantschgruppe in Steiermark. Mitt. d. Naturwiss. Vereines f. Steiermark, 64/65.
- Clarke J. M., 1892. Notes on the genus *Acidaspis*. Albany, N. Y. State Mus. 44. th. Ann. Rep., 1890.
1897. The lower Silurian Trilobites of Minnesota. The Geol. and Nat. Hist. Surv. of Minnesota 1892—1896. Geology of Minnesota, vol. 3, p. 2. Palaeontology, Minneapolis.
1908. Early Devonian History of New York and Eastern North America. N. Y. State Museum Mem. 9, I.
1909. Early Devonian etc. Mem. 9, II.
- Cloos H., 1928a. Bau und Bewegung der Gebirge in Nordamerika, Skandinavien und Mitteleuropa. Fortschr. d. Geol. Pal. VII, H. 21.
- 1928b. Experimente zur Inneren Tektonik. Centralbl. M. G. P. B.
- Corda s. Hawle.
- Dalman, 1827. Om Palaeaderna eller de så kallade Trilobiterna. Kongl. Vet. Ak. Handl., 1826. Stockholm.
- Dahlgrün F., 1922. Über Graptolithen führende Schichten im Unterharz. Jhrb. d. Preuß. Geol. L. A.
1927. Der Gebirgsbau des östlichen Unterharz. Jhb. d. Preuß. Geol. L. A.
1928. Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte von Preußen. Bl. Hasselfelde.
1929. Erläuterungen usw. Bl. Harzgerode.
- Dahlgrün F., Erdmannsdörffer O. H. und Schriel W., 1925. Geologischer Führer durch den Harz. Berlin (Bornträger).
- Davidson, 1865—1870. Monograph of the British Brachiopoda. Silurian. Palaeontol. Society, Mem. 1865, 1866, 1868, 1870.
- 1876—1880. Devonian Brachiopoda. Pal. Soc.
1882. Supplement of the British Brachiopoda, IV. Devonian. Pal. Soc. Mem.
- 1882/83. Silurian Brachiopoda. Supl. ect. Pal. Soc. Mem. 1882, 1883.
- 1881/82. IV. Budleigh Salterton Brachiopoda. Pal. Soc. Mem. 1881.
- Delgado, I. F. M., 1908. Système Silurique du Portugal. Etude de Stratigraphie. Palaeontologique. Lisbonne.
- Drevermann F., 1900. Die Fauna der oberdevonischen Tuffbreccie von Langenau bei Haiger. Jhb. d. Preuß. Geol. L. A., Bd. 21, II.
- Emmrich, 1839. De Trilobitis. Diss. Berolina.
1844. Zur Naturgeschichte der Trilobiten. Programm, Realschule, Meiningen.
1845. Über die Trilobiten. N. Jhb. d. Min. Geol. Pal.
- Elles G. and Wood E. M. R., 1901—1918. A Monograph of British Graptolites. Pal. Soc. Mem. 1901, 1902, 1903, 1904, 1906, 1907, 1908, 1911, 1913, 1914, 1918.
- Etheridge R. Jr. and Mitchell, 1892—1896. The Silurian Trilobites of New South Wales. Proc. of the Linnean Soc. New South Wales, vol. 2, 6, 10, 21. Sidney.
- Fletcher A. F., 1850. Observations on Dudley Trilobites. London. Quart. Journ. Geol. Soc., vol. 6.
- Foerste A. F., 1919a. Silurian Fossils from Ohio with Notes on related Species from other Horizons. The Ohio Journ. of Sc. 19. Columbus.
- 1919b. Notes on *Isotelus*, *Acrolichas*, *Calymene* and *Encrinurus*. Bull. Sc. Labor. Denison Univ. vol. 19.
- Frebold G., 1927. Petrographie und Genesis obersilurischer Alaunschiefer. N. Jhb. M. G., Beil. B, 57.
- Frech, 1887a*. Über das Devon der Ostalpen nebst Bemerkungen über das Silur und einem paläontologischen Anhang. Zeitschr. d. Geol. Ges., Bd. 39.
- 1887b*. Über Bau und Entstehung der Karnischen Alpen, a. O.
- 1887c. Die paläozoischen Bildungen von Cabrières (Languedoc), O.
- 1890*. Aus den Karnischen Alpen. Zeitschr. d. Deutschen und Österr. Alpenvereines, 21.
- 1891*. Über das Devon der Ostalpen II. Zeitschr. d. Geol. Ges., 43.
- 1892*. Die Gebirgsformen im südwestlichen Kärnten und ihre Entstehung. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk., 27.
- 1892—1894*. Die Karnischen Alpen. Ein Beitrag zur vergleichenden Gebirgstektonik. Abh. d. Naturf. Ges. Halle, Bd. 18. Halle.
- 1894*. Über das Devon der Ostalpen III. Die Fauna der unterdevonischen Riffkalken I. Zeitschr. d. Geol. Ges., 46.
- 1896*. Über unterdevonische Korallen aus den Karnischen Alpen. Zeitschr. d. Geol. Ges., 58.
- 1899a* *Lethaea geognostica* I. *Lethaea palaeozoica*. Stuttgart.
- 1899b*. Über tektonische Veränderungen in der Form unterkarbonischer Calamarien. N. Jhb. f. Min. I.
- 1902*. Über devonische Ammonoiten. Beitr. z. Geol. Pal. Österr.-Ungarns, 14.

- Fischer G., 1929*a*. Zum Problem der Schieferung. Bemerkungen zu A. Borns Arbeit: »Über die Druckschieferung im varistischen Gebirgskörper. Centralbl. M. G. P., Abt. B., 1929.
- 1929*b*. Die Gesteine der metamorphen Zone von Wippra mit besonderer Berücksichtigung der Grünschiefer. Jhb. d. Preuß. Geol. L. A. N. F., Heft 121.
- Fuchs A., 1915. Der Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten am Mittelrhein (Loreleigegend) I. Jhb. d. Preuß. Geol. L. A. N. F., 79.
1918. Beitrag zur Kenntnis der Devonfauna der Verse- und der Hobräckerschichten des sauerländischen Faziesgebietes. Jhb. d. Preuß. Geol. L. A., 39 (f. 1918).
1923. Über die Beziehungen des sauerländischen Faziesgebietes zur belgischen Nord- und Südfazies und ihre Bedeutung für das Alter der Verseschichten a. a. O., 42 (f. 1921).
- Gaertner, H. R. von, 1927.* Vorläufige Mitteilung zur Geologie der Zentralkarnischen Alpen. Mitt. d. Naturw. Vereines f. Steiermark, 63.
- 1930.* Unterdevonische und silurische Trilobiten und Brachiopoden aus den Zentralkarnischen Alpen. Jhb. d. Pr. Geol. L.-A. f. 1930.
- Gagel C., 1890. Die Brachiopoden der kambrischen und silurischen Geschiebe im Diluvium der Provinzen Ost- und Westpreußen. Beiträge zur Naturk. Preußens, 6.
- Geyer G., 1894*. Zur Stratigraphie der paläozoischen Schichtserie in den Karnischen Alpen. Verh. d. K. k. Geol. R. A.
- 1895*a**. Aus dem paläozoischen Gebiete der Karnischen Alpen, a. O.
- 1895*b*.* Ein neues Vorkommen fossilführender Silurbildungen in den Karnischen Alpen, a. a. O.
- 1897* Über neue Funde von Graptolithenschiefen in den Südalpen und deren Bedeutung für den alpinen »Culm« a. a. O.
- 1898* Über die Hauptkette der Karnischen Alpen. Zeitschr. d. Deutschen und Österr. Alpenvereines, 29.
- 1899*. Über die geologischen Aufnahmen im Westabschnitt der Karnischen Alpen. Verh. d. K. k. Geol. R. A.
- 1901*. Geologische Karte der Monarchie Österreich-Ungarn, SW-Blatt Oberdrauburg—Mauthen, und Erläuterungen.
- 1902* Dasselbe. Blatt Sillian—San Stefano.
- 1903.* Exkursion in die Karnischen Alpen. Führer z. Int. Geol. Congr. Wien, Nr. 11.
- 1904.* Bericht über die Exkursion in die Karnischen Alpen. C. R. Intern. Geol., II, Wien.
- 1911.* Die Karnische Hauptkette in den Südalpen. Geol. Charakterbilder, 9.
- 1919.* Bericht über die Untersuchung der künstlichen Kriegsaufschlüsse entlang der aufgelassenen Südwestfront am Kamm der Karnischen Hauptkette in Kärnten und Tirol. Anz. d. Wiener Akad., math.-nat., 56.
- Goldfuß A., 1839. Beiträge zur Petrefactenkunde. B. Beiträge zur Familie der fossilen Crustaceen. Verh. d. K. Leopold. Carol. Akad. d. Naturf.. Bd. 19, II.
- Gortani M., 1903.* Sugli strati a Fusulina di Forni-Avoltri. Boll. Soc. geol. Ital., 22.
- 1905*a*.* Itinerari per escursioni geologiche nell' alta carnia. Boll. Soc. geol. Ital., 24.
- 1905*b*.* Relazione sommaria delle escursioni fatte in Carnia nei giorni 21—26 agosto dalla Soc. geol. Ital., a. a. O., 24.
- 1906*a*.* Bibliographia geologica ragionata del Friuli. Boll. Soc. geol. Ital., 25.
- 1906*b*.* Contribuzioni allo studio del Palaeozoico Carnico I. Fauna permo-carbonifera del Col Mezzodi, Pal. Ital. 12.
- 1906*c*.* Studi sulle rocce eruttive delle Alpi Carniche. Soc. Toscana di sc. n. Mem. vol. 22, Pisa.
- 1907*a*.* Sopra l'esistenza del Devoniano inferiore fossilifero nel versante italiano delle Alpi carniche. Rend. R. Accad. Lincei. 5. (16), Roma.
- 1907*b*.* Contribuzioni etc. II. Faune devoniane. Pal. Ital. 13.
- 1907*c*.* Contribuzioni etc. III. La Fauna a Clymenie del Monte Primosio. Mem. d. R. Accad. di Science dell' Istituto di Bologna (6), 4.
- 1910.* Osservazioni geologiche sui terreni palaeozoici dell' alta valle di Gorto. Rend. d. R. Accad. d. Sc. d. Ist. di Bologna.
- 1911*a*.* Contribuzioni etc. IV. La Fauna mesodevonica di Monumenz. Pal. Ital. 17.
- 1911*b*.* Sopra la Fauna mesodevonica di Monumenz in Carnia. Rend. d. R. Accad. d. Sc. d. Ist. di Bologna.
- 1911*c*.* Rilevamento geologico della Valcalda, Alpi Carniche. Boll. Com. geol. d'Ital. 41 (für 1910).
- 1912*a*.* Stromatoporoidi devoniani del M. Coglians. Riv. ital. Pal. 18, fasc. 4.
- 1912*b*.* Rilevamento nelle Alpi Venete. Boll. r. Com. d'Ital. 43.
- 1912*c*.* Rilevamento nel nucleo centrale Carnico. Boll. r. Com. geol. d'Ital. 43.
- 1913.* La serie devoniana nella giogaia del Coglians. Boll. r. Com. geol. d'Ital. 43 (für 1912).
- 1915*a*.* Rivisione del rilevamento geologico nel nucleo centrale carnico. Boll. Com. d'Ital. 44 (für 1913/14).
- 1915*b*.* Contribuzione etc. V. Fossili eodevonici delle base del Capolago. Pal. Ital. 21.
- 1920*a*.* I bacini della Bût, del Chiarsò e della Vinadia in Carnia. Publ. 104, d. Uff. idrogr. R. Mag. delle aque.
- 1920*b*.* Contribuzione etc. VI. Fauna a Graptoliti. Pal. Ital. 26.
- 1921*a*.* Progressi nella Conoscenza geologica delle Alpi Carniche principali. Atti del R. Soc. Toscana, Mem. 34. Pisa 1922.
- 1921*b*.* La serie palaeozoica delle Alpi Carniche. Atti d. R. Accad. Lincei Rend. 30.
- 1922*a*.* Le linee orotettoniche delle Alpi Carniche. Atti VII, Congresso geogr. ital. II. Firenze.
- 1922*b*.* Osservazioni sul palaeozoico della Sardegna. Boll. soc. geol. Ital. 41.
- 1923*a*.* Il preteso carreggiamento delle Dinaridi sulle Alpi. Atti del R. Accad. Sc. di Torino 58.
- 1923*b*.* Contribuzione ect. VIII. Graptoliti di M. Hochwipfel. Pal. Ital. 19.
- 1924*a*.* Grapoliti del Hochwipfel. R. Ist Lombardo d. Sc. e litteri B. 57.
- 1924*b*.* Nuove ricerche geol. nelle Alpi Carniche. Boll. geol. Ital. 43.

- Gortani M., 1925a*. Ricerche geologiche nelle Alpi Carniche. Boll. soc. geol. Ital. 44.
 1925b.* La serie graptolitica delle Alpi Carniche. Rend. R. Accad. Sc. Bologna 2, 29.
 1926a.* Le condizioni geol. della Conca di Volaja. Rend. Sc. R. Accad. Ist. di Bologna.
 1926b.* Le linee orotettoniche delle Alpi Carniche II. Atti de IX. Congr. geogr. italiana. Genova.
 1926c.* Graptoliti del Piano di Wenlock nelle Alpi Carniche. Giornale di Geologia (Annali del R. Museo geol. di Bologna) ser. 2, vol. I.
 1928.* La serie palaeozoica nelle Alpi Carniche e nella Sardegna. Congr. geol. Intern. C. R. XIII, ser. II, Madrid.
 und Desio, 1927.* Note illustrative della carta geologica delle Tre Venezie: foglio Pontebba. Padova.
 und Vinassa de Regny P., 1905a.* Osservazioni geologiche sui dintorni di Paularo (Alpi Carniche). Boll. Soc. geol. Ital. 24.
 1905b.* Nuove ricerche geologiche sui terreni compresi nella Tavola »Paluzza«. Boll. Soc. geol. Ital. 24.
 1908.* Nuove ricerche sul Nucleo centrale delle Alpi Carniche. Rend. R. Accad. Lincei Roma, V. 17.
 1908/09.* Fossili neosilurici del Pizzo di Timau e dei Pal. Mem. R. Accad. d. Sc. d. Ist. di Bologna (6), 6.
 1910.* Le paléozoïque des Alpes carniques. C. R. Intern. geol. Congr. Stockholm.
 1911.* Il motivo tettonico del Nucleo centrale Carnico. Boll. Soc. geol. Ital. 30.
 1913.* Le condizioni geologiche della conca di Volaja e dell' alta Valentina. Boll. Soc. geol. Ital. 32.
 1919.* La trasgressione neocarbonifera nelle Alpi Carniche e nelle Caravanche. Rend. R. Accad. de Lincei. V., 28.
 1921. Sul eta e posizione di alcuni scisti delle Alpi. Atti d. R. Accad. Lincei Rend. 30.
- Grabau A. W., 1922. Ordovician Fossils from North China. Palaeontologica Sinica. Ser. B, vol. I, fasc. I.
 1925. The Ordovician-Silurian boundary in Britain and North-America. Journ. of. Geol.
 1926. Silurian Faunas of Eastern Junnan. Pal. Sinica. Ser B, vol. 3, fasc. 2.
- Guerassimow A. et Janichewski M., 1916. Sur les dépôts du silurien supérieur dans les environs de Kislovodsk (Caucase). Bull. Com. geol. Petrograd.
- Gümbel C. W., 1863. Über Clymenien in den Übergangsgebilden des Fichtelgebirges. Palaeontographica, 11.
 1879. Geognostische Beschreibung des Königreiches Bayern. III. Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges mit dem Frankenwalde und dem westlichen Vorland. Gotha.
- Gürich G., 1896. Das Paläozoikum im Polnischen Mittelgebirge. Verh. d. Russ. kais. Min. Ges. (2), 32.
 1899—1901. Nachträge zum Paläozoikum des Polnischen Mittelgebirges. N. Jhb. f. Min. B., Bd. 13.
- Hall J., Natural History of New York, p. VI. Palaeontology.
 1847. Vol. I Containing the description of the organic remains of the lower Division of the New York System.
 1859. vol. III. Containing the Deser. and Figures of the org. remains of the Lower Helderberg Group and the Oriskany Sandstone.
 1884. Vol. V, p. 1. Lamellibranchiata monomyaria of the upper Helderberg, Hamilton and Chemung Group.
 1885. Vol. V, p. 2. Homomyaria etc.
 1888. Vol. VII, Trilobites and other Crustacea of the Oriskany, Upper Helderberg, Hamilton, Portage, Chemung and Catskill Groups with Supplement to vol. V, p. 2.
 1892. Vol. VIII, p. 1. An introduction to the Study of the Genera of the Brachiopoda.
 1894. Do. part. 2.
- Harada T. 1883.* Ein Beitrag zur Geologie des Comelico und der westlichen Carnia. Jhb. d. Geol. R. A., 23 Wien.
- Haug E., 1908—1911. Traité de Géologie, II, 1.
- Haupt K., 1878. Die Fauna des Graptolithengesteins. (Ein Beitrag zur Kenntnis der silurischen Sedimentärgeschichte der nord-deutschen Tiefebene.) Neues deutsches Magazin, 54. Görlitz 1878.
- Hawle und Corda, 1847. Prodrum einer Monographie der Böhmischen Trilobiten. Abh. d. k. böhm. Ges. d. Wiss.,
- Hede J. E., 1929. Gotlands Silurstratigrafi. Sver. Geol. Unders. Årsbock, 14. 7., f. 1920.
- Hede, Munthe H. u. Post L. v., 1925. Gotlands Geologi. A. O., 18. 3., f. 1924.
- Heidenhain F., 1869. Über Graptolithen führende Diluvialgeschiebe der norddeutschen Ebene. Z. d. Geol. Gess., 21.
- Heller Th., 1925. Die Fauna des obersilurischen Orthocerenkalks von Elbersreuth. Geognost. Jahresh., 38.
- Henniger K., 1929. Diss. Göttingen über den Kellerwald. (Im Druck: Jahrb. Preuß. Geol. L. A.)
- Heritsch F., 1911. Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paläozoikums (Obersteiermark). Mitt. d. Naturw. Ver. f. Steiermark, Bd. 48.
 1914. Die Stellung der *Pentamerus*-Kalke der Umgebung von Graz. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Steiermark, 51.
 1915. Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz, I. Denkschr. d. Wiener Akad., Bd. 92.
 1917. Untersuchungen usw., II—IV. A. O., Bd. 94.
 1918a.* Die Fauna des unterdevonischen Korallenkalks von Mittelsteiermark nebst Bemerkungen über das Devon der Ostalpen. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Steiermark, 54.
 1918b.* Fossilien aus dem Unterkarbon von Nötsch in Kärnten. »Carinthia« II. 108, Klagenfurt.
 1921. Geologie der Steiermark. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Steiermark. 57. Beilage-Band.
 1927a. Aus dem Paläozoikum des Vellachtales in Kärnten. Jhb. d. Geol. B. A., 77.
 1927b.* Materialien zur Kenntnis des Karbons der Karnischen Alpen und der Karawanken. Sitzungsber. d. Wiener Akad. 136. Bd.
 1927c. Die Deckentheorie in den Alpen (Alpine Tektonik 1905—1925). Fortschr. d. Geol. und Pal. Bd. 6, Heft 17.
 1927d.* Das Paläozoikum der Alpen. Zeitschr. d. Geol. Ges.

- Heritsch F., 1927^c.* Stratigraphie des Altpaläozoikums der Alpen. Vest. Statniho geol. Ustavo. C. S. Rep., Roc. III.
 1927^f. Eine Koralle von der Vordernberger Mauer in Obersteiermark. Verh. d. Geol. B. A.
 1927^g. Eine neue Stratigraphie des Paläozoikums von Graz. Verh. d. Geol. B. A.
 1927^h. Caradoc im Gebiete von Eisenerz in Obersteiermark. Verh. d. Geol. B. A.
 1928^a.* Tektonische Fragen im Karbon der Karnischen Alpen. Sitzungsber. d. Wiener Akad., 137.
 1928^b.* Die Stratigraphie des Silurs der Karnischen Alpen. Zeitschr. d. Geol. Ges., 80.
 1928^c.* Faunistische Beziehungen des *eß* von Böhmen zum *ea* der Alpen. Vest. Statniho Geol. Ustavo. Č. S. Rep., Roc. IV.
 1928^d.* Notizen zum unteren Perm der Karnischen Alpen. Sitzungsber. d. Wiener Akad. 137. Bd.
 1928^e. Korallen aus dem Karbon der Veitsch in Obersteier. Sitzungsber. d. Wiener Akad., 137. Bd.
 1928^f. Das Silur von Böhmen. Geol. Rundschau, 19.
 1929^a.* The Ordovician and Silurian of the Carnic Alps. Geol. Mag., 66.
 1929^b.* Faunen aus dem Silur der Ostalpen. Abh. d. Geol. B. A., 23, II.
 1929^c.* Führer zur geologischen Exkursion in die Karnischen Alpen. Führer zur geologischen Exkursion in das Paläozoikum von Graz. Führer zur geologischen Exkursion nach Obersteiermark bei Trieben. Mitt. d. Wiener Geol. Ges. f. 1927, 20.
 1929^d.* Die tektonische Stellung von Hochwipfeldfazies und Naßfeldfazies des Karbons der Karnischen Alpen. Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. Wiss., 138/8.
 und Schwinner, 1925.* Zur Geologie der Karnischen Alpen. Jhb. d. Geol. B. A., 75.
- Heritsch, vgl. Clar.
- Herrmann Fr., 1911. Über das Paläozoikum am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. Jhb. d. Nassauisch. Ver. f. Naturkunde. 64. Wiesbaden.
 1911. Kalkiges Unterdevon von böhmischer Fazies (Herzyn) im Rheinischen Schiefergebirge. Zeitschr. d. Geol. Ges. 36.
 1912. Das herzynische Unterdevon bei Marburg. Jhb. d. Preuß. Geol. L. A. 33, 1.
- Holm, 1882. De svenske arterna af trilobitsläktet *Illacnus* Dalman. Bih. Kongl. Svenska Vetenscp. Akad. Handlg. 7.
 1887. cf. Fr. Schmidt.
- Holte Dahl O., 1909. Studien über die Etage 4 des norwegischen Silursystems beim Mjösen. Vidensk. Selskabet's Skrifter, 1909, Nr. 7. Kristiania.
 1916. The *Strophomenidae* of the Kristiania region. Vidensk. Selskap. Skrifter f. 1915, 12. Kristiania.
- Holzappel E., 1899. Die Cephalopoden des Oberdevon des Domanik im südlichen Timan. Mem. Com. geol. 12, 3.
- Hoernes R., 1880. Die Trilobitengattungen Phacops und Dalmanites und ihr mutmaßlicher Zusammenhang. Jhb. d. k. k. Geol. R. A. 30.
- Hüffner F., 1918. Beiträge zur Kenntnis des Devons von Bythinien. Jhb. d. Preuß. Geol. L. A. f. 1916. 37, I.
- Jaekel O., 1889. Über das Alter des sogenannten Graptolithengesteins mit besonderer Berücksichtigung der in demselben enthaltenen Graptolithen. Zeitschr. d. Geol. Ges. 1889.
- Jahn J. J., 1892. Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Mittelböhmischen Silurformation. Jhb. d. k. k. Geol. R. A. 62.
- Jung. J. 1928. Les vosges hercyniennes. Mem. Serv. Géol. Alsace-Lorraine 1. Straßburg.
- Kayser Emanuel, 1878. Die Fauna der ältesten Devonablagerungen des Harzes. Abh. d. Geol. Spezialkarte v. Preußen 2, 4.
 1879. Zur Frage nach dem Alter der herzynischen Fauna. Zeitschr. d. Geol. Ges. 31.
 1880. Zur herzynischen Frage. Jhb. d. Geol. R. A. 30.
 1889^a. Über einige neue und wenig gekannte Versteinerungen des rheinischen Devons. Zeitschr. d. Geol. Ges. 41.
 1889^b. Die Fauna des Hauptquarzites und der Zorger Schiefer des Unterharzes. Abh. d. Preuß. Geol. L. A. N. F. 1.
- Kegel W., 1926. Unterdevon böhmischer Fazies (Steinberger Kalk) der Lindener Mark bei Gießen. Abh. d. Preuß. Geol. L. A. 100.
 1928. Über obersilurische Trilobiten aus dem Harz und dem Rheinischen Schiefergebirge. Jhb. d. Geol. L. A. 48 f. 1927.
- Keyserling, Murchison, Verneuil, 1845. Geology of Russia in Europe. Paris and London.
- Keyes Ch. R., 1894. Palaeontology of Missouri. Missouri Geol. Surv. vol. IV und V.
- Kindle E. M., 1903. The Stratigraphy and Palaeontology of the Niagara of Northern Indiana. Indiana Depart. of Geology 28 Report.
- Kjaer J., 1897. Faunistische Übersicht der Etage des norwegischen Silursystems. Vidensk. Selsk. Skrift. Mat. Nat. 1897, Nr. 8, Kristiania.
 1908. Das Obersilur im Kristianiagebiet. Vidensk. Selsk. Skrift. Mat. Nat. 1906 Bd. II, Kristiania.
 1911. A new downtownian Fauna in the sandstone series of the Kristiania Area. A preliminary Report. Vidensk. selsk. skrift. 1911, Nr. 7. Kristiania.
 1924. The downtownian Fauna of Norway I. Anaspida. Kristiania Vid. Selsk. Skrift.
- Kieslinger A., 1927. Über die Tektonik Mittelkärntens. Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien, Nr. 15.
- Kober L., 1927. Das alpin-variszische Orogen. Centralbl. B., Nr.
 1928. Der Bau der Erde. Einführung in die Geotektonik. Auflage, Berlin.
- Kodym O. und I. Koliha, 1928. Excursion géologique dans la vallée de Radotín et à Přidolí. Vest Stát. Geol. Ustav. Č. S. Rep. 4, Prag.
- Kodym O. vgl. Perner.

- Koninck de, 1873.* Monographie des fossiles carbonifères de Bleiberg en Carinthia. Bruxelles.
- Kozłowski R., 1929. Les Brachiopodes gotlandiens de la Podolie Polonaise. Palaeontologia Polonica 1, Warszawa.
- Krause P. G., 1906.* Über das Vorkommen von Kulm in der Karnischen Hauptkette. Verh. d. k. k. Geol. R. A.
- 1928.* Über *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeiller im Kulm der Karnischen Hauptkette. Jhrb. d. Preuß. Geol. L. A., 49.
- Kubart O. vgl. R. Schwinner.
- Kühn O., 1929.* Die Stromatoporen der Karnischen Alpen. Mittl. d. Naturw. f. Steiermark 64/65.
- Kuntschnigg A., 1926.* Neuer Korallenfund aus dem Unterkarbon von Nötsch in Kärnten. Mitt. Naturw. Ver. f. Steiermark, 61.
- Küpper H., 1926.* Die Faziesverhältnisse des Karnischen Jungpaläozoikums. Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien.
- 1927.* Jungpaläozoische Sedimentation und Orogenese im Bereiche der Karnischen Alpen. Neues Jhb., B. Abt. B.
- Lake Ph., 1895. The British Silurian Species of *Acidaspis*. Quart. Journ. Geol. Soc. 52.
- Lamansky W., 1905. Die ältesten silurischen Schichten Rußlands (Etag. B). Mém. du Com. géol. de Pétersbourg N. S. 20.
- Lebedeff N., 1892. Die obersilurische Fauna des Timan. Mém. Com. géol. de Pétersbourg, N. S. 12.
- Leidhold, 1918. Devonfossilien von der bythinischen Halbinsel (Kleinasien). Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 69 (für 1917).
1928. Beitrag zur Kenntnis der Fauna des rheinischen Stringocephalenkalkes, insbesondere seiner Brachiopodenfauna, I. Abh. d. Preuß. Geol. L. A., 109.
- Leriche M., 1912. La faune du Gédinnien inférieur de l'Ardenne. Mém. du Musée Royal d'Hist. Nat. de Belgique, T. 6.
- Lindström vgl. Angelin.
1860. Bitrag till Kännedom om Gotlands Brachiopoder. Kongl. Vetenskaps Akad. Handl., 8.
1885. Förteckning på Gotlands Siluriska Crustaceer. a. a. o. 6.
- Loewinson-Lessing, 1892. Les Ammonées de la zone à *Sporadoceras Münsteri* dans les Montes Goubertinskaya. Bull. Soc. Belge de géol., 6.
- Lotze F., 1928. Das Mitteldevon des Wennetals nördlich der Elspe Mulde. Abh. d. Preuß. Geol. L. A., N. F., 104.
1929. Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). Abh. d. Ges. d. Wiss. Göttingen, N. F., Bd. 14, 2.
- M'Coy, 1846. A Synopsis of the Silurian fossils of Ireland. Dublin.
1849. On the classification of some British fossil Crustacea with Notices of new forms in the University Collection at Cambridge. Ann. a Mag. Nat. Hist. 4, London.
1851. Description of the British Palaeozoic fossils in the Geological Museum of the University of Cambridge etc. London.
- (Parker), 1855. In A. Sedgwick: A Synopsis of the classification of the British Palaeozoic Rocks, London, 1855.
- M'Learn, 1918. Revision of some Phacopid genera. Ottawa Natur., 32.
- Marr J. E., 1913. The lower palaeozoic Rocks of the Cautley district (Yorkshire). Quart. Journ. Geol. Soc. 69.
1915. The Ashgillian Succession in tract to West of Coniston Lake. Quart. Journ. Geol. Soc., 71.
- Maryland Geological Survey. 1923. Silurian. Baltimore.
- Matern H., 1929. Die Gliederung der Adorfstufe. Senckenbergiana, 11.
- Maurer F., 1881. Der Kalk bei Greifenstein. N. Jhb. M. G. P. B., Bd. 1.
1885. Die Fauna der Kalke von Waldgirmes bei Gießen. Abh. d. Großh. Geol. L. A. zu Darmstadt, 1.
- Meneghini J., 1880. Nuovi fossili di Sardegna. Mem. R. Accad. Lincei.
- Mitchell J. 1924. New Trilobites from Browning with notes on *Encrinurus* and *Cordania Gardneri*. Proc. of the Linnean Soc. of New South Wales, 49, Sidney.
- Mouchkétov D., 1915. Tchil-Oustoun et Tchil-Mairam. Mém. Com. Géol. N., p. 100.
1928. Geological Map of Central Asia. Sheets VI, 7, VII, 7 (East Ferghana). Mém. Com. Géol. N., p. 169.
- Münster, Graf zu, 1840. Die Versteinerungen des Übergangskalkes mit Clymenien und Orthoceratiten von Oberfranken. Beiträge zur Petrefactenkunde. IV, 7, Bayreuth.
1841. Nachtrag zu den Versteinerungen des Übergangskalkes mit Clymenien von Oberfranken. A. O., V, 16.
- Murchison R. I., 1839. The Silurian System. London.
1845. Vgl. Keyserling.
- Nalivkin D., 1915. In Mouchkétov, 1915.
1925. Matériaux pour l'étude du Paléozoïque de l'Oural. Bull. Com. Géol., 1925.
- Nieszkowski J., 1857. Versuch einer Monographie der in den silurischen Schichten der Ostseeprovinzen vorkommenden Trilobiten. Archiv f. Naturk. Liv, Est- und Kurland. Ser. I, Bd. 1.
1859. Zusätze zur Monographie etc. A. O., Bd. 2.
- Nowák O., 1879/1885. Studien an den Hypostomen böhmischer Trilobiten. Sitzungsber. d. k. Böhm. Ges. d. Wiss. Math. phys. 1879, 1884, 1885.
1884. Zur Kenntnis der böhmischen Trilobiten. Beitr. d. Geol. Pal. Österr.-Ungarns, 3.
1886. Zur Kenntnis der Fauna der Etage Ff 1 in der paläozoischen Schichtengruppe Böhmens. Sitzungsber. d. Böhm. Ges. Wiss., 1886, Prag.
1890. Vergleichende Studien an einigen Trilobiten aus dem Herzyn von Bicken, Wildungen, Greifenstein und Böhmen. Pal. Abh., N. F. 1/3.
- Oehlert D. P., 1886. Étude sur quelques trilobites du group des *Proetidae*. Bull. Soc. d'Études sc. d'Angers f. 1885.
- Ohnesorge, 1905. Über Silur und Devon in den Kitzbühler Alpen. Verh. d. Geol. R. A.

- Ohnesorge, 1909. Über Schichtenfolge und Bau in der Umgebung von Kitzbühel. Verh. d. Geol. R. A.
 1917. Geologische Karte von Kitzbühel und Umgebung, 1:25.000 mit Profilen.
- Paeckelmann W., 1922. Bemerkungen zu O. H. Schindewolf's »Versuch einer Palaeogeographie des europäischen Oberdevon-meeres«. Centralbl. Min. etc.
1925. Beiträge zur Kenntnis des Devons am Bosphorus besonders in Bythinien. Abh. d. Preuß. Geol. L. A., N. F., 98.
- Pénéau J., 1928. Études stratigraphiques et palaeontologiques dans le Sud-Est du Massif armoricain (Synclinal de St. Julien de Vouvantes). Laval.
- Penecke K. A., 1887.* Über die Fauna und das Alter einiger paläozoischer Korallenriffe der Ostalpen. Zeitschr. d. Geol. Ges., 39.
1893. Das Grazer Devon. Jhb. d. Geol. R. A., 43.
- Perna E., 1914. Die Ammonoiten des oberen Neodevons am Ostabhang des Südalpen. Mém. Com. Géol. Pétersbourg, N., 99.
- Perner, vgl. Barrande.
- 1894—1899. Étude sur les Graptolithes de Bohême. Prague.
1916. Über das Hypostom der Gattung *Arethusina*. Centralbl. d. M., G., P., 1915.
1915. Über die Fauna der silurischen Stufen *E 1* und *E 2* und die Grenze zwischen denselben. Verh. Festschr. und Kodym, 1922. Correlation of the Silurian of Bohemia. Am. Journ. of Sc.
- Picard E., 1928. Das Algonkium von Rodstein bei Liebenwerda im Vergleich mit dem des Šárkatalen bei Prag und über Kambrium bei Dobruška. Zeitschr. d. Geol. Ges.
- Pirona T. A., 1877.* Schizzo geologico della provincia di Udine. Boll. Com. geol. Ital., vol. 8.
- Pompeck J. F., 1890. Die Trilobitenfauna der ost- und westpreussischen Diluvialgeschiebe. Beitr. Naturk. Preußens, herausgegeben v. d. Physik.-Ökon. Ges. Königsberg.
- Purkert R., 1927. Die Scherbeanspruchung des Clymenienkalkes von Steinberg bei Graz. Centralbl. M. G. P.
- Raymond P. E., 1916. The Genera of the *Odontopleuridae*. The Ottawa Naturalist, vol. 23.
1921. A contribution to the Description of the Fauna of the Trenton Group. Canada Geol. Surv. Museum, Bull. 31 (Geol. Ser. 38).
- Reed F. R. Cowper, 1896/97. The Fauna of the Keisley Limestone, p. I, II. Quart. Journ. Geol. Soc., 52, 53.
1896. Woodwardian Museum Notes. Notes on the Evolution of the genus *Cheirurus*. Geol. Mag. Dec., 4, vol.
1898. Notes on the affinities of the Genera of the Cheirurida. Geol. Mag. Dec. 4, vol.
1901. Salters undescribed Species, II—VI. Geol. Mag.
1903. The lower palaeozoic trilobites of the Girvan District, Ayrshire. Pal. Soc. Mem.
- 1904a. Dasselbe. A. O., Mem. 58.
- 1904b. New Fossils from Hawerfordwest, I II. Geol. Mag.
- 1905a. Dasselbe, III—IV., a. O.
- 1905b. The classification of the *Phacopidae*. Geol. Mag.
- 1906a. The lower palaeozoic trilobites etc. Pal. Soc. Mem. 60.
- 1906b. The lower Palaeozoic Fossils of the Northern Shan States Birma. Pal. Indica, N. S., vol. II, Mem. 3.
1908. The Devonian Fauna of the Northern Shan States, O., Mem. 5.
1910. Sedgwick Museum Notes: New fossils from the Dufton Shales. Geol. Mag. Dec. vol.
- 1914 (1913). The lower, palaeozoic trilobites etc. Supplement, Pal. Soc. Mem. 67.
1915. Supplementary Memoire on new Ordovician and Silurian Fossils from the Northern Shan States. Pal. Indica, N. S., vol. VI, Nr. 1.
1927. Palaeozoic and Mesozoic Fossils from Yun-Nan. Pal. Indica, N. S., vol. X, Mem. 1.
1928. Notes on the Family *Encrinuridae*. Geol. Mag. 68.
- Renz C., 1913. Neue Arten aus dem Clymenienkalk von Ebersdorf in Schlesien. Jhb. d. Preuß. Geol. L. A., 1913, I.
- Richter M., 1924. Allgäuer Alpen. Samml. d. geol. Führer, Bd. 24.
- Richter Rud., 1912. Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten, I. Die Gattung *Dechenella* und einige verwandte Formen. Abh. d. Senckenberg. Naturf. Ges., 31.
- 1913.* Beiträge usw., II. Oberdevonische Proctiden. A. O., 31.
- 1914a. Neue Beobachtungen über den Bau der Trilobitengattung *Harpes*. Zoolog. Anz., 45.
- 1914b. Über das Hypostom und einige Arten der Gattung *Cyphaspis*. Central. Min.
- 1914c. Aus der Schausammlung. Von unseren Trilobiten. Ber. d. Senckenberg. Naturf. Ges., 49.
1921. Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten, III. Über die Organisation von *Harpes*, ein Sonderfall unter den Crustaceen. Abh. d. Senckenberg. Naturf. Ges., 37.
1925. Über die Benennungsweise der Typen und über offene Namengebung. Senckenbergiana,
- Richter Rud. und Emma, 1917. Über die Einteilung der Familie *Acidaspidae* und über einige ihrer devonischen Vertreter. Centralbl. f. M. G. P.
1919. Der Proctidenzweig *Astycoryphe-Tropidocoryphe-Pteroparia*. Senckenbergiana, 1.
- 1923a. Über *Phacopidella* Reed., a. O., 5.
- 1923b. Der Genotyp von *Proetus* Stein, 1837, a. O., 5.
1924. Unterlagen zum Fossilium Catalogus *Trilobitae*, I, a. O., 7.
- 1925a. Dasselbe, II, a. O., 7.
- 1925b. Dasselbe, III, a. O.,

- Richter Rud. und Emma, 1926. Die Trilobiten des Oberdevons. Beiträge zur Kenntnis der devonischen Trilobiten, IV. Abh. d. Preuß. Geol. L. A., 99.
1927. Über zwei für das deutsche Ordoviciun bedeutsame Trilobiten. Senckenbergiana, 9.
1928. Fossilium Catalogus: Trilobitae, I.
- Robertson T., 1928. The Siluro-Devonian Junction in England. Geol. Mag., 68.
- Roemer Ferd., 1861. Die fossile Fauna der silurischen Diluvialgeschichte von Sadewitz bei Oels in Niederschlesien. Schles. Ges. f. vaterl. Kultur, Breslau.
1885. Lethaea erratica oder Aufzählung und Beschreibung der in der norddeutschen Ebene vorkommenden Diluvialgeschiebe der nordischen Sedimentärgesteine. Pal. Abh., 2, H. 5, Berlin, 1885.
- Rosiwal A., 1895.* Enstatitporphyr und Porphyrituff aus den Karnischen Alpen. Val (di) S. Pietro. Verh. d. k. k. Geol. R. A.
- Rzehak A., 1910. Der Brünner Clymenienkalk. Zeitschr. d. mähr. L. Mus., X, H. 2, Brünn.
- Salter I. W., 1852. On a few genera of Irish Silurian fossils. Brit. Assoc. Adv. Sci. Transact., 1853.
1864. Figures and Descriptions illustrative of British Organic Remains. Decade, XI. Trilobites (chiefly silurian). Mem. Geol. Surv. United Kingdom, London.
- 1864/67, 1883. A monograph of the British Trilobites from the Cambrian, Silurian and Devonian formations. Pal. Soc. Mem., 16, 17, 18, 20.
- Sandberger G. und F., 1850—1856. Die Versteinerungen des Rheinischen Schichtensystems in Nassau.
- Schindewolf O. H., 1921. Stratigraphie und Ammonoitenfauna des Oberdevons von Hof. N. Jhb. f. M., G., P., Bd. 69.
- 1922a*. Versuch einer Palaeogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. Zeitschr. d. Geol. Ges., 73.
- 1922b. Einige Randbemerkungen zu E. Pernas Abhandlung: »Die Ammonoitenfauna des oberen Neodevon Ostabhanges des Südurals.« Senckenbergiana, 4.
1924. Vorläufige Übersicht über die Obersilurfauna des »Elbersreuther Orthoceratitenkalkes«, I. Allgemeine Vorbemerkungen und Trilobitenfauna. Senckenbergiana, 6.
- 1926*. Zur Kenntnis der Devon-Karbongrenze in Deutschland. Zeitschr. d. Geol. Ges.
- Schmidt Fr., 1881—1907. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten, I—VI. Mem. l'Ac. imp. des Sc. de St. Pétersbourg, ser. 7, t. 30, 33, 42; ser. 8, t. 12, 20.
- Schmidt H., 1923. Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Carbongrenze in Deutschland. Jhb. d. Preuß. Geol. L. A., Bd. 44.
1925. Schwellen- und Beckenfazies im Ostrheinischen Paläozoikum. Zeitschr. d. Geol. Ges., 1924.
1927. Stratigraphische Beobachtungen im ostsudetischen Paläozoikum. Nachr. d. Ges. d. Wiss. Gött., Math.-Phys.
- Schriel W., 1927. Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des Gebietes der Hauptsattelachse des Unterharzes zwischen Lauterberg und Hasselfelde. Jhb. d. Preuß. Geol. L. A., 48.
- 1929a. Erläuterungen zur geol. Spezialkarte von Preußen: Bl. Zorge.
- 1929b. Der geologische Bau des katalonischen Küstengebietes zwischen Ebromündung und Ampurdan. Beitr. Geol. d. westl. Mediterrangebietes, H. 2; Abh. d. Akad. d. Wiss., Göttingen, N. F., Bd. 14, 1.
- Schwinner R., 1915. Analogien im Bau der Ostalpen. Centralbl. f. M., G., P.
1924. Scherung, der Zentralbegriff der Tektonik. Centralbl. f. M., G., P.
1925. Das Bergland nordöstlich von Graz. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., Wien, math.-nat., 134.
- 1925*. Vgl. Heritsch.
- 1927a*. Die Schichtfolge des Seeberggebietes, ein Vergleich. Jhb. d. Geol. B. A., 77.
- 1927b. Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). Vorläufige Mitteilung. Sitzungsber. d. Wiener Akad., 136.
1928. Der Begriff Scherung in der Tektonik. Centralbl. d. M., G., P., Abt. B.
- 1929a*. Ein exotischer Block in Karbon(?)schiefer bei Feistritz an der Gail. Verh. d. Geol. B. A.
- 1929b*. »Geologisches« in Pichl. Führer durch die Karnischen Alpen aus der »Hochtourist«.
- 1929c*. Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. Geol. Rundschau, 20.
- Schwinner R. und Kubart O., 1923*. Interglaziale Schieferkohlen von der oberen Gail (S. W. Kärnten). Österr. Bot. Zeitschr.
- Scupin H., 1900. Die Spiriferen Deutschlands. Pal. Abh. (Dames u. Kayser). 8. 3.
- 1906*. Das Devon der Ostalpen, IV. Die Fauna des devonischen Riffkalkes. I. Lamellibranchiaten. II. Brachiopoden. Zeitschr. d. Geol. Ges., 57.
1921. Ist der Dictyonema-Schiefer eine Tiefseeablagerung? Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 73.
1928. Ostbaltikum, I. (Das Algonkium, Paläozoikum und Mesozoikum.) Geologie der Kriegsschauplätze. H. 9.
- Seemann Fr., 1907. Das mittelböhmisches Obersilur- und Devongebiet südwestlich Beraun. Beitr. z. Geol., Pal. Österreich-Ungarns u. d. Orients, 20.
- Siemiradzki J. v., 1906. Die paläozoischen Gebilde Podoliens. Beitr. z. Geol., Pal. Österreich-Ungarns, 19.
- Spengler, 1926a. Über die Tektonik der Grauwackenzone der südlichen Hochschwabgruppe. Verh. d. Geol. B. A.
- 1926b. Geologische Karte Österreichs, Erläuterungen zu Blatt Eisenerz, Wildalpe, Aflenz.
- Spitz Albr., 1907.* Die Gastropoden des Karnischen Unterdevon. Beitr. z. Geol., Pal. Österreich-Ungarn, 20.
- 1909.* Geologische Studien in den Zentralkarnischen Alpen. Mitt. d. Wiener Geol. Ges., 2.
- Sobolew D., 1914. Skizzen zur Phylogenie der Goniatiten (russisch).
- Stache G., 1872.* Entdeckung von Graptolithenschiefer in den Südalpen. Verh. d. Geol. R. A.
- 1872.* Über die Graptolithen der schwarzen Kieselschiefer am Osternig zwischen Gailtal und Fellatal in Kärnten. Verh. d. Geol. R. A.

- Stache G., 1873.* Der Graptolithenschiefer am Osternigberge in Kärnten und seine Bedeutung für die Kenntnis des Gailtaler Gebirges und für die Gliederung der paläozoischen Schichtserie. Jhb. d. Geol. R. A., 23 u. Verh.
- 1874.* Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen, I, II. Jhb. d. Geol. R. A., 24 u. Verh.
- 1878.* Neue Beobachtungen in der paläozoischen Schichtenreihe des Gailtaler Gebirges und der Karawanken. Verh. d. Geol. R. A.
- 1879.* Über die Verbreitung der silurischen Schichten in den Ostalpen, a. O.
- 1881.* Aus dem Silurgebiet der Karnischen Alpen, a. a. O.
- 1883*. Aus dem Westabschnitt der Karnischen Hauptkette. Die Silurformation des Wolayer Gebirges und des Paralba-Silvella-Rückens, a. O.
- 1884.* Elemente zur Gliederung der Silurbildungen der Alpen, a. O.
- 1884*. Über die Silurbildungen der Ostalpen nebst Bemerkungen über die Devon-, Karbon- und Permschichten dieses Gebietes. Zeitschr. d. Geol. Ges., 36.
- Staub R., 1924.* Bau der Alpen. Abh. z. geol. Karte der Schweiz, N. F., 52.
- Stepanow P., 1908. Obersilurische Faunen aus der Umgebung des Sees Balchas. Verh. d. Russ. Min. Ges., 2. Ser., 46.
- Stille H., 1924. Grundfragen der vergleichenden Tektonik, Berlin.
- 1926—1929. Der Stammbaum der Gebirge und Vorländer. C. R. Intern. Congr., Madrid.
- 1928a. Zur Einführung in die Phasen der paläozoischen Gebirgsbildung. Zeitschr. d. Geol. Ges., 80.
- 1928b. Über europäisch-zentralasiatische Gebirgszusammenhänge. Nachr. d. Ges. d. Wiss., Göttingen, Math.-Phys.
1929. Die subvariscische Vortiefe. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 81.
- Taramelli T., 1869*. Osservazioni stratigrafiche sulle Valli del Degano e della Vinadia in Carnia. Annali R. Ist. tecnico di Udine, vol. III.
- 1870*. Osservazioni stratigrafiche sulle Valli del Bût e del Chiarsò in Carnia. Ann. R. Ist. tech. di Udine, vol. IV.
- 1874*. Stratigraphia della Serie palaeozoica nelle Alpi Carniche. Mem. d. R. Ist. Veneto, vol. 18.
- 1877*. Catalogo ragionato delle rocce del Friuli. Mem. R. Accad. Lincei, III, 1.
- 1881a.* Sulla recente scoperta di fossili siluriani nella provincia di Udine. Rend. R. Ist. Lombardo, Milano, Sc. II, vol. 14.
- 1881b.* Carta geologica al 200.000 del Friuli (Provincia di Udine) con spiegazione. Pavia.
- 1882*. Geologia della provincie Venete. Mem. R. Accad. Lincei, Ser. 3, 13.
- 1895*. Osservazioni stratigrafiche sui terreni palaeozoici di versante italiano delli Alpi Carniche. Rend. R. Accad. Lincei, ser. 5, 4.
- Teichert C., 1928. Stratigraphische und paläontologische Untersuchungen im unteren Gotlandium (Tamsalstufe) des westlichen Estlands und der Insel Dagö. N. Jhb. Min. et. Beilageb. B., 60.
- Teller F., 1886a. Zinnoberführender Horizont in den Silurablagerungen der Karawanken. Verh. d. Geol. R. A.
- 1886b. Die silurischen Ablagerungen der Ostkarawanken. Verh. d. Geol. R. A.
- 1886c. Die Geschichte des Talbeckens von Oberseeland im südlichen Kärnten. A. O.
- 1887*. Äquivalente der dunklen Orthocerenkalke vom Kok im Silur der Ostkarawanken. A. O.
1896. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen. Wien. Und die Kartenblätter Eisenkappel und Kanker.
1898. Geologische Spezialkarte etc. Blatt Praßberg a. d. Sann.
1899. Geologische Spezialkarte etc. Blatt Pragerhof.
1903. Führer zu der Exkursion in die Karawanken. IX. Intern. Geol.-Kongreß, Wien.
- Termier P., 1922.* Sur la structure des Alpes orientales: rapport des Dinarides et des Alpes. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 175.
- Thomson W., 1857. On some species of Acidaspis from the lower Silurian Beds of the South of Scotland. Quart. Journ. Geol. Soc., 13.
- Tietze E., 1870*. Ein Beitrag zur Kenntnis der älteren Schichtengebilde Kärntens. Jhb. d. Geol. R. A., 20.
1871. Über die devonischen Schichten von Ebersdorf unweit Neurod in der Grafschaft Glatz, eine geognostisch-paläontologische Monographie. Palaeontographica, 19.
- Tilman N., 1911*. Über den tektonischen Charakter des Paläozoikums der Karnischen Alpen. Geol. Rdsch. II.
- Törnquist S. L., 1884. Undersökningar öfver Siljansområdets Trilobitfauna. Sver. Geol. Unders. Mem. Ser. 1b, vol. 66.
- Troedsson G. T., Om Skånes Brachiopodskiffer. Lund Univ. Årsskr. N. F. Avd. 2, Bd. 15.
1920. Skånes dalmanites skiffer, en Strandbildning Geol. För. Förh., Bd. 42.
1921. Bidrag till kännedom om Västergötlands yngsta Ordovicium. Lund Univ. Årsskr. N. F. Avd. 2, Bd. 17 (L. Geol. Fäktklub. Ser. B, 12).
- Tullberg, 1882*. Skånes graptoliter I. Allmän öfversigt öfvar de siluriska bildningar i Skåne och genomförelse med öfriga kända samtida aflägringar. Sver. geol. Unders. Mem. Ser. C, Nr. 50.
- Twenhofel W. H., 1916. Expedition to the Baltic Provinces of Russia and Scandinavia 1914. Pt. 2. The Silurian and High Ordovician Strata of Esthonia, Russia and their Faunas. Cambridge. Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard Coll., vol. 56.
- Tschernyschew Th., 1883/84. Materialien zur Kenntnis der devonischen Ablagerungen von Rußland. Mém. Com. Géol. I.
1885. Die Fauna des unteren Devons am Westabhang des Ural. Mém. Com. Géol. III.
1887. Die Fauna des mittleren und oberen Devons am Westabhang des Ural. A. a. O.
1889. Allgemeine geologische Karte von Rußland, Bl. 130: Beschreibung des Zentralurals und des Westabhanges. A. a. O.
1893. Die Fauna des unteren Devons am Ostabhang des Ural. A. O., IV, 3.
- Verneuil, 1845. siehe Keyserling.

- Verneuil und Barrande, 1855. Description des fossiles trouvés dans les terrains silurien et dévonien d'Almaden, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède. Bull. Soc. géol. France, (2) 12.
1860. Description des fossiles de la Chaîne Cantabrique. Bull. Soc. géol. de France, 2. ser., vol. 17.
- Vinassa de Regny P., 1905.* Rinvenimento di *Neurodonopteris auriculata* presso il Ricovero Marinelli. Boll. Soc. Geol. Ital., 24.
- 1906a.* Die Kulmfrage in den Karnischen Alpen. Verh. d. k. k. Geol. R. A.
- 1906b.* A proposito della esistenza del Culm nelle Alpi Carniche. Atti R. Accad. Lincei, V, 15.
- 1906c.* Sull estensione del Carbonifero superiore nelle Alpi Carniche. Boll. Soc. Geol. Ital., 25.
- 1907.* Graptoliti carniche. Atti del congresso dei naturalisti italiani. Milano 1906.
- 1908a.* Il devoniano medio nelle giogaia del Coglians. Riv. ital. di Pal., 14.
- 1908b.* Fossili dei Monti di Lodin. Pal. ital., XIV.
- 1908c.* Fauna dei calcari con *Rhynchonella megera* del Passo di Valentina. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 27.
- 1908d.* Nuove osservazioni geologiche sul nucleo centrale delle Alpi Carniche. Proverb. de Soc. Toscana sc. n. Pisa, 17.
- 1910a.* Fossili ordoviciani del nucleo centrale carnico. Mem. dell'Accad. Gioenia Sc. nat. Catania, ser. vol. III.
- 1910b.* Rilevamento geologico della Tavollette di »Paluzza«. Boll. Com. geol. Ital., 41.
- 1911.* Rilevamento nelle Tavollette di Paluzza e Prato carnico. Boll. Com. geol. Ital., 42.
- 1912.* Studi nelle Alpi Venete. Boll. Com. geol. Ital., 43.
- 1913.* Rilevamento dell'Avanza e della Val Pesarina. Boll. Com. geol. Ital., 43.
- 1913/14.* Fossili ordoviciani di Uggha. Mem. ist. geol. Univ. Padova, vol. II, mem. 4.
- 1914.* Die geologischen Verhältnisse am Wolayer See. Verh. d. k. k. Geol. R. A.
- 1915a.* Fossili ordoviciani del Capolago presso il Passo di Volaja. Pal. ital., 21.
- 1915b.* Ordoviciano e Neosilurico nei gruppi del Germula e di Lodin. Boll. Com. geol. Ital., 44.
- 1917a.* Coralli devoniani della Carnia. Riv. ital. pal., 23.
- 1917b.* La carnia e le Alpi carniche. R. Soc. geogr. ital. Racc. di conferenza.
- 1918.* Coralli mesodevonic della Carnica. Pal. Ital., 24.
- 1925.* L'ordoviciano del Passo di Volaja. Riv. Ital. Pal., 21.
1928. I fossili del Caradoc della Sardegna. Mem. R. Accad. Lincei.
- Vigo G., 1899.* Studia petrografico sui alcune rocce della Carnia. Rend. R. Accad. Lincei.
- Vogdes A. W., 1877. Notes on the Genera Acidaspis, Odontopleura and Ceratocephala etc. Philadelphia, Acad. Nat. Proc.
1892. Notes on Palaeozoic Crustacea Nr. 1. On some new Sedalia Trilobites. Transact. Acad. Sci. St. Louis, 5.
1893. A classed and annotated Bibliography of the palaeocoic Crustacea 1869—1892. California Acad. Sci. San Francisco.
1825. Palaeozoic Crustacea. Transact. San Diego, Nat. Hist. San Diego, Cal.
- Wahlenberg G., 1818. Petrifacta telluris Sveanae Upsaliae.
- Warburg E., 1925. The Trilobites of the Leptaena Limestone in Dalarne, with a Discussion of the Zoological Position and the Classification of the Trilobitae. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, vol. 18.
- Wedekind R., 1908. Die Cephalopodenfauna des höheren Oberdevon am Enkeberg. N. J. M. G. P. B. B. 26.
1911. Die Klassifikation der Phacopiden. Zeitschr. d. Geol. Ges., 63.
1913. Die Goniatitenkalke des unteren Oberdevon vom Martenberg bei Adorf. Sitzungsber. d. Ges. d. Naturf. Freunde, Berlin, Heft 1.
- 1914a. Paläontologische Beiträge zur Geologie des Kellerwaldes. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst., Heft 69.
- 1914b. Monographie der Clymenien des Rheinischen Schiefergebirges. Abh. d. Ges. d. Wiss. Göttingen, N. F. 10, Heft 1.
1917. Die Genera der *Palaeoammonoidaca*. Palaeontographica, 62.
- Weller, 1907. The Palaeontology of the Niagaran Limestone in the Chicago Area. The Trilobita and Brachiopoda. Chicago Acad. Sc. Bull., 4.
- Wenjukow P. N., 1899. Die Fauna der silurischen Ablagerungen des Gouvernements Podolien. Mater. Geol. Rußland, 19.
- Wentzel Jos., 1891. Über die Beziehungen der Barrande'schen Etagen C, D und E zum Britischen Silur. Jhb. d. k. k. Geol., R. A., 41.
- Wiegand G., 1888. Über die Trilobiten der silurischen Geschiebe in Mecklenburg. Zeitschr. d. Geol. Ges., Bd. 40.
- Wilser J. L., 1928a. Die stratigraphische und tektonische Stellung der Dobrudscha und die Zugehörigkeit des Balkangebirges zu den nordanatolischen Ketten. Geol. Rundschau, 19.
- 1928b. Der südrussische Tafelrand in Vorder- und Mittelasien. Neues Jhb., Min. Beilageband B, 66.
- Wiman V., 1906/07. Studien über das nordbaltische Silurgebiet. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, vol. VIII.
- Winkler A., 1923. Über den Bau der östlichen Südalpen. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. XVI.

Inhaltsverzeichnis.

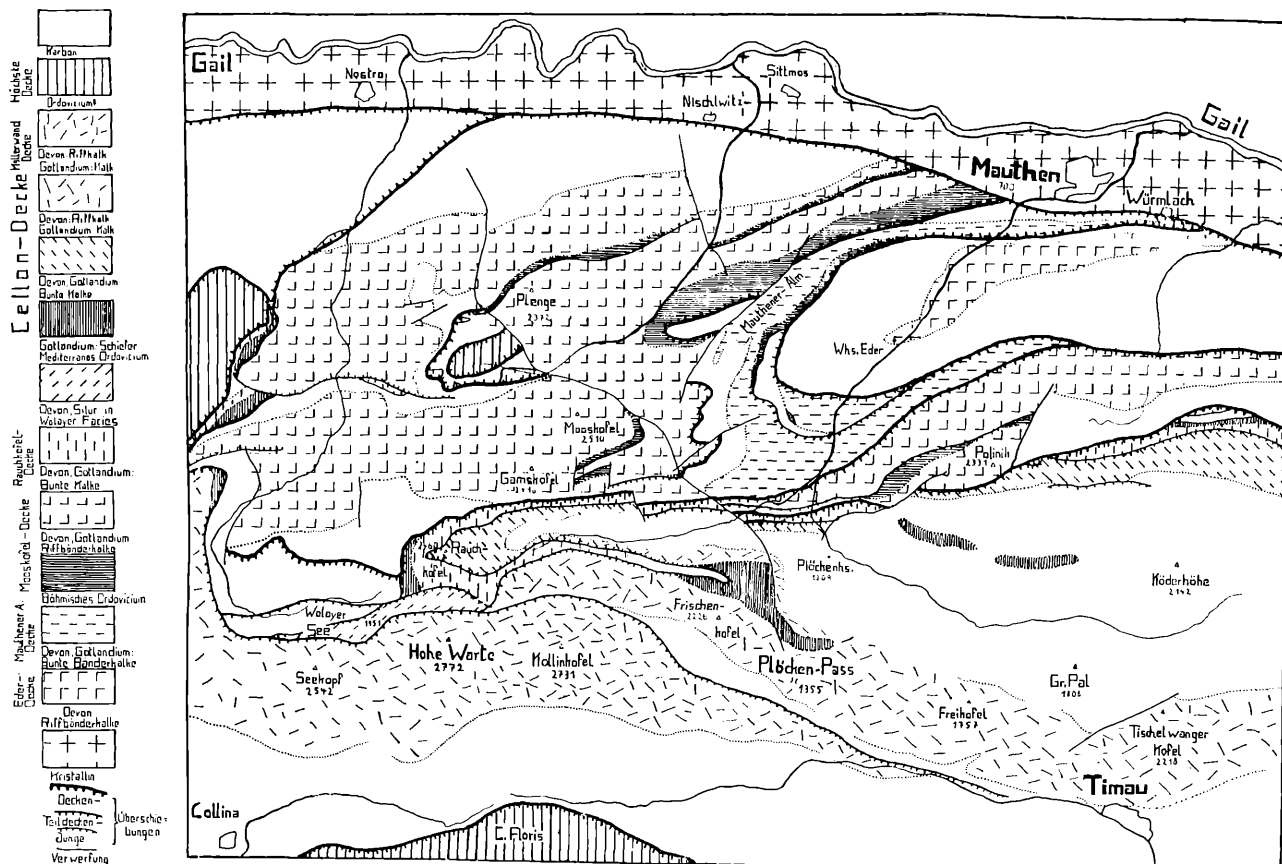
	Seite
Vorwort	113
Einleitung	115
<i>a)</i> Geographische Übersicht	115
<i>b)</i> Überblick über die Literatur	116
<i>c)</i> Morphologische Bemerkungen	117
A. Stratigraphischer Teil	122
<i>a)</i> Ordoviciun	122
1. Uggwaserie	122
2. Quarzitfazies	125
3. Plengeserie	126
4. Vergleich mit dem Ordoviciun anderer Gebiete	127
<i>b)</i> Gotlandium	129
1. Plöckener Fazies	129
2. Elferspitzfazies	136
3. Wolayer Fazies	136
4. Schwellenfazies	139
5. Der Vergleich mit dem Gotlandium anderer Länder	140
<i>c)</i> Die Schichten der Silur-Devongrenze	141
<i>d)</i> Das Devon der Karnischen Alpen	147
1. Die Riffazies des Mittel- und Unterdevons	148
2. Das Devon der Rauchkofelfazies	149
3. Das Oberdevon der Karnischen Alpen	149
<i>e)</i> Karbon	153
B. Tektonischer Teil	155
<i>a)</i> Epirogenesen und Orogenesen der Karnischen Alpen	155
<i>b)</i> Einzelheiten des tektonischen Baues	159
1. Der Würmlacher Sattel	160
2. Die Tektonik des Angertales, des oberen Valentintales und der Umgebung des Wolayer Sees	164
<i>c)</i> Die jüngeren Störungen	178
1. Die Bordaglia-Plenge-Zone	178
2. Die Laucheckstörung	178
3. Die Cellonettastörung	179
<i>d)</i> Der Bau des Mooskofels, der westlichen Plenge und der Nostraalm	180
<i>e)</i> Zusammenfassende Übersicht des gesamten Deckenbaues mit Erörterung seiner wahrscheinlichen Fortsetzung in den Karnischen Alpen	181
<i>f)</i> Allgemeine Erörterung über den Bau der Karnischen Alpen	183
1. Schubweite	183
2. Schub- und Faltenrichtung	183
3. Die Stellung der Karnischen Alpen im variszischen und alpinen Orogen	184
4. Durchbewegung	185
<i>g)</i> Zusammenfassung der Ergebnisse des stratigraphischen und tektonischen Teiles	188
Schriftenverzeichnis	189

Tafeln.

- Tafel 1. Tektonische Skizze der Zentralkarnischen Alpen im Maßstab 1 : 75 000.
 2. Profile dazu.
 3. Geologische Karte der Zentralkarnischen Alpen Maßstab 1 : 25 000
 mit Farbenerklärung.
 4. Geologische Karte 1 : 10 000 des Cellons und Eiskars und Profile
 zu den Karten im Maßstab 1 : 25 000 (Taf. 3) und 1 : 10 000.
 Geologische Kartenskizze der Umgebung des Valentintörls.

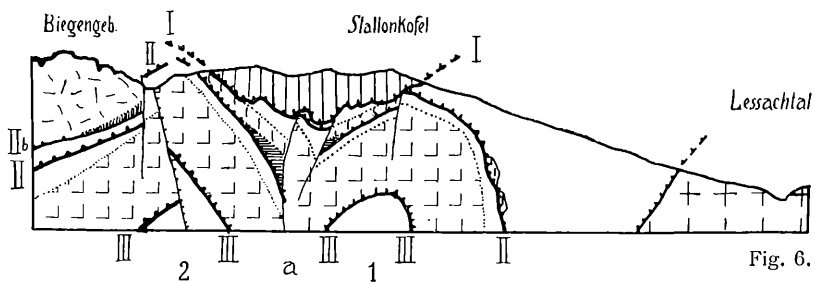
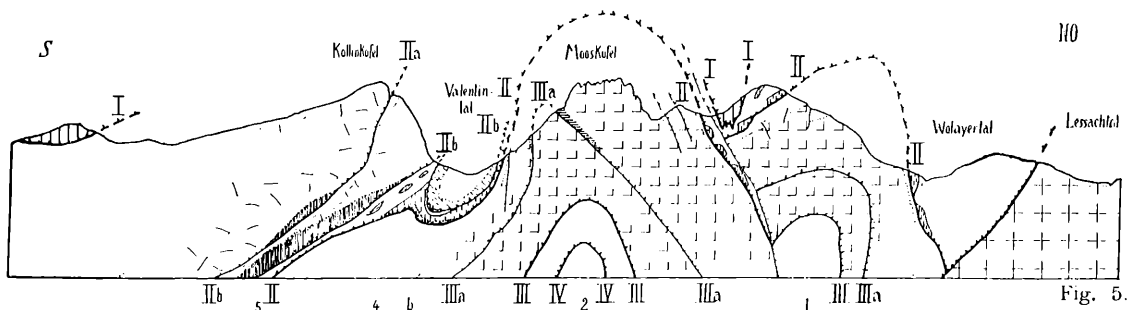
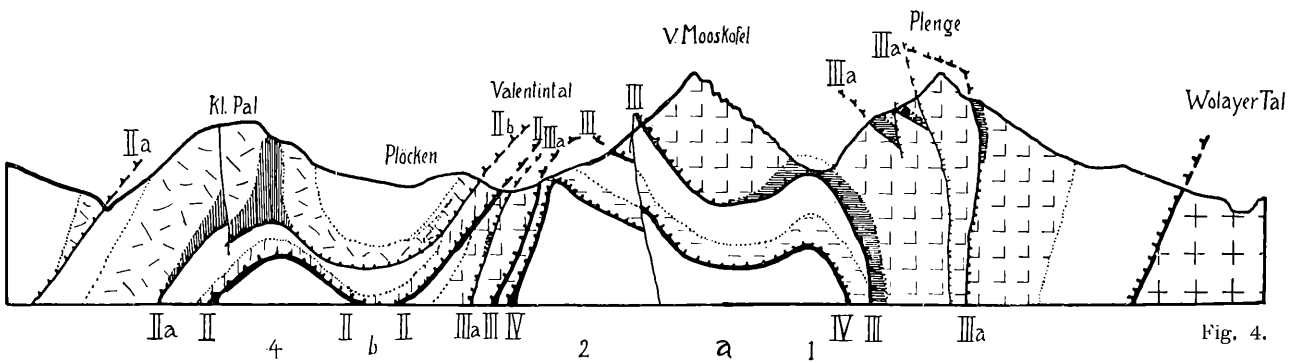
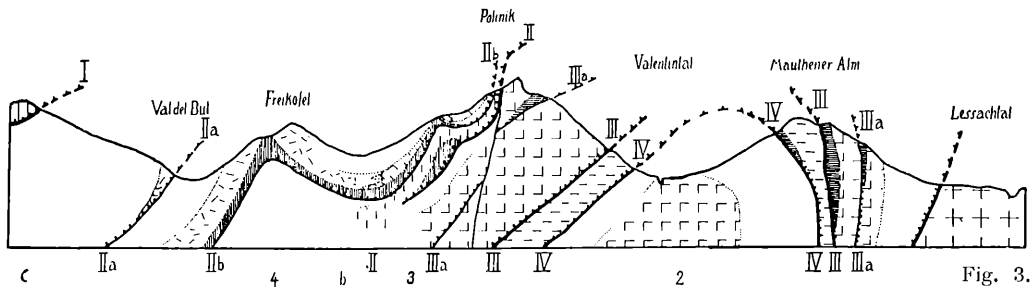
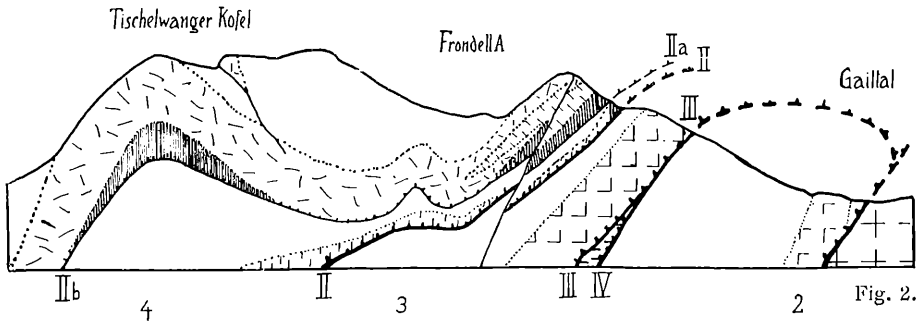
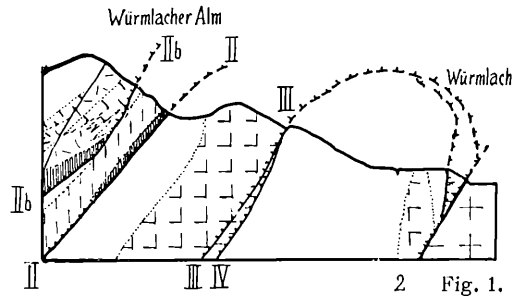


Tektonische Übersichtsskizze der Zentralkarnischen Alpen.



Maßstab 1 75.000.



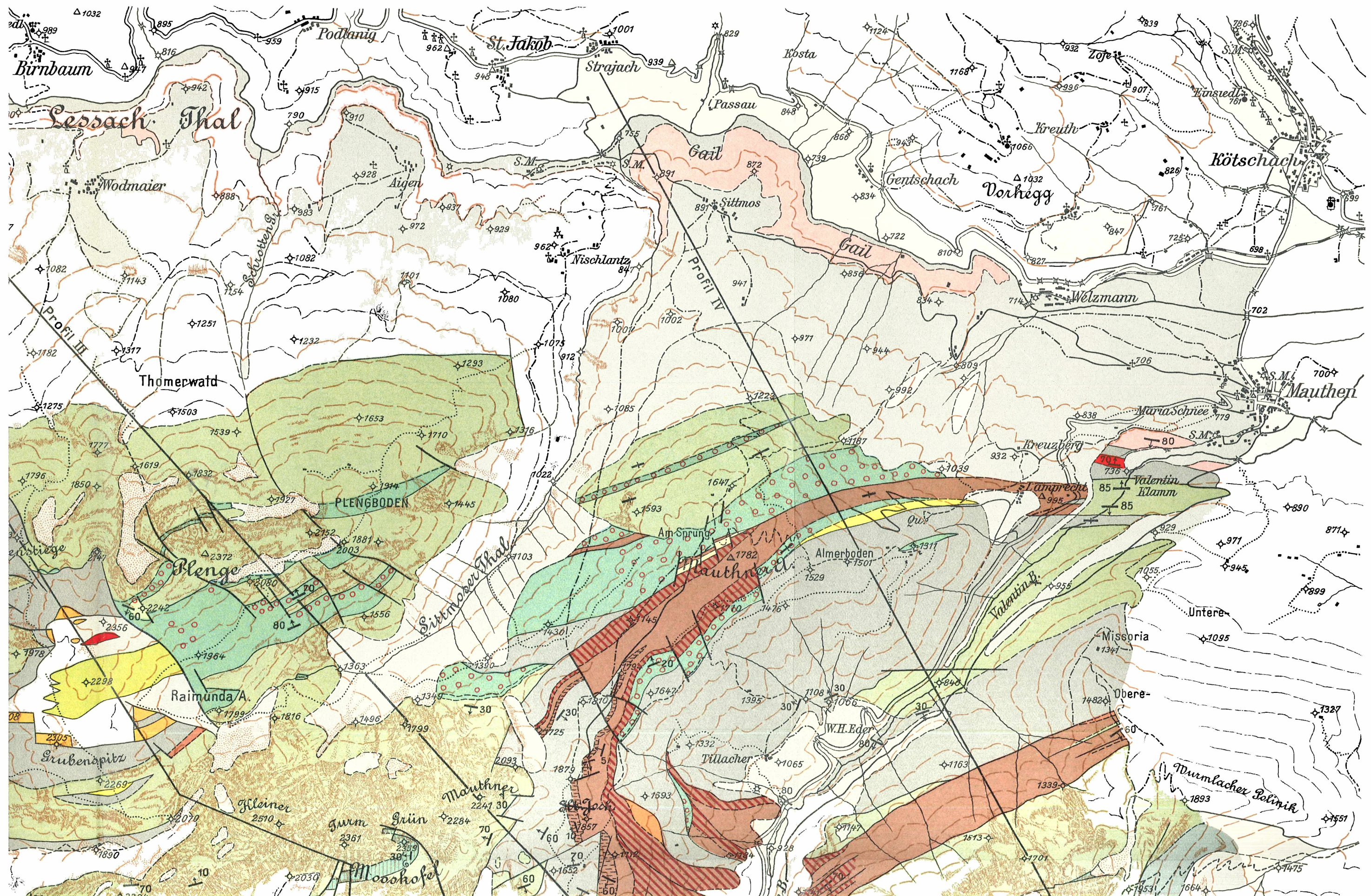


Maßstab 1 : 75.000.

Geologische Karte der Zentralkarnischen Alpen

Maßstab 1 : 25.000

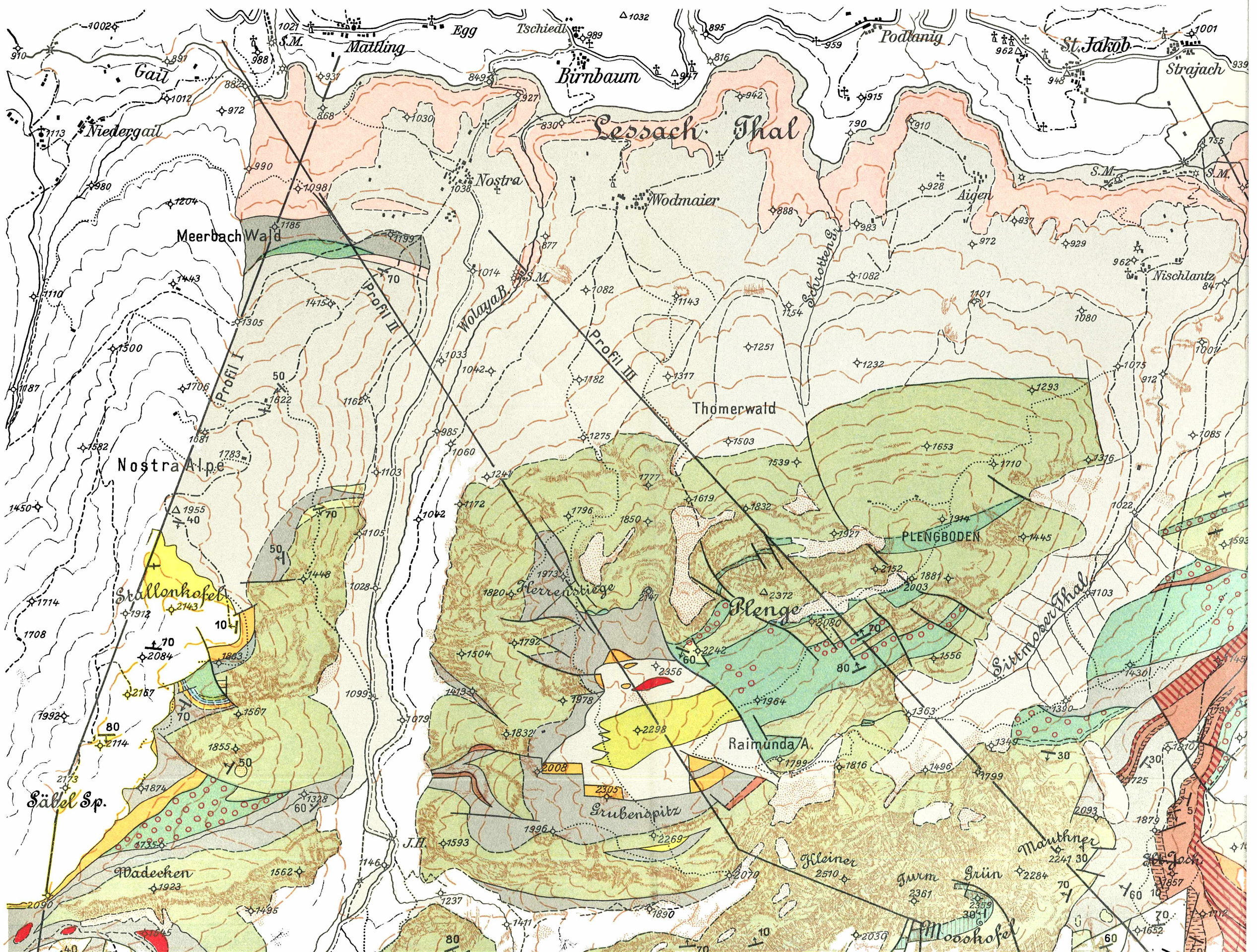
Tafel 3



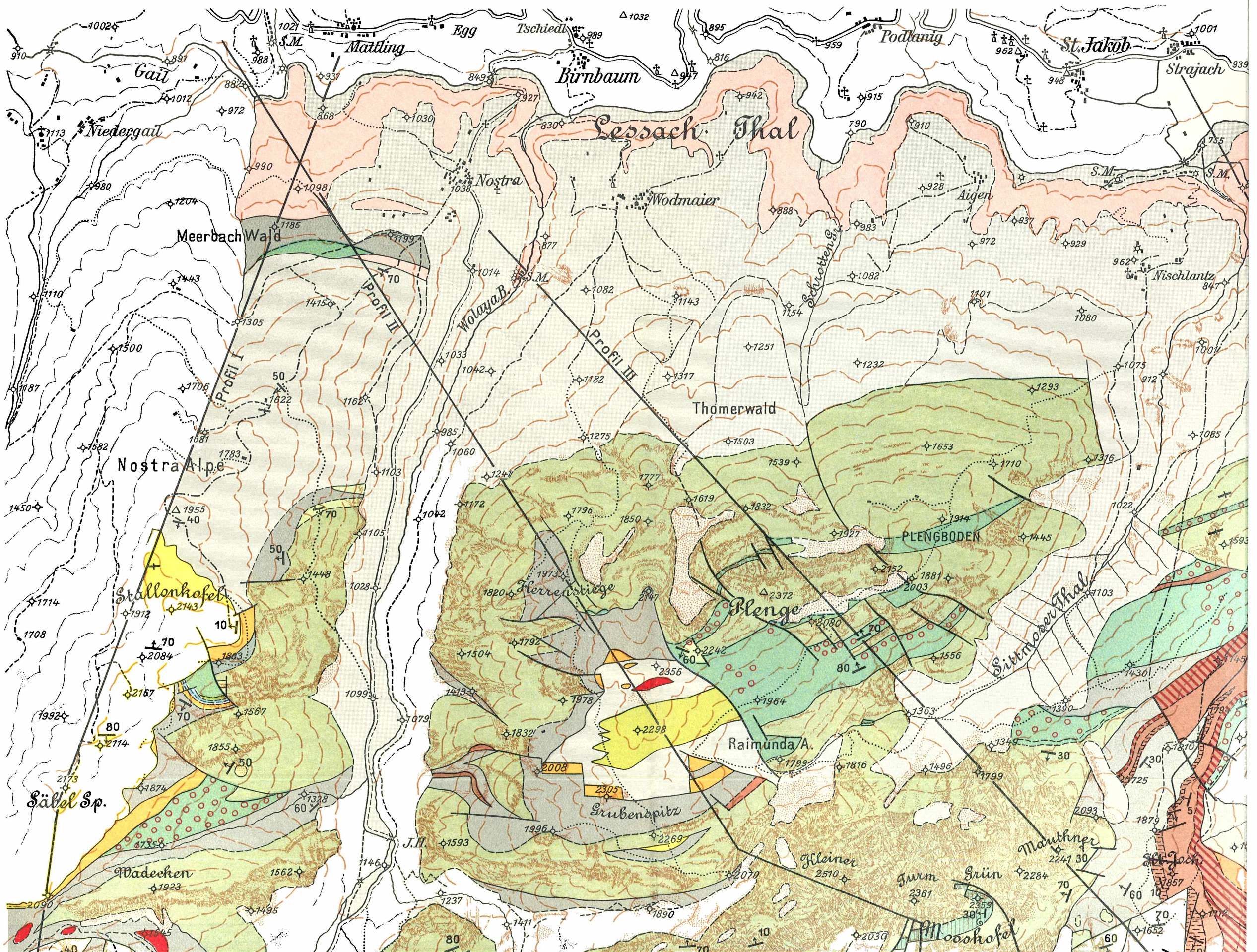
Geologische Karte der Zentralkarnischen

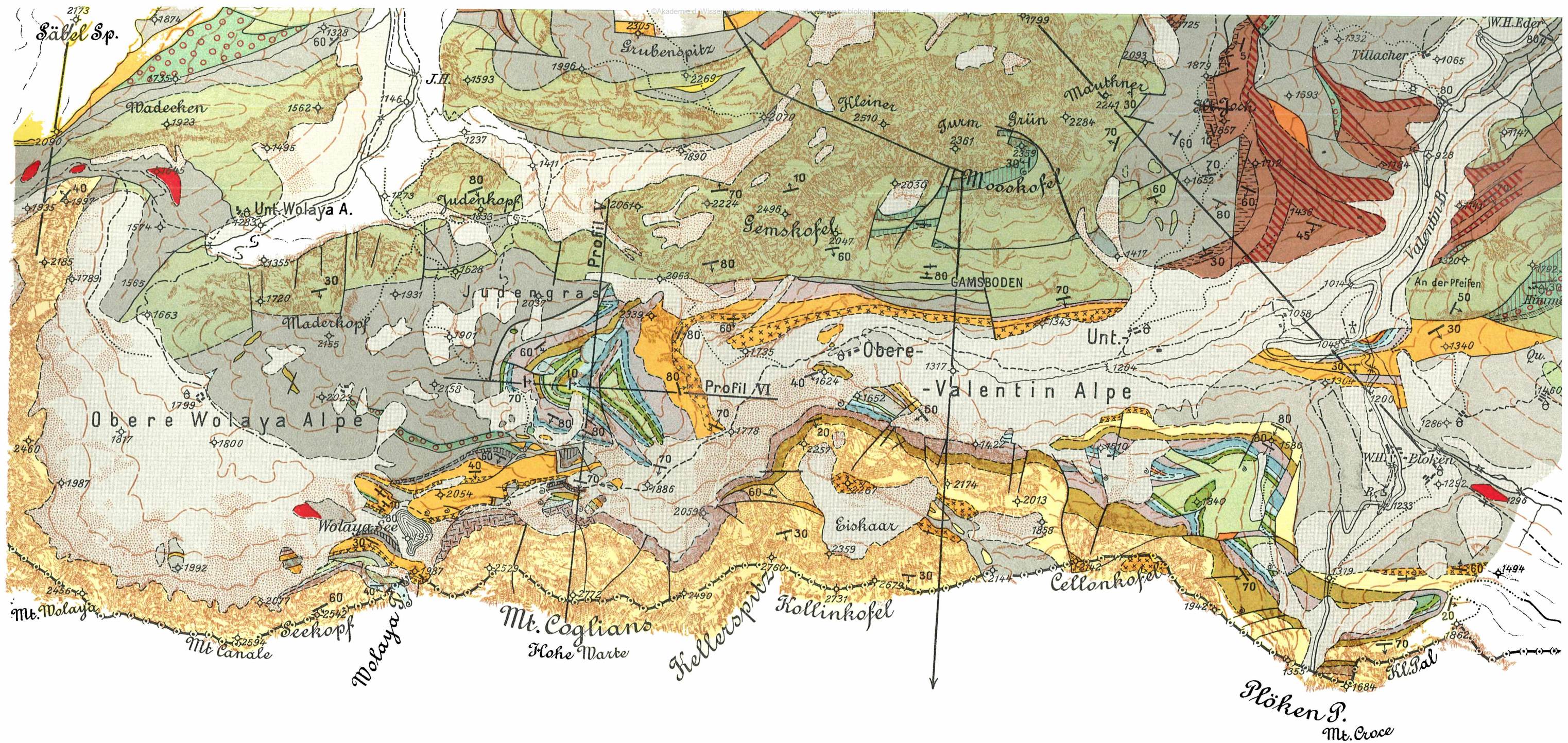
Gaertner H. R. v.: Geologie der Zentralkarnischen Alpen.

Maßstab 1 : 25.000



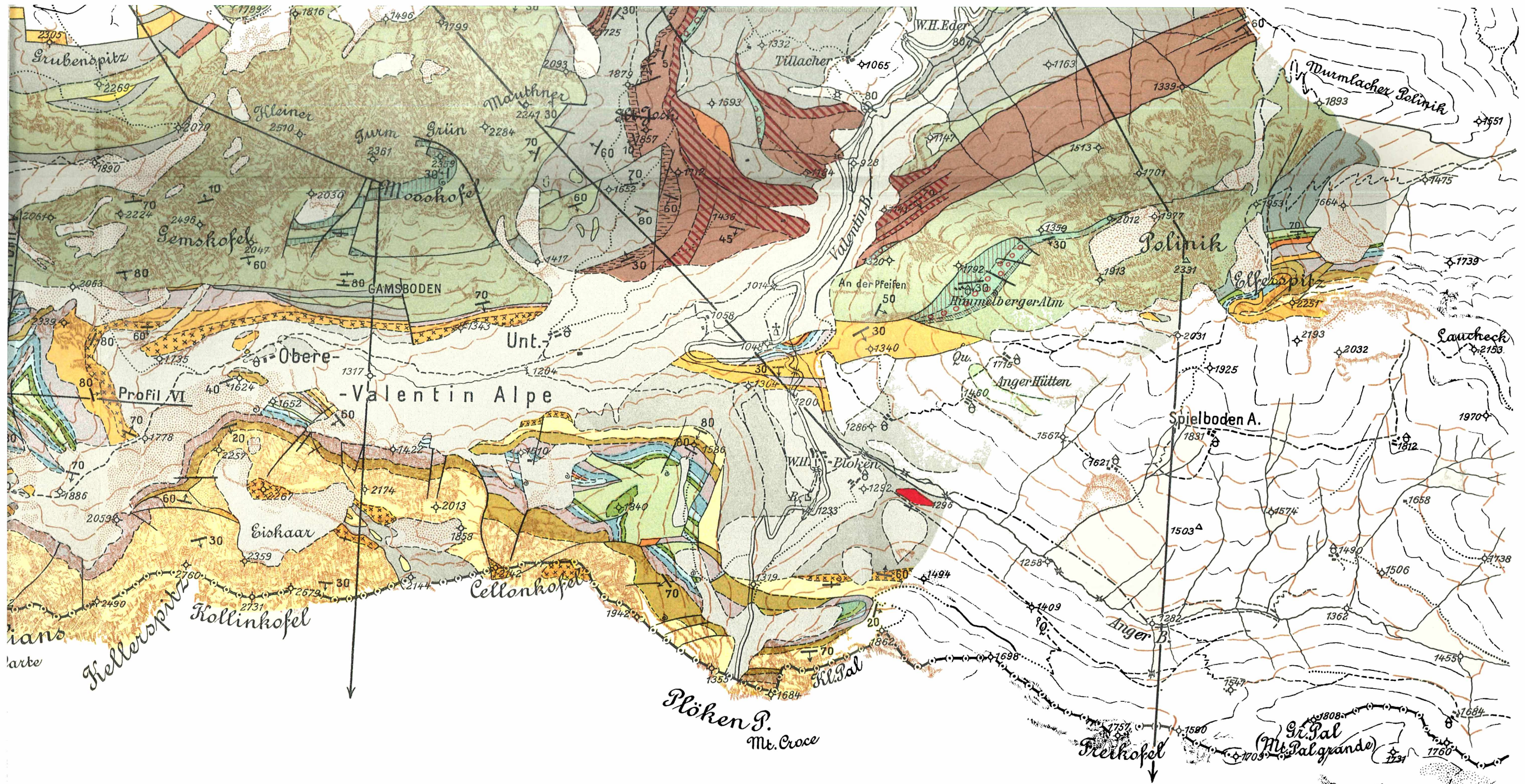
Maßstab 1 : 25.000



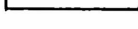


Maßstab 1:25.000

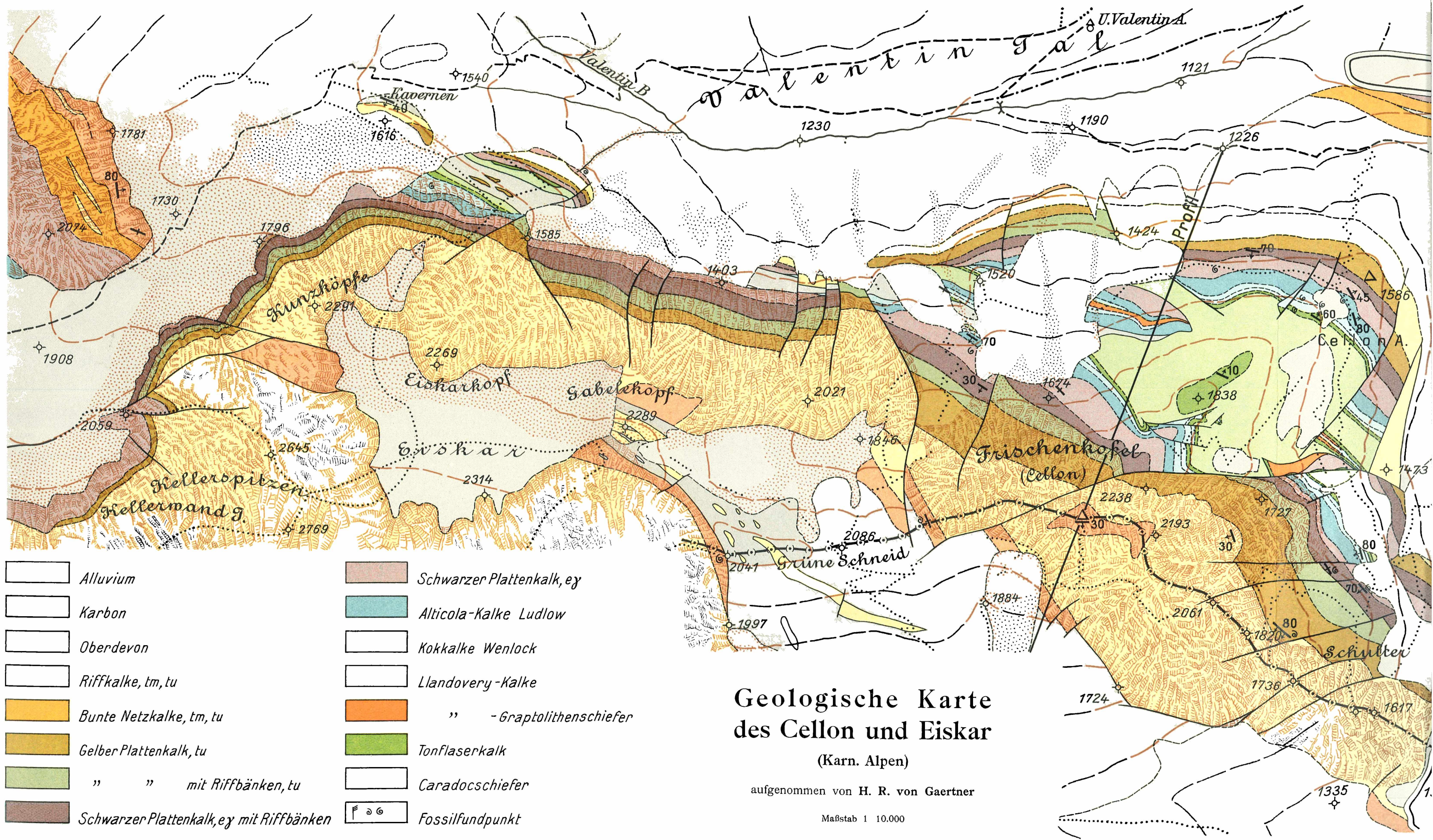
	Alluvium u. Diluvium		Netzkalke Mittel-Unterdevon		Bänderkalke Devon in Riffacies		Alticola-Kalke		Tonflaser-Ka
	Karbon Schiefer Grauwacken Lyditkonglomerate		Riffkalk		Bunte Bänderkalke Devon-Silur		Kokkalke u. Llandovery-Kalke		Caradocschi
	Karbon ausgeschiefert		Gelbbraune Plattenkalke Unterdevon		Oberdevon		Graptolithenschiefer		Rote Cystidee
	Basische Eruptiva im Karbon		Schwarze Plattenkalke Tiefes Unterdev.		Tiefes Unterdevon-Silur		Wolayer Kalk Silur tiefes Unterdevon		Grünliche Qua
	Oberdevon-Kalke		Helle dolomitische Kalke		Rhynchonella Megaera-Schichten		Crinoiden-Kalk		Schwarze Sc

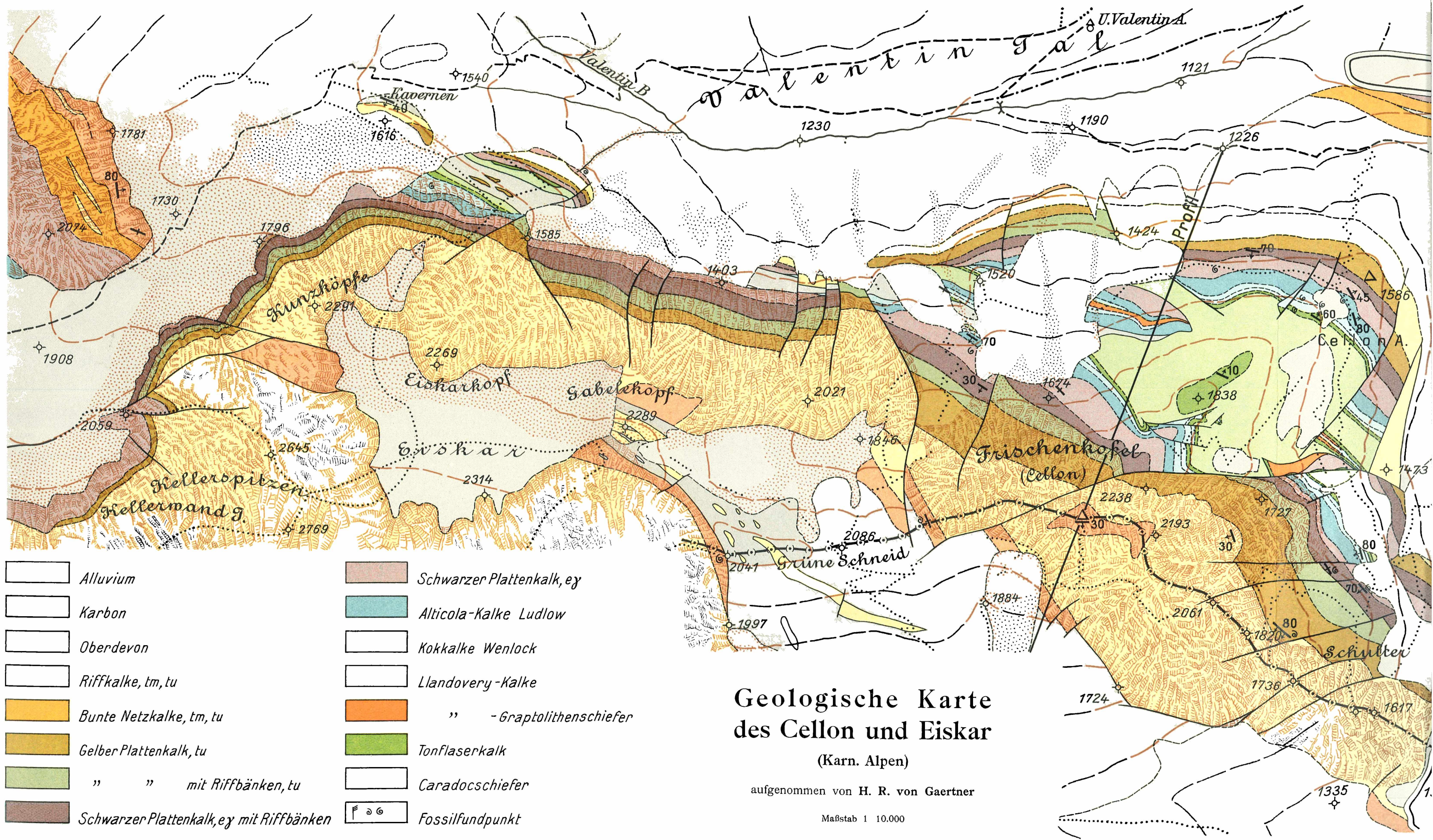


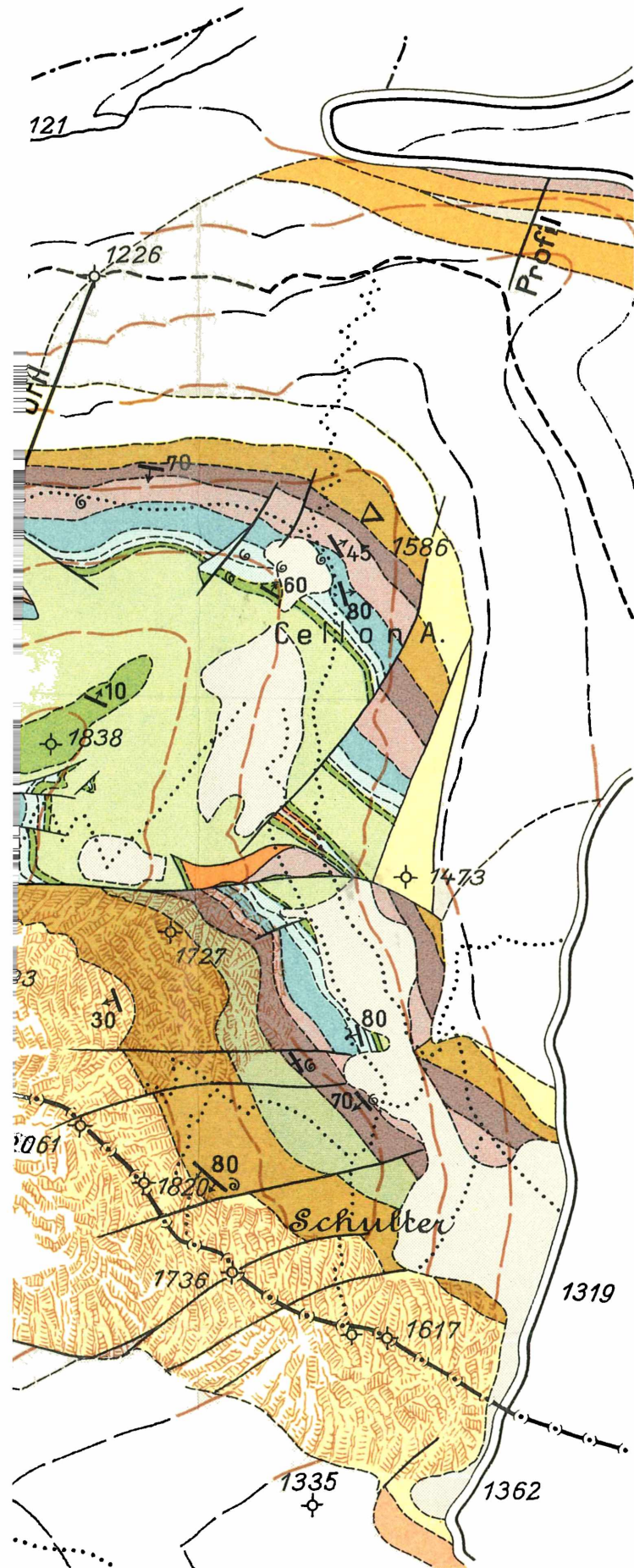
Maßstab 1:25.000

devon		Bänderkalke Devon in Riffacies		Alticola -Kalke		Tonflaser-Kalk	} Ordoviciun		Schiefer der Plenge-Serie Ordoviciun	
		Bunte Bänderkalke Devon-Silur		Kokkalke u. Llandovery -Kalke		Caradocschiefer			Kristallin	
e Unterdevon		Oberdevon	} als Bänderkalke (nicht überall ausgeschieden)		Graptolithenschiefer		Rote Cystideenkalke	} Ordoviciun		Streichen und Fallen
efes Unterdev.		Tiefes Unterdevon-Silur			Wolayer Kalk Silur tiefes Unterdevon		Grünliche Quarzite		(nicht überall	
" "		Rhynchonella Megaera-Schichten		Crinoiden-Kalk		Schwarze Schiefer	getrennt)		Fossilfundpunkt	



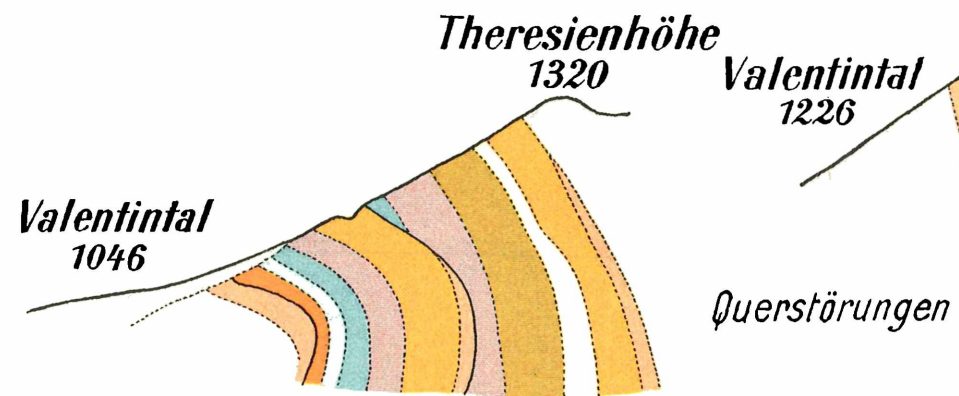






Profil
zu nebenstehender Karte

Cellon
2238



Querstörungen

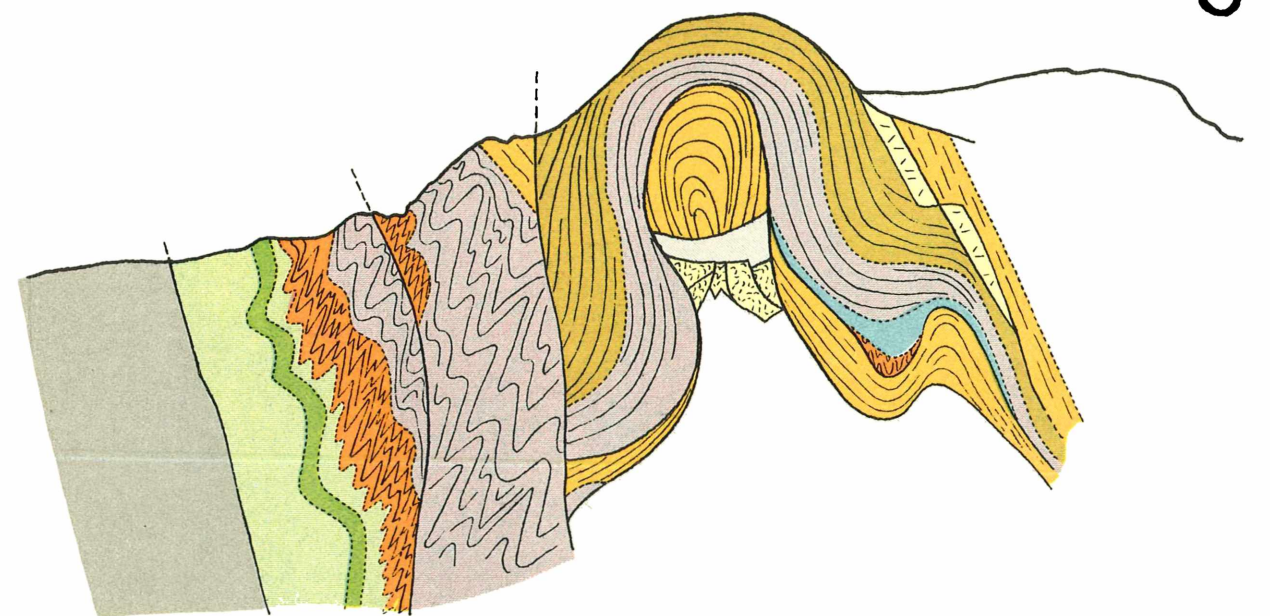
Maßstab 1:10.000

Profil durch die Elferspitz

N
Würmlacher
Polinik

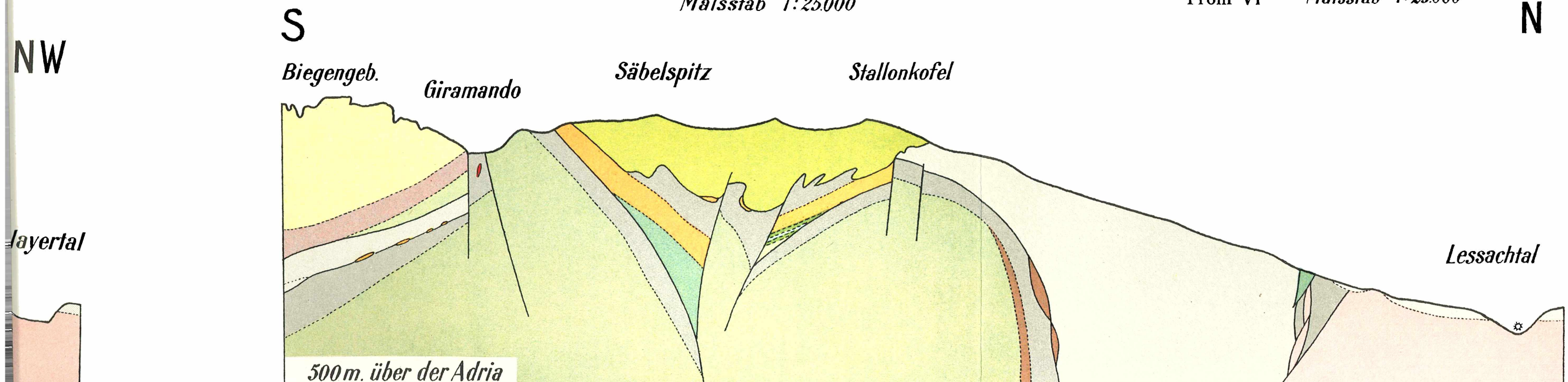
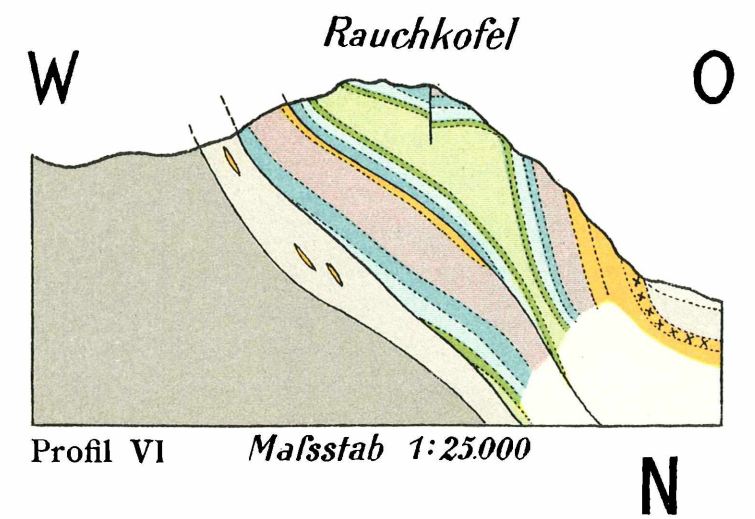
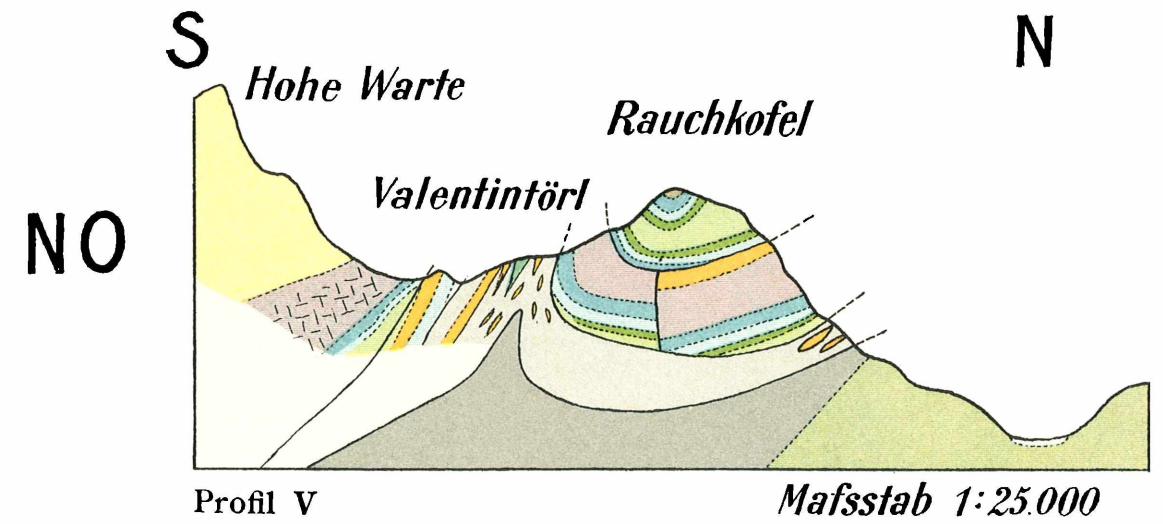
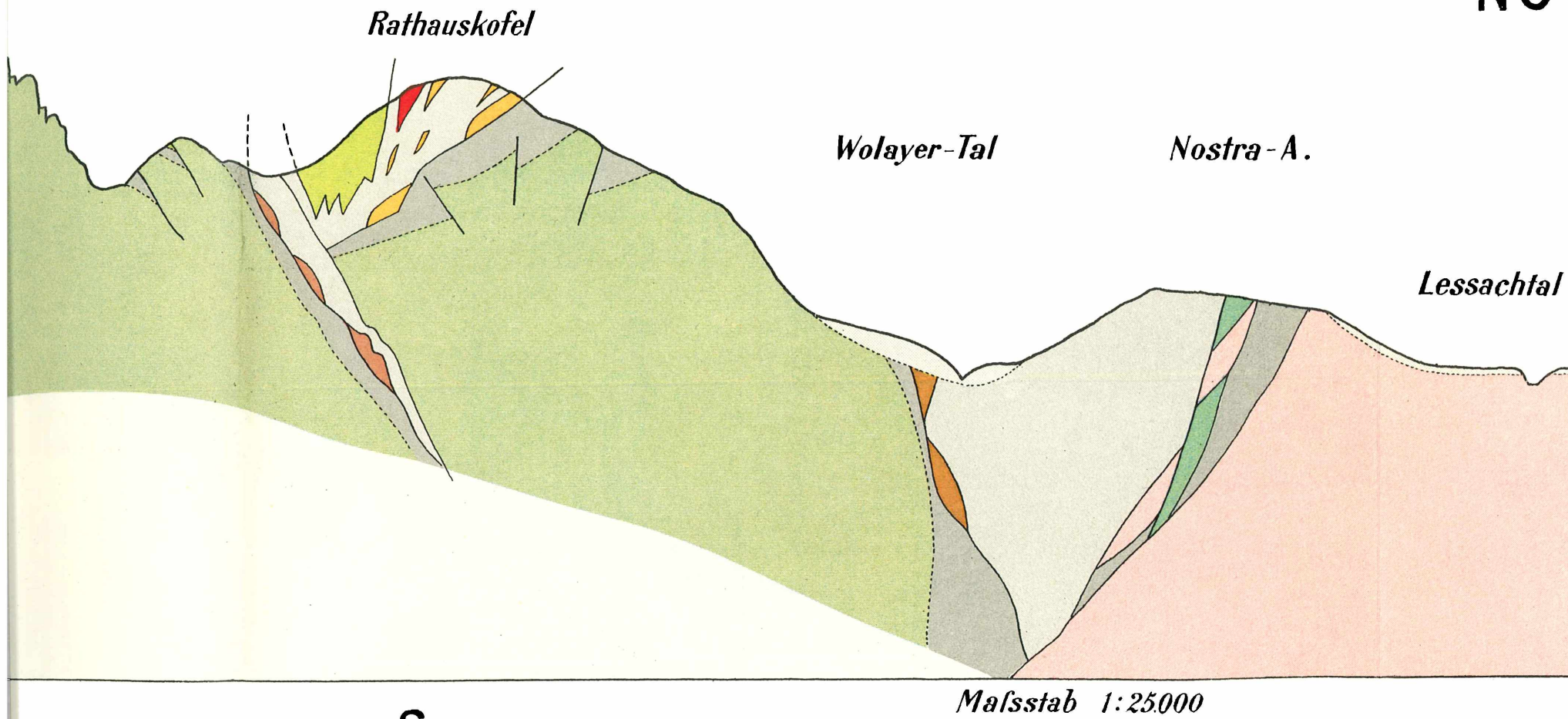
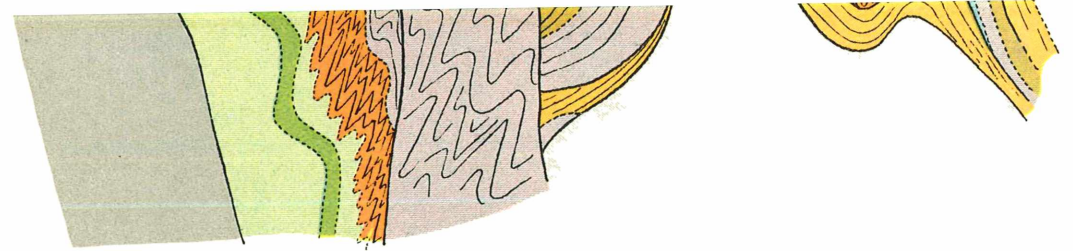
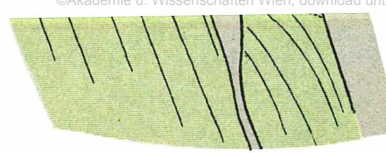
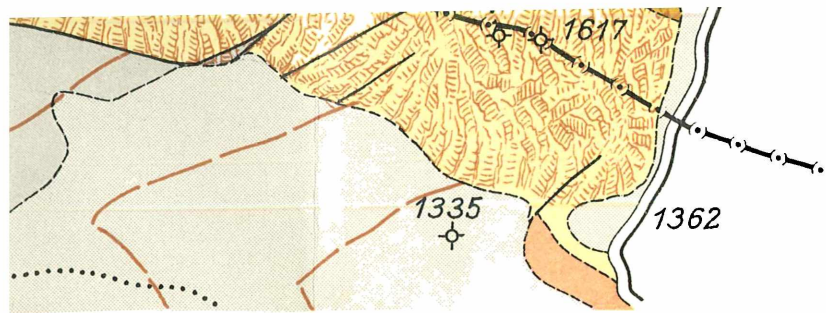
Elferspitz

S

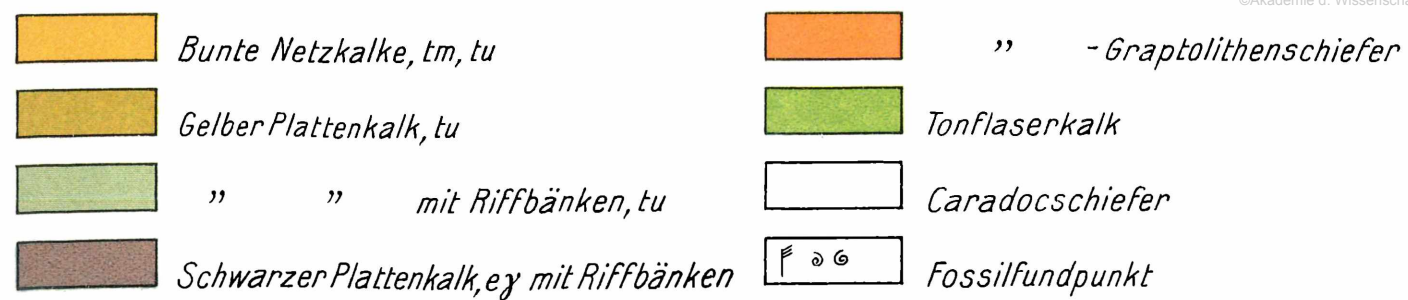


S

N



Wolayer-Tal



Geologische Karte des Cellon und Eiskar

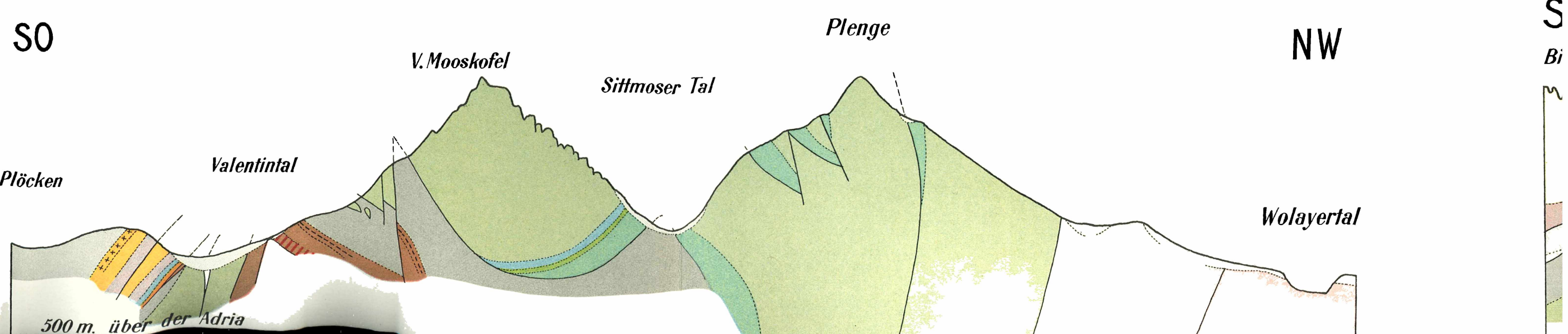
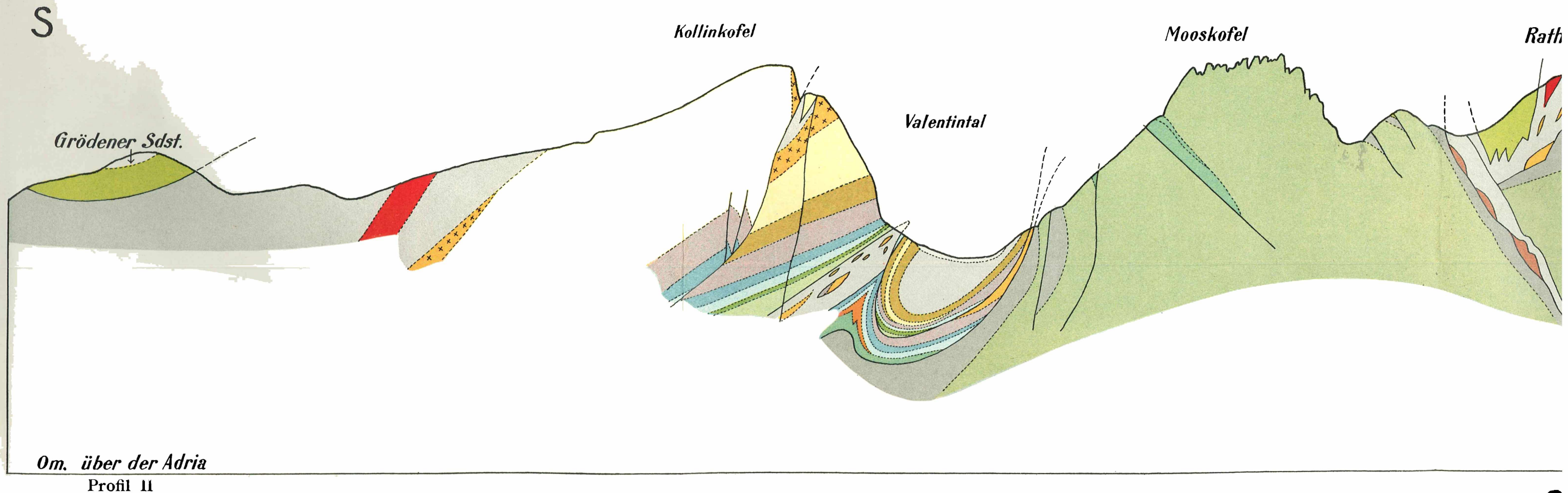
(Karn. Alpen)

aufgenommen von H. R. von Gaertner

Maßstab 1 : 10.000



Profile zu Tafel 3

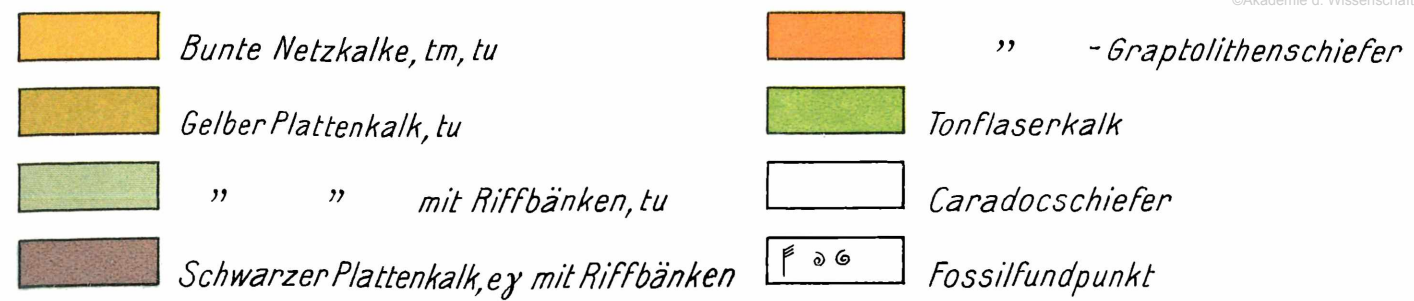


Geologische Karte des Cellon und Eiskar

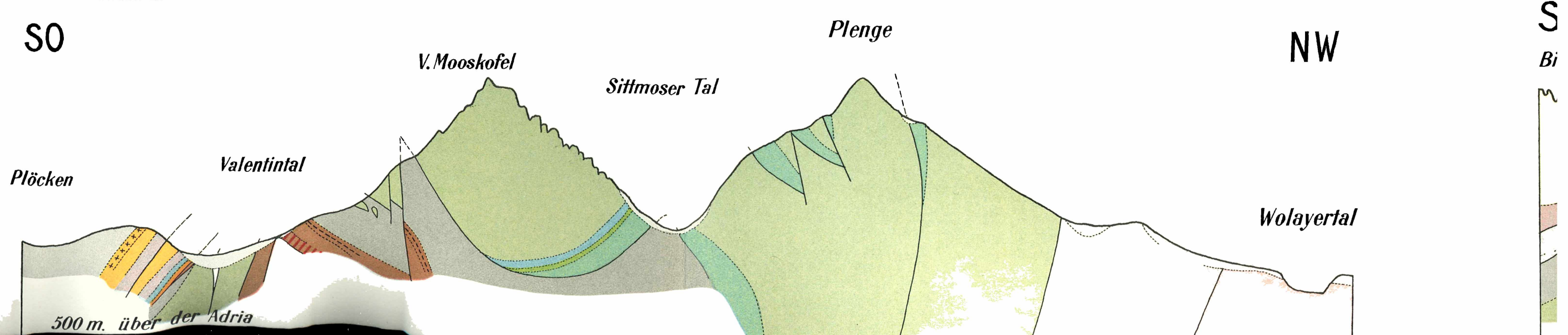
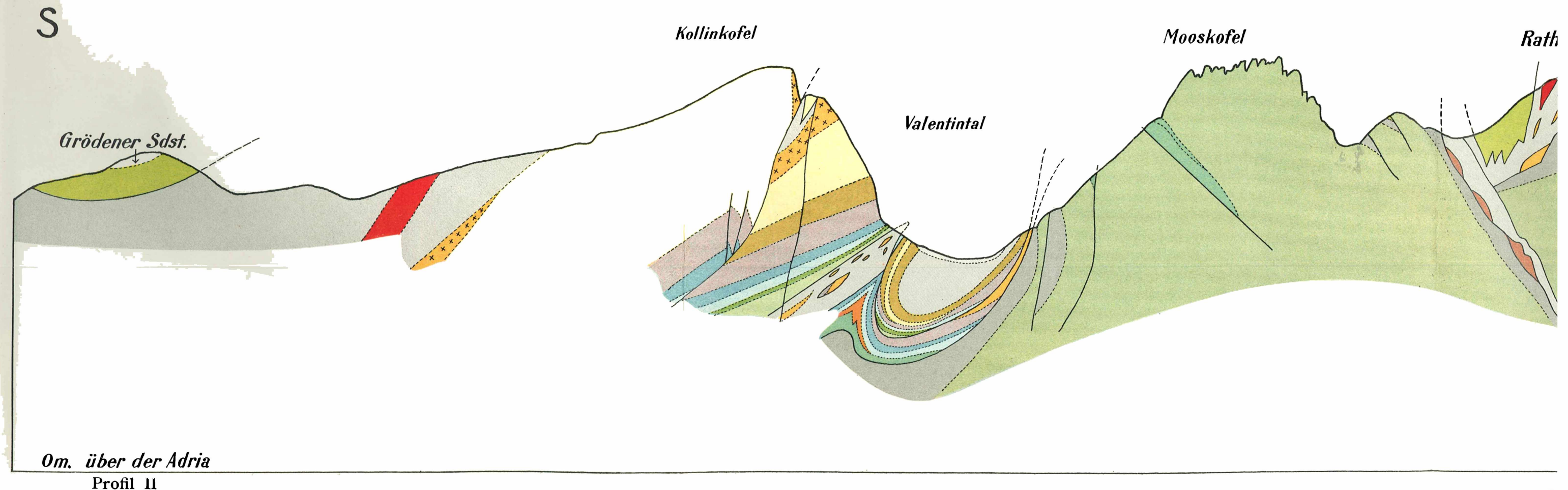
(Karn. Alpen)

aufgenommen von H. R. von Gaertner

Maßstab 1 : 10.000



Profile zu Tafel 3



Profil II

SO

Plenge

NW

V. Mooskofel

Sittmoser Tal

Valentintal

Plöcken

Wolayertal

500 m. über der Adria

Profil III

Maßstab 1:25.000

S

Polinik

Freikofel

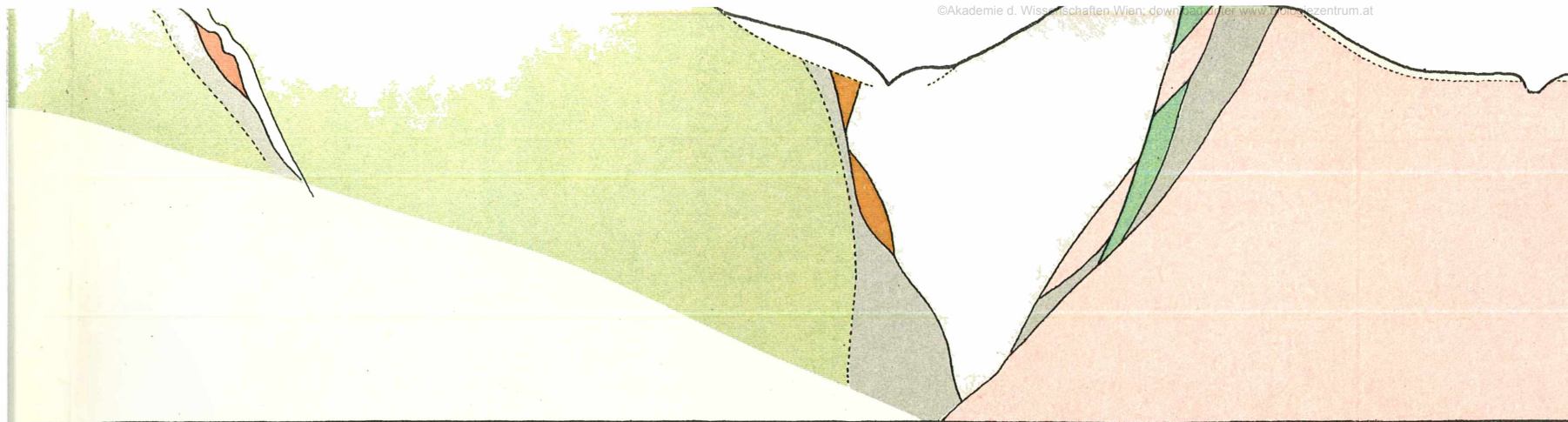
Angertal

Val del Blut

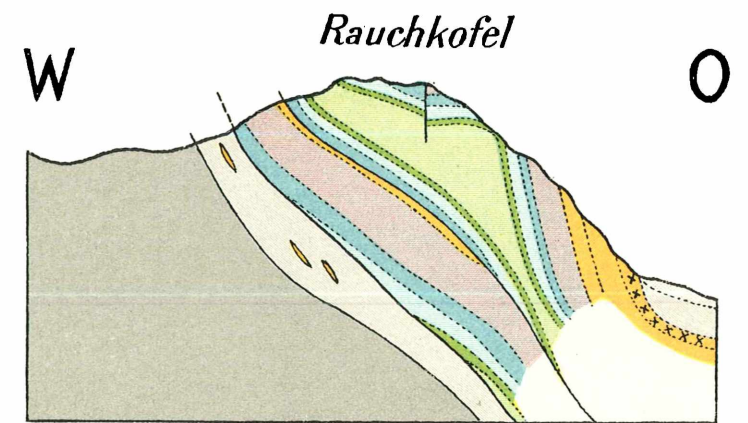
Valentintal

0m. über der Adria

Profil IV



Mafsstab 1:25.000



Profil VI Mafsstab 1:25.000

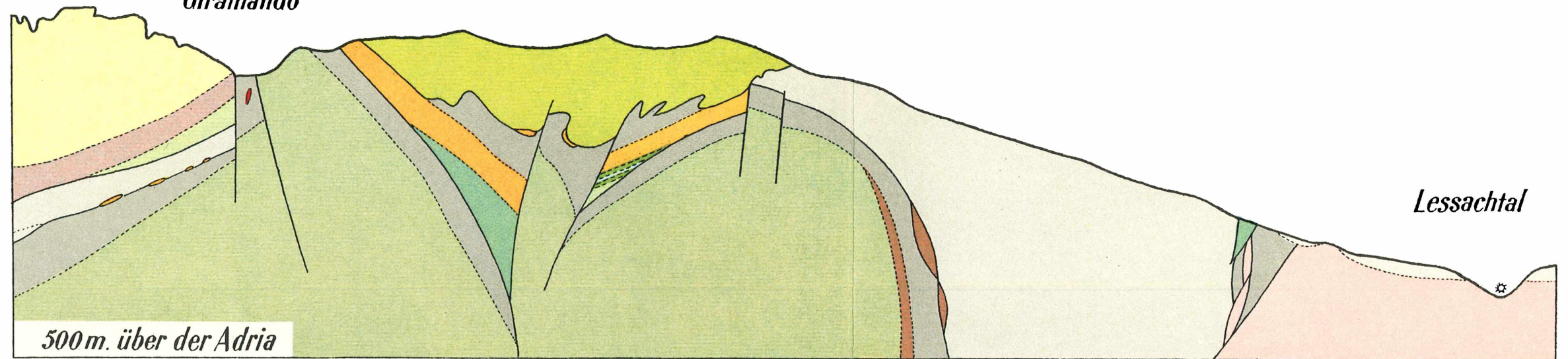
S

Biegengeb.

Giramando

Säbelspitz

Stallonkofel



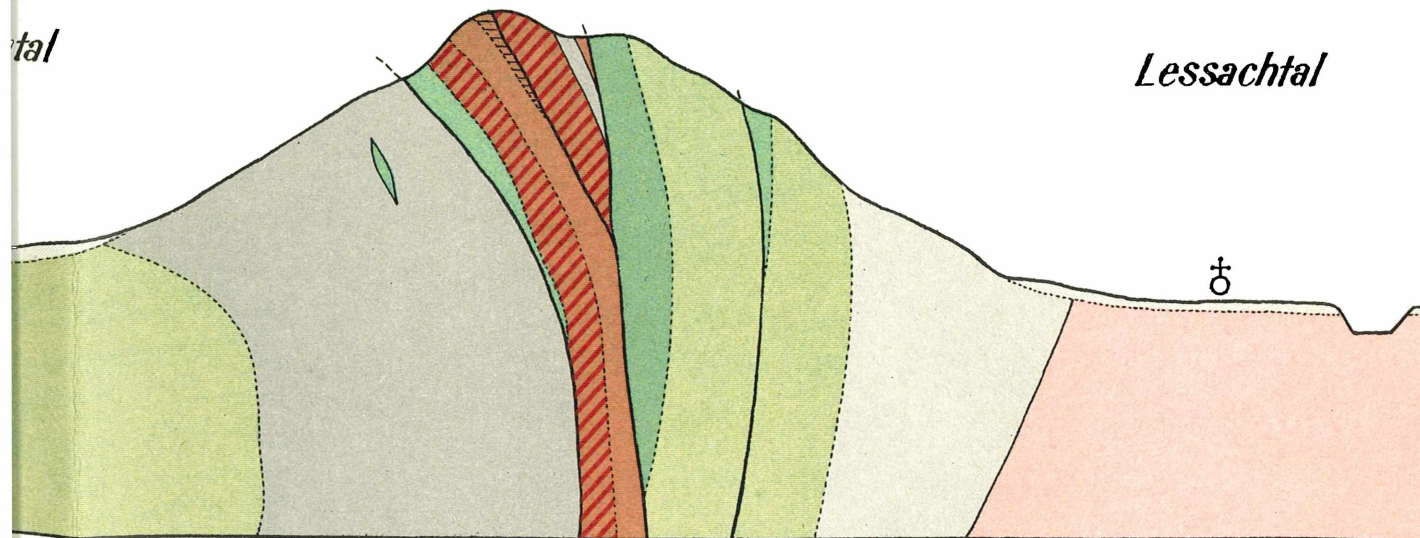
Profil I

Mafsstab 1:25.000

Lessachtal

N-W

Mauthener Alm



Mafsstab 1:25.000

