

Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut.

Eine geologische Monographie von E. Spengler.

Mit einer geologischen Karte im Maßstabe 1:25.000 (Tafel Nr. XIV a [I]), einer Profiltafel (Tafel Nr. XV [II]), einer Lichtdrucktafel (Tafel Nr. XVI [III]), einer Tafel mit zwei morphologischen Kärtchen (Tafel Nr. XVII [IV]) und einer paläontologischen Tafel (Tafel Nr. XVIII [V]).

I. Einleitung.

Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges oder der Plassenstock, wie die Gruppe von F. Simony¹⁾ genannt wurde, bildet eine fast allseits durch tief einschneidende Talfurchen orographisch sehr scharf umgrenzte Einheit. Die West- und Nordgrenze des Gebietes wird durch den Lauf des Gosaubaches vom Gosauschmied bis zur Mündung in den Hallstätter See, die Ostgrenze durch das Ufer des Hallstätter Sees von der Mündung des Gosautales bis zu derjenigen des Echerntales, die Südostgrenze durch das Echerntal selbst gebildet. Nur an der Südwestseite hängt das Gebiet inniger mit der Dachsteingruppe zusammen, als deren nordwestlicher Ausläufer es auch bezeichnet werden kann; doch läßt sich auch hier eine fast überall deutlich ausgeprägte Tiefenlinie angeben, welche die Plassengruppe von der Dachsteingruppe in engerem Sinne scheidet. Diese Linie verläuft von dem bekannten Wasserfall „Waldbachstrub“ im Echerntal dem Waldbach entlang bis zur Klausalpe, folgt hierauf dem seicht eingeschnittenen Graben, der von der Klausalpe über die Blaikenalpe emporzieht, wird dann durch das Breiningtal²⁾ gebildet, ein geröllbedecktes Trockentälchen an der Südseite des Plankensteinplateaus, und erreicht endlich bei dem „Am Wurf“ genannten Sattel mit 1560 m Seehöhe den höchsten Punkt in der Umgrenzung

¹⁾ F. Simony, Das Dachgesteingegebiet. Ein geographisches Charakterbild aus den österreichischen Nordalpen (Wien 1895), p. 25.

²⁾ Vgl. bei dieser und den folgenden, weder auf der Spezialkarte 1:75.000 noch auf der dieser Arbeit beiliegenden geologischen Karte verzeichneten Ortsangaben die der Zeitschrift des Deutschen und Oesterr. Alpenvereins, Jahrgang 1915, beiliegende von L. Aegerter aufgenommene Karte der Dachsteingruppe. Leider umfaßt diese vorzügliche Karte, welche ich dank des lebenswürdigen Entgegenkommens Herrn Ing. Aegerters bereits vor ihrer Publikation benutzen konnte, nicht die ganze Plassengruppe und konnte daher nicht als Unterlage für meine geologische Karte gewählt werden.

der Gebirgsgruppe. Nur von hier an bis zur hinteren Grabhütte¹⁾ südlich vom Löckenmoosberg ist die Südgrenze der Plassengruppe durch keinen Einschnitt im Gelände bezeichnet; man kann jedoch hier eine geologische Grenze, den südlichen Denudationsrand der auf den Dachsteinkalken liegenden Gosauschichten, der auch morphologisch gut ausgeprägt ist, als die geographische Südgrenze der Gruppe annehmen. Von der hinteren Grabhütte endlich verläuft die Grenze durch das Fliegental und den Beereiblgraben zum Gosauschmied ins Gosautal hinab.

Das also umgrenzte Gebiet erreicht seine größte Erhebung in dem die ganze Gruppe weit überragenden, aussichtsreichen Felsgipfel des Hochplassen²⁾ (1953 m); da der tiefste Punkt des Gebietes, der Spiegel des Hallstätter Sees nur 508 m hoch liegt, ist die relative Höhe der Gebirgsgruppe und die Steilheit der Gehänge eine nicht unbedeutende. Eine eingehendere Darstellung der Orographie der Plassengruppe ist in F. Simonys „Dachsteingebiet“ (p. 25—34) zu finden.

Den oben angeführten orographischen Grenzen der Gruppe entsprechen meist keine geologischen Grenzen; es sind fast durchwegs Erosionstäler, die nur im Echerntale durch Verwerfungen vorgezeichnet sind. Die Plassengruppe ist daher wohl eine geographisch gut charakterisierte Einheit, besitzt jedoch geologisch keine Selbständigkeit; sie ist nichts anderes als ein durch die genannten Erosionseinschnitte herausgeschnittenes Stück aus der gewaltigen Triasplatte der Dachsteingruppe.

Trotzdem eignet sich die Gruppe auch geologisch zu einer monographischen Darstellung, da sie ein Gebiet umschließt, welches der übrigen Dachsteingruppe außerordentlich fremd gegenübersteht — die juvavische Deckscholle des Hallstätter Salzberges.

Die ganz ungewöhnlichen stratigraphischen und tektonischen Komplikationen³⁾, die diese Deckscholle aufweist, und die insbesondere durch das Auftreten des Salzstockes von Hallstatt außerordentlich gesteigert werden, sowie die mannigfaltigen Transgressionen jurassischer Gesteine auf dem tirolischen Dachsteinkalke der Basis machen das kleine Gebiet zu einem der interessantesten und meistumstrittensten Punkte des Salzkammergutes. Wenn auch der Grundzug der Tektonik, das Vorhandensein der juvavischen Deckscholle, bereits von J. Nowak⁴⁾

¹⁾ „Hintere Grubenalpe“ der Alpenvereinskarte.

²⁾ Die von Simony gewählte Schreibweise „Blassen“ ist zweifellos sprachlich richtiger, da der Berg nach der „blassen“ Farbe des Gesteins benannt ist. Doch habe ich mich hier der Schreibweise „Plassen“ angeschlossen, da diese sonst allgemein üblich ist.

³⁾ Ich erinnere nur an den bereits mehrfach zitierten Ausspruch Mojsisovics': „Hier spottet die Natur der in anderen Gegenden mit Erfolg angewendeten Beobachtungsmethoden; kombinatorische und deduktive Schlüsse, welche auf wohlbeobachteten Daten beruhen, sind hier ausgeschlossen, denn nichts scheint Regel zu sein, als der Wechsel der schneidendsten Gegensätze.“ (Das Gebirge um Hallstatt. Abhandl. der geol. R.-A. VI/I., p. III.)

⁴⁾ J. Nowak, Ueber den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. Bulletin de l'académie de sciences de Cracovie. 1911, p. 110.

und F. F. Hahn¹⁾ richtig erkannt wurde, so war es doch noch nötig, diese Erkenntnis durch weitere Beobachtungen besser zu begründen, da sie bisher noch keine allgemeine Anerkennung gefunden hat. Andererseits bot die Gruppe noch zahlreiche geologische Probleme; zu deren möglichst restloser Lösung war es nicht nur nötig, die ganze — wie ein Blick auf das beigegebene Literaturverzeichnis lehrt, äußerst umfangreiche — Literatur des Gebietes durchzuarbeiten, sondern es erwies sich auch eine vollständige, möglichst detaillierte Neuaufnahme der Gruppe als unumgänglich notwendig, da sich die von Mojsisovics aufgenommene geologische Spezialkarte, Blatt Ischl und Hallstatt nur in der nächsten Umgebung des Hallstätter Salzbergwerkes als verlässlich herausstellte.

Man wird ferner im ganzen Gebiet der Ostalpen schwerlich ein nur 45·5 km² großes Fleckchen finden, welches so mannigfaltige Faunen geliefert und soviel zur Erkenntnis der alpinen Stratigraphie beigetragen hat, wie die Plassengruppe. Das geht schon daraus hervor, daß nicht weniger als fünf Schichtbezeichnungen, welche sich in der Folgezeit allgemein einbürgerten, nämlich die Namen: Schreyeralmschichten, Hallstätter Kalk, Klausschichten, Plassenkalk und Gosauschichten nach auf unserer Karte liegenden Lokalitäten benannt sind, und drei weitere (Dachsteinkalk, Hierlatzkalk und Zlambachschichten) aus deren unmittelbarer Umgebung stammen. Es hat sich daher als eine vom Standpunkte der Geschichte der Alpengeologie dankbare Aufgabe erwiesen, den Anteil, welchen Beobachtungen in der Plassengruppe zur geologischen Erforschung der Alpen beigetragen haben, übersichtlich zusammenzustellen. Auch dürfte es nicht ohne Nutzen gewesen sein, die in den verschiedensten Publikationen verstreuten Fossilisten des Gebietes zu sammeln, diese Listen durch die zahlreichen, hauptsächlich in den Wiener Sammlungen liegenden, bisher nicht publizierten Versteinerungen zu vervollständigen und die Fundorte der für die Stratigraphie so außerordentlich wichtig gewordenen Faunen kartographisch zu fixieren.

Endlich dürften die hier vorliegenden Untersuchungen auch für die weitere Fortführung des Hallstätter Salzbergbaues von praktischer Bedeutung sein.

Die Kartierung der Plassengruppe wurde im wesentlichen im Sommer 1914 durchgeführt; außerdem konnte ich im Sommer 1915, im Herbst 1917 und im Sommer 1918 je einige Tage der Fertigstellung der Karte widmen. Die Vollendung der Arbeit wurde dadurch verzögert, daß ich vom 16. August 1915 bis Ende August 1917 in militärischer Dienstleistung stand.

Ich möchte an dieser Stelle dankend erwähnen, daß mir das k. k. Ministerium für Kultus und Unterricht mit Zl. 31248/14 vom 24. Juli 1914 eine einmalige Subvention von K 600.— zur Durchführung meiner Aufnahmsarbeiten in der Plassengruppe bewilligt hat.

Unter den Persönlichkeiten, welchen ich für das Zustandekommen der vorliegenden Arbeit zu großem Dank verpflichtet bin, möchte ich

¹⁾ F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der Geol. Gesellschaft in Wien. 1913, p. 434—437.

an erster Stelle Herrn Chefgeologen Regierungsrat G. Geyer nennen, der mir nicht nur jederzeit seine reichen Erfahrungen auf dem Gebiete alpiner Geologie in liebenswürdigster Weise zur Verfügung stellte, sondern auch die Fühlungnahme mit den montanistischen Kreisen ermöglichte und mir bereitwilligst gestattete, nicht publizierte, in seiner Verwahrung befindliche Manuskripte zu benützen, auf welche im Text jedesmal ausdrücklich hingewiesen werden wird. Nicht geringeren Dank schulde ich Herrn Hofrat K. Schraml in Linz und der Salinenverwaltung in Hallstatt, und zwar in erster Linie den Herren Oberbergrat P. Sorgo, Bergrat J. Vogl und den Herren Oberbergkommissären G. Langer und O. Schmidt, die mir nicht nur gestatteten, die für die Tektonik des Gebietes so außerordentlich wichtigen Grubenaufschlüsse im Hallstätter Salzberge zu besichtigen und die Grubenkarten zu benützen, sondern mir auch in zuvorkommender Weise die Möglichkeit boten, auf dem Salzberge zu wohnen und durch die Saline Lebensmittel zu beziehen. Denn nur dadurch war es mir überhaupt möglich, bei den äußerst schwierigen Verpflegsverhältnissen im Herbst 1917 und der noch ungünstigeren Lage im Frühsommer 1918 die Kartierungsarbeiten durchzuführen. Endlich möchte ich auch die Gelegenheit nicht vorübergehen lassen, den Forst- und Domänenverwaltungen in Gosau und Hallstatt für die freundliche Erlaubnis, aus Jagdgründen abgesperrte Gebiete betreten zu dürfen, meinen verbindlichsten Dank auszusprechen. Führer bei meinen Grubenfahrten und ein durch seine vorzüglichen Kenntnisse der Fossilfundorte wertvoller Begleiter und lieber Genosse auf einigen meiner Wanderungen war mir Herr B. Faber, Steiger im Hallstätter Salzberge. Auch den Sammlern Gapp in Gosau und Roth in Hallstatt verdanke ich die Kenntnis mehrerer Fossilfundstätten.

Herrn Prof. F. X. Schaffer und Herrn Regierungsrat H. Commenda bin ich für die freundliche Erlaubnis, die in der Sammlung des naturhistorischen Hofmuseums in Wien, beziehungsweise des Museums Francisco-Carolinum in Linz liegenden Fossil-schätze benützen zu dürfen, außerordentlich dankbar.

II. Literaturverzeichnis.

Geologie, Mineralogie, Paläontologie¹⁾, Morphologie und Lagerstättenkunde der Plassengruppe²⁾.

1802.

L. v. Buch, Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien, p. 135—180 (Geognostische Uebersicht des österr. Salzkammerguts).

1821.

W. Buckland, Ueber die Struktur der Alpen und des angrenzenden Landes. [Annals of philosophy (London), p. 450]. (strat.)

¹⁾ mit Ausschluß der paläontologischen Gosauliteratur.

²⁾ Erklärung der vorkommenden Abkürzungen: (strat.) = vorwiegend stratigraphischen Inhalts. — (tekt) = vorwiegend tektonischen Inhalts. — (petr.) = vorwiegend petrographischen und mineralogischen Inhalts. — (pal.) = vorwie-

1824.

- A. Boué, *Mémoire sur les terrains secondaires du versant Nord des Alpes*. [Annales des mines IX (Paris), p. 508.] (strat.)

1828.

- Ch. Keferstein, *Beobachtungen und Ansichten über die geognostischen Verhältnisse der nördlichen Kalkalpenkette in Oesterreich und Bayern, gesammelt auf einer Reise im Sommer 1827*. [Deutschland, geognostisch-geologisch dargestellt, 5. Band, p. 466—480.] (strat., tekt.)
- C. Lill v. Lilienbach, *Allgemeine Lagerungsbeziehungen der Steinsalz-Lagerstätten in den Alpen*. [Leonhards Zeitschrift für Mineralogie, p. 412.] (strat.)

1829.

- A. Sedgwick und R. Murchison, *On the Tertiary deposits of the Vale of Gosau in the Salzburg Alps*. [Proceedings of the Geological Society of London, Bd. 13 (1829), p. 153—155.]

1830.

- A. Boué, *Description du Basin de Gosau*. [Bull. Soc. géol. de France, Ser. I, T. I, p. 130—135.] (strat.)
- C. Lill v. Lilienbach, *Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutungen auf die Karpaten*. [Leonhards und Bronns Jahrbuch für Mineralogie, Bd. I, p. 182.] (strat.)

1831.

- A. Sedgwick und R. Murchison, *A sketch of the structure of the Eastern Alps*. [Transaction of the Geological Society of London. 2. Ser. vol. III, p. 313—316, 352—362, Taf. XXXVI, Fig. 10.] (strat., tekt.)

1832.

- A. Boué, *Description de divers gisements intéressants des fossiles dans les Alpes autrichiennes. Description du Basin de Gosau*. [Mém. géol. et paléont. Bd. I, p. 196—205.] (strat.)

1843.

- A. v. Klipstein, *Beiträge zur geol. Kenntnis der östlichen Alpen*, p. 20 u. 21.

1845.

- A. Quenstedt, *Brief an Professor Bronn*. [Leonhards und Bronns Jahrbuch für Mineralogie, p. 682—684.] (strat.)

1846.

- F. v. Hauer, *Die Cephalopoden des Salzkammergutes aus der Sammlung seiner Durchlaucht des Fürsten von Metternich*. Wien 1846, 44 S., 11 Taf. (pal.)
- F. Simony, *Tiefen-, Durchschnitts- und Perspektivkarten des Hallstätter Sees*. [Haidingers Berichte über die Mitteilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien. Bd. I, p. 15—17.] (morph.)
- F. v. Hauer, *Monotis in den österreichischen Alpen*. [Haidingers Berichte etc., Bd. I, p. 160 u. 161.] (pal.)

gend paläontologischen Inhalts. — (morph.) = vorwiegend morphologischen oder glazialgeologischen Inhalts. — (mont.) = vorwiegend montanistischen Inhalts. — Jb. geol. R.-A. = Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien. — V. geol. R.-A. = Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien. — Abh. geol. R.-A. = Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien. — Denkschr. Akad. = Denkschriften der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien (math.-naturwissensch. Klasse). — Sitzber. Akad. = Sitzungsberichte der kais. Akad. der Wissenschaften in Wien (math.-naturwissenschaftliche Klasse).

1846.

- A. Emmrich, Geologische Notizen. [A. Schaubach: Die Deutschen Alpen, III. Bd., p. 334—336.] (strat.)

1847.

- F. v. Hauer, Cephalopoden vom Roßfeld. [Haidingers Berichte etc., Bd. III, p. 480.] (strat.)

1849.

- F. v. Hauer, Ueber neue Cephalopoden aus den Marmorschichten von Hallstatt und Aussee. [Haidingers naturwissenschaftliche Abhandlungen III. Bd., p. 1—26, 6 Taf.] (pal.)
- A. Quenstedt, Die Ammoniten der roten Alpenkalke. [Petrefaktenkunde, Cephalopoden, p. 243—260.] (pal.)

1850.

- F. v. Hauer, Ueber die geognostischen Verhältnisse des Nordabhanges der nordöstlichen Alpen zwischen Wien und Salzburg. [Jb. geol. R.-A., Bd. I, p. 31—46.] (strat.)
- F. v. Hauer, Ueber die Gliederung der geschichteten Gebirgsbildungen in den östlichen Alpen und den Karpathen. [Sitzber. Akad., Bd. IV, p. 284—290, 301 u. 304.] (strat.)
- F. v. Hauer, Ueber die Gliederung des Alpenkalkes in den Ostalpen. [Neues Jahrb. f. Mineralogie etc., p. 584—591.] (strat.)
- L. Zeuschner, Ueber die Verschiedenheit der Entstehung der Salzablagerungen in den Karpathen und in den Salzburger Alpen. [Jb. geol. R.-A., Bd. I, p. 240 u. 241.] (petr.)
- F. Simony, Bericht über die Arbeit der Sektion V. [Jb. geol. R.-A., Bd. I, p. 653—656.] (strat.)

1851.

- A. E. Reuß, Geologische Untersuchungen im Gosautale im Sommer 1851. [Jb. geol. R.-A., Bd. II, H. 4, p. 52—60.] (strat.)

1852.

- E. Sueß, Ueber *Terebratula diphya*. [Sitzber. Akad. VIII, p. 561.] (strat.)
- F. v. Hauer, Vorlage von Fossilien der Dürren- und Klausalpe bei Hallstatt. [Jb. geol. R.-A., Bd. III, H. 1, p. 184—186.] (strat.)
- E. Sueß, Ueber die Brachiopoden der Hierlatzschichten. [Jb. geol. R.-A., Bd. III, H. 2, p. 171.] (strat.)
- M. V. Lipold, Ueber die geologische Stellung der Alpenkalke, welche die Dachsteinbivalve enthalten. [Jb. geol. R.-A., Bd. III, H. 4, p. 90—98, 1 Taf.] (strat.)

1853.

- M. V. Lipold, Geologische Karte des Salzkammergutes. [Jb. geol. R.-A., Bd. IV, p. 481 u. 482.]
- M. V. Lipold, Geologische Profile aus dem Salzkammergute. [Jb. geol. R.-A., Bd. IV, p. 433.] (tekt.)
- F. v. Hauer, Ueber die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. [Jb. geol. R.-A., Bd. IV, p. 720—732 u. 764—771.] (strat.)

1854.

- E. Sueß, Profil Halletätter Salzberg-Hochgolling. [Jb. geol. R.-A., Bd. V, p. 196—197.] (tekt.)
- A. E. Reuß, Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen, besonders im Gosautale und am Wolfgangsee. [Denkschr. Akad., VII. Bd., p. 26—28.] (strat. u. pal.)
- A. Kenngott, Mineralogische Notizen. [Sitzber. Akad. XI, p. 383—386.] (petr.)

1855.

- F. v. Hauer, Beiträge zur Kenntnis der Cephalopodenfauna der Hallstätter Schichten. [Denkschr. Akad., Bd. 9, I. Abt., p. 141—166, 5 Taf.] (pal.)
 A. E. Reuß, Ueber zwei Polyparien aus den Hallstätter Schichten. [Denkschr. Akad., Bd. 9, I. Abt., p. 167—168, 1 Taf.] (pal.)
 M. Hoernes, Ueber die Gastropoden und Acephalen der Hallstätter Schichten. [Denkschr. Akad., Bd. 9, II. Abt., p. 33—54, 2 Taf.] (pal.)
 E. Sueß, Die Brachiopoden der Hallstätter Schichten. [Denkschr. Akad., Bd. 9, II. Abt., p. 28—32, 2 Taf.] (pal.)
 K. F. Peters, Die Nerineen des oberen Jura in Oesterreich. [Sitzber. Akad., Bd. XVI, p. 336—366, 4 Taf.] (pal. u. strat.)

1857.

- F. v. Hauer und E. Sueß, Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. [Sitzber. Akad., Bd. XXV, p. 298—304, Taf. III.] (strat. u. tekt.)
 F. v. Hauer, Paläontologische Notizen. [Sitzber. Akad., Bd. XXIV, p. 159—161, 2 Taf.] (pal.)

1860.

- F. v. Hauer, Nachtrag zur Cephalopodenfauna der Hallstätter Schichten. [Sitzber. Akad., Bd. XLI, p. 118—147, 5 Taf.] (pal.)

1862.

- C. W. Gümbel, Die Dachsteinbivalve (*Megalodon triquetra*) und ihre alpinen Verwandten. [Sitzber. Akad., Bd. XLV, p. 325—377, 7 Taf.] (pal. u. strat.)

1863.

- K. F. Peters, Ueber Foraminiferen im Dachsteinkalk. [Jb. geol. R.-A., Bd. XIII, p. 293—298.] (pal.)
 A. Oppel, Ueber das Vorkommen von jurassischen Posidonomyen-Gesteinen in den Alpen. [Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., Bd. 15, p. 188—193 und 201—217, 3 Taf.] (strat. u. pal.)

1865.

- A. E. Reuß, Zwei neue Anthozoen aus den Hallstätter Schichten [Sitzber. Akad., Bd. LI, p. 381—394, 4 Taf.] (pal.)
 A. F. v. Schwabensau, Das Vorkommen einer neuen Art fossiler Korallen in den Hallstätter Kalken. [25. Jahresbericht des Museums Francisco-Carolinum in Linz, p. 89—92.] (pal.)

1866.

- K. v. Zittel, Die Bivalven der Gosaugebilde in den nordöstlichen Alpen. [Denkschr. Akad., Bd. XXV, p. 172.] (strat.)
 A. v. Dittmar, Zur Fauna der Hallstätter Kalke. [Beneckes geognostisch-paläontologische Beiträge, I. Bd., p. 321—348.] (strat.)
 E. Sueß, Ueber den Bau der Gebirge zwischen dem Hallstätter- und Wolfgangsee. [Verh. geol. R.-A., p. 159 und 160.] (tekt.)
 E. v. Mojsisovics, Ueber die Gliederung der Trias zwischen dem Hallstätter- und Wolfgangsee. [Verh. geol. R.-A., p. 164.] (tekt.)
 E. Sueß, Gliederung des Gebirges in der Gruppe des Osterhorns. [V. geol. R.-A. p. 168.] (strat.)

1868.

- K. v. Zittel, Paläontologische Notizen über Lias-, Jura und Kreideschichten in den bayrischen und österreichischen Alpen. [Jb. geol. R.-A., Bd. XVIII, p. 601—608.] (strat. u. pal.)
 E. v. Mojsisovics, Versteinerungen des mittleren Lias vom Hallstätter Salzberge. [V. geol. R.-A., p. 10—13.] (strat. u. pal.)

- E. v. Mojsisovics, Petrefakten-Suiten aus den Umgebungen von Hallstatt und Aussee. [V. geol. R.-A., p. 15.]
 E. v. Mojsisovics, Ueber den Malm des Salzkammergutes. [V. geol. R.-A., p. 124—128.] (strat.)
 E. v. Mojsisovics, Umgebungen von Hallstatt. [V. geol. R.-A., p. 297—298] (tekt.)
 E. v. Mojsisovics, Petrefaktensuiten aus dem Salzkammergute. [V. geol. R.-A., p. 405—406.]

1869.

- E. v. Mojsisovics, Ueber die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. Jb. geol. R.-A., Bd. XIX, p. 91—100 und 122—130 (strat.)
 A. Hořinek, Petrefakte aus dem Salzbergbau von Hallstatt. [V. geol. R.-A., p. 13.] (strat.)
 H. Wieser, Analyse des Kieserites vom Hallstätter Salzberge. [V. geol. R.-A., p. 130 u. 131.] (petr.)
 F. v. Vivenot, Beiträge zur mineralogischen Topographie von Oesterreich-Ungarn. [Jb. geol. R.-A., p. 607.] (petr.)
 F. Simony, Gletscherschliffe im oberen Trauntale. [V. geol. R.-A., p. 297.] (morph.)
 G. Tschermak, Ueber den Simonyit, ein neues Salz von Hallstatt. [Sitzber. Akad., Bd. LX, p. 718—724.] (petr.)
 E. v. Mojsisovics, Bericht über die im Sommer 1868 durch die IV. Sektion der k. k. Geologischen Reichsanstalt ausgeführte Untersuchung der alpinen Salzlagerstätten. [Jb. geol. R.-A., Bd. 19, p. 151—173.] (petr., strat., tekt. u. mont.)
 E. v. Mojsisovics, Beiträge zur Kenntnis der Cephalopodenfauna des alpinen Muschelkalkes. [Jb. geol. Reichsanstalt, Bd. XIX, p. 567—594, Taf. XV—XIX.] (pal. u. strat.)
 E. v. Mojsisovics, Notizen über den Hallstätter Salzberg. [V. geol. R.-A., p. 298 u. 299.] (strat.)
 E. v. Mojsisovics, Ueber cephalopodenführenden Muschelkalk im Gosautale. [V. geol. R.-A., p. 374 u. 375.] (strat.)
 E. v. Mojsisovics, Petrefaktensuiten aus dem Salzkammergute. [V. geol. R.-A., p. 375 u. 376.] (strat.)
 E. v. Mojsisovics, Anton Hořinek, k. k. Oberbergschaffer, Fossilien der Werfener Schichten. [V. geol. R.-A., p. 394.]

1870.

- M. Neumayr, Ueber einige neue oder weniger bekannte Cephalopoden der Macrocephalenschichten. [Jb. geol. R.-A., Bd. XX, p. 147—156, Taf. VII—IX.] (pal. u. strat.)
 A. Hořinek, Ueber die im Kaiser-Franz Joseph-Stollen zu Hallstatt gemachten Gebirgsaufschlüsse. [V. geol. R.-A., p. 76—78.] (strat., tekt. u. mont.)

1871.

- E. v. Mojsisovics, Ueber das Belemnitengeschlecht *Aulucoceras F. v. Hauer*. [Jb. geol. R.-A., Bd. XXI, p. 41—57, Taf. I—IV.] (pal.)
 M. Neumayr, Jurastudien. 3. Die Phylloceraten des Dogger und Malm. [Jb. geol. R.-A., Bd. XXI, p. 297—354, Taf. XII—XVII.] (pal.)
 A. Simony, Mineralvorkommnisse des Hallstätter Salzberges. [Tschermaks mineralogische Mitteilungen, H. 1, p. 58—60.] (petr.)
 A. Hořinek, Ueber den gegenwärtigen Stand der neuen Aufschluß-Arbeiten im Hallstätter Salzberge. [V. geol. R.-A., p. 254—255.] (tekt. u. mont.)
 G. Tschermak, Beitrag zur Kenntnis der Salzlager. [Sitzber. Akad., Bd. LXIII, p. 314—324.] (petr.)

1873.

- A. R. Schmidt, Ueber den Aufschluß des Salzlagers zu Hallstatt. [Oesterr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen, Bd. 21, p. 81 u. 82, 1 Taf.] (petr., tekt. u. mont.)
 E. v. Mojsisovics, Das Gebirge um Hallstatt. I. [Abh. geol. R.-A., VI. Bd., 1. H., p. 1—82, Taf. 1—32.] (pal.)

1874.

- E. v. Mojsisovics, Faunengebiete und Faziesgebilde der Triasperiode in den Ostalpen. [Jb. geol. R.-A., Bd. XXIV, p. 112—122.] (strat.)
 E. v. Mojsisovics, Ueber die triadischen Pelecypodengattungen *Daonella* und *Halobia*. [Abh. geol. R.-A., VII. Bd., H. 2, p. 1—38, 5 Taf.] (pal.)

1875.

- F. v. Hauer, Die Geologia und ihre Anwendung auf die Kenntnis der Bodenbeschaffenheit der österr.-ungar. Monarchie. Wien 1875, p. 352, Fig. 240.
 E. v. Mojsisovics, Das Gebirge um Hallstatt. I. [Abh. geol. R.-A., VI. Bd., 2. H., p. 83—174, Taf. 33—70.] (pal.)

1877.

- K. v. Zittel, Bemerkung über den Lias von Hallstatt. [V. geol. R.-A., p. 219.] (pal.)

1879.

- F. v. Hauer, Melaphyr vom Hallstätter Salzberg. [V. geol. R.-A., p. 252—254.] (petr.)
 F. v. Hochstetter, Covellin als Ueberzugspseudomorphose einer am Salzberge bei Hallstatt gefundenen keltischen Art aus Bronze. [Sitzber. Akad., Bd. LXXIX, p. 122—129, 2 Taf.] (petr.)

1881.

- F. Simony, Das Dachsteingebirge. [Zeitschr. des Deutsch. u. österr. Alpenvereins. p. 224—225.] (morph.)

1882.

- E. v. Mojsisovics, Die Cephalopoden der mediterranen Trias. [Abh. geol. R.-A., Bd. X.] (pal.)

1883.

- E. v. Mojsisovics, Ueber die geologischen Detailaufnahmen im Salzkammergute. [V. geol. R.-A., p. 290—293.] (strat.)

1884.

- C. v. John, Ueber Melaphyr von Hallstatt und einige Analysen von Mitterberger Schiefer. [V. geol. R.-A., p. 76—77.] (petr.)

1886.

- G. Geyer, Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten in der südlichen Zone der Nordalpen vom Paß Pyhrn bis zum Achensee. [Jb. geol. R.-A., Bd. XXXVI, p. 267.] (tekt.)

1888.

- E. Sueß, Das Antlitz der Erde, II. Bd., p. 332—339. (strat.)
 A. Aigner, Analogien der alpinen Salzlagerstätten. [Oesterr. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen, Bd. 36, p. 80—83 u. 97—101.] (petr. u. mont.)
 F. M. R. v. Friese, Schlagwetterexplosionen im Hallstätter Salzbergbau im Jahre 1664. [Oesterr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen, 36. Bd., p. 133—137.] (mont.)

1890.

- F. Frech, Die Korallenfauna der Trias I. Die Korallen der juvavischen Triasprovinz. [Paläontographica, Bd. 37, p. 1—116, 21 Taf.] (pal.)
 A. Bittner, Die Brachiopoden der alpinen Trias. [Abh. geol. R.-A., Bd. XIV, p. 1—289, 41 Taf.] (pal.)

1892.

- A. Aigner, Der Salzbergbau in den österreichischen Alpen. [Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, Bd. 40, p. 203—380, 4 Taf.] (petr. u. mont.)

L. v. Tausch, Ueber die Bivalvengattung *Conchodus* und *Conchodus Schwageri n. f.*, aus der obersten Trias der Nordalpen. [Abh. geol. R.-A., Bd. XVII, 8 Seiten-3 Taf.] (pal.)

E. v. Mojsisovics, Die Hallstätter Entwicklung der Trias. [Sitzber. Akad., Bd. CI, p. 769—780.] (strat.)

1893.

E. v. Mojsisovics, Das Gebirge um Hallstatt. (Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke.) II. Teil. *Trachyostraca*. [Abh. geol. R.-A., VI. Bd., 2. Abt., p. 1—885. 130 Taf.] (pal.)

1894.

G. Geyer, Eine neue Fundstelle von Hierlatzfossilien auf dem Dachsteingebirge. [V. geol. R.-A., p. 156—162.] (strat.)

E. Koken, Die Gastropoden der Schichten mit *Arcestes Studeri*. [Jb. geol. R.-A., Bd. XLIV, p. 441—458.] (pal.)

H. Kynaston, On the stratigraphical, lithological and palaeontological features of the Gosaubeds of the Gosaudistrikt in the Austrian Salzkammergut. [Quart. Journ. Geolog. Society, Bd. L, p. 130.] (strat.)

1895.

F. Simony, Das Dachsteingebiet. Ein geographisches Charakterbild aus den österreichischen Nordalpen, p. 25—34, Taf. I, III, XIX, XX, XXII. (morph.)

1896.

E. v. Mojsisovics, Ueber den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes. [Sitzber. Akad., Bd. CV, p. 18—23.] (strat.)

E. Koken, Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. [Jb. geol. R.-A., Bd. XLVI, p. 37—126.] (pal.)

1897.

E. Koken, Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. [Abh. geol. R.-A., Bd. XVII, 4. H., p. 1—112, 23 Taf.] (pal.)

1898.

R. Lorenz v. Liburnau, Der Hallstätter See. Eine limnologische Studie. [Mitt. der k. k. geographischen Gesellschaft, Bd. XLI, p. 1—218.] (morph.)

J. Müllner, Die Seen des Salzkammergutes und die österreichische Traun. [Pencks Geographische Abhandlungen, Bd. VI, p. 14—17.] (morph.)

E. Böse, Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. II. Die Faziesbezirke der Trias in den Nordalpen. [Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. L, p. 703.] (strat.)

A. Aigner, Die Salzberge der Alpen am Ende des neunzehnten Jahrhunderts. [Oesterr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen, Bd. XLVI, p. 69—73.] (tekt. u. mont.)

J. O. Freih. v. Buschmann, Das Salz, dessen Produktion, Vertrieb und Verwendung in Oesterreich mit besonderer Berücksichtigung der Zeit von 1848—1898. (mont.)

1899.

C. v. John, Ueber Eruptivgesteine aus dem Salzkammergute. [Jb. geol. R.-A., Bd. XLIX, p. 247—258.] (petr.)

1900.

C. Diener, Die Cephalopodenfauna der Schiechlinghöhe bei Hallstatt. [Beiträge zur Paläontologie Oesterreich-Ungarns und des Orients, XIII. Bd., p. 3—42, 3 Taf.] (pal.)

H. Commenda, Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. [58. Jahresbericht des Museums Francisco Carolinum in Linz, p. 46—55 u. 127—128.] (strat.)

1901.

- A. Penck und E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. I. Bd., p. 312. (morph.)
A. Aigner, Die Salzlagerstätten der Alpen. [Mitt. des naturw. Ver. f. Steiermark, 38. Bd., p. 135—152.] (tekt. u. mont.)

1902.

- E. v. Mojsisovics, Cephalopoden der Hallstätter Kalke, Supplement. [Abh. geol. R.-A., Bd. VI, p. 175—356, 23 Taf.] (pal.)
A. Aigner, Der Hallstätter See und die Oedenseer Torflager in ihrer Beziehung zur Eiszeit. [Mitt. des naturw. Ver. für Steiermark, 1902, p. 403—411.] (morph.)

1903.

- E. v. Mojsisovics, Uebersicht der geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. [Bau und Bild Oesterreich-Ungarns, p. 383—391.] (tekt.)
E. Kittl, Exkursionsführer des IX. Internationalen Geologenkongresses (Wien). IV. Geologische Exkursionen im Salzkammergut, p. 59—84. (strat. u. tekt.)

1904.

- E. Haug und M. Lugeon, Sur l'existence, dans le Salzkammergut, des quatre nappes de charriage superposées. [Comptes rendus de l'académie des sciences, Paris, T. CXXX, p. 892—894.] (tekt.)
H. Com m e n d a, Uebersicht der Mineralien Oberösterreichs. 2. Aufl. [XXXIII. Jahresbericht des Vereines für Naturkunde in Oberösterreich.] (petr.)

1905.

- E. v. Mojsisovics, Geologische Spezialkarte 1 : 75.000. Blatt Ischl und Hallstatt samt Erläuterungen. (strat. u. tekt.)

1906

- G. v. Arthaber, Die alpine Trias des Mediterrangebietes. [Lethaea geognostica II/1, p. 330 und 365—383.] (strat.)

1907.

- H. Gerhart, Ueber den Melaphyr von Hallstatt. [Tschermaks mineralog. und petrogr. Mittel., Bd. XXVI, p. 253—254.] (petr.)

1908.

- J. Felix, Studien über die Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und den Mediterrangebieten. II. Teil. Die Kreideschichten bei Gosau. [Palaeontographica, Bd. LIV, p. 305—309 und 314—315.] (strat.)
E. Haug, Sur les nappes de charriage des Salzkammergut (environs d'Ischl et d'Aussee). [Comptes rendus de l'académie des sciences, Paris, Bd. CXLVII, p. 1428—1430.] (tekt.)

1909.

- E. Sueß, Antlitz der Erde. III/2, p. 198 und 201—203. (tekt.)
J. O. Freiherr v. Buschmann, Das Salz, dessen Vorkommen und Verwertung in sämtlichen Staaten der Erde. 1. Bd., p. 220 und 241—245. (mont.)

1910.

- C. v. John, Analyse eines Simonyites aus dem Salzbergwerk in Hallstatt. (C. v. John und C. F. Eichleiter, Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der k. k. Geologischen Reichsanstalt.) [Jb. geol. R.-A., Bd. 60, p. 749.] (petr.)

1911.

- J. Nowak, Ueber den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. [Bull. de l'académie des sciences de Cracovie, p. 110.] (tekt.)

1912.

- E. Haug, Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. 3^{me} partie. Le Salzkammergut. [Bull. de la Soc. géol. de France, Ser. IV, T. XII p. 118—125.] (tekt.)
- F. Frech, Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. [Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. I/1. Anhang: Paläontologie II, p. 55—66.] (pal.)
- E. Kittl, Materialien zu einer Monographie der *Halobiidae* und *Monotidae* der Trias. [Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. I/1. Anhang: Paläontologie II, 230 Seiten, 10 Taf.] (pal.)
- F. F. Hahn, Versuch zu einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österreichischen Traun. [V. geol. R.-A., 1912, p. 337—344.] (tekt.)

1913.

- E. Spengler, Einige Bemerkungen zu E. Haug: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. 3^{me} partie. Le Salzkammergut. [Centralblatt für Mineralogie etc., p. 277.] (tekt.)
- F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. [Mitteil. der Wiener geol. Gesellsch., VI. Bd., p. 347—350 u. 434—437.] (tekt.)
- N. Krebs, Länderkunde der österreichischen Alpen, p. 443.

1914.

- E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil. Das Becken von Gosau. [Sitzber. Akad., Bd. CXXIII, p. 278—282 und 305—328.] (tekt. u. strat.)
- R. v. Görgey, Ueber die alpinen Salzgesteine. [Sitzber. Akad., Bd. CXXIII, p. 931—941.] (petr.)

1915.

- F. Heritsch, Handbuch der regionalen Geologie. II/5. Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpino-dinarischen Grenze (Ostalpen), p. 77. (tekt.)
- G. Geyer, Bemerkung über das Tertiär bei der Roßalpe. [V. geol. R.-A., p. 131.] (strat.)
- N. Krebs, Die Dachsteingruppe. [Zeitschrift des Deutsch. und österr. Alpenvereins, Bd. 46, p. 5—24.] (morph.)

1916.

- E. Spengler, Die Plassengruppe im Salzkammergut. [V. geol. R.-A., p. 73—74.] (tekt.)

1918.

- E. Spengler, Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautals im Salzkammergut. [V. geol. R.-A., p. 130—140.] (morph.)
- E. Spengler, Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. [Mitteil. der Wiener geologischen Gesellschaft 1918.] (tekt.)

III. Erforschungsgeschichte der Plassengruppe von den ältesten Anfängen bis Hauer (1846).

Die ältesten Angaben über die geologischen Verhältnisse der Plassengruppe finden wir im Jahre 1802 bei Leopold v. Buch¹⁾. Der scharfen Beobachtungsgabe des berühmten Forschers ist es nicht entgangen, daß hier der Kalkstein eine größere Rolle spielt als in dem außeralpinen Flötzgebirge: „Alle in weniger gebirgigen Gegenden so ausgezeichnet und deutlich aufeinanderfolgende Schichten scheinen hier in dieser einzigen vereinigt zu sein und wengleich von anderen noch immer Spuren vorkommen, so ist es diese doch allein, die den Charakter einer Gebirgsart behauptet, der zu groß ist, als daß nicht dagegen alles übrige als Lager erscheinen sollte, welche ihr untergeordnet sind²⁾“. Auch wird bereits ein Versuch gemacht, diese Kalkmassen zu gliedern, und zwar nach der Farbe; die roten Kalke seien mehr auf die Tiefe der Täler, die weißen auf die höheren Teile des Gebirges beschränkt³⁾; erklärt wird diese Erscheinung dadurch, daß die die Färbung hervorrufenden nachträglich infiltrierten Metallösungen infolge ihres Gewichtes nicht bis auf die höchsten Bergeshöhen aufsteigen konnten. Daß insbesondere die roten Kalke, wenn auch selten, Versteinerungen führen, wußte Buch gleichfalls; er erwähnt „ein Lager von dicht aufeinander gedrängten Pectiniden“ am Leopoldiberg zu Hallstatt (zweifellos eine Bank mit *Monotis salinaria*). „Orthoceratiten, Strombiten, Bucciniten, Asterien“ in der Sammlung des Herrn Kontrolleur Glück, Ammoniten, Nautiliden und einige andere Versteinerungen in der des Unterbergmeisters Franz Steinkogel auf dem Hallstätter Salzberg. Die Versteinerungen des Sommerau- und Steinbergkogels sind eben so auffallend, daß sie schon in alter Zeit von den Bergleuten gesammelt wurden. Den vielfachen Wechsel in der Fallrichtung des sehr deutlich gebankten Dachsteinkalkes und insbesondere die wundervollen Faltungen der Echernwand erklärt er durch rasche und unregelmäßige Hebung des Gebirges. Besonderes Interesse widmet Buch natürlich dem Salzlager: er beschreibt genau das Haselgebirge und seine Mineraleinschlüsse; die Erklärungen, die er für die Entstehung und für die intensive Faltung des Salzlagers und dessen eigentümliche Lage in dem beim Rudolfs-turm steil gegen den Hallstätter See abbrechenden Hochtale gibt, konnten bei dem damaligen Stande der Wissenschaft nicht vollkommener sein und sind durchaus frei von Phantastereien. Ueber das Alter der Salzlager sagt Buch folgendes⁴⁾: „Bei allen ist es also sichtbar, wie sie in dieser hier alles einschließenden Gebirgsart (nämlich dem Kalkstein) liegen, zu einer Formation mit ihr gehören, neuer

¹⁾ L. v. Buch, Geognostische Uebersicht des österreichischen Salzkammergutes. Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien. Berlin 1802, p. 135—180.

²⁾ L. v. Buch, l. c., p. 146.

³⁾ Dies ist eine ganz richtige Beobachtung, da die bunten Hallstätter Kalke vorzugsweise in geringerer Tiefe auftreten, während der weißgraue Dachsteinkalk die höchsten Spitzen des Dachsteingebirges zusammensetzt.

⁴⁾ L. v. Buch, l. c., p. 153.

sind als die großen, weitverbreiteten Steinkohlenmassen der flachen Länder, und älter, als der mächtige ältere (soolführende) Gips, der zwischen dem Zechstein und dem neueren feinkörnigen Sandstein liegt“. Wenn letzteres auch nicht ganz richtig ist, so hatte er doch bereits eine annähernd korrekte Vorstellung von dem stratigraphischen Alter des Haselgebirges. Die das Salzlager unter-, beziehungsweise überlagernden Kalkmassen werden infolgedessen allerdings der Steinkohlenformation, beziehungsweise dem „alten Gyps“, also nach unserer heutigen Ausdrucksweise dem Karbon und Perm parallelisiert; wie man sieht, hat Buch nicht einmal noch den Versuch unternommen, auf Grund der Vergleichung der Versteinerungen eine Altersbestimmung vorzunehmen.

In den folgenden 18 Jahren ist keine Arbeit über unsere Gebirgsgruppe zu verzeichnen, erst in Bucklands Uebersicht über die Struktur der Alpen¹⁾ (1821) sind wieder einige Bemerkungen über die Umgebung von Hallstatt enthalten. Er sagt, daß der Alpenkalk alle Formationen vom Magnesian-limestone (Zechstein) bis zum Chalk (Oberkreide) umfaßt. Die Ammoniten von Hallstatt gehören dem Lias, Gips und Salz dem Zechstein, der rote Mergelsandstein von Hallstatt (Werfener Schiefer im heutigen Sinne) dem neuen roten Sandstein an.

Auch in A. Boués²⁾ Arbeit: *Mémoire sur les Terrains secondaires du versant Nord des Alpes* (1824)³⁾ finden sich nur einige Andeutungen über den Hallstätter Salzberg. Den Alpenkalk identifiziert Boué im allgemeinen mit dem deutschen Muschelkalk. Allerdings hat Boué dieses annähernd richtige Alter der Gesteine damals nur erraten, da das fossile Material zu einer sicheren Vergleichung noch viel zu geringfügig war; die Folge davon war, daß diese Altersbestimmung von den Forschern, die ihm unmittelbar folgten, nicht anerkannt wurde.

Von höchster Wichtigkeit für die geologische Erforschung sowohl der Plassengruppe als der Kalkalpen überhaupt sind die Jahre 1827—1832.

Die nächste ausführliche geologische Beschreibung der Plassengruppe liefert Ch. Keferstein³⁾ (1828). Der Verfasser schildert eine Wanderung Hallstatt—Gangsteig—Salzberg—Dammhöhe—Plankenstein—Gosau. Für die Bildung des Salzlagers stellt er die abenteuerliche Hypothese auf, daß das Salz und der Gips keinen Absatz aus dem Meerwasser darstellt, sondern durch eine Art Atmungsprozeß im Ton selbst entstanden ist. Als Beweis dafür führt er die angebliche Beobachtung an, daß sich ausgelaugte Haselgebirgspartien mit der

¹⁾ Buckland, W., Ueber die Struktur der Alpen und des angrenzenden Landes. *Annals of philosophy* 1821, p. 450.

²⁾ Boué, A., *Mémoire sur les terrains secondaires du versant Nord des Alpes* (*Annales des mines* IX. 1824, p. 508).

³⁾ Keferstein, Ch., *Beobachtungen und Ansichten über die geognostischen Verhältnisse der nördlichen Kalkalpenkette in Oesterreich und Bayern, gesammelt auf einer Reise im Sommer 1827. Teutschland, geognostisch-geologisch dargestellt.* 5. Band, p. 466—480.

Zeit von neuem mit Salz füllen; eine Auflösung durch Wasser und einen Neuabsatz glaubt er wegen der Wasserundurchlässigkeit des Tones nicht annehmen zu dürfen.

In stratigraphischer Hinsicht unterscheidet er hier ebenso wie in den ganzen nördlichen Kalkalpen: 1. die Sandsteinformation (sämtliche alpine Sandsteine enthaltend, also Werfener Schiefer und Gosauschichten in unserem Sinne), die er dem Wiener Sandstein und dem Flysch der Schweizer gleichstellt. Der oberen Abteilung der Sandsteinformation gehört auch das Salzlager an. 2. Der Alpenkalk. Da die Sandsteinformation in der Tiefe des Gosautales und anderer Alpentäler erscheint, der Alpenkalk aber die Höhen der Berge einnimmt, wird eine Ueberlagerung¹⁾ der Sandsteinformation durch den Alpenkalk und somit ein höheres Alter der ersteren angenommen. Die vermeintliche Ueberlagerung der Sandstein- durch die Kalksteinformation in der Plassengruppe wird auch in einem sehr primitiv gezeichneten Profil dargestellt²⁾. Keferstein versucht ferner³⁾ durch genaue Vergleichung der Fossilien eine Parallelisierung mit der bereits sichergestellten Stratigraphie anderer Länder, was einen bedeutenden methodischen Fortschritt gegenüber Buch und Buckland bedeutet. Daß er bei seiner Hypothese der Ueberlagerung der Sandstein- durch die Kalksteinformation zu dem eigentümlichen Resultat gelangt, daß die gesamten Gesteine der nördlichen Kalkzone der Kreideformation entsprechen, zeugt nur für den guten paläontologischen Blick Kefersteins, da er den kretazischen Charakter der Gosauversteinerungen bereits ganz richtig erkannt hat⁴⁾, während ja bekanntlich die Versteinerungen des Alpenkalkes viel schwerer mit denen außeralpiner Gebiete zu vergleichen sind.

Im Jahre 1828 beschreibt Lill v. Lilienbach⁵⁾ ausführlich die Salzlager von Dürrenberg und Aussee und fügt nur einige Bemerkungen über den Hallstätter Salzberg an. Er erwähnt die Kalk-einschlüsse im Haselgebirge (p. 752), nennt einige Versteinerungen des Alpenkalkes bei Hallstatt (p. 759): „*Pectinites salinarius*, Ammoniten, Belemniten, Milleporen und Alzyonien“ und führt eine große Anzahl von Fossilien aus dem Sandstein und Mergel von Gosau an (p. 767). Doch in stratigraphischen Fragen drückt er sich äußerst vorsichtig aus, hält zwar (wenigstens teilweise) mit Keferstein an der Ueberlagerung der Gosauer Sandsteine durch dichte Alpenkalke fest, aber deutet doch an, daß nach seiner Meinung der Lias⁶⁾ eine Hauptrolle in den Gesteinen der Kalkzone spielt.

¹⁾ Es ist dies die gleiche flüchtige Beobachtung, die 76 Jahre später Haug und Lugeon zur Hypothese der Gosaufenster geführt hat.

²⁾ Keferstein, l. c., p. 478.

³⁾ Keferstein, l. c., p. 546—552.

⁴⁾ Später bezeichnet er die gesamten Gebilde der Kalk- und Flyschzone (im heutigen Sinne) als die dem außeralpinen Kreidegebirge gleichaltrige Flyschformation (Leonhards Jahrbuch für Mineralogie, 1831, p. 412).

⁵⁾ Lill v. Lilienbach, Allgemeine Lagerungsbeziehungen der Steinsalzlagerstätten in den Alpen. Leonhards Jahrbuch f. Mineralogie, 1828, p. 747—776.

⁶⁾ Dazu wird er vor allem durch das Vorkommen einer *Gryphea* in den Gosauschichten verleitet, die er für *Gryphea arcuata* hält.

Das große Verdienst aber, erkannt zu haben, daß die von Keferstein angenommene Ueberlagerung der „Sandsteinformation“ durch die „Kalksteinformation“ unrichtig ist und daß gleichzeitig die „Sandsteinformation“ zwei sehr stark verschiedene Gebilde, den Buntsandstein, der älter, und die Gosauschichten, die jünger als der Alpenkalk sind, enthält, gebührt Lill v. Lilienbach, A. Boué und den englischen Forschern Sedgwick und Murchison bei ihren unabhängig voneinander unternommenen Forschungen in den Jahren 1829 und 1830.

Sedgwick und Murchison gaben in ihrer ersten Mitteilung¹⁾ als Ergebnis der Reise von 1829 eine Detailgliederung der Gosauschichten, die — von einigen kleinen Irrtümern abgesehen — heute noch gilt. Sie stellen aber die Schichten von Gosau ins Tertiär.

In ihrer großen Ostalpenarbeit²⁾, der eine zweite Reise ins Gosautal im Jahre 1830 vorangeht, folgen Sedgwick und Murchison, der von Lill v. Lilienbach in seinem vorzüglichen Kalkalpenquerschnitt³⁾ von Werfen nach Teisendorf aufgestellten Gliederung des Alpenkalkes in eine 1. untere Gruppe des Alpenkalkes, 2. schiefrig-sandsteinartige Gruppe des Alpenkalkes, 3. obere Gruppe des Alpenkalkes⁴⁾ und halten auch ebenso wie Lill aus petrographischen Gründen ein jurassisches Alter des Alpenkalkes für wahrscheinlich. Dem Becken von Gosau widmen sie eine eingehende Detailbeschreibung und geben ein O-W-Profil durch die Plassengruppe⁵⁾. Aus Profil und Beschreibung geht bereits klar hervor, daß die Verfasser eine diskordante Auflagerung (p. 355) der Gosauschichten auf den Alpenkalken annahmen und daß ihnen auch schon die geringe Störung der Gosauschichten im Vergleich mit dem Alpenkalk bekannt war (p. 354). Betreffs des Alters der Gosauschichten nehmen sie nunmehr an, daß diese in zwei Abteilungen zerfallen, von denen die älteren, die Grünsande⁶⁾ an der Westseite der Plassengruppe und die Hippuritenkalke des Balvenstein (= Gschroßpalven) noch mesozoisch sind, während die übrigen Gosauschichten bereits dem ältesten Tertiär angehören, in dem sich Hippuriten auf sekundärer Lagerstätte befinden.

¹⁾ Sedgwick, A. und Murchison, R., *Proceed. of the geolog. Society* 1829, p. 153—155.

²⁾ Sedgwick, A. und Murchison, R., *A sketch of the structure of the Eastern Alps*, *Transactions of the Geological Society*, 2 Ser., Vol. III, London 1831.

³⁾ Lill v. Lilienbach: *Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutungen auf die Karpathen*, Leonhard und Broms *Jahrbuch für Mineralogie* 1830, p. 153.

⁴⁾ Die „untere Gruppe des Alpenkalkes“ in Lills Profil entspricht im wesentlichen der Triasserie der tirolischen Einheit im heutigen Sinne, die mittlere Gruppe dem sandig-mergeligen Neokom des Roßfeldes und dem Haselgebirge von Hallein, die „obere Gruppe des Alpenkalkes“ der (wie wir heute wissen, tektonisch) darüber liegenden juvavischen Triasserie der Roßfeld-Deckachollen und des Untersberges. Wie die modernsten Untersuchungen gezeigt haben, sind in dieser Hinsicht die Lagerungsverhältnisse von Lill richtiger erfaßt worden als von Bittner und Fugger, weil ersterer ganz unbefangen von jeglicher theoretischen Vorstellung an die Untersuchung gegangen ist. Ueber die Plassengruppe enthält Lills Arbeit nur die Bemerkung, daß das Salzlager von Hallstatt eine in die untere Gruppe des Alpenkalkes eingeschaltete, stockförmige Masse darstellt (p. 182).

⁵⁾ Sedgwick und Murchison, l. c. Taf. XXXVI, Fig. 10.

⁶⁾ Was unter dem „Grünsand“ gemeint ist, ist nicht ganz klar. Vermutlich die westfallenden Gosauschichten bei der Veitenhütte.

Unabhängig von den beiden Engländern hat A. Boué¹⁾ im Jahre 1829 das Gosautal untersucht. Auch er gibt eine genaue Detailbeschreibung; der letzte Zweifel über die Auflagerung der Gosauschichten auf dem Alpenkalk erscheint behoben, als er im oberen Brieltal den Auflagerungskontakt wunderbar aufgeschlossen findet, den er auch — allerdings sehr schematisch — abbildet²⁾. Im Gegensatz zu Sedgwich und Murchison hält er die Gosauschichten für älter und parallelisiert sie mit dem Grünsand. Hingegen betrachtet Klipstein³⁾ die Gosauschichten für eine Bildung, die der Tertiärformation angehört, aber Kreideversteinerungen auf sekundärer Lagerstätte führt. Die Plassengruppe wird in seiner Arbeit nur insofern berührt, als er die Lagerungsverhältnisse am Westufer des Hallstätter Sees⁴⁾ schildert.

Wie aus den letztbesprochenen Arbeiten hervorgeht, war man sich im 4. Jahrzehnt des 19. Jahrhunderts bereits soweit über das Alter der Gosauschichten im Klaren, daß man nur mehr zwischen Oberkreide und Tertiär schwankte; das Alter des „Alpenkalkes“ hingegen war noch gänzlich unsicher und es wurden daher darüber noch sehr weit voneinander abweichende Meinungen laut. Wie wir gesehen haben, hält Lill ein jurassisches Alter für am wahrscheinlichsten; Bronn⁵⁾ kam bei der Untersuchung der von Lill gesammelten Versteinerungen zu dem Resultat, daß der untere Alpenkalk sowohl Orthoceratiten und andere Versteinerungen des „Uebergangskalkes“ (Paläozoikums) als solche des Lias (Ammoniten) enthalte, während die mittlere schiefriig-sandige Gruppe (Roßfeldschichten in unserem Sinne) dem Lias oder Jura entsprechen soll. Eine ganz merkwürdige Meinung über die stratigraphische Stellung äußert Quenstedt 1845 in einem Briefe an Bronn⁶⁾. Er hatte bei seiner Reise ins Salzkammergut die Ammoniten gesehen, die Bergmeister Ramsauer am Someraukogel brechen ließ und die damals schon ebenso wie heute in Bad Ischl in poliertem Zustande als Briefbeschwerer verkauft wurden. Er glaubt nun in diesen Formen Arten des französischen Neokoms (!) zu erkennen und ist daher geneigt, die Kalke für Unterkreide zu halten, in der paläozoische Formentypen (Orthoceren) von neuem erscheinen. Doch Bronn macht bereits in einigen Fußnoten auf die Unwahrscheinlichkeit der Quenstedt'schen Ansicht aufmerksam.

¹⁾ A. Boué, Description de divers gisements intéressants des fossiles dans les Alpes autrichiennes. Mém. géol. et paléont. I. (1832), p. 196—205.

²⁾ A. Boué, l. c., Taf. 1, Fig. 4 und p. 205.

³⁾ A. v. Klipstein, Beiträge zur geologischen Kenntnis der östlichen Alpen, p. 24.

⁴⁾ A. v. Klipstein, l. c., p. 20, 21.

⁵⁾ Bronn, H., Die Versteinerungen des Salzkammergutes. Leonhard und Bronn, Jahrbuch für Mineralogie, 1832, p. 150.

⁶⁾ Leonhard und Bronn, Jahrbuch für Mineralogie, 1845, p. 681—684.

IV. Stratigraphischer Teil.

A. Erforschungsgeschichte der Stratigraphie der Plassengruppe von Hauer (1846) bis zur Gegenwart.

1. Trias.

Eine richtige Vorstellung über die stratigraphische Stellung des Alpenkalkes konnte erst gewonnen werden, als man die Ammonitenreste der Hallstätter Kalke systematisch zu untersuchen begann. Dieser Aufgabe unterzog sich Franz v. Hauer in mehreren Arbeiten ¹⁾ (1846—1860), nachdem bereits L. v. Buch und A. Quenstedt einzelnen Formen Namen gegeben, sie aber weder beschrieben, noch abgebildet hatten.

Die meisten der in diesen Arbeiten beschriebenen Ammoniten und Nautiliden stammen vom Somerau- und Steinbergkogel in der Plassengruppe. In der ersten Arbeit (1846) beschreibt Hauer bereits die Unterlagerung der „Cephalopodenschichten“ (Hallstätter Kalke des Someraukogels) durch den „grauen geschichteten Kalkstein mit Isocardia“ (Dachsteinkalk der Echernwand), vergleicht das Profil bei Hallstatt mit dem bei Bleiberg, gibt aber noch keine Parallelisierung mit außeralpinen Bildungen. So ist es möglich, daß Haidinger auf seiner geologischen Uebersichtskarte von Oesterreich (1847) nur Alpenkalk ausscheidet und Morlot in den Erläuterungen zur „geologischen Uebersichtskarte der nordöstlichen Alpen“ (1848) den Alpenkalk noch immer als Jurakalk bezeichnet und nur vermutungsweise bemerkt (p. 126), daß auch Trias in ihm enthalten sein könnte.

Den nicht nur für unsere Gebirgsgruppe, nicht nur für das ganze Salzkammergut sondern auch für die gesamten Kalkalpen entscheidenden Schritt hat F. v. Hauer 1847 gewagt ²⁾ und im Jahre 1850 in der ersten Arbeit ³⁾ im Jahrbuch der neugegründeten Geologischen Reichsanstalt in Wien näher ausgeführt, nämlich die Erkenntnis ausgesprochen, daß der Alpenkalk zum größten Teil der Trias entspricht. Es ist dies ein so bedeutender Fortschritt, daß er mit Recht als einer der wichtigsten Marksteine in der Geschichte der Alpengologie bezeichnet werden muß. Die Beobachtungen in der Plassengruppe haben sehr viel zu dieser Erkenntnis beigetragen. Die in der Arbeit über die Cephalopoden der Metternich'schen Sammlung aufgestellte Gliederung erfährt jetzt eine Parallelisierung mit außeralpinen Sedimenten:

¹⁾ F. v. Hauer, Die Cephalopoden des Salzkammergutes aus der Sammlung seiner Durchlaucht, des Fürsten v. Metternich. Wien 1846. — F. v. Hauer, Neue Cephalopoden von Hallstatt und Aussee. Haidingers paläontologische Abhandlungen. III. Bd. 1849. — F. v. Hauer, Beiträge zur Kenntnis der Cephalopodenfauna der Hallstätter Schichten. Denkschriften der Wiener Akademie. IX. Band (1855), p. 141. — F. v. Hauer, Nachträge zur Cephalopodenfauna der Hallstätter Schichten. Sitzungsber. der Wiener Akademie. XLI (1860), p. 113.

²⁾ F. v. Hauer, Haidingers Berichte. III. Bd., p. 480.

³⁾ F. v. Hauer, Ueber die geognostischen Verhältnisse des Nordabhanges der Alpen zwischen Wien und Salzburg. Jahrb. der Geol. R.-A. 1850 (I), p. 17 - 60. — F. v. Hauer, Ueber die Gliederung der geschichteten Gebirgsbildungen in den östlichen Alpen und in den Karpathen (Sitzungsber. der Wiener Akademie 1850, p. 274).

Cephalopodenschichten des Sommeraukogels = oberer Muschelkalk; grauer, geschichteter Kalkstein mit *Cardium triquetrum*¹⁾ = unterer Muschelkalk.

Doch deutet Hauer auch schon die Möglichkeit an, daß in den Cephalopodenschichten auch Keuper enthalten sein kann²⁾: „Uebrigens wäre es sehr wohl möglich, daß unsere Schichten eine andere Fazies des Keupers vorstellen, und daß sie gleichzeitig mit den Schichten dieser Formation, die durch ihre vielen Pflanzen auf ein nahes Festland deutet, aber in einem offenen Meere abgesetzt wurde.“

Im Sommer 1852 wurde unser Gebiet zum erstenmale von der Geologischen Reichsanstalt kartiert, und zwar wurde M. V. Lipold als Leiter der III. Sektion in Gemeinschaft mit H. Prinzinger mit dieser Aufgabe betraut³⁾. Lipold gelangte bei dieser Gelegenheit im Gegensatz zu Hauer zu der bemerkenswerten Ansicht, daß die „Alpenkalke, welche die Dachsteinbivalve enthalten“ dem Lias angehören⁴⁾, da nach seiner Ansicht die Hierlatzkalke darunter einfallen. Doch versteht Lipold, wie sich aus dem Profil Dachstein—Lahn ergibt⁵⁾, unter den Kalken mit der Dachsteinbivalve keineswegs den ganzen Dachsteinkalk im heutigen Sinne, sondern nur die Megalodontenbänke, von denen er zufällig nur diejenigen kennen lernte, die (orographisch) höher liegen als die Hierlatzschichten. Seine Ansicht ist also von der 44 Jahre später durch Mojsisovics im „chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes“ ausgesprochenen Hypothese nicht wesentlich verschieden.

Als Hauer daher im Jahre 1853 abermals ein Bild über unsere Kenntniss der alpinen Triasgebilde gibt⁶⁾, hat sich das Bild, das die Formation bietet, recht beträchtlich gegenüber der Darstellung im Jahre 1850 geändert: Hauer gibt jetzt folgende Schichtfolge:

Dachsteinkalk = Unt. Lias
Hallstätter Schichten = Ob. Muschelkalk
Guttensteiner Schichten = Unt. Muschelkalk
Werfener Schichten = Buntsandstein.

Die Zugehörigkeit der Salzlager zu den Werfener Schichten wird jetzt mit Sicherheit ausgesprochen; wieder waren es vor allem die Untersuchungen am Hallstätter Salzberg, die Hauer und Sueß im Sommer 1853 zu diesem wichtigen Ergebnis führten. Den Dachsteinkalk rechnet Hauer jetzt ebenso wie Lipold zum Lias; die Beobachtung von E. Sueß, daß am Sommeraukogel der Hallstätterkalk zwischen Dachsteinkalk und Haselgebirge liegt⁷⁾, ist nach

¹⁾ Die Dachsteinbivalve wird 1850 von Hauer nicht mehr als *Isocardia* wie im Jahre 1846, sondern (Catullo folgend) als *Cardium triquetrum* angeführt.

²⁾ F. v. Hauer, Jahrbuch der Geol. R.-A., 1850, p. 38.

³⁾ M. V. Lipold, Bericht über die Arbeiten der Sektion III. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1852, H. 4, p. 70.

⁴⁾ M. V. Lipold, Geologische Stellung der Alpenkalksteine, welche die Dachsteinbivalve enthalten. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1852, H. 4, p. 90.

⁵⁾ M. V. Lipold, Jahrbuch der Geol. R.-A., 1852, Taf. II.

⁶⁾ F. v. Hauer, Ueber die Gliederung der Trias, Lias und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1853, p. 715.

⁷⁾ Dadurch erscheint das im Jahre 1846 durch Hauer festgestellte Profil auf den Kopf gestellt; wir wissen heute, daß die ursprüngliche Vorstellung Hauers über die Lagerungsverhältnisse die richtige war.

Hauer ein Beweis für die Ueberlagerung des Hallstätter Kalkes durch Dachsteinkalk.

Während bisher nur die Cephalopoden der Hallstätter Kalke von Hauer bearbeitet wurden, fanden nun auch die Brachiopoden durch E. Sueß¹⁾, die Gastropoden und Acephalen durch M. Hoernes²⁾ die Korallen durch A. E. Reuß³⁾ eine erste Bearbeitung.

Im folgenden Dezennium ruhte die Forschung in den Triasgesteinen der Plassengruppe fast vollständig; sie war daher für die in diesen Jahren erzielten Fortschritte der alpinen Triasstratigraphie ohne Bedeutung. Sie rückte erst dann wieder in den Mittelpunkt des Interesses, als E. v. Mojsisovics im Sommer 1866, anfangs in Gemeinschaft mit E. Sueß, seine bis 1902 dauernden Studien über die Hallstätter Kalke begann.

Mojsisovics war von Anfang an bestrebt, den bisher als „Hallstätter Schichten“ zusammengefaßten Komplex in Unterabteilungen und Zonen zu gliedern. Die ersten Ansätze zu solchen Versuchen finden wir bereits bei F. v. Hauer und A. v. Dittmar. F. v. Hauer schreibt schon 1847⁴⁾: „Auffallend ist es, daß . . . eine weit größere Uebereinstimmung herrscht zwischen Aussee und den genannten Punkten (nämlich Bleiberg und St. Cassian), als zwischen ihnen und Hallstatt, ja sogar eine größere als zwischen den so nahegelegenen Orten Aussee und Hallstatt.“ A. v. Dittmar bemerkt 1866⁵⁾: „ . . . daß wir wenigstens einem Teil der Fauna von Someraukogel ein Niveau vindizieren können, welches höher liegt als die Gastropodenschichten vom vorderen Sandling.“ Beide Forscher haben also bereits die Unterschiede zwischen karnischer und norischer Stufe (im heutigen Sinne) geahnt.

Mojsisovics nun gibt die erste Triasgliederung im Jahre 1869⁶⁾. Dieser Versuch ist zwar als vollständig verunglückt zu bezeichnen und bedeutet, wie Zittel⁷⁾ richtig bemerkt, einen Rückschritt gegenüber früheren Arbeiten; trotzdem aber ist es für einen Kenner des Salzkammergutes durchaus verständlich, daß Mojsisovics zu dieser Gliederung kommen mußte. Denn da damals Ueberschiebungen noch völlig unbekannt waren, mußte Mojsisovics die zu verschiedenen, übereinandergeschobenen Schichtpaketen gehörigen Schichtglieder als einheitliche Schichtfolge aufeinander aufbauen. Das wichtigste, bleibende Resultat dieser Arbeit ist die scharfe Gliederung

¹⁾ E. Sueß, Die Brachiopoden der Hallstätter Schichten. Denkschriften der Wiener Akademie. IX. Bd. (1855). p. 27.

²⁾ M. Hoernes, Die Gastropoden und Acephalen der Hallstätter Schichten. Denkschriften der Wiener Akademie. IX. Bd. (1855), p. 33.

³⁾ A. E. Reuß, Ueber zwei Polyparien aus den Hallstätter Schichten. Denkschr. der Wiener Akademie. IX. Bd. (1855), p. 167. — A. E. Reuß: Zwei neue Anthozoen aus den Hallstätter Schichten. Sitzungsber. der Wiener Akademie. LI. Bd. (1865), p. 381.

⁴⁾ F. v. Hauer, Neue Cephalopoden aus dem roten Marmor von Aussee. Haidingers naturwissenschaftl. Abhandl. I. (1847), p. 276, 277.

⁵⁾ A. v. Dittmar, Zur Fauna der Hallstätter Kalke. Beneckes geognostisch-paläontologische Beiträge. I. Bd., p. 339.

⁶⁾ E. v. Mojsisovics, Ueber die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. Jahrbuch der Geol. R.-A. XIX (1869), p. 91.

⁷⁾ K. v. Zittel, Geschichte der Geologie und Paläontologie, p. 639.

der Hallstätter Kalke in die karnische und norische Stufe, wobei allerdings die Einschaltung der norischen unter die karnische Stufe einen Rückschritt gegenüber Dittmar bedeutet. Der Typus der norischen Hallstätter Kalke mit *Ammonites Metternichi* ist der Kalk des Someraukogels; die Unterlagerung desselben durch die Zlambachschichten wird gleichfalls hauptsächlich auf Grund einer Beobachtung im Plassenstock angenommen, nämlich deshalb, weil der Someraukogel scheinbar von den Zlambachmergeln des Lauterbaches unterlagert wird¹⁾.

Eine Entdeckung, die für die Stratigraphie der alpinen Trias von hervorragender Bedeutung war, machte Mojsisovics im gleichen Jahre in der Plassengruppe. Die Aufsammlungen, die im Auftrage von Mojsisovics der Hallstätter Sammler Roth im Sommer 1868 vorgenommen hatte, haben ergeben, daß die roten Cephalopodenkalke bei der Schreyeralpe eine typische Muschelkalkfauna²⁾ führen; als „Schichten mit *Arcestes Studeri*“³⁾, später als „Schreyeralmkalke“ wurden sie zum Typus der Cephalopodenfazies des alpinen Muschelkalkes. Außerdem wurden im gleichen Sommer eine neue Fundstätte von norischen Hallstätter Kalk am Taubenstein und von Zlambachschichten zwischen dem Somerau- und Steinbergkogel aufgefunden⁴⁾.

Wir sehen also, daß um 1870 bereits fast sämtliche Fossilfundpunkte in der Trias des Plassenstockes bekannt waren, die man heute kennt. Nur die Muschelkalkfundstätte der Schiechlinghöhe wurde erst 1886⁵⁾ ausgebeutet; da sie aber stratigraphisch vollständig mit der Schreyeralpe übereinstimmt, hatte dieser Fund keine Aenderung der Stratigraphie zur Folge.

Nun folgte die Zeit, in der Mojsisovics und einige andere Forscher das überaus reiche, an diesen verschiedenen Fundstätten hauptsächlich durch eifrige Sammlertätigkeit erhaltene Material nach modernen Gesichtspunkten und mit möglichst enger Fassung der Arten zu bearbeiten und in umfangreichen paläontologischen Monographien darzustellen begannen, eine Arbeit, die sich naturgemäß auf einen sehr langen Zeitraum erstreckte. Die Cephalopoden des Somerau- und Steinbergkogels sowie des Taubensteins beschrieb Mojsisovics

¹⁾ Mojsisovics schreibt in der Notiz „Umgebungen von Hallstatt“. Verhandl. der Geol. R.-A., 1868, p. 297: „Die am Hallstätter Salzberge selbst zutage anstehenden Zlambachschichten lassen sich von dem Somerau- und Himbeerkogel herum bis auf die Klausalm verfolgen, wo dieselben unter Hallstätter- und Plattenkalken untertauchen.“ Diese ist eine der Beobachtungen, die Haug später zu seiner Gliederung in eine „nappe du Sel“ und eine „nappe du Hallstatt“ geführt haben. Siehe p. 116.

²⁾ E. v. Mojsisovics, Ueber cephalopodenführende Muschelkalke im Gosautale. Verhandl. der Geol. R.-A., 1869, p. 374. — E. v. Mojsisovics, Beiträge zur Kenntniss der Cephalopodenfauna des alpinen Muschelkalkes (Zone des *Arcestes Studeri*). Jahrb. der Geol. R.-A., 1869, p. 567.

³⁾ Der „*Arcestes Studeri*“ der Schreyeralpe wurde 1882 von Mojsisovics in die 3 Arten: *Ptychites flexuosus*, *Ptychites acutus* und *Ptychites indistinctus* zerlegt.

⁴⁾ E. v. Mojsisovics: Petrefaktensuiten aus dem Salzkammergut. Verhandl. der Geol. R.-A., 1869, p. 375.

⁵⁾ Verhandl. der Geol. R.-A., 1887, Jahresbericht des Direktors, p. 4.

im „Gebirge um Hallstatt¹⁾“, diejenigen der Schreyeralm in den „Cephalopoden der mediterranen Trias“²⁾, während diejenigen der Schiechlinghöhe von C. Diener³⁾ bearbeitet wurden. Die Gastropoden sämtlicher Fundorte fanden in E. Koken⁴⁾, die Lamellibranchiaten (und zwar nur die Aviculiden!) in E. v. Mojsisovics⁵⁾ und neuerdings in E. Kittl⁶⁾, die Brachiopoden in A. Bittner⁷⁾, die Anthozoen endlich in F. Frech⁸⁾ ihre Bearbeiter.

Es kann natürlich hier nicht meine Aufgabe sein, die mannigfachen, einander vielfach widersprechenden Gliederungsversuche der Hallstätter Kalke anzuführen, die Mojsisovics als Resultate seiner Bearbeitung der Cephalopoden veröffentlichte und die schließlich zu der heftigen Diskussion mit A. Bittner führten, da es sich hier nur darum handelt, die Bedeutung des Plassenstockes für die Erforschung der alpinen Trias darzustellen.

Mojsisovics gebührt ferner das Verdienst, als erster darauf hingewiesen zu haben, daß Dachsteinkalk und Hallstätter Kalk nicht derselben Schichtfolge angehören, sondern gleichaltrige, heteropische Fazies der oberen Trias sind, eine Erkenntnis, die der Ausgangspunkt der modernen tektonischen Auffassung der Plassengruppe ist. Während Mojsisovics im Jahre 1869⁹⁾ noch Hallstätter- und Dachsteinkalk zu einer Schichtfolge aufeinanderschichtet, erscheinen bereits im Jahre 1874¹⁰⁾ der Dachstein und der Hallstätter Salzberg in zwei getrennten, gleichaltrigen, aber faziell verschiedenen stratigraphischen Säulen, wenn auch noch nicht mit der heute gültigen Schichtfolge. Noch schärfer erscheinen die beiden Faziesgebiete 1883 in dem Bericht „Ueber die geologischen Detailaufnahmen im Salzkammergute“¹¹⁾ getrennt, wo der Dachstein zu dem 3., der Hallstätter Salzberg zu dem 4. heteropischen Distrikte gehören. Letzterer wurde 1892 zum erstenmal von Mojsisovics als „Hallstätter Entwicklung“¹²⁾ bezeichnet, ersterer als „Dachstein-Entwicklung“.

¹⁾ Abhandl. der Geol. R. A., VI. Bd. (1873, 1875, 1893, 1902).

²⁾ Abhandl. der Geol. R.-A., X. Bd. (1882).

³⁾ C. Diener, Die Cephalopodenfauna der Schiechlinghöhe bei Hallstatt. Beiträge zur Paläontologie Oesterreich-Ungarns und des Orients. XIII. (1900).

⁴⁾ E. Koken, Die Gastropoden der Hallstätter Kalke. Abhandl. der Geol. R.-A., XVII. Bd. (1897).

⁵⁾ E. v. Mojsisovics, Ueber die triadischen Pelecypodengattungen *Dawnella* und *Hutobia*. Abhandl. der Geol. R.-A., VII. Bd. (1874).

⁶⁾ E. Kittl, Materialien zu einer Monographie der *Halobiidae* und *Monotidae* der Trias. Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. Paläontologie der Umgebung des Balatonsees. II. Bd. (1912).

⁷⁾ A. Bittner, Die Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandl. der Geol. R.-A. XIV. Bd. (1890).

⁸⁾ F. Frech, Korallenfauna der Trias. I. Korallen der juvavischen Triasprovinz. Paläontographica XXXVII. Bd. (1890).

⁹⁾ E. v. Mojsisovics, Ueber die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1869. Tabelle zw. p. 128 und 129.

¹⁰⁾ E. v. Mojsisovics, Faunengebiete und Faziesgebilde der Triasperiode in den Ostalpen. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1874, p. 122.

¹¹⁾ E. v. Mojsisovics, Ueber die geologischen Detailaufnahmen im Salzkammergut. Verhandl. der Geol. R.-A., 1883, p. 291, 92.

¹²⁾ E. v. Mojsisovics, Die Hallstätter Entwicklung der Trias. Sitzungsber. der Wiener Akademie. 1892, p. 769.

Unsere heute gültige Anschauung über die Gliederung der Hallstätter Entwicklung ist im Exkursionsführer von E. Kittl¹⁾ und in der „*Lethaea geognostica*“ von G. v. Arthaber²⁾ niedergelegt. Es ist dies die zuerst von D. Stur 1871³⁾ teilweise richtig erkannte, von Mojsisovics 1892⁴⁾ aufgestellte und mit der Bittnerschen Nomenklatur⁵⁾ versehene Gliederung. Die in den letzten Arbeiten von Mojsisovics angenommenen paläontologischen Zonen und Unterstufen werden mit Recht aufgelassen, da sie meist nur von einer oder einer sehr geringen Anzahl von Lokalitäten bekannt sind. Nach Kittl und Arthaber treten (abgesehen von den Schreyeralmkalken) nur folgende Stufen fossilführend in der Plassengruppe auf:

Obernorisch: Steinbergkogel

unternorisch: beide Fundstätten des Someraukogels

während der Taubenstein fast durchwegs persistente norische Typen enthält.

Nach diesem kurzen Ueberblick über die Erforschungsgeschichte der Hallstätter Entwicklung erübrigt nur noch einige Worte über die stratigraphische Erforschung des Dachsteinkalkes und des Haselgebirges unseres Gebietes anzufügen.

Die richtige stratigraphische Stellung des Dachsteinkalkes als Schichtglied der oberen Trias wurde erst 1862 von C. W. Gümbel⁶⁾ durch seine Untersuchungen der „Dachsteinbivalve“ erkannt; denn noch 1857 rechnen Hauer und Sueß⁷⁾ im geologischen Alpenquerschnitt Passau—Duino den Dachsteinkalk zum Lias. Da das Echernthal eines der wichtigsten Fundorte der Dachsteinbivalve ist, haben auch zu dieser Erkenntnis die Aufschlüsse der Plassengruppe einen wesentlichen Beitrag geleistet.

Es würde nicht im Plane dieser Arbeit liegen, die in der Folgezeit von verschiedenen Autoren geäußerten Ansichten über die stratigraphische Stellung des Dachsteinkalkes zusammenzustellen; doch sei bemerkt, daß diejenigen Fossilfunde, welche neben dem gelegentlichen Vorkommen von Cephalopoden am meisten zur genauen stratigraphischen Fixierung des Dachsteinkalkes beigetragen haben, wiederum in dem Gebiete unserer Karte gelegen sind: Die Halorellenfunde⁸⁾ der Hierlatzwand, welche den norischen, die Auffindung von *Lycodus cor*⁹⁾

¹⁾ E. Kittl, Führer des internationalen Geologenkongresses in Wien, 1903 (IV. Salzkammergut), p. 16.

²⁾ G. v. Arthaber, *Lethaea geognostica* II/1, p. 365.

³⁾ D. Stur, Geologie von Steiermark, 1871, p. 192.

⁴⁾ E. v. Mojsisovics, Die Hallstätter Entwicklung der Trias. Sitzungsber. der Wiener Akademie, 1892.

⁵⁾ A. Bittner, Was ist norisch? Jahrb. der Geol. R.-A., 1892.

⁶⁾ C. W. Gümbel, Die Dachsteinbivalve und ihre alpinen Verwandten. Sitzungsber. der Akademie der Wissensch. XLV (1862), p. 325.

⁷⁾ F. v. Hauer, Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino (Sitzungsber. der Akademie der Wissensch. XLI). Taf. III, Farbenerklärung.

⁸⁾ A. Bittner, Die Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandl. der Geol. R.-A., XIV (1890), p. 277.

⁹⁾ I. v. Tausch, Ueber die Bivalvengattung *Conchodus* und *Conchodus Schwageri* n. f. aus der obersten Trias der Nordalpen. Abh. der Geol. R.-A., XVII (1892). — F. Frech, Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias (Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. Paläontologie. II. Bd.), p. 65.

im Echerntale, welche den rhätischen Anteil des Dachsteinkalkes erkennen ließen.

Die stratigraphische Stellung der Steinsalzlager als Schichtglied der Werfener Schichten hatten, wie bereits oben erwähnt wurde, Stur¹⁾ und Hauer²⁾ im Jahre 1853 vollständig richtig erkannt. Bei den in den 60 Jahren durchgeführten Neuaufnahmen im Salzkammergut tauchten indessen neuerdings Zweifel über die stratigraphische Stellung der Steinsalzlager des Salzkammergutes auf, welche dahin führten, daß die richtige Stur-Hauersche Auffassung der Salzlager als Einlagerung in den Werfener Schiefen verlassen wurde, indem E. Sueß³⁾ die Salzstöcke von Ischl, Aussee und Hallstatt in die Anhydritgruppe des Muschelkalkes, E. v. Mojsisovics⁴⁾ dieselben gar in die obere Trias stellte. Letzterer Auffassung schlossen sich nunmehr auch Stur⁵⁾ und Hauer⁶⁾ an. Erst später hat sich Mojsisovics wieder zu der alten Hauerschen Anschauung bekehrt und C. Diener⁷⁾ spricht 1903 klar aus, daß sämtliche nordalpinen Salzlager, also auch dasjenige von Hallstatt, in das Niveau der Werfener Schiefer gehören.

Daß sich auch in unserem Gebiete trotz der gewaltigen Störungen, die das Haselgebirge betroffen haben, zwingende Beweise für die Stellung desselben in der skythischen Stufe erbringen lassen, wird später (p. 59) gezeigt werden.

2. Jura.

Die Hierlatzschichten der (allerdings außerhalb des auf der Karte des Plassengruppe-Gebietes, aber in dessen unmittelbarer Nähe liegenden) Lokalität Hierlatz wurden von F. Simony⁸⁾ im Jahre 1850 bei seinen Aufnahmen für die Geologische Reichsanstalt entdeckt und ausgebeutet; die Zugehörigkeit dieser Schichten zur Liasformation jedoch wurde erst im Jahre 1852 von E. Sueß⁹⁾ erkannt. Sueß hielt die Hierlatzschichten für mittel- und oberliasisch, erst Opperl¹⁰⁾ gelang in den Jahren 1861 und 1862 der Nachweis, daß sie der Oberregion des unteren Lias entsprechen, ein Resultat, das durch die

¹⁾ D. Stur, Die geologische Beschaffenheit des Ennstales. Jahrbuch der Geol. R.-A. IV. (1853), p. 473.

²⁾ F. v. Hauer, Ueber die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. Jahrbuch der Geol. R.-A. IV. (1853, p. 719, 720).

³⁾ E. Sueß, Gliederung des Gebirges in der Gruppe des Osterhorns. Verhandl. der Geol. R.-A., 1866, p. 168 (11).

⁴⁾ E. v. Mojsisovics, Ueber die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. Jahrbuch der Geol. R.-A. 1869, p. 128.

⁵⁾ D. Stur, Geologie der Steiermark (1871), p. 263.

⁶⁾ F. v. Hauer, Geologie (1875), p. 350.

⁷⁾ C. Diener, Bau und Bild Oesterreich-Ungarns, p. 352.

⁸⁾ F. Simony, Bericht über die Arbeit der V. Sektion. Jahrbuch der Geol. R.-A. Bd. I, p. 654.

⁹⁾ E. Sueß, Ueber die Brachiopoden der Hierlatzschichten. Jahrbuch der Geol. R.-A. Bd. III., p. 171.

¹⁰⁾ A. Opperl, Ueber das Alter der Hierlatzschichten. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1862, p. 69. — A. Opperl, Die Brachiopoden des unteren Lias. Zeitschr. der Deutschen geol. Gesellschaft. Bd. XIII (1861), p. 529.

paläontologischen Untersuchungen Geyers¹⁾ im Jahre 1886 nicht nur vollkommen bestätigt, sondern insofern noch schärfer präzisiert wurde, als Geyer die Hierlatzschichten mit der Zone des *Oxynotoceras oxynotum* parallelisieren konnte.

Die auf der Karte der Plassengruppe zur Darstellung gebrachten Vorkommnisse von Hierlatzschichten wurden, soweit sie bereits vor meinen Aufnahmen bekannt waren, erst von G. Geyer beschrieben, und zwar diejenigen der Umgebung der Landneralpe im Jahre 1886²⁾, diejenigen der Mitterwand im Jahre 1894³⁾. Daß letztere bis in den Mittellias reichen, hat F. Wähler⁴⁾ nachgewiesen.

Die ziegelroten Liasmergel am Plassenfuße und „zwischen den Kögeln“ wurden bereits im Jahre 1865 durch Oberbergsschaffer Anton Hofinek entdeckt⁵⁾ und von Mojsisovics in den Jahren 1868⁶⁾, beziehungsweise 1869⁶⁾ beschrieben und als Vertreter der Margaritatuszone erkannt; hingegen werden die unterliasischen Fleckenmergel nächst der Werkstatt erst im Kittlschen Exkursionsführer (p. 72) und in den Erläuterungen zur geologischen Karte Ischl und Hallstatt (p. 35) erwähnt.

Die Klaussschichten wurden bereits im Jahre 1850 durch F. v. Hauer⁷⁾ beschrieben. Die frühzeitige Entdeckung dieser Schichten ist sehr bemerkenswert, da die Fundorte räumlich sehr beschränkt und zum Teil sehr schwer auffindbar sind, und nur durch das auffallende Aussehen der Klauskalke und ihren Fossilreichtum zu erklären. Hauer parallelisierte die Klaussschichten im Jahre 1850 mit dem außeralpinen Oxfordton; im Jahre 1852 beschrieb Hauer⁸⁾ die Fauna der Klaussschichten und erkannte deren Identität mit den von Kudernatsch beschriebenen Jurakalken von Swinitza im Banat, im gleichen Jahre konnte E. Sueß⁹⁾ zeigen, daß die Klaussschichten nicht dem Oxford, sondern dem Dogger entsprechen. Eine schärfere stratigraphische Parallelisierung der Klaussschichten wurde von Opperl (1863), Zittel (1868) und Neumayr (1870) versucht: Opperl¹⁰⁾ stellt die Klaussschichten in die Zone der *Parkinsonia Parkinsoni*, also

¹⁾ G. Geyer, Ueber die liasischen Cephalopoden des Hierlatz bei Hallstatt. Abhandl. der Geol. R.-A. XII.

²⁾ G. Geyer, Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten. Jahrbuch der Geol. R.-A. 1886, p. 267.

³⁾ G. Geyer, Eine neue Fundstätte von Hierlatzschichten auf dem Dachsteingebirge. Verhandl. der Geol. R.-A. 1894, p. 156.

⁴⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 75.

⁵⁾ E. v. Mojsisovics, Versteinerungen des mittleren Lias vom Hallstätter Salzberge. Verhandl. der Geol. R.-A. 1868, p. 10.

⁶⁾ E. v. Mojsisovics, Petrefaktensuiten aus dem Salzkammergut. Verhandl. der Geol. R.-A. 1869, p. 875.

⁷⁾ F. v. Hauer, Ueber die geognostischen Verhältnisse des Nordabhanges der nordöstlichen Alpen zwischen Wien und Salzburg. Jahrbuch der Geol. R.-A. 1850, p. 41.

⁸⁾ F. v. Hauer, Vorlage von Fossilien von der Dürrn- und Klausalpe bei Hallstatt. Jahrbuch der Geol. R.-A. 1852, p. 184.

⁹⁾ E. Sueß, Ueber *Terebratula diphya*. Sitzungsber. der Akademie. Bd. VIII (1852), p. 561.

¹⁰⁾ A. Opperl, Ueber das Vorkommen von jurassischen *Pesidonomyen*-gesteinen in den Alpen. Zeitschr. der Deutschen Geol. Gesellsch. Bd. 15 (1863), p. 198.

in das oberste Bajocien, nach Zittel¹⁾ reichen diese von der Parkinsonizone bis ins Callovien, Neumayr²⁾ endlich betrachtet die Klaus-schichten als Aequivalente des unteren Bathonien. Wie später gezeigt werden wird (p. 52), vermute ich, daß in den Klaus-schichten zu-mindestens der Mitterwand neben der Bathstufe auch höhere Horizonte vertreten sind.

Die Macrocephalusschichten der Lokalität Brieltal wurden im Jahre 1867 entdeckt³⁾ und von Zittel⁴⁾ (1868) und Neumayr⁵⁾ (1870, 1871) bearbeitet.

Daß im Kalk des Plassen häufig Nerineen vorkommen, wußte bereits A. Emmrich⁶⁾ im Jahre 1846; daß jedoch der Plassenkalk wahrscheinlich dem weißen Jura angehört, hat 1850 wiederum Hauer⁷⁾ Scharfsinn zuerst erkannt. Peters⁸⁾ beschrieb im Jahre 1855 die Nerineenfauna des Plassenkalkes und erkannte dessen Identität mit den Oberjurakalken von Ernstbrunn, Inwald und Stramberg, wodurch das tithonische Alter des Plassenkalkes sichergestellt war.

3. Kreide.

Auf die Erforschungsgeschichte der Gosauformation kann hier nicht eingegangen werden, da bei dieser die Vorkommnisse der Plassen-gruppe nur eine geringe Rolle spielen. Es möge nur auf die Arbeiten von A. E. Reuß⁹⁾ (1854) und J. Felix¹⁰⁾ (1908) verwiesen werden, in welchen die diesbezügliche Literatur genau besprochen wurde.

B. Stratigraphie der Tirolischen Einheit.

1. Dachsteinkalk.

Da die tieferen Glieder der Dachsteinfazies auf der Karte der Plassengruppe nicht auftreten, beginnt die stratigraphische Beschreibung mit dem weitaus mächtigsten Gliede dieser Entwicklung, dem Dachsteinkalke. Die Riffazies (Hochgebirgsriffkalk) fehlt in der

¹⁾ K. v. Zittel, Paläontologische Notizen über Lias-, Jura- und Kreide-schichten in den bayerischen und österreichischen Alpen. Jahrbuch der Geol. R.-A. 1868, p. 607.

²⁾ M. Neumayr, Ueber einige neue oder wenig bekannte Cephalopoden der Macrocephalusschichten. Jahrbuch der Geol. R.-A. 1870, p. 153.

³⁾ E. v. Mojsisovics, Petrefaktensuiten aus dem Salzkammergut. Ver-handl. der Geol. R.-A. 1868, p. 406.

⁴⁾ K. v. Zittel, l. c., p. 602—608.

⁵⁾ M. Neumayr, l. c., p. 147—156. — M. Neumayr, Jurastudien. Jahrbuch der Geol. R.-A. 1871, p. 247—354.

⁶⁾ A. Emmrich in A. Schaubach, Die Deutschen Alpen. III. Teil, p. 335s

⁷⁾ F. v. Hauer, Ueber die geognostischen Verhältnisse des Nordabhange, der nordöstlichen Alpen. Jahrbuch der Geol. R.-A. 1850, p. 45. — F. v. Hauer Ueber die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen, Jahrbuch der Geol. R.-A. 1853, p. 771.

⁸⁾ K. Peters, Die Nerineen des oberen Jura in Oesterreich. Sitzungsber. der Akad. Bd. XVI (1855), p. 336—366.

⁹⁾ A. E. Reuß, Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen, besonders im Gosautal und am Wolfgangsee (Denkschr. Akad. VII. Bd.).

¹⁰⁾ J. Felix, Studien über die Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und den Mediterrangebieten. II. Teil. Das Becken von Gosau (Palae-ontographica 1903)

Dachsteinentwicklung unseres Gebietes, wir haben es ausschließlich mit dem eigentlichen, in meist mächtige Bänke gegliederten, weißen Dachsteinkalke zu tun, der den Bergen in der Umgebung des Hallstätter Sees das Gepräge gibt. Auf eine nähere Beschreibung dieses bekannten Gesteines kann ich hier wohl verzichten und möchte nur auf die meisterhaften Schilderungen desselben durch E. Sueß¹⁾, F. Simony²⁾ und G. Geyer³⁾ verweisen und bemerken, daß es sich nach übereinstimmender Ansicht aller Beobachter um ein Sediment sehr seichten Meeres handelt.

Was nun die Mächtigkeit des Dachsteinkalkes betrifft, so hat Geyer³⁾ eine solche von über 1500 *m* angenommen, während Mojsisovics⁴⁾ sagt, daß der Dachsteinkalk im Dachsteingebirge mindestens 1000 *m* mächtig sei. Von Norden gegen Süden scheint die Mächtigkeit etwas zuzunehmen; wir werden wohl nicht fehl gehen, wenn wir für den Nordteil des Gebietes (Umgebung des vorderen Gosautales) eine Mächtigkeit von mindestens 1200 *m*, für den Südteil (Hierlatz) eine solche von mindestens 1400 *m* annehmen. Denn die obersten Bänke des Dachsteinkalkes liegen am vorderen Hierlatz in 1933 *m*, die tiefsten an der Mündung des Dürrengrabens in das Echerntal in etwa 630 *m* Höhe, wodurch sich als Mächtigkeit des durch die Hierlatzwand aufgeschlossenen Dachsteinkalkes 1300 *m* ergeben. Nun ist es nach der petrographischen Beschaffenheit des Gesteines nicht wahrscheinlich, daß die tiefsten Schichten der Hierlatzwand bereits unmittelbar über dem Carditaniveau liegen. Kittl⁵⁾ gibt allerdings an, daß die liegendsten Schichten der Hierlatzwand Dolomite seien; doch handelt es sich hier keineswegs um typische Dolomite, sondern um Bänke von dolomitischem Kalk, wie sie im Dachsteinkalke bis hoch hinauf in die norische Stufe sehr verbreitet sind.

Folgende Versteinerungen wurden aus dem Dachsteinkalke des auf meiner Karte dargestellten Gebietes bekannt:

Nach A. Bittner⁶⁾:

Halorella amphitoma Bronn rotgelbe Kalke der Hierlatzwand und des Waldbacheckes⁷⁾.

Halorella rectifrons Bittn. Hierlatzwand.

" *curvifrons* Bittn. gelbliche Blöcke im Echerntal.

¹⁾ E. Sueß, Antlitz der Erde, II, p. 332—339.

²⁾ F. Simony, Das Dachsteingebiet, p. 103—124. Die in diesem Werke enthaltenen Abbildungen Fig. 14, 16, 17, 18 und 72 sind der Plassengruppe entnommen und lassen den Habitus des Dachsteinkalkes daselbst sehr gut erkennen, ebenso Tafel III der vorliegenden Arbeit.

³⁾ G. Geyer, Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten. (Jahrb. d. Geol. R.-A., Wien 1886), p. 255.

⁴⁾ E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte, Bl. Ischl mit Hallstatt, Wien 1905, p. 13.

⁵⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 76 und Profil Fig. 4, p. 77.

⁶⁾ A. Bittner, Brachiopoden der alpinen Trias, Abhandl. R.-A. XIV (1890), p. 277.

⁷⁾ Fossilzeichen auf der Karte in der NO-Wand des Hierlatz.

Nach F. Frech¹⁾:

Lycodus cor. Schafh. Echerntal, Mitterwand, Hierlatz.
Dicerocardium Curionii Stop.
aff. mediofosciatum Frech } Echerntal.

Ueber den stratigraphischen Umfang des Dachsteinkalkes im Dachsteinmassiv sind sehr weit voneinander abweichende Meinungen geäußert worden: die beiden Extreme stellen die Ansichten von Mojsisovics²⁾ und Th. Fuchs³⁾ dar. Ersterer nimmt an, daß der Dachsteinkalk von der karnischen Stufe (Zone des *Trachyceras aonoides*) bis in die Oberregion des unteren Lias (Zone des *Oxynticeris oxynotum*), ja sogar bis in den Dogger hinaufreicht, während letzterer aus dem Umstande, daß sich in der „Megalodonbank über dem oberen Gosaugletscher“, angeblich einer der höchsten Schichten des Dachsteines, noch Gyroporellen finden, den Schluß zieht, daß der Dachsteinkalk nicht einmal die rhätische Stufe umfaßt. Dazu ist zu bemerken, daß die „Megalodonbank über dem oberen Gosaugletscher“ keineswegs zu den stratigraphisch höchsten Lagen des Dachsteinkalkes gehört; denn selbst die Kalke der Spitze des Dachsteines liegen sicherlich stratigraphisch tiefer als diejenigen der Mitterwand, der Echernwand und der Spitze des Hierlatz, da sie nur etwa 1200 m über der Obergrenze der Werfener Schiefer auftreten, welche unterhalb der Südwände des Dachsteines 1700—1750 m hoch liegt⁴⁾, während die Obergrenze der Werfener Schiefer am Südufer des Hallstätter Sees mindestens 200 m unter dem Meeresniveau angenommen werden muß. Die stratigraphisch tiefere Lage der Dachsteinkalke des Dachsteingipfels ergibt sich auch daraus, daß sie im Gegensatz zu den weiter nördlich gelegenen Partien des Dachsteinplateaus nicht von Hierlatzschichten durchschwärmt sind.

Hingegen wird man mit F. Frech⁵⁾ nicht daran zweifeln können, daß die *Lycodus cor* führenden Schichten der Echernwand und Mitterwand tatsächlich der rhätischen Stufe angehören, da *Lycodus cor* im Rhät der Lombardei und im oberrhätischen Korallenkalk von Adnet⁶⁾ typisch vertreten ist.

Ein Hinaufreichen des Dachsteinkalkes in den Lias im Sinne Mojsisovics erscheint mir jedoch nicht wahrscheinlich. Mojsisovics⁷⁾ führt zum Beweise seiner Theorie, daß der Dachsteinkalk noch den unteren Lias umfaßt, an: „Wenn man aus dem Echerntal bei Hallstatt längs der Steilabstürze der Mitterwand auf dem neu-

¹⁾ F. Frech, in G. v. Arthaber: Lethaea geognostica, alpine Trias, p. 330.

²⁾ E. v. Mojsisovics, Ueber den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes, Sitzungsber. der Wiener Akademie der Wissensch. Bd. CV. (1896), p. 5.

³⁾ Th. Fuchs, Einige Bemerkungen über die Abgrenzung der rhätischen Schichten von den tieferen Liasbildungen. Verh. d. Geol. R.-A. 1904, p. 298.

⁴⁾ Nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Dr. Trauth.

⁵⁾ F. Frech, Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. Paläontologie, II. Bd., p. 65. (Budapest 1905.)

⁶⁾ F. Wähner, Sonwendgebirge, p. 100. (Anmerkung.)

⁷⁾ E. v. Mojsisovics, Chronol. Umfang des Dachsteinkalkes, p. 19.

gebauten Kaiser Franz Josephs Reitweg zum „Alten Herd“ aufsteigt oder auf der entgegengesetzten Talseite auf dem „Gangsteige“ über die Wände dem Hallstätter Salzberge zustrebt, so nimmt man an zahlreichen Stellen Schmitzen und Streifen von rotem oder rötlichem Crinoidenkalk wahr, welche den treppenartig vorspringenden Schichtflächen des trefflich gebankten weißen Dachsteinkalkes gleichsam angeschweißt erscheinen. Bei einiger Aufmerksamkeit gewahrt man bald, daß man es nicht mit den Denudationsresten von oberflächlich einem älteren, bereits vorhandenen Relief angelagerten Gesteinen, sondern mit den Dachsteinkalkbänken gleichzeitigen und in dieselben eindringenden Bildungen zu tun hat. Auch treten Breccienkalke auf, deren Bindemittel lokal aus Crinoidenkalk besteht. Die Crinoidenkalke der Schmitzen und Breccien stimmen petrographisch vollkommen mit den in derselben Gegend taschenförmig in Spalten auftretenden unterliasischen Crinoidenkalken (Hierlatzkalken) überein.“

Diese Schilderung ist vollkommen zutreffend, und es sei hierzu nur noch bemerkt, daß die Streifen und Schmitzen von Hierlatzkalk im Dachsteinkalke mindestens zweihundert Meter unter die mehr zusammenhängenden Vorkommnisse von Hierlatzkalken, die das Plateau der Mitterwand bedecken, hinabreichen. Trotzdem halte ich es nicht für wahrscheinlich, daß die Hierlatz- und Dachsteinkalke gleichzeitige Bildungen seien. Denn stellen wir uns vor, daß ein stark verkarstetes Kalkplateau, welches ähnlich wie das heutige Dachsteinplateau oder das Steinerne Meer von unzähligen tiefen Karrenrinnen und Klüften durchsetzt ist, von einer marinen Transgression betroffen wird, so ist sehr leicht erklärlich, daß die zarten Stielglieder der abgestorbenen Crinoiden zusammen mit feinem Kalkdetritus Hunderte von Metern tief an Klüften und Spalten in den Dachsteinkalk hineingeschwemmt wurden, in ähnlicher Weise, wie sich heute die dem Dachsteinplateau entstammenden Augensteingerölle in den Dachsteinhöhlen wiederfinden. Daß heute die Klüfte, an denen das Crinoidenzerreibsel in die Tiefe gelangte, als solche nicht mehr erkennbar sind, ist bei der langen Zeitdauer, die seit dem Lias verstrichen ist, und bei dem intensiven Gebirgsdrucke, dem das Gestein inzwischen mehrmals ausgesetzt war, nur selbstverständlich. Eine gleichzeitige Bildung der Dachstein- und Hierlatzkalke wäre nur dann als erwiesen zu betrachten, wenn eine bankweise Wechsellagerung dieser Gesteine zu beobachten wäre, was durchaus nicht der Fall ist.

Hingegen spricht der Umstand, daß an den meisten Stellen, wo der Dachsteinkalk unmittelbar von Doggergesteinen überlagert wird¹⁾, die unmittelbar von der Transgression betroffenen Schichten ganz von Megalodonten erfüllt sind und sich überhaupt in keiner Weise von zweifellos triadischem Dachsteinkalke unterscheiden, andererseits überall dort, wo Lias in Dachsteinkalkfazies auftritt, dieser die Fauna der „grauen Kalke von Südtirol“ (Durga, Terebratula Rotzoana etc.) führt, sehr zugunsten der Ansicht, daß der Dachsteinkalk die Trias-Lias-

¹⁾ Besonders schön ist dies an der Lokalität Brieltal (Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl-Hallstatt, p. 40) an der unmittelbar vom Macrocephalenkalk bedeckten Dachsteinkalkbank zu sehen.

grenze nicht überschreitet. Hingegen soll nicht geleugnet werden, daß megalodontenfreie, aber sonst im Handstücke von Dachsteinkalk nicht zu unterscheidende weiße Kalke auch im Dogger, in den später zu besprechenden „lichten Doggerkalke“ auftreten, und es ist durchaus möglich, daß an vielen Stellen, wo ich auf meiner Karte „Dachsteinkalk“ eingetragen habe, tatsächlich „lichter Doggerkalk“ ansteht.

Daß der Dachsteinkalk im Sinne von Mojsisovics auch das oberkarnische Niveau umfaßt, ist möglich, jedoch deshalb nicht sehr wahrscheinlich, weil dasselbe sonst nirgends als wohlgebankter Dachsteinkalk, sondern entweder als Dolomit (zum Beispiel Steinernes Meer, Watzmann, Gamsfeld¹⁾ oder als Hochgebirgsriffkalk (zum Beispiel Hochkönig²⁾, Südseite von Warscheneck³⁾ und Totem Gebirge⁴⁾ ausgebildet ist. Vermutlich liegen daher zwischen den tiefsten Dachsteinkalkbänken der Hierlatzwand und dem Carditaniveau noch 200—300 m Dolomit.

Aus diesen Erwägungen ergibt sich, daß im Dachsteinkalke der Dachsteingruppe, welche gleichzeitig den Sockel der Plassengruppe bildet, mit Sicherheit die norische und rhätische und eventuell ein Teil der karnischen Stufe der Trias vertreten ist.

Wie verteilt sich nun der norische und rhätische Anteil auf die oben angenommene, 1400 m betragende Gesamtmächtigkeit des Dachsteinkalkes? Daß zwischen norischem und rhätischem Dachsteinkalk auch petrographische Verschiedenheiten bestehen, hat bereits G. Geyer⁵⁾ im Jahre 1886 hervorgehoben. Der norische Dachsteinkalk ist durch das Auftreten von Gastropodenbänken sowie durch die Einschaltung von Bänken dolomitischen Kalkes charakterisiert. Bisweilen erfolgt die Dolomitisierung nicht bankförmig, sondern in mehr stockartiger Weise, eine Erscheinung, welche in unserem Gebiete besonders an den Nordabhängen der Plassengruppe gegen das vordere Gosautal zu beobachten ist. Lebling⁶⁾ hat diese Verteilung von Kalk und Dolomit in der norischen Stufe, die mit einem treffenden Ausdrucke auch als „wilde Dolomitisierung“ bezeichnet wurde, aus dem Lattengebirge beschrieben. Der rhätische Dachsteinkalk ist frei von Dolomit, sehr reich an Megalodonten, „roten Schmitzen“ und „schwimmenden Scherben“. Trotz dieser Unterschiede ist eine kartographische Trennung

¹⁾ Siehe die stratigraphischen Profile bei F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der Wiener geolog. Gesellsch. 1913, Taf. XII—XIII. Die von G. v. Arthaber (Lethäa geognostica, p. 322) ausgesprochene Meinung, daß die untersten Bänke des Dachsteinkalkes des Watzmanns der karnischen Stufe angehören, erscheint durch Hahns Profil auf Tafel XIII widerlegt.

²⁾ E. v. Mojsisovics, Ueber den chronolog. Umfang des Dachsteinkalkes, p. 13.

³⁾ G. Geyer, Ueber den geologischen Bau der Warscheneckgruppe. Verh. der Geol. R.-A. 1913, p. 286.

⁴⁾ G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im steirischen Salzkammergut. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1915, p. 220.

⁵⁾ G. Geyer, Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten, Jahrb. d. Geol. R.-A. 1886, p. 255.

⁶⁾ Cl. Lebling, Geologische Beschreibung des Lattengebirges im Berchtesgadener Land. Geognost. Jahreshfte 1911, p. 44—48.

beider Stufen nicht mit Sicherheit durchführbar, doch kann angenommen werden, daß die Dachsteinkalke des Nordhanges der Plassengruppe und beiderseits des vorderen Gosautales sowie der Hauptteil der Ostabstürze des Schneidkogels und der Abhang unterhalb des Rudolfsturmes, endlich der größte Teil der Hierlatzwand der norischen, die Gipfelpartien des Hühner-, des Sieg- und Himbeerkogels, die obere Partie der Echernwand, die Mitterwand sowie sämtliche Dachsteinkalke von hier an der Südseite der Plassengruppe entlang bis gegen den Gosauschmidt der rhätischen Stufe angehören.

Was speziell die Hierlatzwand betrifft, so sei erwähnt, daß die sicher der norischen Stufe angehörige Halorellenfundstelle „Waldbacheck“ nach der Alpenvereinskarte in 1322 *m* Höhe liegt, die Halorellenbänke aber nach Zugmayer¹⁾ 100—150 *m* unterhalb der Rhätbasis auftreten. Darnach dürfte die norische rhätische Grenze in der Hierlatzwand in etwa 1700 *m* Höhe liegen, so daß sich für den norischen Anteil 1150 *m*, für den rhätischen 250 *m* ergeben, was der normalen Maximalmächtigkeit dieser Stufen in den Kalkplateaus der nördlichen Kalkalpen vollkommen entspricht²⁾.

2. Lias.

a) Hierlatzkalk.

Die Hierlatzkalke des auf der Karte dargestellten Gebietes sind meist hellrote, etwas seltener weiße Crinoidenkalke oder dichte rote Kalke mit vereinzelt Crinoiden. Bisweilen sind sie auch als nahezu crinoidenfreie, rein weiße Brachiopodenkalke entwickelt. Es sind stets von tonigem Materiale völlig freie, reine Kalke.

Die Hierlatzkalke treten in unserem Gebiete stets in der von G. Geyer³⁾ meisterhaft beschriebenen Weise in Klüften und Karrenrinnen des Dachsteinkalkes auf, niemals als zusammenhängende Schichte wie zum Beispiel am Schafberg. Es ist daher eine unmögliche Aufgabe, die Vorkommnisse von Hierlatzschichten in vollkommen exakter Weise auf der Karte einzutragen; dazu würde auch ein noch bedeutend größerer Maßstab derselben nicht hinreichen. Die Ausscheidung „Hierlatzkalk“ bedeutet daher meistens Dachsteinkalkpartien, welche von Hierlatzadern und -Streifen durchschwärmt sind.

An folgenden Stellen treten Hierlatzschichten auf:

1. Die Fundstätte auf der Mitterwand am Kaiser Franz Josefs Reitweg in zirka 950 *m* Höhe etwa 300 *m* vor der Lokalität „Beim alten Herd“ (Fossilzeichen auf der Karte). Nach Geyer⁴⁾ hat diese Stelle folgende Versteinerungen geliefert; die Fossilliste ist durch einige von E. Kittl im Exkursionsführer p. 68 angeführte Versteinerungen ergänzt:

¹⁾ *Lethaea geognostica*, pag. 858.

²⁾ Für die Annahme Kittls (Profil Fig. 4, Exkursionsführer, p. 77) und Arthabers (*Lethaea geognostica*, alpine Trias, p. 381), daß in der Hierlatzwand Hallstätter Kalk enthalten sei, fehlt jeder Anhaltspunkt.

³⁾ G. Geyer, Über die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1886.

⁴⁾ G. Geyer, Eine neue Fundstätte von Hierlatzfossilien auf dem Dachsteingebirge. Verhandl. der Geol. R.-A., 1894, p. 156—162.

- Spiriferina alpina* Opp.
 obtusa Opp.
 cf. brevirostris Opp.
Rhynchonella variabilis Schloth.
 Alberti Opp.
Terebratula punctata Sow. var.
 Andleri Opp.
Terebratula Beyrichi Opp.
 nimbata Opp.
 aspasia Men.
Oxytoma inaequivalvis Sow.
Pecten Rollei Stol.
 subreticulatus Stol.
Pleurotomaria Sueßi Hörn.
 Hierlatzensis Stol.
Trochus epulus d'Orb.
 latilabrus Stol.
 cupido d'Orb.
Nautilus striatus Sow.
Phylloceras Lipoldi v. Hauer
 rugosum Reyn.
 cf. planispira Reyn.
 cf. frondosum Reyn.
Lytoceras Čížekii v. Hauer
 serorugatum Stur
Racophyllites Stella Sow.
Psiloceras abnorme v. Hauer
Aegoceras bispinatum Geyer
 2 sp.
Arietites Hierlatzicus v. Hauer
 sp.
Oxynoticeras oxynotum Qu.

Nach dieser Fauna gehören diese Schichten der Oberregion des unteren Lias, und zwar der Zone des *Oxynoticeras oxynotum* an.

2. An dieses Vorkommnis anschließend, liegen am Osthange der hohen Mitterwand hellrote Kalke, welche nach E. Kittl ¹⁾

Amaltheus margaritatus Montf.

geliefert haben, also dem Mittellias (Lias δ) angehören.

3. 200 m tiefer als diese Vorkommnisse liegen die bereits oben (p. 29) erwähnten, von rotem Crinoidenkalk erfüllten präliasischen Klüfte am Nordabsturze der Mitterwand und am Gangsteig.

4. An der Abzweigung des Weges, der zum Waldbachursprung führt, vom Kaiser Franz Josefs Reitweg liegen hellrote Crinoidenkalke, welche sich bis zum Waldbachursprung verfolgen lassen und daselbst geliefert haben:

¹⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 67

Terebratula punctata Sow. var. *Andleri* Opp.
Pecten Rollei Stol.

(Sammlung geol. R.-A., Bestimmung von G. Geyer).

5. In der Sammlung der Geologischen Reichsanstalt liegen ferner einige Stücke von Hierlatzkalk mit den Bezeichnungen „Rudolfsturm“ und „Siegkogel nächst dem Rudolfsturm“, welche

Spiriferina obtusa Opp.
Rhynchonella Greppini Opp.
 „ *variabilis* Schloth.
Waldheimia mutabilis Opp.

und einen Cidaritenstachel enthalten. Ich konnte in der Umgebung des Rudolfsturmes zwar nirgends anstehende Hierlatzschichten auffinden, traf aber beim keltischen Gräberfeld westlich vom Rudolfsturm einige lose, etwa kopfgroße Blöcke dieses Gesteines an. Es ist daher wahrscheinlich, daß irgendwo in den aus Dachsteinkalk bestehenden Wänden des Siegkogels tatsächlich eine sehr kleine Partie von Hierlatzkalk ansteht.

6. Geyer ⁴⁾ beschreibt ein Vorkommen von Hierlatzschichten am Gipfel des Landnerkogels (auf meiner Karte als „Klauskögerl“ (1180 m) bezeichnet, Fossilzeichen), welches folgende Versteinerungen geliefert hat:

Spiriferina acuta Opp.
 „ *alpina* Opp.
 „ *obtusa* Opp.
 „ *brevirostris* Opp.
 „ *rostrata* Sow.
Rhynchonella polyptycha Opp.
 „ *Briseis* Gemm.
 „ *Greppini* Opp.
 „ *Gümbeli* Opp.
Gervilleia oxynoti Qu.
Lima scrobiculata Stol.
 „ *Deslongchampsii* Stol.
Pecten priscus Qu.
 „ *strionatus* Qu.
 „ *Rollei* Stol.
Carpenteria pectiniformis Stol.
Racophyllites Lariense Menegh.

Dieses Vorkommen läßt sich, mehrfach durch Dachsteinkalk und lichten Doggerkalk unterbrochen, etwa einen halben Kilometer gegen die Gaiswände verfolgen. (Profil IV a.)

7. Auf dem markierten Wege, welche von der Landneralpe durch das Radlital zum hinteren Gosensee führt, trifft man in 1260, 1300 und 1330 m Seehöhe einige kleine Taschen von Hierlatzkalk,

⁴⁾ G. Geyer, Über die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten, p. 267.

welche bereits Geyer¹⁾ erwähnt und auf der geologischen Spezialkarte Ischl und Hallstatt eingezeichnet hat. Doch ist die Farbe dieser Crinoidenkalken so dunkelrot, zum Teil mit schwarzen Manganerzkrusten versehen, daß man auch an Klaussschichten denken könnte.

8. Am Osthange des Landnerkogels befindet sich (zwischen dem „e“ von „Klauskögerl“ und dem „p“ von „Landner-Alphütten“) die langgezogene, aus Dachsteinkalk bestehende Klauswand, in welche an einigen Stellen rote Crinoidenkalkpartien eingeschaltet sind, welche nach ihrer petrographischen Beschaffenheit eher den Klaus- als den Hierlatzschichten angehören.

9. Am Wege Werkstatt—Blaikenalpe²⁾ liegt eine kleine Partie von hellroten Hierlatzcrinoidenkalk dem Dachsteinkalk aufgelagert, welche dadurch bemerkenswert ist, daß sie nördlich des Vorkommens von Liasfleckenmergel zwischen Blaiken- und Klausalpe erscheint.

10. Eine weitere, sehr fossilreiche, aber bisher unbekannt gebliebene Fundstätte von Hierlatzschichten habe ich in dem Graben,³⁾ der von der Veitenhütte zum Schnittermoos emporzieht, gefunden. (Profil II.) Es sind teils rote Crinoidenkalken mit Brachiopoden-, Gastropoden- und anderen Durchschnitten, teils schneeweiße, fast crinoidenfreie Kalken, die fast ausschließlich aus Brachiopoden bestehen. In letzteren konnte ich folgende Arten sammeln:

- Spiriferina obtusa* Opp.
pinguis Ziel.
 „ *cf. alpina* Opp.
Rhynchonella plicatissima Qu.
polyptycha Opp.
cf. Greppini Opp.
variabilis Schl.
 „ *cf. Fraasi* Opp.
Terebratula punctata Sow.
 „ *punctata* Sow. var.
Andleri Opp.
Waldheimia mutabilis Opp.
 „ *cf. alpina* Geyer.

Nur *Terebratula punctata* Sow. var. *Andleri* Opp., *Rhynchonella plicatissima* Opp. und *Spiriferina obtusa* Opp., sowie eine nicht näher bestimmbare *Terebratula* treten massenhaft auf, die übrigen Formen sind nur durch wenige Exemplare vertreten. Bemerkenswert ist, daß an diesem Fundorte die *Terebratula*, *Waldheimia* und *Rhynchonella* mit beiden Klappen erhalten sind, während (mit einer einzigen Ausnahme) stets nur die große Klappe der *Spiriferina* vorliegt.

¹⁾ G. Geyer, Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten, p. 267, Z. 24—27.

²⁾ Beim „e“ von „Blaiken“. Die in der Sammlung der Geol. R.-A. liegenden Brachiopoden: *Rhynchonella Greppini* Opp., *Rhynchonella fronticola* Stur, *Rhynchonella Fraasi* Opp., *Rhynchonella polyptycha* Opp., welche die von F. Simony geschriebene Fundortsangabe „westlich oberhalb der Klausalpe bei Hallstatt“ tragen, dürften dieser Lokalität entstammen.

³⁾ Fossilzeichen der Karte.

Eine systematische Ausbeutung dieser Stelle dürfte vermutlich eine noch bedeutend reichere Fauna zu Tage fördern.

Die Bildungsweise der Hierlatzschichten erfolgte in unserem Gebiete zweifellos in der von G. Geyer,¹⁾ C. Diener²⁾ und A. v. Krafft³⁾ so prächtig geschilderten Weise als echtes Transgressionssediment über einem aus Dachsteinkalk bestehenden, verkarsteten Land. Das Dachsteinplateau ragte zur Zeit der Unterregion des unteren Lias als niedriges, kahles Kalkplateau über den Meeresspiegel empor, wobei es intensiver Verkarstung ausgesetzt war; erst zur Zeit der Oberregion des unteren Lias erfolgte eine Versenkung unter den Meeresspiegel und die Einlagerung der Crinoidenbruchstücke und Brachiopodengehäuse in die unzähligen, in der Unterregion des Unterlias entstandenen Klüfte und Spalten im Dachsteinkalke.

Für das Dachsteinplateau eine ununterbrochene Meeresbedeckung von der rhätischen Stufe bis in den Lias anzunehmen, erscheint mir unmöglich, da die Hohlformen, in welchen die Hierlatzschichten zur Ablagerung gelangten, typische Erosionsformen sind. Daß „die Bildung der Spalten in dem noch wenig verfesteten, lockeren Materiale der Riffbauten unter dem Meeresspiegel erfolgt“⁴⁾ sei, ist deshalb nicht anzunehmen, weil in den geschichteten Dachsteinkalken keine Riffbauten vorliegen, sondern aus organogenem Materiale bestehende, detritogene Sedimente, in welchen es naturgemäß keine submarin entstandene Spalten gibt.

Hingegen kann ich Wähner⁵⁾ darin vollständig beistimmen, daß die Hierlatzkalke keine Strandbildung, sondern das Sediment eines ziemlich tiefen, ruhigen Meeres sind und sich den Bildungen des heutigen Pourtalesplateaus⁶⁾ vergleichen lassen. Denn wenn das Dachsteinplateau auch nur eine Zeitlang im unteren Lias Küstenregion gewesen wäre, müßten sich aus Dachsteinkalk bestehende Konglomerate oder zumindestens vereinzelt, abgerollte Blöcke in den Hierlatzschichten finden, was durchaus nicht der Fall ist. Wir müssen uns daher vorstellen, daß das wohl überhaupt nur wenig über den Meeresspiegel emporragende, kahle Karstplateau zu Beginn der Oberregion des unteren Lias so rasch unter dem Meeresspiegel verschwand und in ruhige Tiefen versenkt wurde, daß das subaerisch gebildete Karstrelief submarin erhalten blieb und die Ausfüllung der Spalten ungestört in tieferem Wasser vor sich ging.

¹⁾ G. Geyer, Über die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1886.

²⁾ C. Diener, Über den Lias der Rofangruppe. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1885, p. 28—31.

³⁾ A. v. Krafft, Über den Lias des Hagengebirges. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1897, p. 224

⁴⁾ F. Wähner, Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. Verhandl. der Geol. R.-A., 1886, p. 196.

⁵⁾ F. Wähner, Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. Verhandl. der Geol. R.-A., 1886, p. 193—206.

⁶⁾ Th. Fuchs, Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten? Neues Jahrbuch für Mineralogie etc., II. Beilageband, (1893), p. 558.

Eine von E. Kittl¹⁾ und F. Heritsch²⁾ angeregte tektonische Erklärung der Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten ist für unser Gebiet entschieden abzulehnen, da das Dachsteinplateau im Gegensatz zum Sonnwendgebirge keine Gipfelfaltung zeigt, sondern nur flachwellige Verbiegung der Schichten und senkrechte Verwerfungen erkennen läßt.

b) Fleckenmergel.

Mehr oder minder dunkelgraue, ziemlich harte Mergel mit oder ohne dunklere Flecken. Stellenweise enthält das Gestein Knauern von schwarzem Hornstein, sowie Spongiennadeln. In einzelnen meist mächtigeren Bänken³⁾ treten Stielglieder von Crinoiden, und zwar gelegentlich auch von Pentacrinus, auf. Die Crinoidenstielglieder bestehen stets aus weißem Kalkspat und sind meist größer als die in den Hierlatzkalken auftretenden Stielglieder; sie erreichen einen Durchmesser von 7 mm. Es finden sich alle Übergänge zwischen dunkelgrauen Mergeln mit nur vereinzelt Crinoiden und fast reinen Crinoidenkalken, in denen das dunkelgraue, mergelige Bindemittel, das meist schwarzen Hornstein führt, nahezu vollständig zurücktritt. Wir sehen also, wie die Fazies der Fleckenmergel durch ganz allmähliche Übergänge mit der Hierlatzfazies verknüpft erscheint. Von Zlambachfleckenmergel ist der Liasfleckenmergel durch seine dunklere Färbung leicht zu unterscheiden.

Die Fossilführung ist sehr spärlich. Cephalopoden wurden nur an folgenden Punkten gefunden:

Langmoos⁴⁾ am Salzberg:

Lyloceras articulatum Sow. (R.-A.)

Klauskogelbach⁵⁾ (dunkelgrauer, Crinoiden führender Mergel):

Arietites ambiguus (Feyer) (H.-M.)

„ *(Arnioceras) cf. mendax* Fucini (H.-M.)

Die beiden letzteren Ammoniten, deren Bestimmung ich selbst vornahm, lassen erkennen, daß auch die Fleckenmergel ebenso wie die Hierlatzkalke der Oberregion des unteren Lias entsprechen, ja daß die Cephalopoden derselben sogar mit denjenigen der Hierlatzkalke übereinstimmen.

¹⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 70.

²⁾ F. Heritsch, Handbuch der regionalen Geologie, II. Bd., 5. Abt. Die österreichischen Alpen bis zur alpin-dinarischen Grenze, p. 37.

³⁾ Besonders häufig in dem vom Klauskogel zur Klausalpe herabziehenden Klauskogelgraben.

⁴⁾ Nordwestlich vom „Hohen Sieg“; siehe Alpenvereinskarte. R.-A. bedeutet in dieser und den folgenden Fossilisten: Eigentum der geol. Reichsanstalt; Bestimmung von Dr. A. Spitz.

⁵⁾ Eigentum der geol. Abteilung des naturhist. Museums in Wien. (In dieser und den folgenden Listen durch H.-M. bezeichnet.) Fund des Gosauer Sammlers J. Gapp; Fossilzeichen auf der Karte.

Denn *Arietites ambiguus* Geyer ist eine von Geyer aus den Hierlatzkalken beschriebene Form,¹⁾ während *Arietites semilaevis* Geyer Tafel III, Fig. 17 nach Fucini²⁾ mit *Arietites (Arnioceras) mendax* Fuc. identisch ist.

Lytoceras articulatum Sow. tritt allerdings in der Unterregion des unteren Lias auf; doch ist auf diesen Fund geringeres Gewicht zu legen, da es sehr leicht möglich ist, daß dieser Ammonit aus einem der juvavischen Serie angehörigen Rollstück stammt.

Dadurch erweisen sich die tirolischen Fleckenmergel der Plassen-Gruppe als gleichaltrig mit einem Teile der Liasfleckenmergeln des Glambachgebietes zwischen Goisern und Altaussee,³⁾ mit denen des Zlambachbaches bei Salzburg⁴⁾ sowie mit dem Spongienlias der Schafberggruppe,⁵⁾ hingegen als älter als die gleichen Gesteine der Osterhorngruppe,⁶⁾ des Gebietes bei Mitterndorf und Klachau,⁷⁾ des Gunstberges bei Windischgarsten⁸⁾ und des oberen Saalachgebietes⁹⁾.

c) Verbreitung der beiden Fazies des unteren Lias.

Aus obigen Ausführungen ergibt sich, daß Hierlatzkalk und Fleckenmergel gleichaltrige Faziesgebilde des unteren Lias sind. Mit dieser Tatsache stimmen auch die Lagerungsverhältnisse insofern sehr gut überein, als die beiden Gesteine nirgends übereinander auftreten, sondern in getrennten Ablagerungsräumen in gleicher Weise unmittelbar über Dachsteinkalk lagern. Die Grenze zwischen beiden Faziesgebieten ist eine im wesentlichen westöstlich verlaufende, gegen Süden konvexe Linie, welche durch die Punkte: Rudolfsturm—Waldbachstrub—Klausalpe—Blaikenalpe—Veitenhütte—Katzhofhütte bezeichnet ist; nördlich dieser Linie ist der untere Lias als Fleckenmergel, südlich derselben als Hierlatzkalk ausgebildet. Nur die kleine Partie von Hierlatzkalken beim „e“ von „Blaiken“ liegt unmittelbar nördlich, ein schlecht aufgeschlossener, Spongiennadeln führender Mergel am Südrand des Plankensteinplateaus liegt unmittelbar südlich dieser Linie. Die beiden Ausbildungen des unteren Lias sind bei der Blaikenalpe und beim Waldbachstrub¹⁰⁾ in kaum 100 m Entfernung voneinander

¹⁾ G. Geyer, Über die liasischen Cephalopoden des Hierlatz bei Hallstatt. Abhandl. der Geol. R.-A., XII., (1826), p. 252.

²⁾ A. Fucini, Cefalopodi liassici del monte di Cetona, Paläontographica Italica, VIII., (1902), p. 175. Geyers Original lag mir zum Vergleiche vor.

³⁾ E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl u. Hallstatt, p. 34.

⁴⁾ E. Fugger, Die Gaisberggruppe. Jahrb. der Geol. R.-A., 1906, p. 232.

⁵⁾ E. Spengler, Die Schafberggruppe. Mitteil. geol. Gesellschaft in Wien, 1911, p. 197.

⁶⁾ E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl u. Hallstatt, p. 36.

⁷⁾ G. Geyer, Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe. Verhandl. der Geol. R.-A., 1913, p. 305.

⁸⁾ G. Geyer, Ebenda, p. 272.

⁹⁾ F. F. Hahn, Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofer- und Diesbachtal. Jahrb. der Geol. R.-A., 1913, p. 16 („schwarze Mergelkalke des oberen Lias“).

¹⁰⁾ Die in Dachsteinkalkspalten eingeschwemmten Hierlatzkalkpartie des Gangsteiges liegt sogar in einem Dachsteinkalke, der an der Oberfläche vertikal über der Hierlatzschmitze bereits Fleckenmergel trägt.

ander zu beobachten, den Übergang übermitteln die oben (p. 36) erwähnten, dunklen, Hornstein führenden Crinoidenkalken.

Die Unterschiede in der Ausbildung des unteren Lias beiderseits der obenerwähnten Linie sind dadurch bedingt, daß südlich derselben ein rein organogenes, aus Crinoidenstielgliedern und Brachiopoden bestehendes, nördlich derselben ein durch sehr feinkörniges, terrigenes Material getrübt Sediment erscheint. Es ist klar, daß in den feine Tonpartikelchen führenden Fluten der nördlichen Region auch eine andere Fauna lebte als in dem reinen Wasser der südlichen Gegend; Brachiopoden fehlen im Fleckenmergel gänzlich, die Crinoiden scheinen durch andere Arten vertreten zu sein, da die Stielglieder daselbst gröber sind als im Hierlatzkalk. Das terrigene Material der Fleckenmergel ist jedoch keineswegs in seichterem Wasser abgesetzt als das organogene der Hierlatzkalken — im Gegenteil, die Hornstein- und Spongiennadelführung der Fleckenmergel spricht sogar eher für tieferes Wasser ¹⁾.

Woher stammt nun das terrigene Material der Fleckenmergel? Wir sehen, daß die Vorkommnisse von mit Spongienkalken und dunklen Hornstein-Crinoidenkalken in Verbindung stehenden Fleckenmergeln des Unterlias in einer streifenförmigen Zone angeordnet sind, welche aus der Gegend von Salzburg bis Hallstatt reicht und daher nahezu die ganzen Kalkalpen in der Richtung NW—SO quert. Diese Zone ist durch die Punkte Glaserbach—Schafberggruppe (besonders südliche Synklinale)—Goisern—Hallstätter Salzberg ²⁾ bezeichnet; da die Region durch die vor- und nachgosauische Gebirgsbildung in NS-Richtung eine beträchtliche Verkürzung erfahren hat, besaß das Verbreitungsgebiet der Fleckenmergel im unteren Lias eine noch deutlicher streifenförmige Gestalt als heute. Nordöstlich dieses Streifens gelangte in der Oberregion des unteren Lias Hierlatzkalk zur Ablagerung (Totes Gebirge, Langbatscholle, Schafberg), südwestlich desselben finden wir Cephalopodenkalken und Adneter Schichten (Osterhorngruppe) die erst noch weiter gegen Südwesten (Tennen- und Hagengebirge), gleichfalls in Hierlatzkalken übergehen. Diese Zone von Fleckenmergeln entspricht jedenfalls einer Meeresströmung im Unterliasmeeer, welche terrigenes Material von der Nordküste der Tethys bis tief hinein in die Kalkalpen führte.

Vielleicht befinden wir uns der Mündung eines Flusses des die Tethys im Norden begrenzenden, vindelicischen Landes gegenüber. Erst in der Raricostatus-Zone, beziehungsweise im Mittellias breitet sich die Fleckenmergelentwicklung auch über die Mitterndorfer Gegend und die Osterhorngruppe aus.

¹⁾ Vergleiche die Ausführungen G. Geyers: „Über die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten.“ Jahrb. der Geol. R.-A., 1886, p. 230—238, sowie F. Wähners, Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. Verhandl. der Geol. R.-A., 1886.

²⁾ Die später (p. 70, 78, 92) besprochenen juvavischen Liasmergel gehören nicht dieser Zone, an.

3. Dogger und Malm.

a) Klausschichten.

Unter diesem sind seit langer Zeit die an den beiden Lokalitäten Klausloch und Mitterwand anstehenden, roten Crinoidenkalken bekannt. Ebenso wie in den Hierlatzkalken wechseln fast ausschließlich aus Crinoidenstielgliedern und deren Bruchstücken bestehende Kalkpartien mit dichten, ziemlich dunkelroten Kalken, welche nur vereinzelt Crinoiden führen.

Von den Hierlatzkalken unterscheiden sich die Klausschichten jedoch durch das meist dunklere Rot der Kalke, gelegentlich nimmt der Kalk eine nahezu schwarze Farbe an — sowie durch den größeren Umfang der Crinoidenbruchstücke und durch die Eigentümlichkeit, daß diese sowohl als die Cephalopodenreste von schwarzen Mangan-eisenerzkrusten überzogen sind.

Diese Erscheinungen deuten darauf hin, daß die Klausschichten in wesentlich größerer Tiefe zum Absatze gelangten als die Hierlatzkalke; dadurch, sowie durch die Führung von bisweilen recht großen Cephalopoden nähern sich die Klausschichten der Fazies der „bunten Cephalopodenkalke“ Wähners.

Mit den Crinoidenkalken stehen weiße Posidonomyenkalken in Verbindung.

Die Klausschichten sind ebenso wie die Hierlatzkalke in „Taschen“ eingelagert.

Klausloch.

Das ohne ortskundige Führung schwer auffindbare, sehr kleine Vorkommen liegt in 1000 m Meereshöhe am linken Gehänge des Grabens, welcher von der Klausalpe in südwestlicher Richtung gegen den Ursprungkogel emporzieht (Fossilzeichen auf der Karte unterhalb des „A“ von „Alphütten“). In 1060 m Höhe scheint ein zweites Vorkommen zu liegen.

Diese bei den Hallstätter Sammlern als „Klausloch“ bekannte, in der Literatur meist nach der 500 m entfernten und etwa 150 m tiefer liegenden Klausalpe benannte Lokalität hat bisher folgende Versteinerungen geliefert:

Cephalopoden¹⁾:

- Phylloceras Kudernatschi* Hauer
 „ *disputabile* Zitt.
 „ *labellatum* Neum.²⁾
 „ *mediterraneum* Neum.²⁾
haloricum Hauer
subobtusum Kudernatsch

¹⁾ K. v. Zittel, Paläontologische Notizen über Lias-, Jura- und Kreideschichten in den bayerischen und österreichischen Alpen. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1868, p. 606. Das neue, in der Sammlung der geologischen Abteilung des naturhistorischen Hofmuseums liegende Cephalopoden- und Brachiopodenmaterial von den Klausschichten der Plassengruppe wurde in die folgenden Fossilisten nicht aufgenommen, da ich einer eventuell von anderer Seite beabsichtigten paläontologischen Neubearbeitung der — einer modernen Revision recht bedürftigen — alpinen Klausschichten nicht vorgreifen wollte.

²⁾ M. Neumayr, Jurastudien. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1871. p. 323, 340.

Lytoceras adeloides Kud.
 „ *tripartitum* Rasp.
Strigoceras Truelli d'Orb.
Oppelia fusca Qu.
Haploceras ferrifex Zitt.
Stephanoceras rectilobatum Hau.
Morphoceras dimorphum d'Orb.
Perisphinctes Martinsi d'Orb.
 „ *aurigerus* Opp. (Linzer
 Museum)
Belemnites cf. canaliculatus Schloth.¹⁾
Nautilus sp.¹⁾

Sonstige Versteinerungen¹⁾:

Rhynchonella Atla Opp.
 „ *Atla* Opp. var. *poly-*
morpha Opp.
Rhynchonella coarctata Opp.
 „ *coarctata* Opp. var.
miscella Opp.
Rhynchonella Zisa Opp.
 „ *subechinata* Opp.
 „ *Etallonii* Opp.
 „ *defluxa* Opp.
Terebratula cf. perovalis Sou.
 „ *Gerda* Opp.
 „ *laticoxa* Opp.
 „ *Fylgia* Opp.
 „ *curviconcha* Opp.
Anomiu sp.
Posidonomya alpina Gras.
Lima 2 sp.
Pleurotomaria cf. subreticulata d'Orb.
Turbo sp.
Sphenodus cf. longidens Agass.

Im „weißen Kalkgang“:

Rhynchonella orthoptycha Opp.
 „ *micula* Opp.
 „ *adunca* Opp.
Waltheimia Gestion Opp.

Mitterwand.

Dieses auch unter dem Namen „Dürrenalpe“ in der Literatur bekannte Vorkommen ist wesentlich ausgedehnter als dasjenige im Klausloch und außerdem bedeutend leichter zugänglich, da es vom Kaiser Franz Josefs - Reitweg unterhalb des „alten Herdes“ etwa

¹⁾ A. O p p e l, Ueber das Vorkommen von jurassischen Posidonomyen-
 gesteinen in den Alpen. Zeitschr. der Deutschen geol. Gesellsch. Bd. 15 (1863), p. 189.

zwischen den Isohypsen 980 *m* und 1000 *m* der Alpenvereinskarte gequert wird (Fossilzeichen der Karte. Profil VI). Oestlich des Reitweges läßt sich der Klauskalk längs des in das Dürrenbachtal hinabführenden Weges bis in etwa 940 *m* Höhe hinab verfolgen. Doch besteht keineswegs die ganze, auf der Karte als „Klausschichten“ ausgeschiedene Fläche aus einer zusammenhängenden Decke dieses Gesteins; die Klausschichten sind an zahlreichen Stellen durch den ihre Unterlage bildenden Dachsteinkalk unterbrochen. Die Klausschichten bilden eben in einer vollständig den Hierlatzkalken analogen Weise nur die Ausfüllung von aus Dachstein- und Hierlatzkalk gebildeten Karsthohlformen. Man sieht, daß Dachsteinkalk, Hierlatzkalk und Klausschichten hier keineswegs ein regelmäßiges Profil bilden, wie man nach Kittls¹⁾ Profilen glauben könnte, sondern die hier stellenweise zu beobachtende Ueberlagerung der Hierlatzkalke durch die Klausschichten eine mehr zufällige Erscheinung ist. Ich habe das Profil daher wesentlich anders gezeichnet als Kittl (Profil VI).

An Versteinerungen wurden von hier beschrieben:

Cephalopoden²⁾:

- Phylloceras Kudernatschi* Hauer
 „ *flabellatum* Neum.³⁾
 „ *disputabile* Zitt.
 „ *haloricum* Hauer
 „ *subobtusum* Kud.
Lytoceras adeloides Kud.
Oppelia fusca Qu.
 „ *bisculpta* Opp.⁴⁾
Stephanoceras rectilobatum Hau.
Sphaeroceras Brogniarti d'Orb.
Perisphinctes Martinsi d'Orb.
Reineckia anceps Rein.⁴⁾
Ancyloceras cf. anulatum Desh.⁵⁾
Acanthoteuthis? (Phragmocon).

Sonstige Versteinerungen⁶⁾:

- Pentacrinus* sp.
Rhynchonella Berchti Opp.
 „ *orthoptycha* Opp.
 „ *Atla* Opp.
 „ *Atla* Opp. var.
polymorpha Opp.

¹⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 77, 79.

²⁾ K. Zittel, Paläontologische Notizen über Lias-, Jura- und Kreideschichten in den bairischen u. österreichischen Alpen. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1868, p. 606.

³⁾ M. Neumayr, Jurastudien. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1871, p. 828.

⁴⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 69.

⁵⁾ A. Opperl, Ueber das Vorkommen von jurassischen Posidonomyengesteinen in den Alpen. Zeitschr. der Deutschen geol. Gesellsch. Bd. 15 (1863), p. 192.

⁶⁾ A. Opperl, Ueber das Vorkommen von jurassischen Posidonomyengesteinen in den Alpen. Zeitschr. der Deutschen geol. Gesellsch. Bd. 15 (1863), p. 192.

- Rhynchonella coarctata* Opp.
 " *coarctata* Opp. var.
miscella Opp.
Rhynchonella Zisa Opp.
 " *cf. Etallonii* Opp.
 " *subechinata* Opp.
 " *defluxa* Opp.
Terebratula laticoxa Opp.
 " *Fylgia* Opp.
 " *curviconcha* Opp.
 " *Gerda* Opp.
Posidonomya alpina Gras.
Lima 2 sp.
Anomia sp.
Emarginula sp.
Onustus cf. ornatissimus d'Orb.
Hyboctypeus sp.

b) Macrocephalusschichten.

Licht fleischrote, knollige Kalke, mit Hornsteinwarzen, welche petrographisch vollständig der dichten Varietät der Klaussschichten gleichen. Crinoiden nur in Spuren vorhanden. Die meist sehr großen Cephalopoden sind von einer schwarzbraunen Mangan-Eisenerzkruste überzogen. Sie sind ein typisches Beispiel der Fazies der „bunten Cephalopodenkalke Wähners¹⁾).

Briental.

Der unter dem Namen „Briental“ in der Literatur bekannte Aufschluß liegt in 1160 m Seehöhe im Katzhofgraben 400 m nördlich der Katzhofhütte²⁾. Die unmittelbare Auflagerung der nur 50 cm mächtigen sehr fossilreichen Bank roten Knollenkalkes auf der welligen Oberfläche des hier sehr megalodontenreichen Dachsteinkalkes ist vorzüglich aufgeschlossen; der Bach läuft über die 20° gegen NO geneigte Schichtfläche hinab. Der schon an und für sich sehr kleine Aufschluß wurde durch die hier vorgenommenen Aufsammlungen bereits zum großen Teil entfernt; bei weiteren Sprengungen an dieser Stelle bestände die Gefahr, daß das interessante Vorkommen gänzlich verschwinden könnte.

Im unteren Teile wird die Macrocephalusbank noch von rotem, jurassischen Radiolarit überlagert, an ihrem oberen Ende verschwindet sie unmittelbar unter Gosauschichten (Profil I).

Die Fauna der Macrocephalusschichte des Brieltales setzt sich nach M. Neumayr³⁾ und K. Zittel⁴⁾ aus folgenden Formen zusammen:

¹⁾ F. Wähner, Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. Verhandl. der Geol. R.-A., 1886, p. 169.

²⁾ Wegen der geringen Ausdehnung des Aufschlusses konnte das Fossilzeichen auf der Karte nicht eingesetzt werden.

³⁾ M. Neumayr, Ueber einige neue oder wenig bekannte Cephalopoden der Macrocephalusschichten. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1870, p. 152.

⁴⁾ K. Zittel, Paläontologische Notizen über Lias-, Jura- und Kreideschichten in den bairischen und österreichischen Alpen. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1868, p. 606.

Rhynchonella sp.
Terebratula sp.
Entrochus sp.
Nautilus Mojsisovicsi Neum.
Phylloceras Kunthi Neum.¹⁾
 " *euphyllum* Neum.¹⁾
 " *disputabile* Zitt.¹⁾
 " *mediterraneum* Neum.¹⁾
Lytoceras adeloides Kud.
Strigoceras aff. *Truelli* d'Orb.
Oppelia Mamertensis Waag.
Haploceras aff. *oolithici* d'Orb.
Macrocephalites macrocephalus Schloth.
Reineckia anceps Rein.
 " *tyranna* Neum.²⁾
 " *oxyptycha* Neum.
Perisphinctes patina Neum.
Aspidoceras sp.³⁾
Belemnites sp.

Bärenbach.

Im Bärenbach ist an Stellen je eine kleine Partie roten, hornsteinführenden Kalkes dem südfallenden Dachsteinkalke aufgelagert, welche dem *Macrocephalus*kalk des Brieltals ähnlich ist. Ich vermute; daß der vom Sammler J. Rastl aufgefundene *Macrocephalites macrocephalus* Schloth. aus diesem Kalke stammt⁴⁾.

c) Sonstige Vorkommnisse von rotem Cephalopoden- und Crinoidenkalk.

Außer diesen, durch ihre Fossileinschlüsse sicher horizontierbaren Aufschlüssen von roten, jurassischen Cephalopoden- und Crinoidenkalken erscheinen noch an mehreren Stellen petrographisch vollständig übereinstimmende, stets sehr wenig mächtige Gesteine, welche sich bisher entweder als ganz fossilfrei erwiesen oder nur unbestimmbare Cephalopodenreste geliefert haben. Da es demnach unmöglich ist, die Zugehörigkeit dieser Schichten zur Bathstufe, zum Kelloway oder einer anderen Jurastufe zu behaupten, jedoch das mittel- oder oberjurassische Alter dieser Gesteine nach ihrer petrographischen Beschaffenheit sichergestellt erscheint, habe ich Klausschichten, *Macrocephalen*kalke, die unten besprochenen, fraglichen *Acanthicusschichten* des Schneidkogels, sowie diese nicht näher horizontierbaren Cephalopodenkalke mit derselben Farbe (blau mit roten Punkten) auf der Karte ausgedehnt.

¹⁾ M. Neumayr, Jurastudien. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1871, p. 312, 325, 332, 340.

²⁾ Die Zugehörigkeit dieser und der folgenden Art zu *Reineckia* wurde von A. Till (Die Ammonitenfauna des Kelloway von Villany, Beiträge zur Paläontologie und Geologie Oesterr.-Ungarns und des Orients. Bd. XXIV, p. 2) erkannt.

³⁾ Sammlung der geol. Abteilung des naturhist. Hofmuseums.

⁴⁾ E. v. Mojsisovics, Ueber den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes. Sitzungsber. d. Wiener Akademie d. Wiss., 1896, p. 27.

d) Lichte Jurakalke und -breccien mit Hornsteinwarzen¹⁾.

Die verbreitetste Fazies des Jura sind weiße, ganz an Dachsteinkalk erinnernde, oder rötliche, undeutlich gebankte Kalke, die durch das massenhafte Auftreten von kugeligen Hornsteinwarzen ausgezeichnet sind, die meist einen Durchmesser von 2—5 mm erreichen. Größere Hornsteinknauern sind sehr selten.

Mojsisovics deutet diese Hornsteinwarzen als Spongienreste²⁾; doch ließ die mikroskopische Untersuchung nicht mit Sicherheit eine organische Struktur dieser Gebilde erkennen.

An zahlreichen Stellen gehen diese Kalke in Breccien mit rotem Bindemittel über, deren Komponenten aus Dachsteinkalk besteht. Auch diese Breccien führen meist die gleichen Hornsteinwarzen wie die lichten Kalke.

Daß diese Fazies mit der unter c) beschriebenen gleichaltrig ist, geht aus der innigen Verknüpfung beider Gesteinstypen mit Sicherheit hervor.

Eine der klarsten und gleichzeitig die am leichtesten zugängliche Stelle, wo diese stratigraphische Verknüpfung zu sehen ist, ist der Gipfel des Schneidkogels (Steingrabenschneid) (Tafel XV [II], Profil VIII). Diese Stelle hat bereits Mojsisovics beschrieben³⁾. Unmittelbar südlich unterhalb des Gipfels sehen wir hier eine wenige Zentimeter mächtige Bank von rotem, vollkommen den Klausschichten gleichenden Crinoidenkalk in die — die Gipfelpartie des Schneidkogels bildenden — hellen Kalke mit Hornsteinwarzen in einer Weise eingeschaltet, daß nur eine gleichzeitige Entstehung beider Gesteine angenommen werden kann. Diese Bank läßt sich gegen Westen ein kurzes Stück um die Spitze herum verfolgen, geht jedoch durch das Zurücktretten der Crinoiden in dichten roten Kalk über und verschwindet bald überhaupt zwischen hellem Kalk im Hangenden und Liegenden. Anscheinend in der Streichungsfortsetzung dieser Bank erscheinen am markierten Alpenvereinswege auf den Schneidkogel in etwa 1470 m Höhe, unmittelbar bevor dieser Weg den Rücken des Schneidkogels erreicht, gleichfalls dichte rote Kalke. Dies scheint die Stelle zu sein, von welcher Mojsisovics⁴⁾ angibt, daß sie die Versteinerungen der Acanthiusschichten und eigenartige Glimmerschiefergerölle geliefert habe. Ich konnte weder solche Gerölle noch (außer einem ganz undeutlichen Cephalopodenrest) Versteinerungen daselbst auffinden. Auch den Hallstätter Sammlern sind keine Fossilien von dieser Stelle bekannt. Auffallend ist ferner, daß Mojsisovics die hier angeblich gefundenen Ammoniten der Acanthuszone nirgends namentlich anführt, und es mir auch nicht möglich war, das von dieser Stelle stammende Originalmaterial Mojsisovics' in der Sammlung der Geol. Reichsanstalt aufzufinden. Aus diesen Darlegungen ergibt

¹⁾ E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 39. Auf meiner Karte ist diese Schichtgruppe blau mit dunkelblauen Punkten aus-
geschieden.

²⁾ E. v. Mojsisovics, ebenda, p. 42.

³⁾ E. v. Mojsisovics, ebenda, p. 41.

⁴⁾ E. v. Mojsisovics, ebenda, p. 42

sich, daß das Auftreten des *Acanthiscusnivcaus* am Schneidkogel vorläufig noch als fraglich bezeichnet werden muß.

Die gleiche Verknüpfung der Breccien, beziehungsweise lichten Kalke mit der Fazies der Cephalopodenkalke ist auch an der unmittelbar westlich an den Schneidkogel anschließenden Karrwand (Tafel XV [II], Profil VII), sowie an einigen Punkten in der Umgebung der Blaikenalpe zu sehen.

Daß auch außerhalb des hier beschriebenen Gebietes Breccien und Konglomerate in Verbindung mit roten Cephalopodenkalken des Dogger auftreten, ist aus den Arbeiten von E. Sueß und E. v. Mojsisovics¹⁾ in der Osterhorngruppe und G. Geyer²⁾ in der Langbathscholle zu entnehmen.

Kittl³⁾ bezeichnet die lichten Jurakalke mit Hornsteinwarzen als Oberalmer Schichten. Diese Bezeichnung ist insofern irreführend, als die typischen Oberalmer Schichten der Osterhorngruppe graue, dünngeschichtete, oft etwas mergelige Kalke mit Hornsteinlagen oder größeren, lagenweise verteilten Hornsteinkauern sind, während in der Plassengruppe fast ungeschichtete, weiße oder rötliche, oft brecciöse Kalke mit kleinen Hornsteinwarzen, also eine gänzlich verschiedene Fazies vorliegt.

Mojsisovics hat auf der geologischen Spezialkarte Ischl und Hallstatt die Gipfelpartie des Schneidkogels als „Plassenkalk“ kartiert und erwähnt auch in den Erläuterungen zu dieser Karte „typischen, ungeschichteten Plassenkalk“⁴⁾ von der Steingrabenschneide. Diese Angaben sind nach meinen Beobachtungen durchaus unrichtig; Mojsisovics hat die Jurascholle des Schneidkogels nicht nur viel zu umfangreich gezeichnet, indem der Westabhang des Schneidkogels bis gegen 1500 m Höhe aus typischem, gebanktem Dachsteinkalk besteht, der sich in nichts vom Dachsteinkalke der westlich benachbarten Karrwand unterscheidet, sondern es kann überhaupt von Plassenkalk am Schneidkogel keine Rede sein. Wenn auch die hellen Jurakalke an den Stellen, wo zufällig Hornsteinwarzen fehlen, im Handstück eine gewisse Ähnlichkeit mit Plassenkalk besitzen, so beweist doch eben das sehr häufige Vorkommen von Hornsteinwarzen in der ganzen Jurapartie bis zum Gipfel des Berges hinauf, daß dieser nicht aus Plassenkalk, sondern aus einer gänzlich verschiedenen Fazies, aus den „lichten Jurakalken mit Hornsteinwarzen“ besteht.

e) Radiolarite.

Meist braunrote, seltener graugrüne, gebänderte, vollständig kalkfreie Kieselchiefer und Hornsteine, welche sich unter dem Mikroskop als eine Anhäufung von meist kugeligen Radiolarien (Spumellarien) zu erkennen geben. Sie gleichen den auch sonst im ostalpinen Oberjura sehr verbreiteten Radiolariten in jeder Weise.

¹⁾ E. v. Mojsisovics, Die Gebirgsgruppe des Osterhorns. Jahrb. d. Geol. Reichsanst., 1868, p. 183.

²⁾ G. Geyer, Über die Querverschiebung am Traunsee. Verh. d. Geol. Reichsanst., 1917, p. 70, 71.

³⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 82, und Profil p. 77.

⁴⁾ E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 42.

Da die Radiolarite meist über den Cephalopodenkalken liegen, dürften sie das jüngste, heute noch vorhandene Glied der tirolischen Juraentwicklung der Plassengruppe darstellen. Da ferner in dem ganz ähnlich aufgebauten Jura des Toten Gebirges das Acanthicusniveau bereits in Form der Oberalmer Schichten¹⁾ entwickelt ist, dürfen wir annehmen, daß sowohl am Dachsteinplateau als im Toten Gebirge die Radiolarite im wesentlichen dem Oxford entsprechen.

f) Bemerkungen über die Verbreitung und Transgression des tirolischen Doggers und Malms in der Plassengruppe.

Wie ein Blick auf meine geologische Karte erkennen läßt, hat sich der tirolische Jura in Form zahlreicher, kleiner und wenig mächtiger Denudationsrelikte auf dem Dachsteinkalke erhalten. Wir treffen solche Vorkommnisse an folgenden Stellen:

1. Zwei Partien roter „Macrocephalenschichten“ im Bärenbachgraben (p. 43).

2. Der ausgedehnteste Denudationsrest erstreckt sich vom Nordabhange des Schiechlingkogels bis an die Verwerfung, welche den Schneidkogel im Westen begrenzt (Tafel XV [II], Profile IV—VII). An der Nordseite des Schiechlingkogels erscheinen über den Dachsteinkalken auf der in 1300—1400 m Höhe durchziehenden Terrasse zunächst lichte Kalke mit Hornsteinwarzen, die von roten Radiolariten überlagert werden (Tafel XV [II], Profile IV—V). Letztere streichen über die Sattalalpe bis über den „Sattel“ (Tafel XV [II], Profil VI) hinaus, von wo sie sich als nur wenige Meter mächtiger, vielfach unterbrochener Streifen bis in etwa 1300 m Höhe gegen den Salzberg zu herab verfolgen lassen. Unter diesen Radiolariten taucht eine steil SW fallende, aus weißem Dachsteinkalk bestehende Breccie mit rotem Bindemittel hervor, welche dem Dachsteinkalke der Karrwand aufgelagert ist und die man geradezu für Gosauschichten halten könnte, wenn sie nicht von Radiolarit überlagert wäre und seitlich in helle Kalke mit Hornsteinwarzen und rote Cephalopodenkalke überginge²⁾. Diese Jurakalke ummanteln auf drei Seiten die Dachsteinkalkmasse der Karrwand (Tafel XV [II], Profil VII), nach SW, N und NO von dieser abfallend. Am Ostende der Karrwand sind sie mit roten Cephalopodenkalken stratigraphisch verknüpft. In der Wiesenmulde, welche Karrwand und Blekarkogel trennt, werden diese Jurakalke von roten Radiolariten überlagert (Tafel XV [II], Profile VI—VII), unter welchen nun an dem Südabhange des Blekarkogels südfallender, roter Cephalopodenkalk emportaucht, in welchem ich hier unbestimmbare Ammonitenreste gesehen habe³⁾. Der rote Cephalopodenkalk

¹⁾ G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee. Jahrb. d. Geol. Reichsanst., 1915, p. 218, und O. Haas, Über einen Cephalopodenfund im oberen Jura des Losers bei Alt-Aussee. Mitteil. der Wiener Geol. Gesellschaft, 1908, p. 385.

²⁾ Jurakalke vom Typus der Klaussschichten mit Belemniten und Ammoniten von der Holzstube am Sattel waren bereits Hauer bekannt. (Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau nach Duino, p. 300.)

³⁾ Auch Mojsisovics erwähnt bereits diese Jurakalke. (Erläuterungen zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 39.)

überlagert unmittelbar den Dachsteinkalk des Blekarkogels und steht hier nicht mit hornsteinwarzenführenden hellen Kalken oder Breccien in Verbindung.

3. Die bereits oben (p. 44) geschilderte Jurascholle des Schneidkogels. (Tafel XV [II], Profil VIII.) Bemerkt sei hier noch, daß die „Acanthicusschichten“ (?) am Nordgrat des Schneidkogels eine kleine Partie von Radiolarit tragen, welcher sich in einer morphologisch gut ausgeprägten Weise ein Stück in den Osthang des Berges verfolgen läßt. Die Juragesteine des Schneidkogels fallen im allgemeinen gegen Südosten ein; sie reichen daher an der Ostseite des Berges bedeutend tiefer hinab als an der Westseite. Von dem gegenüberliegenden Ufer des Hallstätter Sees hebt sich die Jurascholle durch ihre leicht rötliche Färbung und ihr massigeres Aussehen vom unterlagernden, wohlgebankten Dachsteinkalke sehr deutlich ab.

4. Am Südostgrat des Schneidkogels liegt in 1400 m Seehöhe eine kleine Partie von dichtem und Crinoiden führendem Klauskalk, der gegen den höheren Teil des SO-Grates an einer kleinen Verwerfung abgesenkt ist.

5. Am Sattel zwischen Hühner- und Schneidkogel (Tafel XV [II], Profil VIII) sowie an dem Westabhange des ersteren liegen unmittelbar auf Dachsteinkalk Radiolarite¹⁾, während die gegen Südost gerichtete Abdachung des Hühnerkogels (Kreuzbergabschnitt des Schneidkogels) eine Partie von hellen Kalken und Breccien mit Hornsteinwarzen trägt. Ein Gang auf dem an senkrechter Felswand in etwa 1200 m Seehöhe südlich und östlich um den Hühnerkogel herumführenden, neuen Holzwege²⁾ läßt deutlich erkennen, daß sich diese Jurakalke so allmählich aus dem bereits von roten Klüften stark zersetzten, wohl rhätischen Dachsteinkalke entwickeln, daß eine sichere kartographische Trennung ganz unmöglich ist.

6. Mehrere kleine und meist stark verwitterte Partien von Radiolarit sind dem Dachsteinkalke des Siebkogels unmittelbar aufgelagert. (Tafel XV [II], Profil VIII.)

7. Die Klausschichten der Mitterwand (p. 40, Tafel XV [II], Profil VI).

8. Die Klausschichten des Klausloches (p. 39.)

9. Eine mehrfach von Dachsteinkalk unterbrochene Partie von hellen Jurakalken mit Hornsteinwarzen, an einzelnen Stellen mit roten Cephalopoden- und Crinoidenkalken in Verbindung, und roten Radiolariten, die sich von der Klausalpe über die Blaikenalpe bis in die Gegend des Spitzkogels einerseits, des Klauskogels andererseits, verfolgen läßt. (Tafel XV [II], Profile IVa und V.) Daß sich der Radiolarit noch unter der zwischen Klauskogel und Lauterbach ausgebreiteten Moränendecke gegen Osten erstreckt, ergab eine auf

¹⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 80, bezeichnet diese Radiolarite als „rote Hornsteine und Mergel von gefrittetem Aussehen“. Nach meinen Beobachtungen kann von Kontaktmetamorphose keine Rede sein, es sind gewöhnliche Radiolarite, welche nur infolge der hier durchstreichenden Schlaipfenmoos-Ebnerbergverwerfung (p. 145) tektonisch etwas beeinflußt erscheinen.

²⁾ Auf der Alpenvereinskarte der Dachsteingruppe bereits eingezeichnet.

dem in der Karte bezeichneten Punkte angesetzte Bohrung, bei welcher an Stelle des auf Grund der Mojsisovics'schen Karte erwarteten Haselgebirges tirolischer Radiolarit angefahren wurde.

10. Anschließend an das oben beschriebene, neue Vorkommen von Hierlatzschichten¹⁾ finden sich am gelb markierten Wege Gosauschmied—Plankenstein—Salzberg an der niedrigen Steilstufe westlich unterhalb des Schnittlermooses helle, hornsteinwarzenführende Kalke und dunkelrote Kalke mit Crinoiden. (Tafel XV [II], Profil II.) Aus letzteren stammt der von Hahn²⁾ aufgefundene Belemnit; das Vorkommen gehört daher nicht, wie Hahn meint, der juvavischen Decke, sondern der tirolischen Basis an. Ein ähnliches Vorkommen von roten Kalken liegt etwa 500 m weiter gegen Südwesten unmittelbar dem Dachsteinkalke auf.

11. Die Macrocephalenschichten des Brieltales (p. 42, Tafel XV [II], Profil I).

Diese Zusammenstellung der Vorkommnisse von tirolischen Juragesteinen läßt zwei wichtige Erscheinungen klar hervortreten:

1. Die Unabhängigkeit der Dogger- und Malmvorkommen von den Liasgesteinen. Die Doggergesteine liegen überall unmittelbar auf dem Dachsteinkalke³⁾. Wo Dogger und Lias zusammenkommen (Mitterwand, zwischen Klauskogel und Blaikenalpe, Schnittlermoos, Brieltal), ist diese Ueberlagerung des letzteren durch ersteren eine mehr zufällige Erscheinung⁴⁾. Ein regelmäßiges Profil Dachsteinkalk-Lias-Dogger-Malm läßt sich nirgends beobachten.

2. Die Eigentümlichkeit, daß die Fazies der hellen Jurakalke mit Hornsteinwarzen vom unterlagernden Dachsteinkalke nicht scharf trennbar ist.

Beide Erscheinungen sind nur zu erklären durch eine Transgression des oberen Dogger über ein in der unmittelbaren vorhergehenden Zeit trocken liegendes Land.

Gegen die Möglichkeit, die unmittelbare Auflagerung der Dogger- und Malmgesteine auf dem Dachsteinkalke tektonisch zu erklären — etwa als an der Basis der über den tirolischen Dachsteinkalk überschobenen juvavischen Decke mitgerissene Schubsetzen — spricht vor allem der Umstand, daß die Auflagerungsfläche an den Stellen, an welchen sie aufgeschlossen ist, keinesfalls den Eindruck einer Dislokationsfläche macht. In der Lokalität „Brieltal“ ist es eine unregelmäßig wellige Fläche, auf der Mitterwand geradezu ein Karrenfeld, in welches die Ablagerung der Klaussschichten erfolgte. Nirgends ist am Kontakt eine Bildung vorhanden, die man als Reibungsbrekzie deuten könnte.

¹⁾ Fundort 10, p. 34.

²⁾ F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der geolog. Gesellschaft in Wien 1913, p. 436.

³⁾ Besonders schön ist die unmittelbare Auflagerung der einen halben Meter mächtigen Macrocephalencalke auf den hier ganz besonders megalodontenreichen Dachsteinkalken in der Lokalität „Brieltal“ aufgeschlossen (p. 42).

⁴⁾ Siehe p. 41.

Die innige Verbindung der lichten Jurakalke mit dem Dachsteinkalk wäre gänzlich unerklärlich.

In welche Zeit fällt nun die der Doggertransgression vorausgehende Festlandsperiode? Die stratigraphische Lücke zwischen Hierlatzkalken und Klausschichten umfaßt den Oberlias und das Bajocien. Daß das Dachsteinplateau schon zur Zeit des Oberlias Festland war oder diesem zumindestens bereits sehr nahe lag, erscheint mir aus dem Grunde nicht unwahrscheinlich, weil der Oberlias an anderen Punkten des tirolischen Ablagerungsgebietes zwar noch als Meeresbildung größerer Tiefe entwickelt ist, sich aber eine Zunahme des terrigenen Materiales in der Richtung gegen Süden bemerkbar macht. So ist der Oberlias in der Kammerkergruppe¹⁾, bei der Scharitzkehlalpe²⁾ und bei Adnet³⁾ in Adnetter Fazies, im westlichen Teile des Toten Gebirges als Wechsellaagerung von Adnetter Kalken und Fleckenmergel⁴⁾, in der Mulde zwischen Hochkalter und Leoganger Steinberg⁵⁾, wahrscheinlich in der Osterhorngruppe⁶⁾ und in der Gegend von Mitterndorf und Klachau⁷⁾ bereits als Fleckenmergel, im Steinernen Meer⁸⁾ endlich, im Hagengebirge⁹⁾ und wohl auch im Tennengebirge¹⁰⁾ in der Form von Sandsteinen, Breccien und Konglomeraten entwickelt. In dem südlich anschließenden, juvavischen Ablagerungsgebiete scheint der Oberlias sowie sämtliche höhere Jurastufen bis an die Basis des Plassenkalkes gänzlich zu fehlen¹¹⁾. Wir werden also wohl annehmen müssen, daß entweder im Dachsteinplateau ebenso wie in den westlicheren Kalkhochplateaus der Oberlias als ein küstennahes Sediment abgelagert wurde, oder daß wir uns hier bereits südlich des Uferrandes¹²⁾ befinden, welcher das oberliassische Meer gegen Süden begrenzte. Noch wahrscheinlicher scheint es mir, daß zur Zeit der Opalinus- und Murchisonaezone das Dachsteinplateau über den Meeresspiegel emporragte, da Gesteine der beiden untersten Doggerzonen noch nirgends im Salzkammergute nachgewiesen werden konnten; erst in der Kammer-

¹⁾ F. F. Hahn, Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. Jahrb. der Geol. R.-A., 1910, p. 377.

²⁾ E. Böse, Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. Zeitschr. der Deutsch. geol. Gesellsch., 1898, p. 486.

³⁾ F. Wähner, Exkursion nach Adnet und auf den Schafberg. Exkursionsführer des IX. internat. Geologenkongresses. Wien 1903, p. 7.

⁴⁾ E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 36.

⁵⁾ F. F. Hahn, Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofer und Diesbachtal. Jahrb. der Geol. R.-A., 1913, p. 16.

⁶⁾ E. Sueß und E. v. Mojsisovics, Die Gebirgsgruppe des Osterhorns. Jahrb. der Geol. R.-A., 1868, p. 199.

⁷⁾ G. Geyer, Ueber den geolog. Bau der Warscheneckgruppe. Verhandl. der Geol. R.-A., 1913, p. 305.

⁸⁾ F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der geol. Gesellschaft in Wien 1913, p. 323.

⁹⁾ A. v. Krafft, Ueber den Lias des Hagengebirges. Jahrb. der Geol. R.-A., 1897, p. 212.

¹⁰⁾ E. Fugger, Das Tennengebirge. Jahrb. der Geol. R.-A., 1914, p. 435.

¹¹⁾ F. F. Hahn, Grundzüge etc. p. 398. Siehe ferner p. 94 der vorliegenden Arbeit.

¹²⁾ F. F. Hahn, Grundzüge etc. p. 329.

kergruppe sind solche vielleicht vorhanden¹⁾, doch ist die Entfernung dieses Gebietes von der Plassengruppe bereits so groß, daß sich der Einfluß des Festlandes dort nicht mehr bemerkbar zu machen braucht.

In der Zone des *Sphaeroceras Sauzei* lag jedenfalls bereits die Osterhorngruppe unter Meeresbedeckung, wo Brandungskonglomerate zur Ablagerung gelangten²⁾, während das Dachsteinplateau noch trocken lag; ob in der Osterhorngruppe überhaupt zu Beginn des Dogger eine Unterbrechung der Meeresbedeckung stattfand, ist nicht mit Sicherheit zu erkennen³⁾.

Erst in der oberen Bathstufe, in der Zone des *Oppelia aspidoides*, wurde auch das Dachsteinplateau überflutet. Die vorhergehende Festlandsperiode war sicherlich lang⁴⁾ genug, um die Sedimente des unteren und mittleren Lias zum größten Teil, die eventuell vorhanden gewesen des oberen Lias gänzlich zu entfernen und die nun freigelegte Oberfläche des Dachsteinkalkes neuerdings in ein Karstland zu verwandeln; doch war die Verkarstung jedenfalls bei weitem weniger weit vorgeschritten, als vor der Transgression der Hierlatzschichten, da die Klauskalke in ein viel zahmeres Erosionsrelief eingelagert sind als der untere Lias.

Die Transgression der Klauschichten über Dachsteinkalk ist keineswegs eine lokale, auf das Dachsteinplateau in der Umgebung des Plassen beschränkte Erscheinung, sondern erstreckt sich einerseits auf die Gamsfeldgruppe, wo die in der Umgebung des Knalltörls auftretenden, von Radiolarit überlagerten roten Kalke⁵⁾ jedenfalls den Klaus-, beziehungsweise Macrocephalenschichten gleichzustellen sind,

¹⁾ F. F. Hahn, Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. Jahrb. der Geol. R.-A., 1910, p. 377—382.

²⁾ E. v. Mojsisovics, Die Gebirgsgruppe des Osterhorns. Jahrb. der Geol. R.-A., 1868, p. 183. Die daselbst angeführten, einen recht guten Erhaltungszustand aufweisenden Cephalopoden aus dem Bajocien des Dachsfelder-Kessels in der Osterhorngruppe, befinden sich in der Sammlung des Geol. Institutes der Wiener Universität. Wenn ich auch die durch Mojsisovics vorgenommene Niveaubestimmung für richtig halte, so glaube ich doch, daß eine genaue Überprüfung der alten Bestimmung wünschenswert wäre, da es sich hier um einen sonst in der ganzen Gegend unbekanntem Horizont und daher um eine sehr interessante kleine Fauna handelt; doch wäre es zweckmäßig, diese Revision erst nach Erscheinen der von E. Mascke angekündigten Monographie der Stephanoceratiden (die Stephanoceras-Verwandten in den Coronatenschichten von Norddeutschland, Dissertation Göttingen, 1907, p. 37) vorzunehmen.

³⁾ Vgl. E. Spengler, Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitteil. der Wiener geolog. Gesellschaft, 1918, S. 45. Die Bemerkung E. v. Mojsisovics (Die Gebirgsgruppe des Osterhorns, p. 199), daß die Fleckenmergel der Osterhorngruppe auch noch die beiden untersten Doggerzonen vertreten, ist wenigstens vorläufig eine paläontologisch nicht bewiesene Behauptung.

⁴⁾ Die untersten Zonen des Doggers entsprachen jedenfalls einem verhältnismäßig sehr langen Zeitraum. Man bedenke nur, daß der Dogger α (Opalinuszone) allein in Schwaben mächtiger ist als der gesamte Lias, und dabei keinerlei Anhaltspunkt für die Annahme besteht, daß sich die Opalinustone rascher bildeten als die Sedimente des schwäbischen Lias.

⁵⁾ E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten, II. Teil Sitzungsber. der Wiener Akad. der Wissensch., Bd. CXXIII, (1914), p. 8, 9.

andererseits, wie die Aufnahmen Geyers ergeben haben, über die Gegend von Mitterndorf und fast das ganze Plateau des Toten Gebirges.

So liegt in der Gegend des Kamp und Pötschensteines westlich von Mitterndorf¹⁾ der Klauskalk unmittelbar über dem Dachsteinkalk der östlichen Dachsteingruppe, zwischen der Hennaralpe und der Elmgrube²⁾ über demjenigen des Toten Gebirges. Auch viel weiter im Osten, zum Beispiel in den Ybbstaler Alpen³⁾, ist die gleiche Erscheinung zu beobachten. Aber auch da, wo die Klausschichten über Hierlatzkalken auftreten, zum Beispiel im südlichen Teile des Toten Gebirges südöstlich vom Toplitzsee⁴⁾, ist eine Transgression der Klausschichten anzunehmen, da zwischen den Hierlatz- und Klauschichten daselbst die gleiche stratigraphische Lücke besteht wie in der Dachsteingruppe. Auch in der hochbajuvarischen Langbathscholle zeigen die Klausschichten Merkmale einer Transgressionsbildung⁵⁾. Wir sehen also, daß sehr beträchtliche Teile der nördlichen Kalkalpen zur Zeit des oberen Lias, beziehungsweise unteren Doggers inselartig aus der Tethys emporragten. F. F. Hahn⁶⁾ hat diesen Transgressionserscheinungen jedenfalls zu geringe Bedeutung beigelegt.

Die Fazies der bunten Cephalopodenkalke wurde von allen Autoren besonders dann, wenn sie, wie in unserem Falle, in so geringer Mächtigkeit (p. 42) und in Verbindung mit Häuten von Manganeisenerzen auftreten, mit Recht als eine Bildung ziemlich großer Meerestiefe aufgefaßt. Wie steht nun das Auftreten von Breccien (p. 44) mit dieser Erscheinung im Einklange? Dabei ist zunächst an die bereits geschilderte Eigentümlichkeit zu erinnern, daß diese Breccien nicht scharf vom unterlageraden Dachsteinkalke zu trennen sind. Der obere Teil des Dachsteinkalkes ist bereits sehr stark von roten Klüften durchsetzt; gegen oben löst er sich vollends in ein Haufwerk von kleinen eckigen Stücken auf, die in einem roten Bindemittel schwimmen. Da in diesem aber Hornsteinwarzen erscheinen, ist das Gestein bereits als Jura aufzufassen. Ich glaube daher, daß diese Breccien nicht als Brandungsbildungen aufzufassen sind — in diesem Falle müßten Konglomerate mit wenigstens teilweise gerundeten größeren Komponenten erscheinen — sondern noch während der Festlandsperiode als subaerische Schuttbildung entstanden sind. Als sich nun die Transgression der Klausschichten vollzog, erfolgte eine sehr rasche und gleichmäßige Versenkung der ganzen Gegend in große Meerestiefen. Der Vorgang war zweifellos ähnlich wie zur Zeit der Transgression der Hierlatzkalke, nur erfolgte die Versenkung zu größerer Tiefe als

¹⁾ G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundsee im steirischen Salzkammergute. Jahrb. der Geol. R.-A. 1915, p. 180.

²⁾ G. Geyer, ebenda, p. 214.

³⁾ G. Geyer, Ueber die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. Jahrb. der Geol. R.-A. 1909, p. 52.

⁴⁾ G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf etc., p. 222.

⁵⁾ G. Geyer, Ueber die Querverschiebung am Traunsee. Verh. der Geol. R.-A. 1917, pag. 71.

⁶⁾ F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der geol. Gesellschaft in Wien 1913, p. 330.

damals. Der feine, subaërisch entstandene Schutt blieb am Meeresgrunde liegen und bot kleinen Spongien eine willkommene Unterlage für die Ansiedlung. Das Meer war jedenfalls äußerst arm an Sinkstoffen, weshalb die Sedimentation der roten Cephalopodenkalke sehr langsam vor sich ging — daß die gleichaltrigen Breccien und Kalke mit Hornsteinwarzen bei weitem mächtiger sind, erscheint nach obiger Erklärung ganz verständlich.

Bei den vorstehenden Erörterungen wurde der Umstand bisher gänzlich außer acht gelassen, daß nach den paläontologischen Befunden Neumayrs¹⁾ die Transgression bei der Klausalpe früher (in der Bathstufe), im Brieltale später (im Kelloway) erfolgt zu sein scheint.

Dazu ist zunächst zu berücksichtigen, daß, wie C. Diener²⁾ mit Recht bemerkt, trotz der Untersuchungen Neumayrs die Altersfrage der alpinen Klauerschichten noch keineswegs in befriedigender Weise gelöst ist. Denn die Fauna der Klausalpe und besonders der Mitterwand enthält neben auf Bathonien hindeutenden Elementen auch solche des Kelloway — es wäre jedenfalls eine sehr auffallende Erscheinung, wenn sich nachweisen ließe, daß in den Klauerschichten der Mitterwand *Oppelia fusca* und *Keimeckia anceps* tatsächlich der gleichen Fauna angehören. Die Mischung von Bath- und Kellowayformen ist auch aus anderen Klauslokalitäten bekannt³⁾. Ob bei der Mitterwand mehrere Zonen übereinander entwickelt sind oder tatsächlich eine Mischfauna vorliegt, dürfte selbst bei sorgfältigster Aufsammlung an Ort und Stelle nicht nachzuweisen sein, da das Gestein nicht in Schichten abgelagert ist, sondern ebenso wie die Hierlatzkalke eine ungeschichtete Ausfüllung von Hohlräumen im Dachsteinkalk darstellt. Dazu kommt noch, daß alle drei Lokalitäten: Brieltal, Klausalpe und Mitterwand, die schon an und für sich eine äußerst geringe Ausdehnung hatten, heute nahezu vollständig ausgebeutet sind.

Daraus geht hervor, daß wir keineswegs mit Sicherheit behaupten können, daß bei der Klausalpe und Mitterwand einerseits, im Brieltal andererseits verschiedene alte Schichten vorliegen. Ich möchte im Gegenteil aus geologischen Gründen glauben, daß an allen drei Orten die Transgression gleichzeitig erfolgte, und zwar in einem Zeitpunkte, welcher beiläufig dem oberen Bath oder unteren Kelloway des mitteleuropäischen Juras entspricht. Denn es ist schwer, sich vorzustellen, daß die Gegend der Klausalpe bereits zu einer Zeit tiefes Meer war, als sich die nur 4 km entfernte Lokalität Brieltal noch über den Meeresspiegel erhob;

¹⁾ M. Neumayr, Ueber einige neue oder weniger bekannte Cephalopoden der Macrocephalen-Schichten (Jahrb. der Geol. R.-A. 1870, p. 153.)

²⁾ C. Diener, Die Bedeutung der Zonengliederung für die Frage der Zeitmessung in der Erdgeschichte. Neues Jahrb. für Mineralogie etc., XLII. Beilageband, p. 166.

³⁾ V. Popovici-Hatzeg, Les Cephalopodes du Jurassique moyen du Mont Strunga. Mém. Soc. géol. France. Paleont. 13, Nr. 35 (1905), p. 6. — E. Jüssen, Beitrag zur Kenntnis der Klauerschichten in den Nordalpen. Jahrb. der Geol. R.-A. 1890, p. 386.

in diesem Falle müßte man unbedingt bei der Klausalpe im Bathonien ein Küstensediment erwarten. Sollte jedoch der paläontologische Nachweis gelingen, daß bei der Klausalpe und Mitterwand in der unmittelbar dem Dachsteinkalke auflagernden Gesteinsmasse tatsächlich das sichere Aequivalent der außeralpinen Zone der *Oppelia fusca* vorliegt, im Brieltale aber nicht, so müssen wir annehmen, daß in der Lokalität Brieltal entweder während der Zonen der *Oppelia fusca* und *aspidoides* überhaupt kein Sediment zum Absatze gelangte oder daß sowohl die Zonen der *Oppelia fusca* und *aspidoides* als diejenige des *Macrocephalites macrocephalus* in der nur $\frac{1}{2}$ m mächtigen Kalkbank des Brieltales enthalten sind, ohne zufällig einen Vertreter der tieferen Zonen einzuschließen. Wir wissen ja durch die Untersuchungen Wähners¹⁾, daß bei den unter ganz ähnlichen Bedingungen entstandenen bunten Cephalopodenkalken des unteren Lias die einer paläontologischen Zone entsprechende Bank oft nur eine Mächtigkeit von wenigen Zentimetern erreicht.

Die Radiolarite liegen an den meisten Punkten über den Klauschichten, nur am Siegkogel unmittelbar auf Dachsteinkalk (Tafel XV, Profil VIII). Die Cephalopodenkalkbank gelangte hier entweder gar nicht zur Ablagerung oder die Auflagerung der winzigen Reste von Radiolarit auf dem Dachsteinkalke ist auf tektonischem Wege zu erklären, indem diese als Schubfetzen an die Basis der über den Dachsteinkalk hinwegleitenden juvavischen Decke mitgeschleppt wurden. Es ist ein wesentlicher Unterschied, wenn man diese kleine, ganz lokale Erscheinung auf tektonischem Wege zu erklären trachtet oder das weitverbreitete Phänomen der Transgression der Klauschichten (p. 43).

Da jüngere Juragesteine als die Radiolarite in dem tirolischen Ablagerungsgebiete der Plassengruppe nicht entwickelt sind, besitzen wir keinen direkten Anhaltspunkt zur Entscheidung der Frage, ob das Dachsteinplateau noch zur Zeit der höheren Stufen des Malms vom Meere bedeckt war. Da jedoch diese in der nahegelegenen Osterhorngruppe sowie in dem dem Dachsteinplateau ganz analog gebauten Toten Gebirge in der Form der Oberalmer Schichten entwickelt sind, welche keine küstennahe Bildung darstellen, so halte ich es für wahrscheinlich, daß das Dachsteingebiet einstmals auch eine Decke von Oberalmer Schichten trug, welche jedoch in ihrer Gesamtheit — mit Ausnahme eines 1 km^2 großen Denudationsrestes auf dem Punkt 948 westlich von Mitterndorf²⁾ — der Erosionsperiode in der mittleren Kreide zum Opfel fiel, welche der großen Gebirgsbildungsphase voranging.

C. Stratigraphie der juvavischen Einheit.

Die juvavische Einheit zeigt im Vergleiche zur tirolischen, welche — wenigstens in der Trias — in dem ganzen Gebiete einheitlich als

¹⁾ F. Wähner, Zur heteropischen Differenzierung des Alpenen Lias. Verh. der Geol. R.-A. 1886, pag. 191.

²⁾ G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee. Jahrb. der Geol. R.-A. 1915, p. 180.

Dachsteinkalk entwickelt ist, eine auf einem so kleinen Fleckchen geradezu beispiellos mannigfaltige Heteropie der Fazies. Es ist daher trotz der seit alter Zeit berühmten Fossilfundstätten in den meisten Fällen nicht möglich, die Profile zweier benachbarter Schollen mit Sicherheit aufeinander zu beziehen, oder gar ein für die ganze, nur 19.2 km^2 große Fläche geltendes, stratigraphisches Schema aufzustellen. Dieses Zusammentreten der verschiedensten Faziesgebilde auf so engem Raume ist, wie später gezeigt werden wird, zum großen Teil durch die äußerst komplizierte Tektonik bedingt. Doch bleibt auch dann, wenn wir die bei der Gebirgsbildung zusammengeschobenen Schollen in ihren ursprünglichen Ablagerungsraum zurückversetzen, die in beschränktem Gebiete auftretende Zersplitterung der Fazies in der juvavischen Trias eine außergewöhnlich große. Die einzigen, in dem ganzen juvavischen Gebiete der Plassen-Gruppe annähernd einheitlich entwickelten Stufen sind der Werfener Schiefer und das Haselgebirge sowie der unmittelbar über diesen skythischen Gesteinen auftretende anisische Dolomit.

α) Stratigraphie der untersten Triasstufen.

I. Werfener Schiefer.

Rote und graue, meist sehr glimmerreiche Sandsteine und Schiefer. Der größte Aufschluß sind die „Sagmöser“, durch ihre rote Farbe weithin sichtbare Plaiken (kahle, durch Abrutschung des Humus und der Vegetationsdecke entstandene Stellen) in etwa 1200 m am Südabhange der Karrwand (Profil VII). In der geologischen Sammlung des naturhistorischen Hofmuseums liegen an dieser Stelle sowie im Rettengraben (zwischen Rettengrabenkogel und Hohen Scheyerkogel, Profil III) aufgefundene rote, glimmerige Sandsteinplatten, welche ganz erfüllt sind mit den charakteristischen, schlecht erhaltenen Bivalvenresten, welche man als

Myacites Fussaensis Wissm.

zu bestimmen pflegt. Ferner erwähnt E. v. Mojsisovics in mir vorliegenden, nicht publizierten handschriftlichen Notizen, im Rettengraben graue Kalkplatten mit

Myophoria costata Zenk.

Natiria costata Mstr.,

am „Sattel“ (Profil VI) rote Werfener Schichten mit

Pseudomonotis Clarai Emmr.

und Myaciten¹⁾ aufgefunden zu haben. Von der dem „Sattel“ südöstlich benachbarten Lokalität „Sagmöser“ (Profil VII) liegen in der Sammlung des Museums Francisco Carolinum in Linz²⁾ mehrere Exemplare von

Pseudomonotis aurita Hauer.

¹⁾ Anscheinend handelt es sich hier um das seinerzeit von A. Hořinek (Verh. d. Geol. R.-A., 1869, p. 394) an die Sammlung der Geol. R.-A. eingesendete Material.

²⁾ H. C o m m e n d a, Vorläufiger Bericht über die mineralogisch-geognostische Sammlung (62. Bericht über das Museum Francisco Carolinum), Linz 1894, p. 11.

Diese Fossilfunde scheinen darauf hinzudeuten, daß die roten, glimmerigen Sandsteine der tieferen Abteilung der skythischen Stufe (Seiser Schichten), die grauen, kalkigen Werfener und wohl auch das Haselgebirge der höheren Abteilung derselben (Campiler Schichten) entsprechen, womit auch die Lagerungsverhältnisse im Einklange stehen. (Vgl. p. 87.)

2. Haselgebirge.

Ein grauer, rötlicher, violetter oder grünlicher Ton, welcher in regelloser Verteilung Brocken von Steinsalz und den übrigen Mineralien der Salzlagerstätten enthält. Eine genaue Beschreibung des Haselgebirges und seiner Mineralien haben A. Aigner¹⁾ und R. Görgey²⁾ geliefert, eine übersichtliche Darstellung der im Hallstätter Haselgebirge vorkommenden Mineralien ist bei H. Commenda³⁾ zu finden. Die typische, einer Breccie vergleichbare Struktur des Haselgebirges zeigt sehr gut Aigners Abbildung des Ulnprofiles der Fraukehr am Hallstätter Salzberge⁴⁾.

Es ist selbstverständlich, daß das Haselgebirge nur in den tiefer unter der Erdoberfläche liegenden und in größerer Entfernung vom Nebengestein auftretenden Partien Brocken von Steinsalz und den anderen leicht löslichen Mineralien der Salzlagerstätten enthält (reiches Haselgebirge), während die den Tagwässern zugänglichen Randpartien des Haselgebirges bloß Brocken von Gips führen (ausgelaugtes Haselgebirge). Dieser allseits die Salzlagerstätte umgebende Mantel von ausgelaugtem Haselgebirge, der dieselbe vor einer Auflösung durch das von der Erdoberfläche und vom wasserdurchlässigen Nebengesteine aus eindringende Wasser schützt, hat nach den Beobachtungen im Hallstätter Salzberge eine durchschnittliche Mächtigkeit von 50 bis 200 m (Profile IV—IX).

Unter den das Haselgebirge begleitenden Gesteinstypen möchte ich insbesondere auf die sogenannten „Glanzschiefer“ hinweisen, einen schwarzen Schieferton, welchen F. Mayer⁵⁾ in treffender Weise folgendermaßen beschreibt: „Eine ebenfalls durch sehr große Druckwirkung erzeugte Strukturform des Salztone stellen die vorzüglich in den hangenden Salzgebirgspartien vorkommenden Glanzschiefer dar, welche sich im übrigen von dem Salztone nur unterscheiden durch die glänzende Oberfläche und dunklere Farbe, einen größeren Gehalt an Bitumen und einer paraffinähnlichen Substanz.“ Dasselbe Gestein er-

¹⁾ A. Aigner, Analogien der alpinen Salzlagerstätten. Oest. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen, 1888, p. 80. — A. Aigner, Der Salzbergbau in den österreichischen Alpen. Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch, Wien 1892 (Bd. XL), p. 203—210.

²⁾ R. Görgey, Ueber die alpinen Salzgesteine. Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. Wissensch. (math.-nat. Kl.), Bd. CXXIII (Wien 1914), p. 931—941.

³⁾ H. Commenda, Uebersicht der Mineralien Oberösterreichs, 2. Aufl., XXXIII. Jahresbericht des Vereines für Naturkunde in Oberösterreich (Linz 1904).

⁴⁾ A. Aigner, Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch, Bd. XI₄ (1892), Tafel IV, Fig. 2.

⁵⁾ F. Mayer, Geologisch-mineralogische Studien aus dem Berchtesgaderer Land. Geogn. Jahreshefte, Bd. 25 (München 1912), p. 131.

wähnt auch G. Geyer¹⁾ aus dem Bosrucktunnel. Der Glanzschiefer ist jedenfalls nichts anderes als eine Varietät des Haselgebirges, welche durch Druckwirkung einen höheren Grad von Diagenese erlitten hat als der normale Salzton, während die glänzenden Flächen als Harnischflächen zu betrachten sind, welche bei den tektonischen und autoplastischen Bewegungen des Haselgebirges entstanden sind. Wie bereits G. Geyer l. c. erwähnt, wurden diese Glanzschiefer bisweilen mit Zlambachschichten verwechselt, sie unterscheiden sich jedoch von diesen durch den mangelnden oder höchstens in ganz geringer Menge vorhandenen Kalkgehalt.

Ueber die Entstehung des Haselgebirges wurden die verschiedensten Ansichten geäußert. Nach A. Aigner²⁾ sind die alpinen Salzlager in flachen Meeresteilen durch Eindampfen entstanden; der regelmäßige Absatz der Salzlagerstätte soll jedoch durch Bewegungen und Erschütterungen der Erdkruste gestört worden sein. Letztere Annahme, welche — allerdings in Verbindung mit späteren Vorgängen — die Struktur des Haselgebirges erklären soll, ist als phantastisch zweifellos abzulehnen, ganz abgesehen davon, daß die untere Trias eine Zeit der Erdruhe darstellt und daher sicherlich auch arm an Erdbeben war. E. Kohler³⁾ nimmt hingegen an, daß das Haselgebirge keine marine Bildung darstellt, sondern dem sich in den Salzpflanzen der Kalahariwüste bildenden „Salzpelit“ zu vergleichen sei. Die chemische Beschaffenheit und die brecciöse Struktur des Haselgebirges stimmen sehr gut mit dem Salzpelit überein. F. Mayer⁴⁾ bringt jedoch gegen die Kohlersche Hypothese eine Reihe von Einwänden, von denen meiner Ansicht nach das Vorkommen mächtiger Anhydritmassen der gewichtigste ist. Sehr merkwürdig ist F. Mayers⁵⁾ Ansicht über die Bildung der stockförmigen Gestalt der Salzlager des Berchtesgadener Landes. Das an verschiedenen nordalpinen Salzlagerstätten nachgewiesene Vorkommen von Eruptivgesteinen führt ihn zu der Hypothese, daß das dem Perm angehörige, also ursprünglich unter den Werfener Schiefer liegende Salzlager durch den Diabasporphyr emporgehoben wurde, wobei die Werfener Schiefer zur Seite geschoben wurden. Der hellgraue Salzton sei (wenigstens zum Teil) das Produkt von Schlammvulkanen, wie ein chemischer Vergleich mit den von den Schlammvulkanen bei Girgenti und Baku geförderten Massen ergibt. Diese eruptive Emporhebung des Haselgebirges sei zum Teil sehr jung, nach dem Tuff an der Gmundbrücke bei Berchtesgaden, der noch diluviale Nagelfluh durchbrechen soll, sogar nachdiluvial. Eine ganz ähnliche Rolle, wie sie Mayer dem Berchtesgadener Diabas-

¹⁾ G. Geyer, Die Aufschließungen des Bosrucktunnels und deren Bedeutung für den Bau des Gebirges. Denkschriften der kais. Akademie der Wissenschaften, Bd. LXXXII (Wien 1907), p. 18—19.

²⁾ A. Aigner, Der Salzbergbau in den österr. Alpen. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch. Bd. XL (1892), p. 214—228.

³⁾ E. Kohler, Ueber die sogenannten Steinsalzzüge des Salzstocks von Berchtesgaden. Geognostische Jahreshefte. Bd. 16 (München 1903), p. 117.

⁴⁾ F. Mayer, Geologisch-mineralogische Studien aus dem Berchtesgadener Land. Geognostische Jahreshefte. Bd. 25 (München 1912), p. 149.

⁵⁾ F. Mayer, l. c., p. 151.

porphyrit zuschreibt, hat übrigens 20 Jahre früher Aigner¹⁾ dem Hallstätter Melaphyr zugeordnet. Gegen die vulkanistischen Vorstellungen Aigners und Mayers ist einzuwenden, daß 1. entgegen der von Mayer ausgesprochenen Meinung das Haselgebirge an zahlreichen Stellen mit echten Werfener Schiefen in Verbindung steht, so zum Beispiel am Hallstätter Salzberg, und zwar derart, daß man entschieden annehmen muß, daß es sich im wesentlichen im Hangenden der Werfener Schiefer befindet (Profile VI—IX). In der Abtenauer Gegend tritt der Gips stets in Verbindung mit Werfener Schiefen auf; 2. müßte der Salzton im Kontakt mit dem Eruptivgestein deutlich gefrittet sein und die Kontaktwirkung müßte mit der Entfernung vom Eruptivgestein abnehmen. Tatsächlich aber unterscheidet sich zum Beispiel der Salzton am Kontakt mit dem Hallstätter Melaphyr (p. 153) gar nicht von dem übrigen Haselgebirge. Das Vorkommen der Minerale, die Mayer als vulkanische Produkte anführt (Schwefel, Pyrit, Realgar, Manganchlorür, Bleiglanz, Zinkblende, Nickelerz, Tellurerz, Magnetit, Eisenglanz und Atacamit) reicht zum Beweise einer Kontaktmetamorphose nicht aus. 3. Sollten die genannten Eruptivgesteine wirklich an Ort und Stelle emporgedrungen und erstarrt sein, was nicht sehr wahrscheinlich ist (vgl. p. 154), so ist ihre Masse jedenfalls zu geringfügig, um so bedeutende Wirkungen hervorzurufen.

Ich bin mit G. Geyer²⁾ der Ansicht, daß sich die Ochseniussche Barrentheorie auf die alpinen Salzlager ebenso wie auf die norddeutschen Zechsteinsalze anwenden läßt. Wir müssen uns wohl vorstellen, daß die nordalpinen Salzlager in seichten Lagunen zum Absatze gelangten, welche sich an der Flachküste der Tethys gegen das nördlich anstoßende vindelicische Land ausbreiteten. Diese Lagunen standen mit dem offenen Tethysmeere nur durch schmale und seichte Meeresstraßen in Verbindung und empfingen auch aus dem wüstenartig trockenen Hinterlande, in welchem die wohl größtenteils subärischen Sedimente³⁾ des Buntsandsteines zum Absatz gelangten, keine Zuflüsse von Süßwasser, so daß die Verdunstung überwog und sich an deren Boden Salzlager bilden mußten.

Die Unterschiede, welche zwischen den alpinen Salzlagern und den deutschen Zechsteinlagerstätten bestehen und als Einwände gegen die Annahme gleicher Entstehung derselben angeführt werden könnten, sind solche des Mineralbestandes und der Struktur. Was ersteren Punkt betrifft, so unterscheiden sich die alpinen Salzlager von den deutschen vor allem durch das Fehlen der Minerale der Carnallit- und Bischofitregion⁴⁾, welche von allen Mineralen der Salzlagerstätten am leichtesten löslich sind. Diese Erscheinung kann zweierlei Ursachen

¹⁾ A. Aigner, Der Salzbergbau in den österr. Alpen. Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch 1892, p. 223, 224.

²⁾ G. Geyer, Die Aufschließungen des Bosrucktunnels. Denkschr. der kais. Akad. der Wissensch. Wien 1907, p. 7.

³⁾ E. Philippi, Lethaea geognostica, kontinentale Trias, p. 35. — E. Fraas, Die Bildung der germanischen Trias, Jahreshefte des Vereines für Naturkunde in Württemberg 1889.

⁴⁾ R. v. Görgey, Ueber die alpinen Salzgesteine. Sitzungsber. der kais. Akad. der Wissensch., math.-naturw. Klasse. Bd. CXXIII (Wien 1914), p. 932.

haben: Entweder gelangten die genannten Minerale gar nicht zum Absatz, indem die Lagunen nicht bis zur völligen Trockenheit eindampften, sondern bereits nach Ausfällung der Minerale der Polyhalit- und Kieseritregion durch Einschwemmung feinklastischen Materials der Ton zur Ablagerung kam, der das Salzlager vor einer Wiederauflösung durch das Meerwasser schützte. Denn es ist wohl zu beachten, daß die Bildung der Zechsteinsalze eine Festlandsperiode einleitete, also einer negativen Phase entspricht, diejenige der alpinen Salzlagerstätten hingegen den Beginn der Transgression der alpinen Trias darstellt, also eine negative Schwankung in einer im Großen positiven Bewegung der Strandlinie darstellt. Erst über dem undurchlässigen Salztouren kamen die rein marinen, kalkig-dolomitischen anisischen Sedimente zum Absatz. Oder die Carnallit- und Bischoffitregion war auch in den alpinen Lagerstätten ursprünglich vorhanden, wurde aber bei den tektonischen Vorgängen, bei denen Wasser in das Haselgebirge eindringen konnte, wieder aufgelöst; doch scheint mir erstere Erklärung den größeren Grad von Wahrscheinlichkeit zu besitzen.

Der strukturelle Unterschied zwischen beiden Lagerstättentypen hingegen besteht hauptsächlich darin, daß die alpinen Salzlager zwar die Mineralien der Anhydrit-, Polyhalit- und Kieseritregion der außeralpinen führen, aber die Regionen selbst und eine Jahresringbildung nicht erkennen lassen, sondern das Bild einer Breccie bieten, in welcher die Minerale der einzelnen Regionen regellos durcheinandergemengt erscheinen. Mojsisovics¹⁾ trennt zwar eine Anhydrit- und Polyhalitregion, macht aber auf die chaotische Struktur der Salzlager aufmerksam, Aigner²⁾ und Commenda³⁾ lehnen die Unterscheidung dieser Regionen ausdrücklich ab. Wie bereits Mojsisovics⁴⁾ betont, kann jedoch diese heute vorliegende Breccienstruktur des Haselgebirges keine primäre Erscheinung sein. Wir müssen uns vielmehr vorstellen, daß auch die alpinen Salzlager ebenso wie die außeralpinen in regelmäßigen Schichten zum Absatze gelangten und erst durch die äußerst intensive tektonische Inanspruchnahme bei der Alpenfaltung in eine Breccie verwandelt wurden⁵⁾. Hierbei ist besonders zu beachten, daß sich der Ton des Haselgebirges, der wahrscheinlich ursprünglich in regelmäßiger Schichtung mit den Steinsalzlagerstätten wechsellagerte oder mindestens in deren Hangenden auftrat, bei Einsetzen der gebirgsbildenden Kräfte als äußerst plastisch, das Steinsalzlager selbst aber, wie R. Lachmann⁶⁾ gezeigt hat, als sehr

¹⁾ E. v. Mojsisovics, Bericht über die im Sommer 1868 ausgeführte Untersuchung der alpinen Salzlagerstätten. Jahrb. der Geol. R.-A. 1869, p. 158—162.

²⁾ A. Aigner, Der Salzbergbau in den österr. Alpen, p. 218.

³⁾ H. Commenda, Materialien zur Geognosie Oberösterreichs, p. 48.

⁴⁾ E. v. Mojsisovics, l. c., Jahrb. der Geol. R.-A. 1869, p. 160.

⁵⁾ Auf diese Erscheinung hat auch R. v. Görgey (Die Entwicklung der Lehre von den Salzlagerstätten, Geol. Rundschau 1911, p. 299) hingewiesen. Hingegen kann ich im Gegensatz zu Görgey an einen Einfluß der diluvialen Schmelzwässer auf die Bildung der Haselgebirgsstruktur nicht glauben; die Schmelzwässer der diluvialen Gletscher flossen jedenfalls ebenso wie die heute im Salzkammergute so reichlich fallenden Niederschläge an der Oberfläche der Salzstöcke ab, ohne durch den für Wasser undurchlässigen Ton in das Innere derselben einzudringen.

⁶⁾ R. Lachmann, Der Salzauftrieb, 3. Folge, p. 36—38.

spröde verhalten mußte. Es mußte daher das Salzlager in unzählige, scharfkantige Stücke zerbrechen, welche in den plastischen Ton eingelagert wurden. In den reichsten Partien des Haselgebirges jedoch, in den „Kernstrichen“, in welchen auch das Bindemittel der Breccie aus fast reinem Steinsalz besteht und Bruchstücke von schwerer löslichem Anhydrit und unlöslichem Ton enthält, hat bei der Gebirgsbildung eine kristalloblastische Umformung stattgefunden, eine Auflösung des Salzes und eine „Rekristallisation“ (Lachmann) desselben, wobei sich, wie Kohler¹⁾ gezeigt hat, die einzelnen Kernstriche, dem Rieckeschen Gesetze folgend, mit ihrer Streichungsrichtung normal auf die Streß-Richtung einstellen²⁾.

Schließlich möchte ich auf die Analogien hinweisen, die sich in der tektonischen Umformung des Haselgebirges und der kristallinen Schiefer ergeben. Wie in dem von F. E. Sueß³⁾ beschriebenen Stück aus den Marmorbrüchen von Ungarschitz in Mähren die Bruchstücke der zertrümmerten spröden Amphibolitbank in den sich plastisch verhaltenden Marmor eingebettet sind, liegen die Bruchstücke der Salzgesteine im Salzion eingeschlossen; wo es sich um „armes“ Haselgebirge handelt, in welchem der Ton vorherrscht, hat eine echte, plastische Umformung durch Verschiebung der Teilchen, im „reichen“ Haselgebirge hingegen, wo der Ton stark zurücktritt, eine Umformung durch Lösungsplastizität stattgefunden⁴⁾. Jedenfalls sind aber zwischen beiden Arten der Plastizität auch Uebergangszonen denkbar. Da die Minerale der Steinsalzlagerstätten eine ungleich größere Löslichkeit als diejenigen der kristallinen Schiefer besitzen, können kristalloblastische Umformungen bei ersteren in viel geringerer Tiefe vor sich gehen als bei letzteren.

Daß das Haselgebirge dem unmittelbaren Hangenden der Werfener Schiefer angehört, zeigt am besten das auf Profil IX dargestellte Stollenprofil des Kaiser-Franz-Josef-Stollens, welches (p. 154) eine eingehende Darstellung erfahren wird.

Daß hier jedoch das Salzgebirge gleichzeitig das Liegende der anisichen Gesteine bildet, ist an der Hauptmasse des Hallstätter Salzlagers nicht mehr zu erkennen, da dieses, wie später (p. 146) gezeigt werden wird, durch autoplastische Vorgänge in höhere Niveaus emporgedrungen ist. Wenn man jedoch diejenigen Punkte der Plassen-Gruppe betrachtet, welche keine ekzematische Hebung erfahren haben,

¹⁾ E. Kohler, Ueber die sogenannten Steinsalzüge des Salzstockes von Berchtesgaden, Geognostische Jahreshäfte, Bd. 16 (1903), p. 121.

²⁾ Nach A. Aigner (Analogien der alpinen Salzlagerstätten, Österr. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen, Wien 1888, p. 100) ist das Streichen der Kernstriche in den tieferen Horizonten des Bergwerkes fast genau Ost-West gerichtet, in den höheren dreht es sich allmählich in einer NO-SW-Richtung. Aigner hat diese Streichrichtungen auf ganz einwandfreie Weise dadurch festgestellt, daß er die Richtung bestimmte, in welcher die Verlaugung der Werksräume die raschesten Fortschritte macht. Demnach stellen sich die tiefsten Partien des Bergwerkes ganz in das generelle Alpenstreichen ein, die höheren hingegen stehen unter dem Einflusse lokaler Ursachen. (Einsinken der Plassenmasse und Anpressen des Haselgebirges gegen Südosten?).

³⁾ F. E. Sueß, Beispiele plastischer und kristalloblastischer Gesteinsumformung, Mitteil. der Wiener Geol. Gesellschaft, 1909, Taf. V.

⁴⁾ F. E. Sueß, l. c., p. 250.

so läßt sich daselbst die Ueberlagerung des Haselgebirges durch anisische Gesteine sehr gut beobachten. So wird das kleine Salzlager bei der Sattelalpe¹⁾ vom anisichen Dolomit des Schiechlingskammes (p. 80), die (allerdings heute nicht mehr aufgeschlossene) Haselgebirgspartie bei der Werkstatt²⁾ vom anisichen Dolomit des Solingerkogels (p. 61, Profil VI), die kleine Partie von Gips und ausgelangtem Haselgebirge im Hintergrunde des Klauskogelgrabens (p. 79, Profil IVa) von dem gleichen Dolomit des Klauskogels überlagert.

Man sieht also, daß die gegenwärtig allgemein angenommene Stellung des Haselgebirges im oberen Teile der skythischen Stufe auch durch die Beobachtungen in der Plassengruppe eine Bestätigung erfährt.

3. Anisicher Dolomit.

Gelbliche, hellgrünliche, graue oder rötliche, meist feinkristalline Dolomite. Charakteristisch sind die oft an einem Handstück mehrfach wechselnden, ineinander übergehenden, lichtbunten Färbungen. Brecciöse Partien sind stellenweise vorhanden. Schichtung ist meist zu beobachten; viel seltener ein Zerfallen in aus würfelförmigen, scharfkantigen Bruchstücken bestehenden Grus. Das Zurücktreten dieser für Hauptdolomit so außerordentlich charakteristischen Erscheinung sowie die lichtbunten Färbungen unterscheiden den anisichen Dolomit der Plassengruppe leicht von norischen Dolomiten. Der Ramsaudolomit hingegen ist durch seine fast stets rein weiße Farbe und die zuckerkörnig-löcherige Struktur deutlich verschieden. Der an vielen Stellen der tirolischen Einheit (zum Beispiel an der Südseite der Dachsteingruppe), aber auch in der Reiteralmdecke auftretende Reichenhaller Dolomit ist bedeutend dunkler als das hier vorliegende Gestein.

Mojsisovics³⁾ hat diesen Dolomit bereits in die anisische Stufe gestellt, Hahn⁴⁾ hingegen vergleicht denselben mit dem karnischen, lichtbunten Dolomit der Reiteralmdecke der Umgebung von Unken. Tatsächlich ist die petrographische Uebereinstimmung der beiden Gesteine so vollständig, daß die von Hahn für den Unken Dolomit gegebene Beschreibung⁵⁾ auch vollinhaltlich für den Dolomit der Plassengruppe gilt.

Trotzdem möchte ich den Dolomit der Plassengruppe nicht in die karnische, sondern ebenso wie Mojsisovics in die anisische Stufe stellen, und zwar aus folgendem Grunde. Der Dolomit der Plassengruppe gleicht durch seine petrographische Beschaffenheit nicht

¹⁾ O. v. Buschmann, Das Salz, dessen Vorkommen und Verwertung, I. Bd., p. 244.

²⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 72.

³⁾ E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 7.

⁴⁾ F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der Wiener Geol. Gesellschaft, 1913, p. 436. Auch die von Hahn einige Zeilen höher angewendete Bezeichnung „Ramsaudolomit“ scheint mir nicht zutreffend, da wir in der Plassengruppe keinen Anhaltspunkt für das Vorhandensein der ladinischen Stufe haben.

⁵⁾ F. F. Hahn, Geologie der Kärntner-Sonntagshorngruppe. Jahrb. der Geol. R.-A., 19.0, p. 328.

nur vollständig dem lichtbunten Dolomit der bereits ziemlich weit entfernten Unkenener Gegend, sondern — wie ich mich durch eine Exkursion überzeugen konnte — ebenso vollkommen auch den Dolomiten, welche die Basis der Hallstätter Entwicklung des Kampls (P. 1681 m)¹⁾ und des Rabenkogels (P. 1391 m)²⁾ bei Mitterndorf bilden. Auch die Mächtigkeit stimmt vollkommen überein (200—300 m). Nun ist aber das anisische Alter der Dolomite der Hallstätter Entwicklung in der Mitterndorfer Gegend dadurch mit Sicherheit bestimmt, daß dieser Dolomit am Rabenkogel von Reiflinger Kalken überlagert wird, welche anisische Brachiopoden führen³⁾. Ganz ähnliche Gesteine folgen nun auch an einigen Stellen im Hangenden des Dolomits der Plassen-Gruppe, wie später gezeigt werden wird (p. 61 und 80). Außerdem befindet sich hier der Schreyeralmkalk der Schiechlinghöhe im Hangenden des Dolomites (p. 81). Nur für das westlichste Stück des Gebietes (Leitgeb- und Sulzkogel) wäre das Hinaufreichen des Dolomites in die karnische Stufe möglich — doch halte ich es auch hier für nicht sehr wahrscheinlich.

β. Stratigraphische Detailprofile in der juvavischen Einheit.

Für die höhere Trias und den Jura empfiehlt es sich nun, mit Rücksicht auf die bereits oben erwähnte Heteropie die Profile der einzelnen Schollen gesondert zu betrachten.

1. Profil des Solinger- und Someraukogels³⁾. (Profil V—VII), Photographie Tafel III, Fig. 2

a) Haselgebirge. Kittl⁴⁾ erwähnt ein Vorkommen bei der Quelle hinter der Werkstatt. Gegenwärtig ist dieser Aufschluß zwar nicht mehr vorhanden, aber die ganze Terrainkonfiguration deutet mit Sicherheit auf das Durchstreichen einer wenig mächtigen Lage von Haselgebirge hin.

b) Anisischer Dolomit. Mächtigkeit: 100—150 m.

c) 100 m mächtige, hellgraue oder bräunliche Plattenkalke, welche durch ihre petrographische Beschaffenheit an die obernorischen Plattenkalke der Hauptdolomitentwicklung erinnern. Andererseits aber gleichen sie — auch in bezug auf ihre Mächtigkeit — den Reiflinger Kalken, welche unterhalb der Simonywarte (P. 1228) am Rabenkogel bei Mitterndorf die anisischen Dolomite überlagern, und, wie bereits oben erwähnt, anisische Brachiopoden führen. Die Reiflinger Kalke der Mitterndorfer Gegend unterscheiden sich von denen bei Groß-Reifling durch ihre Armut an Horpstein. Auch in den Plattenkalken des Someraukogelprofils habe ich noch

¹⁾ G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee, Jahrb. der Geol. R.-A., 1915, p. 194.

²⁾ G. Geyer, Ebenda, p. 190.

³⁾ Der eigentliche, 1417 m Seehöhe erreichende Gipfel führt den Namen „Solingerkogel“. Als „Someraukogel“ wird kein selbständiger Gipfel, sondern nur eine gegen Osten abfallende Rippe des Solingerkogels bezeichnet, welche die berühmten Fossilfundstätten trägt.

⁴⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 72.

Hornstein gefunden, aber als noch größere Seltenheit als bei Mitterndorf. Diesen Plattenkalken ist in der Südwand des Someraukogels eine Bank eingeschaltet, welche ganz erfüllt ist von Stielgliedern von

Encrinus cf. liliformis Lam.

Eine ganz ähnliche Encrinusbank konnte ich in den allerdings viel hornsteinreicheren Reifinger Kalken der Zwieselalpe nachweisen¹⁾. Wir sind daher wohl berechtigt, auch die Plattenkalke des Somerauprofiles noch in die anisische Stufe zu stellen.

d) ein etwa 200 m mächtiger, weißer oder etwas gelblicher oder rötlicher Riffkalk mit roten Adern. Mojsisovics²⁾ vergleicht diesen Kalk mit dem „Wandkalk“ des Raschberges. Auch der Korallriffkalk des Rötelsteins³⁾ ist ein ähnliches Gestein, jedoch reiner weiß und massiger als der des Someraukogels. Leider war es mir nicht möglich, die angeblich im Liegenden dieses Riffkalkes befindliche, von Mojsisovics⁴⁾ erwähnte Fundstätte von karnischen Versteinerungen wieder aufzufinden; auch den derzeit noch lebenden Hallstätter Sammlern ist diese Stelle nicht mehr bekannt. So muß daher die stratigraphische Fixierung dieses hellen, massigen Kalkes der Zukunft überlassen bleiben. Nach oben geht dieser Kalk ganz allmählich, durch Zunahme der rötlichen Färbung und Deutlicherwerden der Bankung, in den

e) unternorischen Hallstätter Kalk des Someraukogels über, der gleichfalls eine Mächtigkeit von etwa 200 m erreicht. Die Bankung ist überall deutlich zu sehen, doch besitzt der Kalk nicht den Charakter eines Plattenkalkes. Die Farbe variiert zwischen dunkelrot (an der Hauptfundstätte mit *Cyrtopleurites bicrenatus Hau.*), hellrot (Linse mit *Discophyllites patens*), graurot bis grau.

Mojsisovics unterscheidet zwei fossilführende Linsen⁵⁾ in dem norischen Hallstätter Kalke des Someraukogels, wovon die eine eine ältere (lacische), die andere eine jüngere (alaunische) Fauna einschließt. Letztere, die Hauptfundstätte, liegt in etwa 1140 m Seehöhe am Fuße einer langgestreckten, niedrigen, senkrechten Felswand, mit welcher der Someraukogel gegen den Somerau- und Steinbergkogel trennenden Graben „Zwischen den Kögeln“ abstürzt. Die Fundstätte gehört

¹⁾ E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten II. Teil. Sitzungsber. der Wiener Akad. der Wissensch., 1914, p. 294.

²⁾ E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl u. Hallstatt, p. 22.

³⁾ G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1915, p. 198.

⁴⁾ E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 22. Mojsisovics schreibt: „Noch weiter südlich, mithin im Liegenden des weißen Kalkes, in der Richtung gegen den Solingerkogel in der Gegend des Pleningfirt erscheinen dann gleichfalls steilauferichtete rote und grauliche Kalke. Hier wurden nun nach Angabe des bekannten Hallstätter Sammlers Vinzenz Riezinger von ihm in einem braunroten Kalke gesammelt. „Mir sind im Liegenden des Riffkalkes keine braunroten Kalke bekannt; wenn übrigens die obige Fundortsangabe richtig ist, liegt die Fundstätte gar nicht im Liegenden des Riffkalkes, da sich der „Pleningfirt“ im Hangenden desselben befindet.“

⁵⁾ Nur der Fundort mit *Cyrtopleurites bicrenatus* ist auf meiner Karte bezeichnet. Die Fundstätte mit *Cyrtopleurites bicrenatus* ist bereits seit alter Zeit bekannt, diejenige mit *Discophyllites patens* wurde durch Mojsisovics erst im Sommer 1868 entdeckt (Verhandl. der Geol. R.-A., 1868, p. 406).

zweifelloos den hangendsten Bänken des Hallstätter Kalkes des Someraukogels an, da nur wenige Schritte von dieser Fundstätte entfernt die Auflagerung des Lias auf den Hallstätter Kalken zu beobachten ist. Die Spuren der von den Sammlern daselbst vorgenommenen Sprengungen lassen die Fundstätte leicht kenntlich erscheinen. Die Linse mit *Discophyllites patens* liegt in etwa der gleichen Seehöhe wie diejenige mit *Cyrtopleurites bicrenatus*, jedoch etwa 80—100 m östlich, aber höchstens wenige Meter im Liegenden der alauinischen Fundstätte.

Ich möchte mich daher der von Arthaber¹⁾ ausgesprochenen Meinung anschließen und dem Altersunterschied beider Linsen nicht allzuviel Bedeutung beilegen, zumal, wie aus der Zusammenstellung bei Kittl²⁾ hervorgeht, zwischen beiden Fundstätten ein auffallender Gegensatz in der faunistischen Fazies besteht: In der Linse mit *Discophyllites patens* treten neben Cephalopoden hauptsächlich Gastropoden, in derjenigen mit *Cyrtopleurites bicrenatus* vorwiegend Bivalven auf. Eine Trennung beider Niveaus bei der Kartierung wäre trotz des Farbenunterschiedes ohnehin unmöglich, da ähnliche, ja noch grellere Wechsel in der Färbung in den Hallstätter Kalken sowohl in horizontaler als vertikaler Richtung unzähligemal und in ganz unregelmäßiger Weise stattfinden.

Die Fauna der unternorischen Kalke des Someraukogels setzt sich aus folgenden Formen zusammen:

Anthozoa³⁾:

Phyllocoenia Kokeni Frech.

Hydrozoa³⁾:

Heterastridium conglobatum Reuß

depressum Kittl n. sp. (H.-M.)⁴⁾

pachystylum Frech

compressum Kittl n. sp. (H.-M.)

¹⁾ G. v. Arthaber, Lethaea geognostica. Alpine Trias, p. 376.

²⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 74, 75.

³⁾ F. Frech, Die Korallenfauna der Trias. I. Die Korallen der juvavischen Triasprovinz. Palaeontographica XXXV/II (1890), p. 107, 108. Die Bearbeiter der Coelenteraten, Brachiopoden, Bivalven und Gastropoden des Someraukogels haben die beiden Fundorte nicht getrennt gehalten, auch finden sich auf den in der Sammlung der Geol. R.-A. befindlichen Originalen zu diesen Arbeiten nur die Fundortsangabe „Someraukogel“. Eine nachträgliche Trennung derselben nach der Farbe des Kalkes wäre vielleicht möglich, erscheint mir aber doch zu gewagt.

⁴⁾ In dieser und den folgenden Fossilisten ist bei solchen Versteinerungen, welche in der vorliegenden Arbeit von den betreffenden Lokalitäten zum erstenmal angeführt werden, durch den Zusatz: R.-A. = Geol. Reichsanstalt in Wien; H.-M. = Naturhist. Hofmuseum in Wien; Geol. I. = Geol. Universitätsinstitut in Wien; Pal. I. = Paläont. Universitätsinstitut in Wien; L.-M. = Museum Francisco-Carolinum in Linz, die Sammlung bezeichnet, in welcher sich die einzelnen Stücke derzeit befinden.

Crinoidea:

- Encrinus* sp. (H.-M.)
Porocrinus (?) sp. (H.-M.)

Brachiopoda¹⁾:

- Spirigera Strohmayeri* Sueß (Pal. I.)
Retzia pretiosa Bittn. (Pal. I.)
Rhynchonella longicollis Sueß.
 „ *juvavica* var *brevis* Bittn. (Pal. I.)
 „ *laevis* Sueß.
 „ cf. *halorica* Bittn. (H.-M.)
 „ *nux* Sueß.
 „ cf. *angulifrons* Bittn. (H.-M.)
Halorella cf. *rectifrons* Bittn.
Nucleatula retrocita Sueß. (H.-M.)
Waldheimia Ramsaueri Sueß.

Lamellibranchiata²⁾

- Avicula concinna* Hoern.
Monotis Haueri Kittl.
 „ *salinaria* Bronn.
Halobia halorica Mojs.
 cf. *halorica* Mojs.
Hoernesii Mojs.
Simonyi Kittl.
Stapfi Kittl.
Partschii Kittl.
 cf. *Partschii* Kittl.
 „ *paraplicosa* Kittl.
 „ *amoena* Mojs.
 „ *plicosa* Mojs.
 „ *parasicula* Kittl.
 „ *lineata* Mojs.
 „ *celtica* Mojs.
 „ *paralineata* Kittl.
 „ *superba* Mojs.
 „ *Maximiliani* Kittl.
 „ *superbescens* Kittl.
 „ *fallax* Mojs.
Pecten concentricestriatus Hoern.
Megalodon columbella Hoern.

¹⁾ A. Bittner, Die Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandlungen der Geol. R.-A. Bd. 14 (1890), p. 252.

²⁾ E. Kittl, Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. Paläontologie. II. Bd. Wien 1912, p. 181. — M. Hoernes, Ueber die Gastropoden und Acephalen der Hallstätter Schichten. Denkschr. der kais. Akad. der Wissensch. in Wien. Bd. IX (1855), p. 33.

Gastropoda¹⁾:

- Pleurotomaria plurimvittata* Kok.
 " *coronilla* Kok.
 " *Haueri* Hoern. (L.-M.)
Worthenia eremita Kok.
Sisenna daphne Kok.
Sagana Hörnesi Stur.
Stomatia acutangula Kok.
Lepidotrochus cancellatus Kok.
Eucyclus striatus Kok.
Trochus (Tectus) lima Kok.
 " " *strobiliformis* Hoern.
 " " *annulatus* Kok.
 " *serratimargo* Kok.
 " *bisculptus* Kok.
Solariella aspera Kok.
Naticopsis gradata Kok.
 " *obvallata* Kok.
Hologyra impressa Hoern.
Marmolatella auricula Kok.
Neritaria pisum Kok.
 " *pygmaea* Kok.
Acrosolarium superbum Kok.
Colubrella squamata Kok.
Natica (?) salinaria Kok.
 " *Klipsteini* Hoern.
Turritella saxorum Kok.
Loxonema pagoda Kok.
 " (*Polygyrina*) *elegans* Hoern.
Anoptychia tornata Kok.
 " *impedens* Kok.
 " *vittata* Kok.
Omphaloptycha contracta Kok.
Glyptochrysalis plicata Kok.
Coelostylina salinaria Hoern.
 " *trochiformis* Kok. (Pal. I.)
 " *arculata* Kok.
 " *gibbosa* Kok.
Trypanostylus Hoernesii Kok.
 " *obeliscus* Kok.
Heterocosmia grandis Hoern. (L.-M.)
 sp. (Pal. I.)

¹⁾ E. Koken, Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. Abhandl. der Geol. R.-A. Bd. 17 (1897), p. 11.

Cephalopoda¹⁾:

Linse mit *Phylloceras* (*Discophyllites*) *patens*:

- Orthoceras lateseptatum* v. Hauer.
Ceratites (*Epiceratites*) nov. form. ind. (aff. *Kerneri*?) v. Mojs.
Helictites geniculatus v. Hauer.
 " *Reissi* v. Mojs.
Pinacoceras subimperator v. Mojs.
Placites peracutus v. Mojs.
 " *myophorus* v. Mojs.
Juvavites compressus v. Mojs.
 " *Penelopsis* v. Mojs.
 " (*Anatomites*) *Rothi* v. Mojs. sh
 " (*Dimorphites*?) *Electrae* v. Mojs. sh
 " " *fissicostatus* v. Mojs.
 " " *Niobis* v. Mojs.
Isculites subdecrescens v. Mojs.
Arcestes colonus v. Mojs.
 " *evolutus* v. Mojs.
 " *probletostomus* v. Mojs.
 " *semistriatus* v. Mojs.
 " *simostomus* v. Mojs.
 " (*Stenarcestes*) *planus* v. Mojs.
Sphingites pumilio v. Mojs.
Megaphyllites humilis v. Mojs. sh
Phylloceras (*Discophyllites*) *patens* v. Mojs.
 " (*Racophyllites*) *pumilum* v. Mojs.
Dictyoconites lacicus v. Mojs. h
seminudus v. Mojs.

Linse mit *Cyrtopleurites bicrenatus* v. Mojs.:

- Orthoceras lateseptatum* v. Hauer. h
 " *dubium* v. Hauer.
 " *austriacum* v. Mojs.
Clydonautilus noricus v. Mojs.
 " (*Proclydonautilus*) *gasteroptychus* v. Dittm.
Gonionautilus Quenstedti v. Hauer. sh
Grypoceras mesodicum v. Hauer.
Juvavionautilus subtrapezoidalis v. Mojs.
trapezoidalis v. Hauer.

¹⁾ E. v. Mojsisovics, Cephalopoden der Hallstätter Kalkc. Abhandl. d. Geol. R.-A., Bd. VI, Suppl. 1902, p. 339, 341; Bd. II, p. 804, 805. Diese sowie sämtliche folgenden Listen von triadischen Cephalopoden wurden nach C. Diener, Fossilium catalogus (Cephalopoda triadica) revidiert. Die aus neueren Aufsammlungen stammenden, im Hofmuseum und im paläontologischen Institute der Wiener Universität befindlichen triadischen Cephalopoden der Plassengruppe wurden in die Fossilisten nicht aufgenommen, da sie derzeit durch C. Diener bearbeitet werden. Bei dieser und den folgenden, von Mojsisovics beschriebenen triadischen Cephalopodenfaunen wurden diejenigen Arten, welche auf mehr als 4 Exemplare begründet wurden, mit h (häufig), diejenigen, bei welchen mehr als 10 Exemplare vorlagen, mit sh (sehr häufig) bezeichnet.

- Oxyntilus acutus* v. Hauer.
Parantilus Simonyi v. Hauer.
Tropiceltites (Arnioceltites) Arnoldi v. Mojs.
Ceratites (Epiceratites) Riezingeri v. Mojs.
 viator v. Mojs.
Buchites modestus v. Buch.
Helictites Alemon v. Mojs.
Phormedites fasciatus v. Mojs.
 juvavicus v. Mojs.
Parathisbites scaphitiformis v. Hauer. h
 Hyrtli v. Mojs.
Clionites Ares v. Mojs.
 Baylei v. Mojs.
 Gandolphi v. Mojs.
 Laubei v. Mojs.
Steinmannites Hoernesii v. Hauer. h
 Renevieri v. Mojs.
Pinacoceras Imperator v. Hauer.
 parma v. Mojs. h
 postparma v. Mojs.
Placites oxyphyllus v. Mojs. h
 perauctus v. Mojs.
 polydactylus v. Mojs. ¹⁾
Daphnites Berchtae v. Mojs.
 Ungeri v. Mojs.
Dionites nov. sp. ind. I.
 nov. sp. ind. II.
Drepanites aster v. Hauer.
 bipunctulus Quenst.
 fissistriatus v. Mojs.
 Hyatti v. Mojs.
 Marsyas v. Mojs.
 Martini v. Mojs.
 nov. sp. ind.
Heraclites Albertii v. Mojs.
 Ariciae v. Mojs.
 Bellonii v. Mojs.
 Brueckei v. Mojs.
 Buffoni v. Mojs.
 Desori v. Mojs.
 Poeschli v. Hauer.
 robustus v. Hauer.
Cyrtopleurites Agrippinae v. Mojs.
 altissimus v. Mojs. h
 bicrenatus v. Hauer. h
 Hutteri v. Mojs.
 sp. ind. aff. *Hutteri* v. Mojs.
 Saussurei v. Mojs.

¹⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 74.

- Cyrtopleurites socius* v. Mojs.
 " *Thinfeldi* v. Mojs.
Hauerites rarestriatus v. Hauer.
Acanthinites excelsus v. Mojs.
Cochloceras (Paracochloceras) juvavicum v. Mojs.
Distichites celticus v. Mojs.
 " *Goebli* v. Mojs.
 " *Hacqueti* v. Mojs.
 " *Harpalos* v. Dittm.
 " *Hippocralis* v. Mojs.
 " *Knetyi* v. Mojs.
 " *Loidli* v. Mojs.
 " *megacanthus* v. Mojs.
 " *Ortelii* v. Mojs.
 " *Sylviae* v. Mojs.
 " *Wulfeni* v. Mojs.
Ectalcites Hochstetteri v. Mojs.
 " *pseudoarvies* v. Hauer. h
 " (?) sp. ind.
Clydonites decoratus v. Hauer.
Sirenites Dianae v. Mojs. h
 " *Euphrosinae* v. Mojs.
 " nov. sp. ind. ex aff. *Evae II* v. Mojs.
 " nov. sp. ind. ex aff. *Pamphagus (Dittm.)* v. Mojs.
 " *Stachei* v. Mojs.
 " (*Anasirenites*) *Aristotelis* v. Mojs.
Halorites Alexandri v. Mojs.
 " *Didonis* v. Mojs.
 " *ferox* v. Mojs. h
 " sp. ind. aff. *ferocis* v. Mojs.
 " *inflatus* Mojs.
 " sp. ind. ex aff. *inflati* v. Mojs.
 " *macer* v. Mojs.
 " *mitis* v. Mojs.
 " sp. ind. ex aff. *mitis* v. Mojs.
 " *nauticus* v. Mojs.
 " *plicatilis* v. Mojs.
 " *Ramsaueri* v. Hauer. sh
 " *semiplicatus* v. Hauer.
 " *suavis* v. Mojs.
 " *superbus* v. Mojs.
 " sp. ind. aff. *superbo* v. Mojs.
Juvavites continuus v. Mojs.
 " *compressus* v. Mojs.
 " *Ehrlichi* v. Hauer.
 " sp. ind. ex aff. *Ehrlichi (v. Hauer)* v. Mojs.
 " *gastrogonius* v. Mojs.
 " *interruptus* v. Mojs. h
 " *Sandbergeri* v. Mojs.
 " *Senni* v. Mojs.

- Juvavites Stoliczkaei* v. Mojs.
 „ *Topleyi* v. Mojs.
Sagenites subreticulatus v. Mojs.
 „ *Weneri* v. Mojs.
Megaphyllites insectus v. Mojs.
Arcestes diphyus v. Mojs.
 „ *distinctus* Giebel.
 „ *megalosomus* v. Mojs.
 „ *monachus* v. Mojs.
 „ *polysarcus* v. Mojs.¹⁾
 „ *subdistinctus* v. Mojs. h
 „ (*Stenarcestes*) *Diogenis* v. Mojs. h
 „ *orbis* v. Mojs.
 „ *polysphinctus* v. Mojs.
Didymites angustilobatus v. Hauer.
 „ *globus* Quenst.
 „ *Quenstedti* v. Mojs.
 „ *sphaeroides* v. Mojs.
 „ *subglobus* v. Mojs.
Cladiscites neortus v. Mojs. sh
 „ *quadratus* v. Mojs.
 „ (*Paracladiscites*) *diuturnus* v. Mojs. h
Phylloceras (*Racophyllites*) *debile* v. Mojs. h
 „ *invalidum* v. Mojs.
 „ *neojurensis* Quenst. sh
Atractites alveolaris Quenst. sh
 „ *conicus* v. Mojs.

f) Zlambachschichten. Im östlichen Teile des Grabens „Zwischen den Kögeln“ erscheinen in etwa 1110 m Seehöhe im Hangenden der unternorischen Hallstätter Kalke des Someraukogels hellgraue Zlambachmergel, die sehr reich an Korallen und Crinoidenstielen sind. (Tafel XV, Profil VII.) Der Auflagerungskontakt auf dem Hallstätter Kalk ist nicht aufgeschlossen. Das Vorkommen hat eine äußerst geringe Ausdehnung und ist eigentlich nur auf einen kleinen, derzeit bereits stark verwachsenen Aufschluß unter einem Baume beschränkt²⁾. Trotzdem hat diese Stelle eine reiche Korallenfauna geliefert³⁾:

- Thecosmilia caespitosa* Reuß.
 „ *norica* Frech.
 „ *fenestrata* Reuß.
 „ *Oppeli* Reuß.
 „ *Charlyana* Frech.
Isastraea profunda Reuß.
 „ „ „ *var. major* Frech.

¹⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 74.

²⁾ Fossilzeichen auf der Karte nordöstlich von dem, welches die Linse mit *Cyrtopleurites bicrenatus* andeutet.

³⁾ F. Frech, Die Korallenfauna der Trias I. Die Korallen der juvavischen Triasprovinz. Palaeontographica XXXVII (1890), p. 104–106.

- Isastraea austriaca* Frech.
 " *norica* Frech.
Phyllocoenia decussata Reuß.
 " *incrassata* Frech.
 " *grandissima* Frech.
Astrocoenia Waltheri Frech.
Stephanocoenia Schafhäutli Winkl.
Montlivaltia norica Frech.
 " *Fritschi* Frech.
Stylophyllopsis polyactis Frech.
 " *Zitteli* Frech.
 " *Mojsvari* Frech.
Stylophyllum paradoxum Frech.
 " *pygmaeum* Frech.
Thamnastraea rectilamellosa Winkl.
Procycolithes triadica Frech.
Astraeomorpha crassisepta Reuß.
 confusa Winkl.
 var. minor Frech.
Spongiomorpha ramosa Frech.
 " *minor* Frech.
Stromatomorpha stylifera Frech.
Coccophyllum Sturi Reuß.
Chaetetes n. sp. ind.

An Cephalopoden wurden von dieser Stelle beschrieben ¹⁾:

Protoplatytes neglectus v. Mojs.

g) Höher oben im Graben „Zwischen den Kögeln“ von etwa 1200 m Seehöhe an wird der dunkelrote, unternorische Hallstätter Kalk des Someraukogels ohne Zwischenlage von Zlambachmergeln unmittelbar von 10–15 m mächtigen, 60°–70° NNO fallenden Liasgesteinen ²⁾ bedeckt. (Tafel XV, Profil VII.) Das Fehlen der geringmächtigen Zlambachsichten an dieser Stelle hat wohl tektonische Ursachen. Der Lias besteht zunächst aus hellgrauen, in 1 dm mächtige Bänke gegliederten Kalkmergeln, denen ganz dünnblättrige Mergelschichten zwischengeschaltet sind. Auch an Spongiennadeln reiche Lagen sind vorhanden. Diese grauen Mergel zeigen eine hellere Farbe als die tirolischen Liasfleckenmergel und weisen keine dunkleren Flecken auf; die Cephalopoden sind meist von einer rostgelben Eisenoxidschicht überzogen. Dadurch bekommen sie mehr das Aussehen von Neokommergeln.

Diese Mergel haben folgende Versteinerungen geliefert (Eigentum des Naturhistorischen Hofmuseums):

Lamellibranchiata:

Inoceramus ventricosus Sow.

¹⁾ E. v. Mojsisovics, Cephalopoden der Hallstätter Kalke. Abhandl. der Geol. R.-A. VI, I. Teil (1873), p. 66, Taf. XXVII, Fig. 2; Suppl. 1902, p. 383.

²⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, pag. 75.

Cephalopoda:

- Phylloceras anonymum* Haas.
 „ *Geyeri* Bon.
 „ sp.
Rhacophyllites libertus Gemm.
Lytoceras cf. *apertum* Geyer.
Polymorphites sp. (Jugendform.)
Uptonia sp. (cf. *Jamesoni* Sow. var. *costosa* Qu.)
Tropidoceras erythraeum Gemm.
Coeloceras Grenouillouxi d'Orb.
 „ *Sellae* Gemm. var. *depressa* Rosenb.
Atractites sp. (*Phragmokon*.)

Das häufigste Fossil ist *Inoceramus ventricosus* Sow., von welchem etwa 25 Exemplare vorliegen, während die Cephalopoden nur in je 1 Stücke bekannt sind.

Diese Mergel gehen gegen oben in Mergelkalke von ziegelroter Farbe über, welche an Adneter Schichten erinnern.

Diese roten Mergel enthalten folgende Fauna¹⁾:

Brachiopoda:

- Terebratula* (*Pygope*) *Erbaensis* Sueß (H.-M.)
 „ *Renieri* Cat.²⁾ (R.-A., H.-M.)
 „ *lotzoana* Schaw. (H.-M.)

Lamellibranchiata:

- Inoceramus nobilis* Mnstr. (R.-A., H.-M.)
Pecten (*Velopecten*) cf. *tumidus* Hartm. (H.-M.)
 „ sp. (H.-M.)
Oxytoma cf. *inaequivalve* Sow. (R.-A.)

Gastropoda:

- Chemnitzia* sp. (R.-A.)

Cephalopoda:

- Nautilus Hallstattensis* n. sp.³⁾ (H.-M.)
Geyeri Prinz⁴⁾ (R.-A., H.-M.)
 cf. *Semseyi* Prinz.

¹⁾ Die bei Kittl, Exkursionsführer, p. 75, angeführte Fossiliste ist bereits auf einen sehr kleinen Teil des in der vorliegenden Arbeit beschriebenen, mit H.-M. (Eigentum des naturhistor. Hofmuseums) bezeichneten Materiales begründet.

²⁾ Dieser und der folgende Brachiopode werden bereits von K. v. Zittel (Verh. der Geol. R.-A., 1887, p. 219) aus dem Lias von Hallstatt erwähnt, und zwar ersterer unter dem Namen: *Terebratula fimbriaeformis*. Das Vorkommen dieser beiden, für die „grauen Kalke von Südtirol“ äußerst charakteristischen Brachiopoden im juvavischen Lias des Salzkammergutes ist sehr bemerkenswert, da sie sonst im nordalpinen Lias zu fehlen scheinen.

³⁾ Siehe Anhang II, Paläontologische Bemerkungen, p. 184.

⁴⁾ Siehe Anhang II, Paläontologische Bemerkungen, p. 186.

- Phylloceras Meneghinii* Gemm. (R.-A.)¹⁾
 „ *cf. frondosum* Reyn. (R.-A., H.-M.)
 „ *cf. Zetes d'Orb.* (R.-A., H.-M.)
 „ *Geyeri* Bon. (R.-A., H.-M.)
Rhacophyllites libertus Gemm. (H.-M.)
 „ *cf. limatus* Rosenberg. (R.-A.)
Lytoceras sp. (R.-A.)
Aegoceras (*Amblyoceras*) *capricornum* Schloth. (R.-A., H.-M.)
 „ (*Deroceras*) *Davoei* Sow. var. *enodis* Qu. (R.-A.)
Liparoceras cf. striatum Rein. (R.-A.)
 „ *Bechei* Sow. (R.-A., H.-M.)
Acanthopleuroceras (?) sp. (R.-A.)
Amaltheus margaritatus Montf. (H.-M.)
 „ (*Paltopleuroceras*) *spinatus* Brug. (R.-A.)
Harpoceras (*Arietoceras*) *Algovianum* Opp. (R.-A.)
 „ (*Grammoceras*) *Normannianum* d'Orb. (R.-A.)
 „ *Boscense* Reyn. (R.-R., H.-M.)
 „ *cf. Bonarellii* Fuc. (R.-A.)
Coeloceras psiloceroides Fuc. (R.-A., H.-M.)
 „ *Italicum* Fuc. (H.-M.)
 „ *Ausonicum* Fuc. (H.-M.)
 „ *cf. incertum* Fuc. (R.-A.)
 „ *cf. Indunense* Fuc. (R.-A.)
 „ *cf. Maresi* Reyn. (R.-A.)
Belemnites (*Megateuthis*) *paxillosus* Schloth. (R.-A., H.-M.)
Hadrocheilus sp. (Gruppe der *proceri* Till.)

Wie bereits E. Kittl²⁾ hervorhebt, ist *Harpoceras Boscense* Reyn. weitaus die häufigste Form dieser Fauna; in der Sammlung des Naturhistorischen Hofmuseums liegen über 100, in derjenigen der Geologischen Reichsanstalt über 20 Exemplare dieser bezeichnenden Mittelliasform. Das zweithäufigste Fossil ist *Phylloceras Geyeri* Bon., von welchem 25 Exemplare bekannt sind, dann folgen *Inoceramus nobilis* Mnstr mit 19 Exemplaren, hierauf *Phylloceras cf. Zetes d'Orb.*, *Harpoceras Normannianum* d'Orb., *Aegoceras capricornum* Schloth., *Coeloceras psiloceroides* Fuc. und *Phylloceras cf. frondosum* Reyn., welche in 11—6 Exemplaren vorliegen. Die übrigen Versteinerungen sind nur in 1—3 Stücken bekannt.

Die Fauna sowohl der grauen als der roten Mergel hat einen typisch mittelliasischen Charakter; es liegt nicht eine Form vor, welche nicht aus dem Mittellias bekannt wäre³⁾. Der stratigraphische Umfang der beiden Faunen läßt sich aber noch bei weitem schärfer präzisieren: Die ziegelroten Mergel der Lokalität „Zwischen den Kögeln“ und (wie vorgreifend bemerkt werden soll) die p. 92 beschriebene Fauna der „Dammhöhe“ ent-

¹⁾ Darunter ein Riesenexemplar mit einem Durchmesser von 145 mm.

²⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 75.

³⁾ Nur *Nautilus Semseyi* Prinz ist bisher nur aus dem Oberlias bekannt; doch ist die Identifizierung mit dieser Form wegen des Erhaltungszustandes sehr unsicher.

halten zweifellos nur Faunenelemente der Zonen des *Deroceras Davoei*, *Amaltheus margaritatus* und *Amaltheus spinatus*¹⁾. Es findet sich keine Form in dieser Fauna, welche auch die Vertretung höherer oder tieferer Zonen vermuten ließe.

Wie ein Vergleich der Fossillisten ergibt, ist die Uebereinstimmung der Mittelliasfauna der Plassengruppe mit den anderen Ammonitenfaunen des Mittellias in den Nordalpen eine sehr weitgehende. Dies gilt insbesondere für die Faunen vom Hinterschafberg²⁾, von der Kratzalpe im Hagengebirge³⁾, von Adnet⁴⁾ und der Kammerkergruppe⁵⁾. Dies ist um so bemerkenswerter, als die petrographische Fazies mit diesen Lokalitäten nicht völlig übereinstimmt, da in den genannten nordalpinen Lokalitäten der Mittellias in Form eines reineren, tonärmeren Kalkes entwickelt ist.

G. Geyer⁶⁾ hat bereits auf die große Uebereinstimmung zwischen den Faunen des Schafberges und der Plassengruppe hingewiesen, welche sich nicht nur durch das Vorkommen derselben Arten, sondern auch durch die relative Häufigkeit der einzelnen Spezies zu erkennen gibt. So gehören auch in der Schafbergfauna *Harpoceras Boscense* und *Phylloceras Geyeri* (*-Phylloceras Capitanei* bei Geyer) zu den häufigsten Formen, wenn auch am Schafberge *Harpoceras Boscense* nicht in dem Maße vorherrscht wie am Someraukogel. Doch besitzt die Plassenfauna einen größeren stratigraphischen Umfang als die Schafbergfauna, da letztere nach Geyer nur der unteren Zone des *Amaltheus margaritatus* entspricht.

Die Fauna der „Roten Cephalopodenkalke“ der Kratzalpe reicht tiefer hinab als die Fauna der Plassengruppe (nach Rosenberg⁷⁾) bis in die Zone des *Deroceras armatum*, erreicht jedoch nicht mehr die Zone des *Amaltheus spinatus*.

¹⁾ Da das Material nicht bankweise aufgesammelt wurde, läßt sich derzeit nicht mehr feststellen, ob die drei Zonenammoniten: *Deroceras Davoei*, *Amaltheus margaritatus* und *Amaltheus spinatus* in derselben Schichte lagen oder wie im schwäbischen Jura verschiedenen Niveaus entnommen wurden. Der petrographische Charakter des Muttergesteines ist bei allen drei Ammoniten vollständig derselbe. Nur dann, wenn die genannten Ammoniten — was ich für das wahrscheinlichere halte — in derselben Reihenfolge wie in Schwaben übereinander lagen, haben wir streng genommen das Recht, den Mittellias der Plassengruppe als zeitliches Aequivalent der drei Zonen des außeralpinen Lias aufzufassen; es ist jedoch, wie C. Diener (Die Bedeutung der Zonengliederung für die Frage der Zeitmessung in der Erdgeschichte, Neues Jahrbuch f. Mineralogie etc., 1918, Beilageband XLII, p. 113, 114) gezeigt hat, auch nicht ausgeschlossen, daß die drei Ammoniten gleichzeitig gelebt haben.

²⁾ G. Geyer, Die mittelliasische Cephalopodenfauna des Hinter-Schafberges in Oberösterreich. Abhandl. der Geol. R.-A., Bd. XV.

³⁾ P. Rosenberg, Die liasische Cephalopodenfauna der Kratzalpe im Hagengebirge. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Oesterreich-Ungarns. Bd. XXII.

⁴⁾ F. Wähner, Exkursion nach Adnet und auf den Schafberg. Exkursionsführer des IX. Internat. Geologenkongresses, p. 6, 7.

⁵⁾ F. F. Hahn, Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. Jahrb. der Geol. R.-A., 1910, p. 372—375.

⁶⁾ G. Geyer, l. c. p. 72.

⁷⁾ P. Rosenberg, l. c. p. 333.

Hingegen scheint die von Hahn beschriebene Mittellias-Fauna der „Roten Ammonitenkalke“ der Kammerkergruppe genau denselben stratigraphischen Umfang zu besitzen wie diejenige der Plassengruppe.

Auch in dem leider bisher noch wenig bekannten Mittellias von Adnet treten durchaus identische Formen auf.

Im Gegensatz zu den roten Mergeln entspricht die bedeutend ärmere Fauna der dieselben unterlagernden grauen Mergel einem tieferen Niveau des Mittellias, und zwar der Zone der *Uptonia Jamesoni*. Dies geht nicht nur aus dem vollständigen Fehlen der in allen Margaritatusschichten der Nordalpen massenhaft auftretenden Harpoceren, sondern insbesondere aus dem Vorkommen einer der *Uptonia Jamesoni* mindestens sehr nahe stehenden Form, ferner daraus hervor, daß *Tropidoceras erythraeum* für die Schichten von Rocche rosse bei Galati¹⁾ und des Monte Calvi²⁾ charakteristisch ist, welche zweifellos die untere Stufe des Mittellias (Lias γ) repräsentieren. Aber auch die übrigen Formen sind durchwegs für Lias γ bezeichnend.

Der Mittellias der juvavischen Zone der Plassengruppe ist jedenfalls als das Sediment eines ruhigen und ziemlich tiefen Meeres aufzufassen.

2. Profil des Steinbergkogels (Profil VII).

Der durch den bereits mehrfach genannten Graben „Zwischen den Kögeln“ vom Someraukogel getrennte, 1265 m hohe Steinbergkogel besteht in seiner Gesamtheit aus obernorischem Hallstätter Kalk. Es ist dies ein meist hellgrauer, stellenweise grünlicher, dichter, etwa 150 m mächtiger Kalk, der gelegentlich Pyrit führt und viel deutlicher geschichtet ist als der unternorische Kalk des Someraukogels. Er nimmt bisweilen den Charakter eines Plattenkalkes an und ist durch mergelige Zwischenlagen ausgezeichnet, wodurch er, wie bereits Kittl³⁾ bemerkt, in Zlambachschichten übergeht. An der Nordseite des Kogels finden sich auch hellrote Bänke; eine derselben ist in etwa 1130 m Höhe⁴⁾, etwas unterhalb des Einganges zum Ferdinandstollen (Steinbergstollen), ganz erfüllt mit

Monotis salinaria Bronn.

Mojsisovics⁵⁾ unterscheidet zwei Fossilfundstätten am Steinbergkogel. Die Hauptfundstätte liegt in grauem, steil nordfallendem Kalk in 1240 m Höhe (Fossilzeichen der Karte) am Westabhange des Steinbergkogels gegen die von Haselgebirge erfüllte, sumpfige Dammwiese und hat folgende Versteinerungen geliefert:

¹⁾ G. G. Gemmellaro, Sui fossili degli strati a *Terebratula Aspasia* della contrada Rocche Rosse presso Galati (Giornale die scienze naturali et economiche di Palermo, vol. XVI [1884], p. 204, Taf. V, Fig. 10–16).

²⁾ A. Fucini, Fauna del Lias medio del Monte Calvi presso Campiglia Marittima (Palaeontographia Italica II [1896], p. 248, Taf. XXIV, Fig. 22).

³⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 77, 78.

⁴⁾ Etwas oberhalb des „g“ im Worte „Steinbergstollen“ der Alpenvereinskarte.

⁵⁾ E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 23.

Anthozoa¹⁾:

Phyllocoeniä Kokeni Frech.
Isastraea salinaria Reuß.

Brachiopoda²⁾:

Spirigera oxycolpos Emmr.
 „ *Deslongchampsii* Sueß.
 „ *pachyrhyncha* Bittn. (?)
Halorella pedata Bronn.
Juvavella Sueßi Bittn.
Waldheimia dualis Bittn.

Lamellibranchiata³⁾:

Monotis salinaria Bronn.
 „ *Hoernesii* Kittl.
 „ *Haueri* Kittl.
Lima Ramsaueri Hoern.
Megalodon sp. (L.-M.)

Gastropoda⁴⁾:

Pleurotomaria aff. *Wittei* Kok. (L.-M.)
Neritopsis compressa Hoern. var. *transversa* Kok.
Marmolatella sp.
Purpuroidea excelsior Kok.
Natica Klipsteini Hoern.
 „ *salinaria* Kok.
Heterocosmia rudicostata Kok.
Eucycloscala eminens Kok.
Turritella saxorum Kok.
Coelostylina salinaria Hoern.
Coelochrysalis tumida Kok.
Glyptochrysalis plicata Kok.
Zygopleura cf. *nodosoplicata* Münst.

Cephalopoda⁵⁾:

Orthoceras salinarium v. *Haueri* h
Paranautilus modestus v. *Mojs.*
 „ *Simonyi* v. *Mojs. h*

¹⁾ F. Frech, Die Korallenfauna der Trias I. Die Korallen der juvavischen Triasprovinz. Palaeontographica XXXVII (1890), p. 107.

²⁾ A. Bittner, Die Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandl. der Geol. R.-A., 14 (1890), p. 252.

³⁾ E. Kittl, Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. Paläontologie, II. Bd., p. 181. — M. Hoernes, Ueber die Gastropoden und Acephalen der Hallstätter Schichten. Denkschriften d. kais. Akademie d. Wissensch., Bd. XI (1856), p. 38.

⁴⁾ E. Koken, Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. Abhandl. d. Geol. R.-A., 17 (1897), p. 11.

⁵⁾ E. v. Mojsisovics, Cephalopoden der Hallstätter Kalke. Abhandl. d. Geol. R.-A., VI, Suppl. 1902, p. 343; Bd. II, p. 308.

- Clydonautilus (Proclydonautilus) gasteroptychus* v. Dittm.
 " *spirolobus* v. Dittm.
Gonionautilus securis v. Dittm.
Juvavionautilus heterophyllus v. Hauer.
Oxyautilus acutus v. Hauer. h
Grypoceras mesodicum v. Hauer. h
 " *haloricum* v. Mojs.
 " *obtusum* v. Mojs.
Cochloceras continue costatum v. Mojs.
 " (*Paracochloceras*) *canaliculatum* v. Hauer.
 " " *juvavicum* v. Mojs.
 " " *Suessi* v. Mojs.
Rhabdoceras Suessi v. Hauer. h
Pinacoceras Imperator v. Hauer.
 " *Metternichi* v. Hauer. h
Placites oxyphyllus v. Mojs.
Sagenites Aurelii v. Mojs.
 " *princeps* v. Mojs. h
 " *Ransonneti* v. Mojs.
 " *sp. ind. ex aff. Ransonneti* v. Mojs.
 " *reticulatus* v. Hauer.
 " *rhabdotus* v. Mojs.
 " *Theodori* v. Mojs.
 " *sp. ind. ex aff. Theodori* v. Mojs.
Dionites caesar v. Mojs.
 " *lapidarius* v. Mojs.
Megaphyllites insectus v. Mojs.
Arcestes galeiformis v. Hauer.
 " *gigantogaleatus* v. Mojs. h
 " *hypocyrtus* v. Mojs.
 " *intuslabiatus* v. Mojs. sh
 " *polycaulus* v. Mojs.
 " (*Stenarcestes*) *ptychodes* v. Mojs.
 " " *subumbilicatus* v. Hauer. sh
Cladiscites cinereus v. Mojs.
 " *tornatus* Bronn.
 " (*Paracladiscites*) *diurnus* v. Mojs.
 " *multilobatus* Bronn. h
Phylloceras (Rhacophyllites) debile v. Hauer. h
 " " *neojurensis* Quenst.¹⁾
 " " *occultum* v. Mojs.
Atractites alveolaris Quenst. sh

Die zweite Fundstätte, welche in einer Bank weißen Crinoidenkalkes am Gipfel gelegen ist, lieferte folgende vorwiegend kleine Formen:

Crinoidea:

Encrinus sp. (H.-M.)

Porocrinus (?) sp. (H.-M.)

¹⁾ E. Kittl, *Exkursionsführer*, p. 76.

Brachiopoda¹⁾:

- Koninckina blandula* Bittn.
Koninckella norica Bittn.
Amphiclina ambigua Bittn.
Spirigera Deslongchampsii Sueß.
Rhynchonella nux Sueß.
 „ *Mojsisovicsi* Bittn.
 „ *Geyeri* Bittn.
Juvavella Suessii Bittn.

Gastropoda²⁾:

- Oncochilus bullatus* Kok.
Natica Klipsteini Hoern.
 „ *compacta* Kok.

Cephalopoda³⁾.

- Celtites (Cycloceltites) annulatus* v. Mojs. sh
 „ „ *Arduini* v. Mojs. h
 „ „ *div. form. juv. ex aff. Arduini* v. Mojs.
 „ „ *auritus* v. Mojs.
 „ „ *Haeckeli* v. Mojs. h
Tropiceltites (Arnioceltites) nov. f. ind. ex aff. Arnoldi v. Mojs.
Choristoceras zlamense v. Mojs.
 „ *(Peripleurites) saximontanus* v. Mojs. h
Rhabdoceras Sueßi u. Hauer. h
Megaphyllites insectus v. Mojs. sh
Arcestes oligosarcus v. Mojs. sh
 „ *(Stenarcestes) peribothrus* v. Mojs. h
Phylloceras (Rhacophyllites) invalidum v. Mojs. sh

Wie im tektonischen Teil (p. 142) gezeigt werden wird, ist der Steinbergkogel wahrscheinlich nichts anderes, als die durch tektonische Vorgänge vom Profile des Solingerkogels abgerissene obernorische Partie desselben. Wir sind daher wohl berechtigt, uns vorzustellen, daß sich die obernorischen Kalke einst im Hangenden der unternorischen des Solingerkogels befunden hatten, und zwar in dem Teile der Scholle, welcher vom Profile VII gequert wird. Bestätigt wird diese Hypothese dadurch, daß sich einerseits östlich der kleinen, im Graben „Zwischen den Kögeln“ gelegenen Partie von Zlambachschichten unmittelbar oberhalb des Weges Salzberg—Schlaipfenmoosstube bei der Karlsbrücke⁴⁾ eine kleine Kalkpartie im Hangenden der unter-

¹⁾ A. Bittner, Die Brachiopoden der alpinen Trias, p. 252.

²⁾ E. Koken, Die Gastropoden der Trias um Hallstatt, p. 11. In den auf dieser Seite der Koken'schen Arbeit enthaltenen Fossilisten des Somerau- und Steinbergkogels steht irrtümlicherweise *Natica elevata* statt *Natica Klipsteini* (vgl. p. 77), während die p. 78 beschriebene *Natica* (?) *salinaria* anzuführen vergessen wurde.

³⁾ E. v. Mojsisovics, Cephalopoden der Hallstätter Kalke. Suppl. 1902, p. 848, Bd. II, p. 808.

⁴⁾ Siehe Alpenvereinskarte!

norischen Kalke des Someraukogels befindet, welche vollständig denen des Steinbergkogels gleicht, anderseits die Kalke des Steinbergkogels selbst in Zlambachschichten übergehen.

3. Profil der Lauterbachscholle.

An das Profil des Someraukogels schließt sich zunächst das Profil einer kleinen Scholle an, welche durch den oberen Teil des $\frac{1}{2}$ km westlich der Werkstatt befindlichen Lauterbachgraben sowie durch den an der Ostseite dieses Grabens in 979 m Seehöhe angelegten Lauterbachstollen aufgeschlossen erscheint. (Tafel XV, Profil V.)

Der Lauterbachstollen ist vom Eingange 26 m lang verzimmert — bis hierher wird offenbar der beim Eingange des Stollens in großer Mächtigkeit abgelagerte Schutt gequert. Von Meter 26 an ist der Stollen 6 m lang durch steil N fallende

a) dunkelrote Hallstätter Kalke geführt, welche vollständig den unternorischen Hallstätter Kalken des Someraukogels gleichen. Dieselben Kalke trifft man auch von Meter 101 bis Meter 112 aufgeschlossen, hier jedoch 45° südwärtsfallend, also offenbar mit denjenigen am Eingange eine WO streichende Synklinale bildend. Das dazwischen gelegene, 69 m lange Stück ist leider verzimmert; doch erkennt man am Beginne der Zimmerung (32 m vom Eingange entfernt), daß die Hallstätter Kalke von

b) hellgrauen Mergeln überlagert werden, welche also offenbar den Kern der Synklinale bilden. Die gleichen Mergel sind im Lauterbachgraben westlich vom Mundloche des Stollens aufgeschlossen und lassen sich von hier an, den Graben entlang, ein Stück aufwärts und abwärts verfolgen. Es sind hellgraue, 10—20 cm mächtige, stellenweise Fucoiden führende Fleckenmergel, welche mit schwarzen, dünnblättrigen Schiefern wechsellagern. Diese Fleckenmergel haben nun im tieferen Teile Korallen¹⁾ geliefert, entsprechen also wohl hier den Zlambachschichten des Profiles durch den Someraukogel, im höheren jedoch Liasversteinerungen, so daß sie den Liasmergeln des Grabens „Zwischen den Kögeln“ gleichgestellt werden können. In der Sammlung der geologischen Reichsanstalt liegt eine Platte hellgrauen Fleckenmergels, welche ein Exemplar von

Arietites (Arnioceras) ceratitoides Qu. (R.-A.)

führt²⁾. Das sehr gut erhaltene Stück zeigt bei einem Durchmesser von 75 mm 53 Rippen und gleicht fast vollständig dem von Hauer³⁾ abgebildeten Exemplare. Wir sehen also, daß die Fleckenmergel des Lauterbaches bis in die Oberregion des unteren Lias reichen.

¹⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 71. 72.

²⁾ Die Fundortsangabe kann als gesichert gelten, da das Stück selbst, von Mojsisovics' eigener Handschrift geschrieben, die Fundortsbezeichnung „Lauterbach“ trägt. Auch ist es in einem mir vorliegenden, unpublizierten Manuskript Mojsisovics' erwähnt.

³⁾ F. v. Hauer, Ueber die Cephalopoden aus dem Lias der nordöstlichen Alpen. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, Wien 1856 (Bd. XI), Taf. VI, Fig. 4.

c) Außer diesen grauen Fleckenmergeln erwähnt Mojsisovics in mir vorliegenden handschriftlichen Notizen rote Mergel von der Lokalität „Lauterbach“, welche vollkommen dem Mittellias des Somerauprofiles gleichen und nach in der Sammlung der geologischen Reichsanstalt befindlichen Stücken einige sehr schlecht erhaltene Ammonitenreste geliefert haben, von denen einer wahrscheinlich mit

Rhacophyllites (Meneghiniceras) eximius Hauer (R.-A.)

identisch sein dürfte, also tatsächlich auch dem Mittellias entsprechen würden. Da jedoch diese roten Mergel derzeit nicht mehr aufgeschlossen sind, muß dieses Vorkommen als sehr unsicher bezeichnet werden.

4. Profil des Klauskogels (Profil IV a).

Durch eine schlecht aufgeschlossene, das heißt mit Plassenkalkschutt und Moräne sehr stark überdeckte Region getrennt, treffen wir etwa 1 km weiter westlich, annähernd in der Streichungsfortsetzung des Solingerkogels, zwischen dem 1100 m¹ hoch gelegenen Fuße des Klauskogels¹) und der Durchgangalpe (1385) folgendes Profil:

a) sehr gipsreiches, geringmächtiges Haselgebirge am Fuße des Klauskogels in 1100 m Seehöhe; darüber

b) anisischer Dolomit, 170 m mächtig, den größten Teil der senkrechten Südwand des Klauskogels zusammensetzend und vollkommen dem Dolomit des Someraukogelprofiles gleichend; darüber am Gipfel des eine Jagdhütte tragenden Klauskogels (1268 m):

c) roter, gebankter Hallstätter Kalk, welcher dem unternorischen Kalke des Someraukogels gleicht, etwa 120 m mächtig; dieser wird unmittelbar bei der Durchgangalpe, im Bette des obersten Klauskogelbaches, von

d) hellgrauem Plattenkalk überlagert, welcher vom obernorischen Hallstätter Kalk des Steinbergkogels nicht zu unterscheiden ist.

Wir sehen also ein Profil vor uns, das man mit dem Profile Somerau—Steinbergkogel noch ganz gut vergleichen kann, jedoch diesem gegenüber eine sehr bedeutende Reduktion erkennen läßt; insbesondere fehlen hier die im Profile des Someraukogels unter c) und d) ausgeschiedenen Schichtkomplexe (Reiffinger Kalk und heller Riffkalk), und auch der rote, unternorische Hallstätter Kalk ist hier bedeutend weniger mächtig als dort. Ich vermute, daß die zwischen dem anisischen Dolomit und dem unternorischen Hallstätter Kalke des Klauskogels vorhandene Lücke auf tektonische Ursachen zurückzuführen ist, da die untersten Lagen des Hallstätter Kalkes in diesem Profile²) einen auffallend brecciösen Eindruck machen und überhaupt sehr stark gequält erscheinen; ich habe aber, um das

¹) Beim „K“ des Wortes „Klauskogel“ meiner Karte.

²) Besonders schön in 1280 m Höhe im Bachbette zwischen Durchgang- und Klausmoosalpe zu sehen.

Kartenbild nicht allzusehr zu verwirren, die Grenze zwischen Dolomit und dem unternorischen Hallstätter Kalk nicht mit einer roten Linie bezeichnet.

5. Profil des Schiechlingkammes (Profile III—V).

Als „Schiechlingkamm“ bezeichne ich eine im Nordgehänge der Plassengruppe gegen das vordere Gosautal orographisch äußerst scharf ausgesprochene Wandstufe, welche sich über der gesimseartig vom „Sattel“ (Profil VI) über die Sattelalpe (Profil V) zur Rettengrabenhütte (Profil III) in durchschnittlich 1350 *m* Höhe hinziehenden Terrasse in senkrechten Wänden erhebt und oben von einer ähnlichen, etwa 1600 *m* hoch gelegenen Terrasse begrenzt wird, welche die Schiechlingalpe trägt. Der Schiechlingkamm erreicht in den beiden Gipfeln „Schiechlingkogel“ und „Hoher Schreierkogel“ 1668, beziehungsweise 1620 *m* Seehöhe. Das Profil läßt von unten nach oben folgende Schichtglieder erkennen:

a) Werfener Schiefer. Gute Aufschlüsse von roten, glimmerigen Schiefen finden sich am „Sattel“ 1360 *m* (Profil VI) und südlich unterhalb desselben bis in etwa 1240 *m* Höhe hinab, ferner unterhalb der Nordwand des Schiechlingkogels¹⁾, graue Werfener Schiefer westlich unmittelbar unter der Rettengrabenhütte (Profil III) an der Quelle des Rettengrabensbaches. Bei der Sattelalpe sind diese Werfener Schiefer von einem kleinen Salzlager begleitet.²⁾

b) Anisischer Dolomit, 150 *m* mächtig, den untersten Teil der Wandstufe in der ganzen Länge der Schiechlingscholle bildend,

c) im östlichen Teil des Kammes (Profil V) hellgraue oder bräunliche Plattenkalke, welche vollkommen den „Reifinger“ Kalken des Someraukogelprofils gleichen, sich aber hier als vollständig frei von Hornstein erwiesen haben. Sie erreichen aber im Schiechlingprofil nur eine Mächtigkeit von 50 *m*. Im Streichen werden diese Plattenkalke etwa im Profile der Sattelalpe gegen Westen zu durch etwa 100—150 *m* mächtige, weiße Korallriffkalke ersetzt (Profile III, IV). Das Gestein zeigt eine rein weiße oder etwas ins Gelbliche oder Rosa übergehende Farbe und wird von feinen, roten Adern durchsetzt. Auswitterungen von Korallen sind besonders an solchen Blöcken massenhaft zu sehen, welche längere Zeit von Humus bedeckt und der Einwirkung der Humussäuren ausgesetzt waren; am frischen Gestein oder auf der an der Luft entstandenen Verwitterungsschichte findet man die Korallenreste nicht. Nach oben

¹⁾ An der Stelle, wo der von der Sattelalpe auf der Terrasse gegen Westen geführte Holzweg sein Ende erreicht. Südlich des Sattels trifft man etwa 20 *m* unterhalb desselben eine sehr kleine, gänzlich in Werfener Schiefer eingewinkelte Partie eines hellgrauen, etwas sandigen Fleckenmergels. Wie bereits Hauer (Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino, p. 299, 300) ganz richtig bemerkt, hat dieser Mergel den petrographischen Charakter der Neokommerngel. Es handelt sich jedenfalls um einen beim juvavischen Ueberschiebungsvorgang mitgerissenen Schubfetzen von Fleckenmergel unbekanntes Alters (Zlambachschichten?).

²⁾ O. v. Buschmann, Das Salz, p. 244.

geht dieser Riffkalk ohne scharfe Grenze, indem er gegen oben allmählich Bankung annimmt, in den

d) Schreyeralmkalk über, welcher die Gipfelpartie des Schiechlingkammes bildet. Ich habe, um an der mir anfangs sehr plausiblen Deutung des unter c) beschriebenen Riffkalkes als „Reiteralmkalk“, die Hahn¹⁾ gegeben hat, auch für dieses Profil festhalten zu können, sehr lange nach einer c) und d) trennenden Fuge gesucht, die als Ueberschiebungsfläche gedeutet werden könnte; doch bin ich nach genauer Untersuchung zu der von Mojsisovics²⁾ und Kittl³⁾ ausgesprochenen Meinung zurückgekehrt, daß der Riffkalk die normale Unterlage des Schreyeralmkalkes bildet und von diesem unmöglich scharf getrennt werden kann; denn wenn auch letzterer in seiner typischen Form ein deutlich geschichteter, dunkelroter Kalk ist, ist er doch keineswegs überall rot gefärbt, sondern weiße und rote Partien gehen oft allmählich ineinander über, oft grenzen sie sehr scharf aneinander, derart, daß man den Eindruck erhält, das weiße, von dem unter c) beschriebenen Riffkalk besonders im Handstück nicht zu unterscheidende Gestein werde von roten Kalkpartien förmlich gang- und schlierenartig durchsetzt⁴⁾. Letztere Erscheinung ist mit ganz besonderer Deutlichkeit an der Fossilfundstätte „Schiechlinghöhe“ zu sehen, wo man Handstücke schlagen kann, die zur Hälfte aus schneeweißem, zur Hälfte aus dunkelrotem Kalk bestehen. Die Versteinerungen treten vorwiegend im roten Kalke auf, fehlen aber auch den weißen Partien nicht. Wenn zwischen c) und d) tatsächlich eine Bewegungsfläche läge, müßte sich diese in dem vorzüglich aufgeschlossenen, felsigen Gebiete auch morphologisch markieren — in Wirklichkeit jedoch ist die auf der Karte und den Profilen zwischen beiden Schichtgliedern gezogene Grenze vollständig künstlich, in der Natur an keiner Stelle mit Sicherheit zu erkennen.

Im östlichen Teile des Schiechlingkammes allerdings, wo die Schreyeralmkalke über den Reiffinger Kalken liegen (Profil V), ist eine scharfe Trennung beider Gesteine leicht möglich und die Grenze auch morphologisch gut ausgesprochen. Die Schreyeralmschichten des Schiechlingzuges erreichen eine Mächtigkeit von etwa 180 m.

In den Schreyeralmkalken liegt an der auf der Karte mit Fossilzeichen bezeichneten Stelle, unmittelbar am markierten Wege, der vom Sattel über die Schiechlingalpe zur Schreyeralm führt, die bekannte Fossilfundstätte „Schiechlinghöhe“, welche eine typische Fauna des oberanisischen Niveaus, der Zone des *Ceraticites trimodosus* führt. Durch die von den Sammlern daselbst vorgenommenen Aufgrabungen ist die Stelle sofort leicht kenntlich. Folgende Versteinerungen wurden von hier beschrieben:

¹⁾ F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlicher Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der Geol. Gesellsch. in Wien 1913, p. 436.

²⁾ E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 8.

³⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 82, 83.

⁴⁾ G. Arthaber spricht von „hellen, teilweise rotfaserigen Kalken“. (Lethaea geognostica, Alpine Trias, p. 369).

Brachiopoda¹⁾:

- Spiriferina ptychitiphyla* Bittn.
 " (*Mentzelia*) *Köveskalliensis* Sueß var.
subsinuosa Bittn.
Spirigera marmorea Bittn.
Retzia speciosa Bittn.
Rhynchonella refractifrons Bittn.
 " *retractifrons* Bittn.
 " *protractifrons* Bittn.

Gastropoda²⁾:

- Pleurotomaria Baucis* v. Dittm. (Pal. I.)
Sisenna turbinata Hoern. mut. *Studerii* Kok.
Euzone alauna Kok.
Rama Vaceki Kok. (Pal. I.)

Cephalopoda³⁾:

- Orthoceras campanile* v. Mojs.
Syringonutilus Carolinus v. Mojs.
Grypoceras Palladii v. Mojs.
Germanonutilus salinarius v. Mojs.
Pleuromutilus Mosis v. Mojs.
Sageceras Walteri v. Mojs.
Celtilites Edithae v. Mojs.
 " *Neumayri* v. Mojs.
Ceratites trinodosus v. Mojs.
 " *subnodosus* v. Mojs.
 " *Abichi* v. Mojs.
 " (*Halilucites*) *sp. ind. aff. obliquo* (Hau.) Diener.
 " (*Hollandites*) *n. sp. ind.*
Ptychites acutus v. Mojs.
 " *Charleyanus* Dien.
 " *eusomus* Beyr.
 " *sp. ind. aff. Everesti* (Opp.) Dien.
 " *evolvens* v. Mojs.
 " *fastigatus* Dien.
 " *gibbus* Ben.
 " *cf. indistinctus* (v. Mojs.) Dien.
 " *Oppeli* v. Mojs.
 " *reductus* v. Mojs.
 " *Studeriflexuosus* v. Hauer.
 " *Suttneri* v. Mojs.

¹⁾ A. Bittner, Die Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandl. der Geol. R.-A., Bd. 14, (1890), p. 45.

²⁾ E. Koken, Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. Abhandl. der Geol. R.-A., 1897, p. 3, 4.

³⁾ C. Diener, Die triadische Cephalopodenfauna der Schiechlinghöhe bei Hallstatt. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Oesterreich-Ungarns und des Orients. XIII (1901), p. 40.

- Sturia Sansovinii* v. Mojs.
Gymnites bosnensis v. Hauer.
 „ *falcatus* v. Hauer.
 „ *Humboldti* v. Mojs.
 „ *incultus* Beyr.
 „ *Mojsisovicsi* Dien.
 „ *obliquus* v. Mojs.
 „ *subclausus* v. Hauer.
Arthaberites Alexandrae Dien.
Pinacoceras aspidoides Dien.
 „ *Damesi* v. Mojs.
Trachyceras (Anolcites) Arminiae v. Mojs.
 „ „ *Elisabethae* v. Mojs.
 „ „ *furcosum* v. Mojs.
Norites gondola v. Mojs.
Procladiscites Brancoi v. Mojs.
 „ (*Phyllocladiscites*) *crassus* v. Hauer.
Megaphyllites sandalinus v. Mojs.
Monophyllites sphaerophyllus v. Hauer.
Arcestes (Proarcestes) Bramantei v. Mojs.
Joannites proavus Dien.
Atractites Boeckhi Stürz.
 „ *crassirostris* v. Hauer.
 „ *cylindricus* v. Hauer.
 „ *intermedius* v. Hauer.
 „ *cf. macilentus* (v. Hauer) Dien.
 „ *obeliscus* v. Mojs.
 „ *cf. pusillus* (v. Hauer) Dien.
 „ *cf. secundus* (v. Mojs.) Dien.

Die Schreyeralmkalke der Schiechlingkette und Schreyeralpe sind im allgemeinen frei von Hornstein. Nur an zwei Stellen des Weges, der vom Hallstätter Salzberg zur Schiechlinghöhe führt, sind einige dünne Bänke eines hellen Kalkes mit roten Hornsteinaugen zwischen die roten Schreyeralmschichten eingeschaltet. Ähnliche Gesteine hat G. Geyer¹⁾ aus demselben Niveau von der Nordseite des Kampls bei Mitterndorf beschrieben.

e) Rein weiße, plattige Kalke mit schön roten Hornstein- und Jaspiskauern erscheinen in einer Mächtigkeit von 60—100 m aber auch im Hangenden der Schreyeralmkalke westlich des Sattels zwischen Schiechlingkogel und Plassen (Profil III) Mojsisovics²⁾ hat diese Kalke mit Recht mit den Draxlehner Kalken der Umgebung von Hallein verglichen. Wenn auch, wie eben erwähnt, diese Fazies bereits vereinzelt als Einschaltung in den Schreyeralmschichten erscheint, so halte ich es doch nicht für unwahrscheinlich, daß diese Kalke hier auch im Alter den Draxlehner Kalken entsprechen und daher bereits in die karnische Stufe gehören, und zwar aus

¹⁾ G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee. Jahrb. der Geol. R.-A. 1915, p. 195.

²⁾ E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 9.

folgenden Gründen: 1. Wenn man die Mächtigkeiten der sicher anisischen Gesteine der Schiechlingkette addiert, so erhält man am hohen Schreyerkogel eine Gesamtmächtigkeit der anisischen Stufe von etwa 500 m. Damit erscheint die normale Mächtigkeit der anisischen Stufe in der juvavischen Zone bereits überschritten¹⁾; es ist daher a priori nicht wahrscheinlich, daß dieselbe noch höher hinaufreicht, zumal da die auf der Schiechlinghöhe fossilführende Zone des *Ceratites trinodosus* bereits das höchste Niveau der anisischen Stufe repräsentiert. 2. Die hellen, hornsteinführenden Plattenkalke sind in dieser Gegend scharf von den unterlagernden Schreyeralmkalken getrennt; über der untersten Hornsteinkalkbank folgt keine Bank roten Kalkes mehr. 3. Am Südwestabhange des hohen Schreyerkogels (Profil III) schaltet sich in 1500 m Seehöhe in einem versumpften Tälchen eine Spur schwarzen Schiefers, welcher ganz dem Reingrabener Schiefer gleicht, zwischen die Schreyeralmschichten und die hellen Hornsteinkalke, ein. Sollte es sich hier tatsächlich um eine Andeutung von Reingrabener Schiefen handeln, so fielen die darüber folgenden Draxlehner Kalke wie bei Hallein in das Niveau des *Tropites subbullatus*²⁾. 4. Auch am Lercheck bei Hallein sind die Draxlehner Kalke an eine Schichtfolge geknüpft, welche Schreyeralmschichten (Lercheckkalke) führt³⁾.

f) Ueber den Draxlehner Kalken erscheinen am Sattel zwischen Schiechlingkogel und Plassen und auf den von Wiesen bedeckten Abhängen, welche von diesem Sattel gegen die Schreyeralp hinabziehen, hellgraue fossilfreie Fleckenmergel, welche bereits Mojsisovics⁴⁾ zu den Zlambachschichten rechnete, und Kittl⁵⁾ als Mergel unbekanntes Alters bezeichnet; die petrographische Beschaffenheit macht es sehr wahrscheinlich, daß hier tatsächlich Zlambachschichten vorliegen.

6. Profil der Schreyeralpe (Profile III, IX).

a) Anisischer Dolomit tritt in etwa 1400 m Seehöhe am Westgehänge des von Schreyeralmschichten gebildeten Plateaus zwischen Schreyer- und Roßalpe und nördlich unmittelbar unter der Gipfelwand des Sulzkogels auf, von welchem er, wie später eingehender beschrieben wird (p. 143), durch einen Bruch getrennt ist. Das Einfallen des Dolomites unter die jüngeren Schichtglieder des Profiles

¹⁾ Vgl. die stratigraphischen Profile bei F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der Geol. Gesellschaft in Wien 1913, Taf. XV (V.).

²⁾ M. Schlosser, Das Triasgebiet von Hallein, Zeitschr. der Deutschen Geol. Gesellschaft 1898, p. 378.

³⁾ Die Uebereinstimmung zwischen den Profilen des Schiechlingkamms und des Lercheckes wäre noch größer, wenn man den Ziller Kalk im Sinne Bittners (Verh. Geol. R.-A., 1882, p. 319) als das Liegende der Lercheckkalke auffassen könnte; der Ziller Kalk würde dann dem weißen Rifkalk c) entsprechen. Böse (l. c. p. 350) hat allerdings gezeigt, daß der Ziller Kalk wahrscheinlich als Tithon aufzufassen ist, doch bezeichnet er selbst das Resultat als sehr unsicher. Vielleicht kann hier eine neuerliche Untersuchung der Halleiner Gegend Klarheit schaffen.

⁴⁾ E. v. Mojsisovics, Geolog. Karte Ischl und Hallstatt. -

⁵⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 84.

ist am Sattel nordöstlich des Sulzkogels (Fallzeichen der Karte) mit 30° ONO deutlich zu beobachten.

b) Ueber dem Dolomit folgt zunächst eine Spur von hellen Kalken, welche etwa den Riffkalken *c* des Schiechlingprofiles entsprechen dürften, aber nicht gesondert ausgeschieden werden konnten, und welche gegen oben ohne scharfe Grenze in den Schreyeralmkalk der altbekannten Lokalität „Schreyeralm“ übergeht.

Das 1430—1480 *m* hoch gelegene, ein dicht bewaldetes Karrenfeld bildende Plateau zwischen Schreyer- und Roßalpe wird von den dunkelroten, bisweilen knolligen und dann gut geschichteten Schreyeralmkalken eingenommen. In diesen liegt die Fundstätte Schreyeralm nächst Punkt 1433 der Karte 1:25.000 (Fossilzeichen der Karte); doch liegt der Punkt ziemlich weit abseits des Weges und ist in dem keine Anhaltspunkte zur Orientierung bietenden, bewaldeten Karrenterrain nur sehr schwer aufzufinden, jedoch auch durch die Spuren der Sammlertätigkeit kenntlich. Die Fauna dieser Stelle setzt sich aus folgenden Formen zusammen:

Brachiopoda¹⁾:

- Spiriferina ptychitiphyla* Bittn.
Rezia speciosa Bittn.
Spirigera marmorea Bittn.
Aulacothyris cf. redunca Bittn. (H.-M.)
Rhynchonella refractifrons Bittn.
 „ *retractifrons* Bittn.
 „ *arcula* Bittn.
 „ *protractifrons* Bittn.
 „ *productifrons* Bittn.

Gastropoda²⁾:

- Scurria* sp. (H.-M.)
Sagana juvavica Kok.
 „ *geometrica* Kok. (H.-M.)
Euzone alauna Kok.
Vistilia Dittmari Kok.
Anisostoma falcifer Kok.
Lepidotrochus Bittneri Kok.
Coelocentrus heros Kok.
Naticopsis (Fedaiella) Schreyeri Kok.
Scalaria aequalis Kok.
Coelostylina abbreviata Kok.

¹⁾ A. Bittner, Die Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandl. Geol. R.-A. Bd. 14 (1890), p. 45.

²⁾ E. Koken, Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. Abhandl. Geol. R.-A., Bd. 17, 1897, p. 4—7.

Cephalopoda¹⁾:

- Orthoceras campanile* v. Mojs. sh
Mojsvaroceras Augusti v. Mojs.
 " *Morloti* v. Mojs.
 " *Neumayri* v. Mojs. h
Pleuromutilus Mosis v. Mojs.
 " *trinodosus* v. Mojs.
 " (*Holconutilus*) *distinctus* v. Mojs.
 " (*Trachynutilus*) *subgemmatus* v. Mojs.
Germanonutilus salinarius v. Mojs.
 " *sp. ind. aff. salinaria* v. Mojs.
 " *Tintoretti* v. Mojs. h
Grypoceras Palladii v. Mojs.
 " *privatum* v. Mojs.
 " *quadrangulum* Breyr.
Syringonutilus Carolinus v. Mojs.
 " *Lilianus* v. Mojs. h
 " *subcarolinus* v. Mojs.
Sageceras Walteri v. Mojs.
Hyattites maturus v. Mojs.
Danubites Floriani v. Mojs. h
 " *fortis* v. Mojs.
 " *Josephi* v. Mojs.
 " *Michaelis* v. Mojs.
 " *retrorsus* v. Mojs.
Balatonites gemmatus v. Mojs.
 " *Zitteli* v. Mojs.
Ceratites Abichi v. Mojs. sh
 " *elegans* v. Mojs.
 " *gosaviensis* v. Mojs.
 " *Lennanus* v. Mojs.
 " *suavis* v. Mojs.
 " *subnodosus* v. Mojs.
 " *superbus* v. Mojs.
 " *trinodosus* v. Mojs. h
 " (*Hollandites*) *Petersi* v. Mojs.
Ptychites acutus v. Mojs. sh (70 Exempl.)
 " *Breunigi* v. Mojs.
 " *eusomus* Beyr. h
 " *evolvens* v. Mojs. h
 " *gibbus* v. Mojs. h
 " *indistinctus* v. Mojs.
 " *megalodiscus* Beyr. sh
 " *Oppeli* v. Mojs. h
 " *opulentus* v. Mojs. h
 " *Pauli* v. Mojs.

¹⁾ E. v. Mojsisovics, Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz, Abhandl. Geol. R.-A. X (1882), p. 314, 315.

- Ptychites progressus* v. Mojs. h
 " *reductus* v. Mojs.
 " *Seibachi* v. Mojs.
 " *Stoliczkai* v. Mojs.
 " *Studeri-flexuosus* v. Hau. sh (150 Exempl.)
 " *Suttneri* v. Mojs. h
 " *Uhligi* v. Mojs.
Sturia Sansovinii v. Mojs. sh
Gymnites Humboldti v. Mojs. sh
 " *incultus* Beyr. sh
 " *obliquus* v. Mojs.
 " *Palmai* v. Mojs. sh
Pinacoceras Damesi v. Mojs.
Acrochordiceras carolinae v. Mojs. h
 " *Fischeri* v. Mojs.
Cyclolobus sp. ind. (?) v. Mojs.
Norites gondola v. Mojs. h
Procladiscites Brancoi v. Mojs.
Megaphyllites sandalinus v. Mojs. h
Monophyllites sphaerophyllus v. Hauer. sh
 " (*Leiophyllites*) *Suefi* v. Mojs.
Arcestes (Proarcestes) Balfouri Opp. sh
 " " *Bramantei* v. Mojs. sh
 " " *extralabiatus* v. Mojs. h
Atractites Boeckhi Stürz.
 " *cylindricus* v. Hauer.
 " *obeliscus* v. Mojs.
 " *secundus* v. Mojs. h

Das Profil der Schreyeralm entspricht im allgemeinen demjenigen des Schiechlingkammes und dürfte mit diesem auch noch im ungestörten Zusammenhang stehen. Es ist allerdings bei weitem weniger klar aufgeschlossen als dieses.

7. Profile des Sulzkogels (1548 m) und Leutgebkogels (1236 m). (Profile I, II, IX.)

a) Werfener Schiefer.

Die Werfener Schiefer lassen sich von der Mündung des Hofergrabens (Sattelgrabens) bei Gosau über den „Sattel“ (1100 m) (Profil I) südlich vom Leutgebkogel ins vordere Brieltal und von da bis über die niedere Maxenhütte hinaus verfolgen. Beim Eingange des Hofergrabens treten in 800 m Seehöhe dunkelrote, glimmerige Werfener Schiefer, zwischen Taubenstein und Leutgebkogel in etwa 950 m Höhe meist graue, gleichfalls sehr glimmerreiche Schiefer auf; am Aufstieg von der vorderen Brietalpe zum „Sattel“ bemerkt man an der Basis rote Werfener, dann einen Gipsaufschluß, darüber graugrüne, glimmerreiche Schiefer; bei der niederen Maxenhütte endlich sieht man in 1000 m Höhe 4—10 cm dicke Lagen von glimmerreichen, dunkelroten Werfener Schiefen in Wechsellagerung mit 2—4 cm dicken Schichten eines grünlichweißen Sandsteines. Die oberen 20 m werden auch hier von

graugrünen Werfener Schiefen gebildet. Wir sehen also in den Profilen des Leutgeb- und Sulzkogels stets rote Werfener Schiefer an der Basis, graue in höherem Niveau; doch hat diese Gliederung wohl nur ganz lokale Bedeutung, da an der Südseite der nördlichen Kalkalpen das Umgekehrte der Fall ist¹⁾. Jedenfalls entsprechen die in der Plassengruppe aufgeschlossenen Werfener Schiefer nur der oberen, quarzitarmer, an roten Schiefen reichen Partie der Werfener Schiefer des Südrandes der Kalkalpen — dafür spricht auch die geringe Mächtigkeit der in der Plassengruppe aufgeschlossenen Werfener. Im untersten Teile des Schreyergrabens tritt südlich des Klaushofes (in 770 m Seehöhe) eine kleine Partie von Haselgebirge unter dem anisischen Dolomit hervor (Profil II).

b) Anisischer Dolomit, petrographisch vollständig dem der früher besprochenen Profile gleichend, jedoch mindestens 300 m mächtig.

c) heller Riffkalk, entweder ganz ungeschichtet oder in mächtige Bänke gegliedert. Die Farbe ist weiß, gelblich oder lichterose, stets sind rote Adern vorhanden. Korallenauswitterungen zeigen sich ebenso wie im Riffkalk des Schiechlingprofils — überhaupt ist die petrographische Uebereinstimmung mit diesem vollständig. Stellenweise nimmt der Kalk auch intensiver rote Färbungen an und gleicht dann mehr einem typischen Hallstätter Kalk. Im Riffkalk des Leutgebkogels trifft man gelegentlich Hornstein. Leider hat sich das Gestein bisher als ganz frei von sicher bestimmbarer Fossilien erwiesen. Nur an einer Stelle unterhalb des Punktes 1433 fand der Gosauer Sammler Gapp eine schneeweiße oder rot und weiß gesprenkelte, ganz aus Jugendexemplaren von Halobiiden bestehende Lumachelle; die Schalen erinnern an *Posidonia*, doch muß man nach E. Kittl²⁾ bei Brut-exemplaren mit der Zurechnung zu dieser Gattung sehr vorsichtig sein. Die größte dieser Schalen erreicht eine Länge von 12 mm und ähnelt auffällig der *Posidonia wengensis* Wissm. Außerdem fand ich an einer Stelle einen — allerdings etwas unsicheren — *Megolodus*-durchschnitt. Der Riffkalk besitzt unterhalb der Schreyeralm gleichfalls eine Mächtigkeit von mindestens 300 m.

d) Am östlichen Ende des Sulzkogels gegen die Wiesenfläche bei der Roßalpe zu gehen die weißen Riffkalke in typische, rote aber in sehr geringer Mächtigkeit erhaltene Hallstätter Kalke über, welche sehr reich an Crinoiden und Durchschnitten von unbestimmbarer Ammonitenbrut sind. Ganz übereinstimmende Gesteinsvarietäten sind mir auch aus dem Kalke des Someraukogels bekannt.

e) Im Hangenden dieser Kalke erscheinen in der von sumpfigen Wiesen erfüllten Mulde zwischen dem Sulzkogel und dem von Schreyeralkalken gebildeten Karrenplateau westlich der Schreyeralm hellere und dunklere Fleckenmergel aufgeschlossen, welche sowohl den Zlambachschichten als dem Lias entsprechen könnten. Ich habe diese

¹⁾ G. v. Arthaber, *Lethaea geognostica*, Alpine Trias, p. 266.

²⁾ E. Kittl, *Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias*. (Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees, Paläontologie II. Bd.) p. 6.

Fleckenmergel als Lias ausgeschieden, da sie um das östliche Ende der Sulzkogelmasse herum mit den Liasfleckenmergeln des Roßalpengrabens (p. 92) in Verbindung zu stehen scheinen.

8. Der Taubenstein.

Unter diesem Namen ist eine klippenartig aus den Werfener Schiefen des Hofergabens (Sattelgrabens) hervorragende kleine Felspartie bekannt, welche von 860—980 m Höhe reicht. Da der Taubenstein gänzlich in Werfener Schiefer und Gosaugesteine eingehüllt ist, ist von den älteren Gliedern des Triasprofils, zu welchem er gehört, nichts zu sehen; doch haben wir uns jedenfalls die an der Brielwand aufgeschlossenen Werfener Schiefer und anisischen Dolomite in dessen Untergrund vorzustellen. Der Taubenstein selbst besteht aus zwei klippenartigen Felsen, von denen der tiefere

a) hellroten, fossilfreien Hallstätter Kalk, der höhere

b) hellgrauen, ungeschichteten, noch heute sehr fossilreichen Hallstätter Kalk zeigt. (Fossilzeichen der Karte.) Das Gestein ist stellenweise ganz von meist kleinen Cephalopoden erfüllt; an einer anderen Stelle wieder tritt eine aus Halobienbrut bestehende, weiße Lumachelle auf.

Die Fauna dieser Lokalität besteht aus folgenden Formen:

Brachiopoda¹⁾:

- Rhynchonella nux. Sueß.*
 " *juvavica Bittn. (Geol. Inst.)*
 " *halophylla Bittn. var. major.*
 " *longicollis Sueß²⁾*
 " *laevis Sueß (Geol. Inst.)*
 " *dilatata Sueß var. major.*
Nucleatula retrocita Sueß²⁾.
Juvavella cf. Sueßi Bittn.²⁾.
Waldheimia Ramsaueri Sueß.

Lamellibranchiata³⁾:

Monotis Hoernesii Kittl.

Gastropoda⁴⁾:

- Pleurotomaria costifer Kok.⁴⁾*
Viviana ornata Kok.⁴⁾.
Anisostoma Sueßi Hoern.
Sisenna turbinata Hoern.⁴⁾.
Worthenia eremita Koken⁴⁾.

¹⁾ A. Bittner, Die Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandl. der Geol. R.-A. Bd. 14 (1890), p. 252.

²⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 64.

³⁾ E. Kittl, Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias, p. 180.

⁴⁾ E. Koken, Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. Jahrb. der Geol. R.-A. 1896, p. 73.

Cephalopoda¹⁾:

- Rhabdoceras Sueffi* v. Hauer.
Placites oxyphyllus v. Mojs.
Juvavites sp. ind.²⁾
Sagenites quinquepunctatus v. Mojs.²⁾.
 Theodori v. Mojs.
Sibirites (*Metasibirites*) cf. *crassus* v. Mojs.²⁾
 Uhligi v. Mojs.
Megaphyllites insectus v. Mojs.
Arcestes intus labiatus v. Mojs.
 colonus v. Mojs.²⁾.
 sp. ind. aff. *oxycephalo* v. Mojs.²⁾.
 (*Stenarcestes*) *ptychodes* v. Mojs.²⁾.
 subumbilicatus v. Hauer.
Cladiscites (*Paracladiscites*) sp. ind.²⁾.
Phylloceras (*Rhacophyllites*) *debile* v. Hauer.

Die Fauna des Taubensteins hat ein vorwiegend obernorisches Gepräge. Da auch die petrographische Beschaffenheit der fossilreichen, grauen Kalke mit denen des Steinbergkogels übereinstimmt, betrachte ich dieselben gleichfalls als obernorischen Hallstätter Kalk. E. Kittl³⁾ hat jedoch bereits hervorgehoben, daß auch unternorische Typen (*Metasibirites*, *Juvavites*) nicht fehlen; es ist daher nicht unwahrscheinlich, daß der Taubenstein einem etwas tieferen norischen Niveau als der Steinbergkogel entspricht.

Die fossilfreien hellroten Kalke des unteren Felsens müssen nach Analogie mit dem Someraukogel als unternorische Hallstätter Kalke angesehen werden, wenn auch paläontologische Belege hierfür fehlen.

Der Gosauer Sammler J. Gapp fand ferner im Hofergraben unweit des Taubensteins ein loses, ganz abgerolltes Stück hellgrauen Liasfleckenmergels mit

Arietites (*Vermiceras*) cf. *nigromontanus* Gumb.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß dieses Stück aus einem derzeit nicht mehr vorhandenen Aufschluß in einem zum Profil des Taubensteins gehörigen Liasfleckenmergel⁴⁾ stammt, zumal, da in der Streichungsfortsetzung dieser Region jenseits des Brieltales, im Roßalpengraben, tatsächlich Liasmergel aufgeschlossen erscheinen.

9. Profil der Kaunwände.

Als niedere, beziehungsweise hohe Kaunwand sind auf der Alpenvereinskarte zwei auffallende, senkrechte, mäßig hohe Felswände an der Ostseite des Brielgrabens bezeichnet, die durch den 1200 m

¹⁾ E. v. Mojsisovics, Cephalopoden der Hallstätter Kalke. Abhandl. der Geol. R.-A. VI, Suppl. 1902, p. 348, Bd. II, p. 808.

²⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 64.

³⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 64.

⁴⁾ Für die Tatsache, daß am Sattel früher Liasgesteine aufgeschlossen waren, spricht auch der Umstand, daß auf der Karte in Kittls Exkursionsführer an dieser Stelle Liasgesteine eingetragen sind.

hoch gelegenen Kaunsattel voneinander getrennt sind, über welchen ein Steig von der hinteren Brielstube zur Kropfblaikehütte führt.

a) Die von 1100—1200 *m* Höhe reichende „niedere Kaunwand“ besteht in ihrer Gesamtheit aus typischem anisischem Dolomit. Die gleichen Dolomite setzen auch den Fuß der „hohen Kaunwand“ bis zu einer Höhe von 1300 *m* zusammen, so daß die Dolomite in einer Mächtigkeit von mindestens 200 *m* aufgeschlossen erscheinen.

b) In 1300 *m* werden diese Dolomite an scharf ausgesprochener, flach ostwärts fallender Fläche von hellen, weißen oder rötlichen Hallstätter Kalken überlagert; welche die senkrecht abstürzende, bis 1380 *m* Höhe emporragende „hohe Kaunwand“ zusammensetzen. Es sind undeutlich gebankte, reine Kalke, welche zahlreiche, weingelbe und rote Hornsteinknollen führen. Gegen Süden scheinen diese Kalke in die am Wege Scheibenanger-Veitenhütte¹⁾ westlich unterhalb des Höhbichls in etwa 1450 *m* Seehöhe aufgeschlossenen, hellgrauen, sehr hornsteinreichen und dadurch an Reiflinger und Hüpflinger Kalke erinnernden Plattenkalke überzugehen²⁾.

c) Gegen oben gehen die hellen Hornsteinkalke der hohen Kaunwand durch Verlust des Hornsteines und der Bankung in den hellen Riffkalk über, welche die Südhälfte der „blauen Wand“ zusammensetzt (p. 136.) (Tafel XV, Profil II).

10. Profil der Hohen Scheibe (Profile II, III).

a) Typischer anisischer Dolomit. Mächtigkeit infolge Falung nicht mit Sicherheit zu bestimmen.

b) Weißer, rotgeädertter Riffkalk, den Gipfel der „Hohen Scheibe“ (1656 *m* laut Alpenvereinskarte, 1627 *m* laut Spezialkarte) zusammensetzend. Das Gestein gleicht vollkommen den unter 1*d*, 5*c*, 7*c* und 9*c* beschriebenen Riffkalken. An den oberen Gaiswänden (P. 1554) ist der Kalk vielfach rot gefärbt und hat daher mehr den Charakter eines typischen Hallstätter Kalkes, während er an den Südwänden des Plankensteinplateaus und an dem turmartigen, felsigen „Spitzet-Kogel“ wieder vollständig einem weißen „Hochgebirgs-Riffkalk“ gleicht. Hahn³⁾ erwähnt von hier einen Megalodus. Mächtigkeit 200—250 *m*.

c) Graue und bräunliche, mergelige Plattenkalke, aufgeschlossen am Sattel⁴⁾ zwischen Hoher und Niederer Scheibe

¹⁾ Siehe Alpenvereinskarte!

²⁾ Besonders groß ist die Aehnlichkeit der grauen Kalke mit den über und unter dem Carditaniveau des Zwieselalpengebietes auftretenden Hornsteinkalken (E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil. Das Becken von Gosau. Sitzungsber. der Wiener Akademie der Wissenschaften 1914, p. 28—30). Der an der hohen Kaunwand entwickelte Typus von hornsteinführenden Hallstätter Kalken fehlt hingegen im Zwieselalpengebiete.

³⁾ F. F. Hahn, Grundzüge etc. Mitteil. der Wiener Geolog. Gesellschaft, 1913, p. 436.

⁴⁾ Die Seehöhe dieses Sattels beträgt 1548 *m*. Die auf der Alpenvereinskarte für diesen Sattel angegebenen 1448 *m* sowie die Kote 1466 *m* für die Niedere Scheibe beruhen auf Druckfehlern, wie man sich leicht durch Verfolgung der Ischyphen überzeugen kann.

(Profil III), zwischen oberen und unteren Gaiswänden und bei der „Sauries“¹⁾ (Profil IV). Diese aus 1—10 cm starken Schichten bestehende Mergelkalke halten in ihrer petrographischen Beschaffenheit etwa die Mitte zwischen Zlambachschichten und den obernorischen Kalken des Steinbergkogels. Mächtigkeit etwa 80 m. Darüber folgen an

d) der „Niederer Scheibe“ (1566 m) steil stehende weiße oder rötliche Plattenkalke, welche sehr reich an meist lichtgrauen Hornsteinknauern sind (Profile III, IV). Diese Hornsteinkalke lassen sich mit den Pötschenkalken vergleichen, entsprechen jedoch in ihrer petrographischen Beschaffenheit viel besser den norischen Hornsteinkalken, welche am Hügel von Maria Kunitz²⁾ zwischen Kainisch und Mitterndorf auftreten. Mächtigkeit etwa 180 m.

e) Ueber diesen Hornsteinkalken liegen konkordant in dem 1493 m hohen Sattel „Strennhag“¹⁾ zwischen der Niederen Scheibe und dem Vorderplassen typische graue Liasfleckenmergel (Profil III). Die westliche Fortsetzung dieses Fleckenmergels ist im Roßalpengraben unterhalb der Roßalpe aufgeschlossen (Profil II).

II. Profil des Plassen.

Am Südostfuße des Plassen erscheint eine kleine, aus Plassenkalk bestehende Felspartie, durch einen schmalen Wiesenstreifen von der Hauptmasse des Plassen abgetrennt. Auf diesem Wiesenstreifen sind neben Haselgebirge unmittelbar an der Basis des Plassenkalkes (Profil VI)

a) die vom Oberbergschaffer A. Hořinek entdeckten und 1868 durch Mojsisovics³⁾ beschriebenen roten Mergel des Mittellias aufgeschlossen (Fossilzeichen der Karte). Sie bedecken, wie schon Mojsisovics erwähnte, einen Flächenraum von nur wenigen m², zeigen äußerst geringe Mächtigkeit, gleichen, abgesehen von einer etwas weniger intensiv ziegelroten, mehr grauroten Färbung, petrographisch vollständig den Mittelliasmergeln des Grabens „Zwischen den Kögeln“ (1 g) und der Lauterbachscholle (3 c) und haben folgende Fauna geliefert:

Echinodermata:

Cidaris sp. (Stachel) (R.-A. 33).

¹⁾ Siehe Alpenvereinskarte.

²⁾ G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee. Jahrb. d. Geol. R.-A., 1915, p. 188.

³⁾ E. v. Mojsisovics, Versteinerungen des mittleren Lias vom Hallstätter Salzberg. Verh. d. Geol. R.-A., 1868, p. 10. Durch die obige Fossilliste, welche — mit Ausnahme einiger weniger Stücke, welche späteren Aufsammlungen entstammen — auf dasselbe Material gegründet ist, erscheinen die von Mojsisovics daselbst gegebenen Bestimmungen revidiert. Auf dieselben Exemplare begründete Bestimmungen sind in der obigen Liste und in derjenigen, welche Mojsisovics in Verh., 1868, p. 10—12, gibt, mit denselben Ziffern bezeichnet. In Mojsisovics' Liste genannte, hier jedoch nicht angeführte Versteinerungen sind entweder derzeit nicht mehr vorhanden oder gänzlich unbestimmbar.

Brachiopoda:

- Terebratula (Pygope) Erbaensis* Sueß (R.-A. 31).
 " " *aspasia* Men. (R.-A. 30).
 " *Renieri* Cat. (R.-A.)

Lamellibranchiata:

- Inoceramus nobilis* Mnstr. (R.-A. 28, L.-M.)
 " *sp.* (R.-A., Geol. I. 28).

Gastropoda:

- Pleurotomaria sp.* (R.-A. 27).

Cephalopoda:

- Phylloceras Meneghinii* Gemm. (R.-A. 18¹⁾, 20).
 " *cf. Zeles d'Orb.* (R.-A. 22).
 " *cf. Bonarellii* Fuc. (R.-A. 23).
 " *cf. anonymum* Haas (R.-A., Geol. I. 24, L.-M.)
 " *Geyeri* Bon. (R.-A. 21).
Rhacophyllites libertus Gemm. (R.-A., Geol. I. 19, H.-M.)
 " (*Meneghiniceras*) *eximius v. Hauer* (R.-A. 25).
Lytoceras sp. (R.-A. 17, L.-M.)
Aegoceras (Amblyoceras) capricornum Schloth. (R.-A. 11, L.-M.)
 " (*Deroceras*) *Davoei* Sow. (R.-A. 12).
Liparoceras striatum Rein. (R.-A. 16).
Amaltheus margaritatus Montf. (R.-A. 10).
Harpoceras (Arietoceras) nitescens Young u. Bird. var. *Horzinekii*
 Mojs.²⁾ (R.-A., Geol. I. 8, 9).
 " *cf. Algovianum* Opp. (L.-M.)
 " *cf. Bertrandi* Kilian (Geol. I. 6 p. p., L.-M.)
 " *sp.* (Geol. I. 6 p. p.)
 (*Grammoceras*) *Normannianum d'Orb.* (R.-A., Geol.
 I. 5 p. p., L.-M.)
 " " *cf. Vaceki* Haas (R.-A. 7).
 " *Boscense Reyn* (R.-A., Geol. I. 5 p. p., L.-M.)
 " *Cornacaldense Tausch* (R.-A., Geol. I. 5 p. p., L.-M.)
Coeloceras psilocerooides Fuc. (R.-A. 13).
 " *sp.*
Belemnites (Megatenthis) paxillosus Schloth. (R.-A. 1, L.-M.)
 " " *cf. elongatus* Mill (L.-M.)
*Actractites sp.*³⁾ (L.-M.)

Diese Mergel stimmen, wie ein Vergleich der beiden Fossilisten ergibt, auch in der Fauna vollständig mit dem p. 71 beschriebenen

¹⁾ Darunter ein Riesenexemplar von 135 mm Durchmesser. Die Angabe: 155 mm bei Mojsisovics (Verh., 1868, p. 11) beruht auf einem Druckfehler.

²⁾ Siehe Anhang II, Paläontologische Bemerkungen, p. 187.

³⁾ Zu vergleichen mit *Atractites sp.* bei G. Geyer, Die mittelliasische Cephalopodenfauna des Hinterschafberges. Abhandl. der Geol. R.-A., XV (1893), Taf. IX, Fig. 3.

ziegelroten Mergel der Lokalität „Zwischen den Kögeln“ überein und entsprechen daher wie diese dem höheren Mittelias, und zwar den Zonen des *Deroceras Davoei*, *Amaltheus margaritatus* und *Amaltheus spinatus*. Das Faunenbild ist nur insofern etwas verschieden, als hier *Harpoceras Boscense Reyn.* nicht in solchem Maße vorherrscht als dort, sondern mit *Harpoceras Normanniannus d'Orb* und *Phylloceras Geyeri Bon.* in etwa gleicher Menge vorhanden ist (je 26—32 Exemplare). Sonst erscheinen noch häufig: *Harpoceras Cornacaldense Tausch* (15 Exemplare), *Rhacophyllites libertus Gemm.* und *Phylloceras cf. anonymum Haas* (je 8 Exemplare); sämtliche anderen Arten sind nur durch wenige Stücke vertreten.

Kittl¹⁾ zeichnet auf seinem Plassenprofil an der Südseite des Plassen zwischen dem „Lias in Adneter Fazies“ und dem Plassenkalk eine Schichtgruppe „Dogger und Oberalmschichten“. Ich konnte diese Schichte nirgends auffinden. Es wäre jedoch möglich, daß solche Gesteine an der Basis des Plassen seinerzeit aufgeschlossen waren und seitdem durch die ungemein rasch an Größe zunehmenden Schutthalden des Plassen überdeckt wurden; ich glaube aber viel eher, daß Kittl diese Schichtgruppe nur aus theoretischen Erwägungen in sein Profil eingetragen hat. Ferner könnte man nach H. Commendas²⁾ „vorläufigem Bericht über die mineralogisch-geognostische Sammlung“ des Museums Francisco-Carolinum in Linz vermuten, daß sich in diesem Museum Doggerversteinerungen vom Plassen selbst befinden; doch überzeugte ich mich durch eine persönliche Besichtigung dieser Fossilien, daß es sich hier um Versteinerungen des Mittelias der Lokalität „Dammhöhe“ handelt, welche ich in die obige Liste gleichfalls aufgenommen habe.

b) An der eben geschilderten Stelle erhebt sich über dem Lias die Plassenkalkurasse des Plassen. Sonst liegt sie überall, wie im tektonischen Teile (p. 132) näher geschildert wird, mit einer Bewegungsfläche unmittelbar dem Haselgebirge oder einem anderen triadischen Schichtgliede auf. Der Plassenkalk ist ein meist rein weißer, seltener leicht gelblicher Riffkalk. Die auch auf der Verwitterungsoberfläche auffallend helle Farbe des Gesteines hat offenbar dem Berge den Namen gegeben.

Am Aufbau des Riffes sind in erster Linie Korallen und Bryozoen (*Monotrypa*) beteiligt; aber auch die dickschaligen Gehäuse der Nerineen und Diceraten spielen beim Aufbau des Kalkes eine große Rolle. Ein charakteristisches Merkmal des Plassenkalkes, durch welches er mit Sicherheit von ähnlichen Riffkalken der Trias unterschieden werden kann, ist die häufig zu beobachtende feinkörnige Konglomerat-Struktur. Besonders schön ist diese Bildung an dem neuen Wege, welcher von der Dammhöhe in 1310 m Höhe zum Wasserberg führt³⁾, und zwar an der Verwitterungsoberfläche solcher

¹⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, Fig. 5, p. 79.

²⁾ 52. Bericht über das Museum Francisco-Carolinum in Linz (1894), p. 18 (Kasten 14, Reihe 7.—9).

³⁾ Siehe Alpenvereinskarte.

Stücke zu sehen, welche längere Zeit der Einwirkung des aus der Latschenvegetation entstandenen, schwarzen Alpenhumus ausgesetzt waren¹⁾. Auch übersinterte Nerineen und Korallen treten hier massenhaft hervor²⁾ (Fossilzeichen der Karte). Die Konglomeratstruktur könnte nach ihrem Aussehen leicht als oolithische Struktur aufgefaßt werden; doch ist der Plassenkalk — wenigstens an dieser Stelle — keinesfalls ein Oolith³⁾, da die einzelnen Komponenten meist nicht kugelförmig sind, sondern das Aussehen von allerdings sehr stark gerundeten, kleinen Geröllen haben und keine konzentrisch-schalige Struktur erkennen lassen. Die Gerölle haben meist einen Durchmesser von 1—6 mm, erreichen aber bisweilen einen solchen von mehreren Zentimetern. Da Geröll und Bindemittel aus dem gleichen Material besteht, ist diese konglomeratische Struktur natürlich nicht als Transgressionsbildung aufzufassen, sondern dadurch entstanden, daß kleine Stücke von den „gewachsenen“ Teilen des Riffes durch die Brandung abgerissen, abgerollt und schließlich in den Hohlräumen des Riffes abgelagert wurden — also ein sicherer Beweis für die Bildung des Plassenkalkes im Seichtwasser.

Gelegentlich lassen diese Gerölle unter der Lupe an der verwitterten Oberfläche noch deutlich die organische Struktur erkennen. Man sieht an einem in der Sammlung der Geologischen Reichsanstalt liegenden Handstücke ganz deutlich, daß es sich um abgerissene Stücke des in unmittelbarer Nachbarschaft befindlichen (wenige Zentimeter entfernten) *Monotrypstockes* handelt. Sehr klar ist auch die Wirkung der Abrollung; denn die noch in der ursprünglichen Lage befindlichen Teile des Riffes zeigen die organische Struktur in ungleich besserem Erhaltungszustand als die Gerölle.

Der Plassenkalk zeigt gewöhnlich keine Schichtung; nur stellenweise scheint eine sogar recht ausgeprägte Bankung vorhanden zu sein (p. 128, Profil III). Hingegen ist die Klüftung des Gesteines überall sehr stark und bewirkt eine außerordentlich rasch⁴⁾ sich vollziehende Abtragung des Berges durch die Tätigkeit der Atmosphärien. Während meiner Aufnahmestätigkeit in der Plassengruppe verging kaum ein Tag, an dem ich nicht Steinschlag in den Wänden des Berges beobachten konnte. Riesige Schutthalden umgeben den Berg auf allen Seiten, wodurch besonders an der Südseite große, für die Erforschung der Tektonik sehr wertvolle Strecken mit Geröll überdeckt erscheinen.

¹⁾ Die Gerölle und Versteinerungen unterliegen bei der chemischen Verwitterung rascher der Auflösung als das Bindemittel; letzteres ragt daher in Form von weniger frischem, daher dunkler gefärbtem Gestein über erstere hervor.

²⁾ Reich an Versteinerungen, besonders Korallen und *Diceras*-ähnlichen Durchschnitten ist auch der Plassenkalkschutt oberhalb der Roßalpe.

³⁾ Daß es sich trotz der oolithähnlichen Beschaffenheit um keinen Oolith handelt, hebt bereits K. Peters hervor. (Die Nerineen des oberen Jura in Oesterreich, Sitzungsber. der Wiener Akademie der Wissenschaften, Bd. XVI, p. 6 [339]). Die an dieser Stelle gegebene Schilderung des Plassenkalkes ist überhaupt vorzüglich.

⁴⁾ Die Abtragung vollzieht sich bedeutend rascher als diejenige des Dachsteinkalkes, was jedenfalls nicht nur in der Beschaffenheit des Gesteins, sondern auch in den tektonischen Verhältnissen begründet ist (p. 153).

Die derzeit noch vorhandene Mächtigkeit des Plassenkalkes dürfte gegen 600 m betragen; sie kommt daher annähernd der im Toten Gebirge vorhandenen Mächtigkeit desselben Gesteines gleich¹⁾.

Die Fauna des Plassenkalkes setzt sich aus folgenden Formen zusammen:

Hydrozoa:

Ellipsactinia sp. (R.-A.)

Anthozoa:

Opisthophyllum cf. *vesiculare* Ogilvie (R.-A. und eigener Fund), Außerdem unbestimmbare, ästige Korallen.

Bryozoa:

Monotrypa multitabulata Deninger²⁾

Lamellibranchiata³⁾:

Diceras Luci Dej. var. *communis* Boehm.
Ostrea sp.

Gastropoda⁴⁾:

Natica Inwaldiana Zeusch.
Ptygmatis pseudo-Bruntrutana Gemm.
" *Haueri* Peters.
Nerinea Zeuschneri Peters.
Hoheneggeri Peters.
Suessii Peters.
conulus Peters.
conoidea Peters.
Plassenensis Peters.
d'Orbignyana Zeuschn.
Haidingeri Peters.
Hoernesii Peters.

¹⁾ G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee. Jahrb. der Geol. R.-A. 1915, Taf. II, Fig. 2.

²⁾ K. Deninger, Einige neue Tabulaten und Hydrozoen aus mesozoischen Ablagerungen. Neues Jahrb. für Min. etc. 1906, I, p. 63; Taf. V, Fig. 3. Die systematische Stellung der Familie der Monticuliporiden, zu welcher *Monotrypa* gehört, erscheint zweifelhaft. Ich habe sie, der 4. Auflage (1915) von Zittels „Grundzügen der Paläontologie“, p. 280, folgend, zu den Bryozoen gestellt, während sie von den meisten Autoren, so in letzter Zeit von H. Vettors (Denkschriften der Wiener Akademie der Wissensch. Bd. 92, p. 295) und F. Heritsch (Mitteil. der Wiener geolog. Gesellschaft 1917, p. 215) bei den tabulaten Korallen eingereiht wird.

³⁾ G. Boehm, Die Bivalven der Stramberger Schichten (Paläont. Mitteil. aus dem Museum des königl. bayer. Staates. II. Bd., p. 531.

⁴⁾ K. Peters, Die Nerineen des oberen Jura in Oesterreich. Sitzungsber. der Akademie der Wissensch. Wien 1855 (Bd. XVI), p. 365. [(Revidiert nach K. Zittel, Die Gastropoden der Stramberger Schichten, (Paläont. Mitteil. aus dem Museum des königl. bayer. Staates, II. Bd.)]

Itieria Moreana d'Orb.
 „ *Staszycii* Zeuschn.
Cryptoplocus pyramidalis Mnstr.
 „ *subpyramidalis* Mnstr. (R.-A.)
Cerithium (Enostoma) nodosostriatum Peters.

Außerdem liegen in der Sammlung der Geologischen Reichsanstalt 3 halbkugelige, wohl zu *Lepidotus* gehörige Mahlzähne, und ein solcher von länglich-bohnenförmiger Gestalt vor, der wahrscheinlich zu *Coolodus* gehört. Da jedoch der Erhaltungszustand dieser Zähne und der petrographische Charakter des umgebenden Gesteines sehr auffallend demjenigen einiger in der Sammlung des Naturhistorischen Hofmuseums befindlichen Stücke aus dem Tithonkalk von Nikolsburg gleicht und von dem typischen Charakter des Plassenkalkes merklich abweicht, halte ich eine Fundortsverwechslung nicht für ausgeschlossen.

γ Stratigraphische und paläogeographische Bedeutung der Profile durch die juvavische Einheit der Plassengruppe.

So verschieden die oben mitgeteilten Profile im einzelnen auch voneinander sind, so zeigen sie doch, und zwar gerade durch ihre Heteropie, als gemeinsames Merkmal durchaus typische „Hallstätter Fazies“.

Als für Hallstätter Triasentwicklung charakteristische Eigentümlichkeiten können bezeichnet werden:

1. Auftreten von bunten Cephalopodenkalken (1e, 2, 5d, 6b, 7d, 8). Doch unterscheiden sich die bunten Cephalopodenkalken der Hallstätter Trias wesentlich von denen der Juraformation sowohl durch ihre bedeutend größere Mächtigkeit, als insbesondere durch die von Mojsisovics¹⁾ beschriebene Lokalisierung der Cephalopodenfaunen auf räumlich sehr beschränkte „Linsen“.

2. Fehlen der ladinischen Stufe²⁾. Wir haben in den besprochenen Profilen nicht nur nirgends eine paläontologische Andeutung der ladinischen Stufe, sondern nicht einmal ein Gestein getroffen, welches nach seinem petrographischen Charakter mit Ramsaudolomit oder Wettersteinkalk verglichen werden könnte.

3. Geringe Mächtigkeit der norischen Stufe³⁾. Im Profil 1, 2 (Somerau—Steinbergkogel) steht eine Mächtigkeit der norischen Stufe von höchstens 350 m derjenigen in der Dachsteinfazies von mindestens 1100 m gegenüber. Hingegen besitzt die anisische und wahrscheinlich auch die karnische Stufe annähernd die

¹⁾ E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 18.

²⁾ F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der Wiener geol. Gesellschaft 1913, p. 474; G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee. Jahrb. der Geol. R.-A. 1915, p. 195.

³⁾ Mojsisovics (Erläuterungen zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 19) gibt als mittlere Gesamtmächtigkeit der Hallstätter Entwicklung 200 m an. Das ist jedenfalls zu wenig und nur in unvollständigen Profilen zu beobachten.

gleiche, erstere vielleicht sogar eine größere Mächtigkeit als in der Dachsteinkalk- und Hauptdolomitentwicklung.

4. Eine eigenartige Heteropie, welche dadurch zum Ausdruck kommt, daß ähnliche Gesteinstypen in sehr wechselnder Mächtigkeit anscheinend regellos in den verschiedensten Horizonten auftreten, wie aus der folgenden Zusammenstellung der in der Hallstätter Entwicklung der Plassengruppe vorkommenden Gesteinstypen ersichtlich ist. Neben jedem Gestein¹⁾ ist die Höhenlage der unteren und oberen Grenze desselben über der Oberkante der anisischen Dolomite in den oben beschriebenen stratigraphischen Profilen in Metern angegeben:

Profil Nr.	1—2	5	7	9	10
Bunte Cephalopodenkalke	300—650	150—330	300—?	—	—
Riffkalke	100—300	0—150	0—300	80—?	0—250
Helle, plattige Hornstein- kalke	—	330—430	—	0—80	330—510
Graue, hornsteinarme Plattenkalke	0—100	0—60	—	—	250—330
Fleckenmergel	500—?	430—460?	—	—	—

Bereits Mojsisovics²⁾ hebt mit Recht die Niveauunbeständigkeit der einzelnen Gesteinstypen der Hallstätter Entwicklung als sehr bezeichnend hervor; diese Eigentümlichkeit macht im Vereine mit dem linsenförmigen Auftreten der Cephalopoden eine für größere Strecken gültige stratigraphische Gliederung der Hallstätter Kalke unmöglich.

Unter den oben geschilderten Triasprofilen ist nur bei 1, 2, 5, 6, 8 durch das Auftreten von fossilführenden Horizonten die Zuweisung der einzelnen Abteilungen zu den verschiedenen Stufen der Triasformation mit einiger Sicherheit möglich; 3 und 4 lassen sich leicht auf 1 beziehen; bei 7, 9 und 10 hingegen sind wir, solange nicht durch einen glücklichen Zufall Versteinerungen entdeckt werden, auf vage Vermutungen angewiesen.

Profil 1—2 (Somerau—Steinbergkogel) ist zweifellos eines der vollständigsten Profile durch die Hallstätter Trias, das überhaupt bekannt ist. In der anisischen Stufe zeigt es die meiste Ähnlichkeit mit dem Profile der Rötelsteingruppe, in den höheren Niveaus lassen sich gewisse Beziehungen zum Raschbergprofile erkennen.

Sehr auffallend sind die bedeutenden Unterschiede zwischen Profil 1 und 5; doch steht immerhin der östliche, durch die Führung von Reiflinger Kalk ausgezeichnete Teil des Schiechlingprofiles dem Someraukogelprofil näher als der westliche. Das eigenartige Schiechling- und Schreyeralprofil zeigt noch die meisten Beziehungen zum

¹⁾ Vom rein petrographischen Standpunkte betrachtet!

²⁾ E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geolog. Karte Ischl und Hallstatt, p. 17.

Lercheckprofil bei Hallein. 6 schließt sich nahe an 5 an, die übrigen Profile lassen sich jedoch eher mit 1 vergleichen.

Bei Profil 7 hat der weiße Riffkalk in der Literatur mannigfache Deutung erfahren. Zunächst sei bemerkt, daß die Auffassung dieses Kalkes als Plassenkalk durch E. Böse¹⁾ gänzlich abzuweisen ist, da die petrographische Beschaffenheit, so insbesondere das Auftreten von roten Kalkpartien und Hornstein, ferner der Brutlumachellen von Halobien entschieden dagegen spricht. Mojsisovics²⁾ und Kittl³⁾ haben diesen Kalk als Muschelkalk gedeutet. Dafür spricht die petrographische Identität mit dem Riffkalke des Schiechlingprofiles, dessen Zurechnung zum Muschelkalke, wie p. 81 gezeigt wurde, unausweichlich ist.

Ferner scheint die Ueberlagerung durch die roten Cephalopodenkalke des Fundortes: „Schreyeralpe“ (6) für diese Auffassung zu sprechen. Doch zeigt das Auftreten des unter 6a beschriebenen anisischen Dolomites im Liegenden der Schreyeralmkalke der Schreyeralpe, daß die Ueberlagerung der Riffkalke durch letztere keine normale ist, sondern daß die Schreyeralmschichten einer tektonisch höheren Schuppe angehören. Ferner hat Hahn⁴⁾ gegen diese Zuweisung des Riffkalkes zum Muschelkalk mit Recht eingewendet, daß sich hierdurch eine sonst nirgends zu beobachtende Mächtigkeit der anisischen Stufe ergeben würde. Da nämlich, wie oben (p. 88) gezeigt wurde, der Dolomit mindestens 300 m mächtig ist, desgleichen der darüber liegende Riffkalk, und schließlich auch für den Schreyeralmkalk der Schreyeralpe eine Mächtigkeit von 200 m angenommen werden müßte, so erhielten wir eine 800 m (!) mächtige anisische Stufe, also eine ganz unwahrscheinliche Annahme.

Wenn man endlich bedenkt, daß der Dolomit im Sulzkogelprofil etwa doppelt so mächtig ist, als im Profile des Schiechlingkammes und das Auftreten von Brutlumachellen von Halobien im Riffkalke in Betracht zieht, welche sonst aus der anisischen Stufe unbekannt sind, hingegen öfter aus der karnischen Stufe⁵⁾ erwähnt werden, so erscheint mir die Annahme nicht zu gewagt, daß der Dolomit in den Profilen 7—10 die ganze anisische Stufe umfaßt und der Riffkalk erst in der karnischen Stufe einsetzt und vielleicht auch noch einen Teil der norischen Stufe vertritt. Hahn⁶⁾ hat bereits mit Recht den Riffkalk mit dem Reiteralmkalke verglichen. Die Riffkalke des Profiles 5 einerseits und der Profile 7—10 andererseits wären also nicht stratigraphisch äquivalent.

¹⁾ E. Böse, Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias II. Die Faziesbezirke der Trias in den Nordalpen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1898, p. 708.

²⁾ E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geologischen Karte Ischl und Hallstatt, p. 8.

³⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 88.

⁴⁾ F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der Geol. Gesellsch. in Wien, 1913, p. 436.

⁵⁾ M. Schlosser, Das Triasgebiet von Hallein. Zeitschr. der Deutschen Geolog. Gesellschaft, 1898, p. 366. — F. F. Hahn, Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. Jahrb. der Geol. R. A., 1910, p. 330.

⁶⁾ F. F. Hahn, Grundzüge etc. Mitteil. der Wiener Geol. Gesellsch., 1913, p. 436.

Der höhere Teil der norischen Stufe wäre durch die typischen Hallstätterkalke am östlichen Ende des Sulzkogels (7 d) vertreten.

Die gleichfalls mögliche Annahme, daß der Riffkalk sowohl den oberen Teil der anisichen als die karnische Stufe zusammensetzt, scheint mir deshalb nicht viel Wahrscheinlichkeit zu besitzen, weil sich in diesem Falle die der ladinischen Stufe entsprechende Lücke doch irgendwie innerhalb der Riffkalkmasse bemerkbar machen müßte; der petrographischen Identität der Riffkalke des Sulzkogels mit derjenigen des Schiechlingprofils ist nicht zu viel Wert beizulegen, da sich die Riffkalke aller Niveaus der Hallstätter Entwicklung fast vollständig gleichen.

Die Grenze zwischen Dolomit und Riffkalk hingegen ist vollkommen scharf und kann daher sehr gut der ladinischen Lücke entsprechen.

Im Profile 9 (Kaunwände) entwickelt sich der Hallstätter Riffkalk aus hornsteinführenden Hallstätter Kalken an der Basis (9 b), welche auch im Profil des Leutgebkogels angedeutet erscheinen. Es ist möglich, daß diese Kalke nicht als Reiflinger Kalke aufzufassen sind, sondern, da sie gegen oben allmählich in Riffkalk übergehen, gleichfalls in die karnische Stufe zu stellen wären. Hahn¹⁾ und Krauß²⁾ beschreiben ganz ähnliche Kalke aus dem gleichen Niveau des Saalachgebietes.

Auch in Profil 10 möchte ich die Riffkalke der hohen Scheibe (10 b) in die karnische Stufe stellen, während ich die darüber liegenden grauen, mergeligen (10 c) und die weißen hornsteinreichen Plattenkalke (10 d) nach Analogie der Kalke von Maria Kumitz (p. 92) der norischen Stufe zurechne.

Wir sehen also, daß den fossilreichen, reich gegliederten Profilen der östlichen Plassengruppe einfacher gebaute, aber wegen ihrer Fossilarmut schwerer zu deutende Profile im Westen entsprechen. Sehr bemerkenswert ist nun, daß das Hauptgestein der letzteren Profile, der weiße, rotgeäderte Riffkalk, eine große Aehnlichkeit mit den in den Kalkbergen zwischen Mitterndorf und Liezen auftretenden³⁾ „rein weißen oder gelblichweißen, sehr feinkörnigen, von zarten, blutroten Aederchen durchkreuzten Kalken“ zeigt. Hingegen sind die „grauen, splittrigen Riffkalke“ der Liezener Region wesentlich dunkler und gleichen denjenigen des Gosauer Kammes⁴⁾. Noch interessanter ist die Identität der Hallstätter Riffkalke der Plassengruppe mit den hellen, stellenweise in roten Hallstätter Kalk übergehenden Riffkalken

¹⁾ F. F. Hahn, Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. Jahrb. der Geol. R.-A., 1910, p. 331.

²⁾ H. Krauß, Geologische Aufnahme des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck. Geognost. Jahreshfte, Bd. 26 (1913), p. 121.

³⁾ G. Geyer, Ueber den geologischen Bau der Warscheneckgruppe. Verh. d. Geol. R.-A., 1913, p. 304.

⁴⁾ E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten, II. Teil, Das Becken von Gosau, Sitzungsber. der Akademie d. Wissenschaften, Wien, 1914, p. 299.

des Rettensteins, welcher der Dachstein-Südwand vorgelagert ist. Wenn wir daher, wie im tektonischen Teile gezeigt werden wird (p. 125), das ursprüngliche Ablagerungsgebiet der juvavischen Einheit südlich an den Rettenstein¹⁾ anschließen, so kommen wir zu dem interessanten paläogeographischen Resultate, daß in vollkommen analoger Weise die Hallstätter Trias des Rötels über Rabenkogel—Krahstein—Hechelstein—Hochtausing—Bosruck nach Osten, diejenige des Someraukogels über Sulzkogel—Rettenstein—Gosauer Kammer nach Südwesten in die einfachere Riffkalkentwicklung übergeht. Da nun die Hallstätter Trias des Mitterndorfer und Plassengebietes zweifellos demselben Becken angehört — denn das fehlende Zwischenstück, das einstmals über dem Koppen lag, ist teils der Denudation verfallen, teils als Raschbergtrias weiter nach Norden gewandert — so haben wir nunmehr den ursprünglichen Ost- und Westrand des Hallstätter Beckens des Salzkammergutes rekonstruiert. Mojsisovics²⁾ hat seinerzeit „zwei durch eine Barriere von Wetterstein- und Dachsteinkalk gesonderte Züge der Hallstätter Entwicklung“, den Ischl-Ansseer und den Berchtesgaden-Hallstätter „Kanal“, unterschieden. Er stellte sich vor, daß die Hallstätter Kalke schon zur Zeit ihrer Ablagerung im wesentlichen dieselben Räume einnahmen wie heute und in zwei getrennten, lagunenartigen, sehr schmalen Streifen zwischen den Dachsteinkalkmassen zur Ablagerung gelangten, wobei die Grenze zwischen beiden Fazies eine außerordentlich scharfe ist. Die Unwahrscheinlichkeit dieser „Kanäle“ hat beim Auftauchen der Deckentheorie eine tektonische Erklärung der Lagerungsverhältnisse der Hallstätter Kalke geradezu herausgefordert. Doch erst der von J. Nowak³⁾ aufgestellten, von F. F. Hahn⁴⁾ tiefer begründeten Tektonik des Salzkammergutes in Verbindung mit Geyers⁵⁾ Studien auf Blatt Liezen, Trauths⁶⁾ Aufnahmen der Südseite des Dachsteins und den hier vorliegenden Untersuchungen war es vorbehalten, an Stelle der beiden Mojsisovicschen Kanäle ein einheitliches Ablagerungsgebiet südlich der Dachsteingruppe zu setzen, in welchem nicht nur alle Hallstätter Kalke des Salzkammergutes gebildet wurden, sondern welches auch der Dachsteinfazies nicht mehr durch petrographische Merkmale und Mächtigkeit schroff gegenübersteht, sondern mit derselben durch allmähliche Uebergänge verknüpft erscheint. Und zwar führt der Uebergang vom Dachsteinkalk zum Hallstätter Kalk stets über den Hochgebirgsriffkalk. Dieser Uebergang in der Richtung gegen Osten und Westen wurde bereits oben geschildert —

¹⁾ Daß der rötlich gefärbte Kalk des Rettensteines einen Anknüpfungspunkt für die juvavische Deckscholle der Plassengruppe bieten wird, hat bereits Hahn angedeutet (Grundzüge etc., p. 472).

²⁾ E. v. Mojsisovics in „Bau und Bild Oesterreichs“, Wien 1903, p. 386, Fig. 2, p. 387.

³⁾ J. Nowak, Ueber den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. Bull. de l'Academie des sciences, Krakau 1911.

⁴⁾ F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der Geol. Gesellschaft, Wien 1913, p. 420—479.

⁵⁾ G. Geyer, Ueber den geologischen Bau der Warscheneckgruppe. Verh. d. Geol. R.-A., 1915, p. 299—309.

⁶⁾ F. Trauth, Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen. Mitteil. d. Geol. Gesellschaft, Wien 1916, p. 77.

er sei nun auch kurz in der Richtung von Norden nach Süden beschrieben. Die obere Trias der Gamsfeldgruppe erinnert noch stark an die Hauptdolomitentwicklung: über einem dünnen Carditaband liegen noch ca. 800 *m* Dolomit, von welchen nach Hahn¹⁾ die unteren 300 *m* noch der karnischen Stufe angehören dürften. Ueber dem Dolomit liegt bereits typischer, gebankter Dachsteinkalk. Auf der 15 *km* langen Strecke Gamsfeld — Hierlatz, die auch vor der Gebirgsbildung nicht wesentlich länger gewesen sein dürfte als heute erfolgt das allmähliche Tiefergreifen des Kalkes bis an die Basis der norischen Stufe²⁾. Gleichzeitig aber stellen sich im höheren Teile der norischen Dachsteinkalke die Hallorellenbänke des Hierlatz und der Gosausees³⁾ in annähernd gleicher geographischer Breite liegenden vorderen Gosausees ein, die ersten Vorposten der Hallstätter Entwicklung³⁾.

Sehr bemerkenswert ist nun, daß bereits in dem Stück des Gosautales zwischen den beiden Gosauseen der Dachsteinkalk von dünnplattigen Hornsteinkalken unterlagert wird, welche Mojsisovics mit Recht als Reiflinger Kalk kartiert, da sie den durch ihre Fossilführung als anisisch zu bezeichnenden Reiflinger Kalken des Zwieselalpenprofils⁴⁾ gleichen. Am Ostufer des hinteren Gosausees erscheinen in ihrem Hangenden gelbe Carditaschichten; wir sehen also, daß die noch im Ramsaugebirge bei Steg als 600—700 *m* mächtiger Ramsaudolomit entwickelte ladinische Stufe in einer Strecke von 14—15 *km* auskeilt — also eine zweite fazielle Annäherung an die Hallstätter Entwicklung.

Auch der Reiflinger Kalk selbst kommt bereits einem Teile der Hallstätter Profile zu (Someraukogel, Schiechlingzug, besonders Rötelssteingruppe).

Ferner zeigt das Dachsteinkalkprofil am hinteren Gosausee auch über dem Carditaniveau keinen Dolomit mehr, sondern unmittelbar Dachsteinkalk, der in seinem unteren Teile bereits in der Form des Riffkalkes entwickelt ist. Das Fehlen von Dolomit in der norischen Stufe ist aber für alle typischen Hallstätter Profile des Salzkammergutes charakteristisch — also ein weiteres Moment der faziellen Annäherung.

Dieser Riffkalk reicht nun bis an die Südwand der Dachsteingruppe, und diese wiederum ist noch der wohlbegründeten Auffassung von F. Trauth⁵⁾ nur durch die Erosion vom Rettenstein getrennt, dessen Gestein, wie oben erwähnt wurde, bereits außerordentlich stark an Hallstätter Kalk erinnert.

¹⁾ F. F. Hahn, Grundzüge etc., p. 322.

²⁾ E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten, II. Teil, p. 9, 10. — E. Spengler, Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitteil. der Wiener Geolog. Gesellschaft, 1918, p. 32, 33. Vgl. bei dieser und den folgenden Ausführungen das dieser Arbeit beiliegende Profil (Tafel I).

³⁾ E. Kittl, Hallorellenkalke vom vorderen Gosausee. Annalen des Naturhistor. Hofmuseums in Wien. Bd. XXX (1916), p. 51.

⁴⁾ E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten, II. Teil. Das Becken von Gosau. Sitzungsber. der Akademie d. Wissenschaften. Wien 1914, p. 294.

⁵⁾ F. Trauth, Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzbürger Kalkalpen. Mitteil. der Geol. Gesellschaft in Wien 1914, p. 82.

Auf der Rifffalken des Rettensteins entdeckte Trauth¹⁾ ein Vorkommen von rotem Mittellias, welcher in petrographischer und faunistischer Hinsicht vollständig dem juvavischen Mittellias der Plassengruppe („Zwischen den Kögeln“ und „Dammhöhe“) gleicht, also ein neuer und sehr interessanter Hinweis darauf, daß die Wurzelregion der Deckscholle der Plassengruppe nur südlich des Rettensteins gelegen sein konnte. Aus dem transgredierenden Auftreten des Mittellias am Rettenstein geht hervor, daß dieser noch im Bereiche der unterliasischen Dachsteininsel (p. 35) lag, ja daß sich dessen Ueberflutung hier im Gegensatz zum Hierlatz, wo sie bereits im oberen Unterlias erfolgte, erst zu Beginn des Mittellias vollzog.

Auch in der südlich des Rettensteins abgelagerten juvavischen Zone treffen wir im Profile des Someraukogels „Zwischen den Kögeln“ (p. 72) gleichfalls keinen Unterlias an; doch glaube ich nicht, daß wir auch hier von einer Transgression des Mittellias sprechen sollen. Denn in der westlichen Streichungsfortsetzung dieser Zone, südlich vom Taubenstein, fand sich — allerdings nur als Rollstück — ein Exemplar von *Arietites cf. nigromontanus* (p. 90), eines für die Unterregion des unteren Lias typischen Ammoniten, und auch Trauth¹⁾ fand in der durch den Rettenstein überschobenen, also südlich desselben zur Ablagerung gelangten Zone einen grauen Mergel mit *Rhacophyllites aff. psilomorpha* und *Schlotheimia sp.*, der gleichfalls auf tieferen Lias hindeutet. Ich möchte daher für das juvavische Gebiet im Gegensatz zur Dachsteingruppe keine Unterbrechung der Meeresbedeckung im unteren Lias annehmen, und das Fehlen desselben im Profile des Someraukogels lediglich auf Fossilarmut und tektonische Vorgänge zurückführen. Das juvavische Gebiet lag wohl schon südlich der Dachsteininsel.

Ob eine noch viel größere stratigraphische Lücke, welche vom Oberlias bis zum Kimmeridge reicht, zwischen dem juvavischen Mittellias und dem Plassenkalke vorhanden ist, kann bei der p. 94 betonten Unmöglichkeit, das tatsächliche Vorhandensein der von Kittl an der Südseite des Plassen eingezeichneten Juragesteine nachzuweisen, leider nicht entschieden werden; doch erscheint mir das Vorhandensein dieser Lücke — schon nach Analogie mit den übrigen Befunden in der juvavischen Decke²⁾ — wahrscheinlicher zu sein als das Gegenteil.

Zur Zeit der Bildung des Plassenkalkes, im Tithon, war das juvavische Gebiet jedenfalls von einem sehr seichten Meere bedeckt, welches in anderen Gebieten der juvavischen Zone vielleicht sogar transgressiv einer Festlandsperiode folgte³⁾, in welcher Lias- (und eventuell vorhanden gewesene Juragesteine) durch die Erosion entfernt wurden.

¹⁾ F. Trauth, Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen. Mitteil. der Geol. Gesellschaft in Wien 1916, p. 82.

²⁾ Nach Hahn (Grundzüge etc. S. 398) zeigt die juvavische Zone eine „uferzugewandte Lage von Norikum an“. Für die juvavische Deckscholle der Plassengruppe scheint dies erst vom Dogger an zu gelten.

³⁾ H. Krauß, Geol. Aufnahme des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck. Geognost. Jahreshefte 1913, p. 115.

D. Stratigraphie der Gosauschichten.

Wie im tektonischen Teile (p. 124) näher ausgeführt werden wird, erfolgte die Ueberschiebung der juvavischen auf die tirolische Einheit bereits vor Ablagerung der Gosauschichten, was aus der diskordanten Auflagerung derselben Gosauschichten auf beiden Serien erkannt wurde.

Eine genaue stratigraphische Beschreibung der Gosauschichten unseres Gebietes wurde von A. Boué¹⁾, A. E. Reuß²⁾ und J. Felix³⁾ geliefert; das wichtigste über die tektonische Stellung derselben habe ich bereits in einer anderen Arbeit⁴⁾ mitgeteilt.

Auf der Karte und den Profilen könnten die einzelnen Stufen der Gosauschichten, da sie sich mit Ausnahme der dem Maestrichtien angehörigen Nierentaler Schichten, die im Bereiche unserer Karte nicht auftreten, petrographisch nicht voneinander unterscheiden, nicht gesondert ausgeschieden werden. Es ist das ein Uebelstand, den bereits J. Felix⁵⁾ bemerkt.

Die Trennung in Grundkonglomerate und Breccien einerseits, Sandsteine und Mergel andererseits geschah nach rein petrographischen Gesichtspunkten. Erstere liegen zwar stets an der Basis der letzteren, entsprechen aber keineswegs einem bestimmten stratigraphischen Niveau.

Grundkonglomerate und -breccien.

Die Basalkonglomerate und -breccien der Gosauschichten unseres Gebietes führen durchaus Komponenten, welche aus den Trias- und und Jurakalken und Dolomiten ihrer unmittelbaren Unterlage bestehen, exotische Gerölle sind unbekannt. Auch das Bindemittel ist kalkig, so daß das Gestein besonders in seinen feinkörnigeren Varietäten Karsterscheinungen in ähnlicher Weise wie die Triaskalke zeigt.

In der nordwestlichen Ecke der Karte, auf der Nordseite des Gosautales, sind die Konglomerate besonders grobkörnig und mächtig entwickelt⁶⁾. Die Mächtigkeit dürfte hier mindestens 300 m betragen. An der Südseite des Vorderen Gosautales, und zwar am nördlichen Fuße des Leitgebkogels (Profil I) und der Nordwestecke des Sulzkogels⁷⁾ (Profil IX) sind die immer noch recht groben Gosaukonglomerate bereits viel weniger mächtig. Noch geringer wird die Mächtigkeit der Gosaukonglomerate auf der Westseite des Brielgrabens, wo

¹⁾ A. Boué, Description de divers gisements intéressants de fossiles dans les Alpes Autrichiennes (Mémoires géologiques et paléontologiques I, 1832, p. 202—205).

²⁾ A. E. Reuß, Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen. Denkschr. Akad. VII (1854), p. 26—28.

³⁾ J. Felix, Studien über die Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und den Mediterrangebieten. II. Die Kreideschichten bei Gosau. Palaeontographica LIV (1908), p. 305—309.

⁴⁾ E. Spengler, Untersuchungen über tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil. Das Becken von Gosau. Sitzber. Akad. CXXIII (1914), p. 280—282.

⁵⁾ J. Felix, l. c., p. 314.

⁶⁾ J. Felix, l. c. p. 253—255.

⁷⁾ F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns, p. 435.

sie den Betrag von 50 m kaum erreicht (Profil I). Gleichzeitig wurden die Gerölle kleiner und zeigen eine deutliche Abhängigkeit von ihrem unmittelbaren Untergrunde. So führen die Gosaukonglomerate, die den anisichen Dolomit der Brielwand überlagern, vorwiegend Dolomitgerölle, diejenigen, welche in das prächtig aufgeschlossene, prägosauische Karrenfeld im tirolischen Dachsteinkalke (Taf. XVI, Fig. 1) eingelagert sind, hauptsächlich Kalkgerölle. Noch weiter gegen Süden, und zwar auf dem Plateau südlich und südöstlich der Grabhütten und nördlich der Seekaralpe, geht das Konglomerat allmählich in eine feinkörnige weiße oder rötliche Breccie, beziehungsweise einen Forellenkalk über, der dem Untersberger Marmor¹⁾ gleicht, was bereits A. Boué²⁾ bekannt war. Diese Gosaugesteine reichen am Dachsteinplateau viel weiter nach Süden, als Mojsisovics angenommen hatte; ich konnte sie auf dem zur Seekaralpe führenden Steig bis nahe an diese Alpe verfolgen. Mojsisovics hat dieses Gebiet offenbar deshalb dem Dachsteinkalke zugerechnet, weil es ebenso wie der Dachsteinkalk Karrenbildung aufweist. Aber immerhin ist die Verkarstung im Dachsteinkalk intensiver als in den Forellenkalken, so daß sich zwischen beiden eine deutliche morphologische Grenze, eine Art Steilrand, ausbildete, die Aegert er auf der Alpenvereinskarte der Dachsteingruppe vorzüglich herausgearbeitet hat. Die Gosaubreccien erwiesen sich bisher als fossilieer, mit Ausnahme eines unbestimmbaren Restes eines irregulären Seeigels, den ich südlich des Löckenmoosberges auffand.

Die isolierten Denudationsrelikte von Gosauschichten am Plankensteinplateau (Profil III) sind sehr feinkörnige, in kalkige Sandsteine übergehende Konglomerate, deren meist kaum erbsengroße Gerölle Dolomit, deren Bindemittel kalkig ist. Diese Gesteine haben westlich oberhalb der Durchgangalpe (Fossilzeichen der Karte) folgende Versteinerungen geliefert:

Inoceramus cf. regularis d'Orb.
Gryphea cf. vesicularis Goldf.
Serpula socialis Goldf.

Wie ich bereits an anderer Stelle³⁾ ausgeführt habe, beweist das Vorkommen von *Inoceramus cf. regularis*, daß diese Gesteine dem oberen Campanien angehören, und da diese Funde aus den unmittelbar der Trias auflagernden Gesteinen stammen, daß die Transgression der Gosauschichten auf diesem Plateau erst im oberen Campanien erfolgte.

¹⁾ E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten, II. Teil, Das Becken von Gosau, p. 280.

²⁾ A. Boué, l. c. p. 204. Die Beschreibung des Gesteines bei Boué ist vortrefflich: „Près du lieu appelé Vordergruben (Grabhütte), à environ une demi-lieue des carrières, l'on trouve des rochers considérables d'une brèche calcaire très compacte et à pâte blanchâtre ou rosâtre. Les fragments sont du calcaire jurassique alpin, et ils sont si fortement cimentés, q'on croirait au premier abord que ce n'est pas une brèche. Ces roches ressemblent, au reste, aux brèches à *Hippurites* de l'Untersberg.“

³⁾ E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten, II. Teil, Das Becken von Gosau, p. 282, 231.

Ein weiterer, kleiner Denudationsrest von Gosaukonglomerat liegt am Gipfel des Solingerkogels (Profil VI). Dieser Denudationsrelikt war bereits Mojsisovics¹⁾ bekannt.

Schließlich beobachtete ich nördlich vom Plassengipfel in etwa 1870 m Höhe eine SW-NO streichende, etwa 20 cm breite Spalte (Profil IV), welche von einer aus Plassenkalkstücken bestehenden Breccie sowie einem sehr feinkörnigen, gelbbraunen Sandstein erfüllt ist. Ich vermute in dieser Bildung gleichfalls transgredierende Gosauschichten. Trifft dies zu, so ergibt sich daraus, daß auch der Plassen zur Oberkreidezeit unter Meeresbedeckung lag. Der Plassen besaß nämlich, wie später (p. 142) gezeigt werden wird, zur Oberkreide noch nicht die dominierende Stellung wie heute, sondern war wahrscheinlich ein flaches Plateau, daß keineswegs höher aufragte, als das Plankensteinplateau.

Sandsteine und Mergel.

Den Grundkonglomeraten sind sowohl am Nordabhang des Leitgebkogels als insbesondere im Gebiete des Löckenmoosberges westlich und südlich des Brielgrabens sehr tonreiche Mergel von meist grauer, seltener rötlicher Farbe und dünnplattige quarzreiche, feinkörnige Sandsteine aufgelagert. An einigen Stellen gehen die oben besprochenen Konglomerate allmählich in die Sandsteine und Mergel über, meist aber sind sie von jenen ganz scharf getrennt. Die Grenze ist dann morphologisch sofort daran zu erkennen, daß die Karrenfelder einem meist sehr nassen, tonigen Waldboden weichen.

Der einzige, reiche und seit alter Zeit bekannte Fossilfundort in diesen Mergeln ist die Lokalität „Hofergraben“. Es sind dies zwei auffallende, weithin sichtbare Plaiken (Abrutschungen) am südlichen Gehänge des südwestlich vom Leitgebkogel gelegenen Sattelgrabens (Fossilzeichen der Karte).

Der Hofergraben hat bisher folgende Fauna geliefert²⁾:

Anthozoa:

Agathelia cf. asperella Reuß (H.-M.)

Astrocoenia ramosa Edw. H.

Columnastraea striata Goldf. (H.-M.)

¹⁾ E. Mojsisovics, Erläuterungen zur geologischen Karte, Blatt Ischl und Hallstatt, p. 48. An der gleichen Stelle erwähnt Mojsisovics auch das Vorkommen eines Gosaukonglomerates an der Südostecke des Schneidkogels. Ich konnte trotz genauester Begehung des Südostgrates des Schneidkogels daselbst nirgends eine Spur von Gosaugesteinen auffinden. Wahrscheinlich hielt Mojsisovics die p. 47 (Nr. 5) beschriebenen Jurabreccien auf dem Hühnerkogel für Gosau. Doch erscheint das jurassische Alter dieser Breccien durch das Auftreten von Crinoiden und Hornsteinwarzen im Bindemittel sichergestellt.

²⁾ Der größte Teil dieser Liste ist der Arbeit von J. Felix, l. c. *Palaeontographica*, LIV, (1908), p. 306–308 entnommen. (Ohne nähere Bezeichnung.) Hierzu kommen noch die Sammlung der geologischen Abteilung des Wiener Naturhistorischen Hofmuseums (H.-M.), Bestimmungen von F. Trauth, mit dessen freundlicher Erlaubnis hier publiziert, des Geol. Universitätsinstitutes in Wien (Geol. Inst.) und des Museum Francisco-Carolinum in Linz (L.-M.)

- Cyclolithes discoidea* Blv.
 " *elliptica* Guett.
 " *aff. excelsa* From. (H.-M.)
 " *cf. Orbignyi* From. (H.-M.)
 " *scutellum* Reuß (H.-M.)
 " *undulata* Blv. (H.-M.)
 " " " *var. cycloides* Fel. (H.-M.)
 " " " *Reußi* From. (H.-M.)
Dendrogyra Salisburgensis From.
Diploctenium conjungens Reuß.
 " *lunatum* Brug. (H.-M.)
 " *aff. lunatum* Brug. (H.-M.)
Gyroseris patellaris Reuß (H.-M.)
Leptophyllia sp. (H.-M.)
Placocoenia maior Fel. (H.-M.)
 " *Orbignyana* Reuß.
Placosmilia arcuata Edw. (H.-M.)
 " *cuneiformis* Edw. H.
 ? *Phyllocoenia exsculpta* Reuß (H.-M.)
Phyllosmilia Aegiale Fel. (H.-M.)
 " *cf. Basochesi* From. (H.-M.)
 ? " *n. sp. aff. Basochesi* From. (H.-M.)
Stefanocoenia formosa Edw. H.
Thamnastraea agaricites Reuß.
 " *composita* Edw. H.
Trochocyathus lamellicostatus Reuß.
Trochosmilia didyma Edw. H.
 " *subinduta* Reuß.
 " *didymophila* Fel.

Annelida:

Serpula socialis Goldf.

Brachiopoda:

Argiöpe ornata Sueß.
Crania ? sp.
Rhynchonella compressa Sow.

Lamellibranchiata:

Anatina producta Zitt. (H.-M.)
Arca Lomelli Zitt.
 " *Schwabenau* Zitt. (H.-M.)
Arcopagia biradiata Zitt.
Astarte Gumbeli Zitt.
 " *laticostata* Desh.
Avicula caudigera Zitt.
Cardium gosaviense Zitt.
 " *productum* Sow.
Cardita granigera Gumb.

- Chama Haueri* Zitt.
Circe cf. concentrica Zitt. (H.-M.)
 " *discus* Math.
Crassatella macrodonta Sow.
Cucullaea bifasciculata Zitt.
 " *Chiemensis* Gumb.
 " *gosaviensis* Zitt.
Cyclina primaeva Zitt.
Cypricardia testacea Zitt.
Cyprina bifida Zitt.
 " *crassidentata* Zitt. (L.-M.)
Cytherea polymorpha Zitt.
Dosinia cretacea Zitt.
Embria coarctata Zitt.
Gryphea vesicularis Lam.
? *Hippurites alpinus* Douv. var. *turbinata* Zitt. (H.-M.)
Janira quadricostata Sow.
 " *substriatacostata* d'Orb.
Icanotia impar Zitt.
Inoceramus cf. Felixi Petr.
 " *Mülleri* Petr.
 " *cf. regularis* d'Orb.
Isocardia planidorsata Zitt. (Geol. Inst.)
Lima decussata Münst. (H.-M.)
 " *Haidingeri* Zitt.
 " *Marticensis* Math.
Limopsis calvus Sow.
Liopistha (Psilomya) frequens Zitt.
Modiola flagellifera Forb.
 " *Oppeli* Zitt. (L.-M.)
 " *typica* Forb.
Nucula concinna Zitt.
 " *redempta* Zitt.
Ostrea plicifera Coq.
 " *proboscidea* Arch. (Geol. Inst.)
Panopaea rustica Zitt.
Pecten virgatus Nills. (Geol. Inst.)
Pectunculus Marrotianus d'Orb.
Perna falcata Zitt.
Pholadomya rostrata Math. (L.-M.)
Pinna cretacea Schloth.
Plicatula aspera Sow.
? *Radiolithes* sp. (H.-M.)
Spondylus striatus Goldf.
Tapes eximia Zitt.
 " *fragilis* Zitt.
 " *Martiniana* Zitt.
 " *Rochebruni* Zitt.
Trigonia limbata d'Orb.
Venus Matheroni Zitt.

Scaphopoda:

Dentalium sp. (H.-M.)

Gastropoda:

- Actaeonina* sp. (H.-M.)
Alaria costata Sow. (H.-M.)
 " *aff. granulata* Sow. (H.-M.)
 " *Partischi* Zek.
Amaura cf. acuminata Reuß (H.-M.)
Astrarium granulatum Zek.
 " *radiatum* Zek.
Avellana decurtata Sow. (H.-M.)
Borsonia spinosa Sow.
Bulla sp. (H.-M.)
Cancellaria n. sp. (H.-M.)
Cerithium furcatum Zek.
 " (*Vertagus*) *hispidum* Zek.
 " (*Pirenella*) *millegranum* Münst. (H.-M.)
 " (*Tympanotomus?*) *pseudocoronatus* d' Orb. (H.-M.)
 " *reticosum* Sow.
 " *sexangulum* Zek. (H.-M.)
Dejanira Goldfussi Kfst. (H.-M.)
Fasciolaria elongata Sow. (H.-M.)
 " *torquilla* Zek.
Fusus cingulatus Sow. (H.-M.)
 " *torosus* Zek. (H.-M.)
Gosavia squamosa Zek.
Keilostoma conicum Zek.
 " *tabulatum* Zek. (Geol. Inst.)
Liotia sp. (H.-M.)
Mitra cancellata Sow. (H.-M.)
 " *aff. cancellata* Sow.
 " *nodulosa* Stol. (H.-M.)
Natica angulata Sow. (H.-M.)
 " (*Amauropsis*) *bulbiformis* Sow.
 " (*Lunatia*) *lyrata* Sow.
 " *semiglobosa* Zek. (H.-M.)
Nerinea flexuosa Sow. (H.-M.)
Nerita Hoernesii Zek. (H.-M.)
Neritopsis sp. (H.-M.)
 ? *Olivia (Utriculina) n. sp.* (H.-M.)
Phasianella gosavica Zek.
Pileolus sp. (H.-M.)
 ? *Pleurotoma fenestrata* Zek. (H.-M.)
 ? " *fusiformis* Sow. (H.-M.)
Pseudocassis (?) striata Zek.
Pterocera Haueri Zek. (H.-M.)
Ringicula sp. (H.-M.)
Rissoa affinis Sow.

- ? *Rissoina* sp.
Scalaria sp. (H.-M.)
Solarium quadratum Sow. (H.-M.)
Trochus coarctatus Zek.
 " n. sp. (H.-M.)
Turbo n. sp. (H.-M.)
Turritella columna Zek. (H.-M.)
 " *convexiuscula* Zek. (H.-M.)
 " *disjuncta* Zek. (Geol. Inst.)
 " *Eichwaldi* Goldf. (H.-M.)
 " *Fittioniana* Mnst. (Geol. Inst.)
 " *rigida* Sow.
Tritonium gosavicum Zek. (H.-M.)
 ? *Vermetus* n. sp. (H.-M.)
Volutilithes carinata Zek (H.-M.)
 " *coxifera* Zek.
 " *elongata* d'Orb. (Geol. Inst.)
 ? " *fenestrata* Zek.
Volvulina laevis d'Orb.

Cephalopoda:

- Ammonites* n. f. *indet.* (H.-M.)

Nach J. Felix¹⁾ sind unter den oben angeführten Versteinerungen *Inoceramus cf. regularis* d'Orb. und *Trigonia limbata* d'Orb. die einzigen Formen, welche eine genauere Niveaubestimmung der Fauna des Hofergrabens gestatten. Wir müssen daher die Lage, welche diese beiden Fossilien führt und in ca. 883 m Höhe ansteht, mit Felix einem sehr jungen Niveau, dem oberen Campanien, zuweisen. Hingegen weiß ich nicht, welche Form Felix veranlaßt hat, die tiefsten Mergellagen im Hofergraben in das Oberturon²⁾ zu stellen. Ich halte es im Gegenteil für sehr unwahrscheinlich, daß die Mergel des Hofergrabens stratigraphisch so tief hinabreichen, da der Aufschluß nur bis in etwa 800 m Seehöhe hinabreicht³⁾, und wir dann, wenn wir diese tiefsten Lagen ins Angoumien stellen, für die Serie Coniacien-Unt. Campanien eine unwahrscheinlich geringe Mächtigkeit erhielten. Ich möchte vielmehr eher glauben, daß die Mergel des Hofergrabens höchstens bis in das Santonien hinabreichen, wie man aus dem häufigen Vorkommen von *Volvulina laevis* Stol. schließen könnte.

Außerdem erwähnt Felix⁴⁾ einen in 1279 m Seehöhe östlich des Katzhofgrabens gelegenen unreinen, grauen Kalk, welcher

¹⁾ J. Felix, l. c., p. 305.

²⁾ J. Felix, l. c., p. 315 (Tabelle).

³⁾ Unterhalb 800 m sind im Hofergraben Werfener Schiefer aufgeschlossen, welche von den Gosauschichten durch den Roßalpenbruch (p. 141) getrennt sind.

⁴⁾ J. Felix, l. c., p. 309.

Clypeolampas gosaviensis Lamb.
Hemipneustes Felixi Lamb.
Botriopygus (?) sp.
Radiolites (*Birodiolites*?) sp.
Ostrea sp.

geliefert hat, wonach er dem Maestrichtien angehört.

Ebenfalls ins Maestrichtien stellt Felix¹⁾ das bereits am längsten bekannte und am häufigsten beschriebene Gosaugestein unseres Gebietes, nämlich die grauen, dünnplattigen, feinkörnigen Quarz-Sandsteine, die in den Steinbrüchen „Auf der Ressen“ (Profil I) seit alter Zeit zur Gewinnung von Schleifsteinen gebrochen werden. Boué²⁾ hat in denselben Landpflanzenreste gefunden, H. Commenda³⁾ teilt die volkstümlichen Namen mit, welche jede Schicht bei den Steinbrucharbeiten erhalten hat.

Es kann natürlich nicht bezweifelt werden, daß die obenerwähnten, Echiniden führenden Kalke und die Ressensandsteine bereits dem Maestrichtien angehören; es sei aber ausdrücklich bemerkt, daß sie trotzdem zweifellos älter sind als die auf der Westseite des Gosautales anstehenden Nierentaler Schichten, welche gleichfalls ins Maestrichtien gestellt werden. Denn es ist kaum denkbar, daß die über die ganzen Alpen so außerordentlich weit verbreitete, auf ziemlich tiefes Wasser hindeutende und dabei sehr mächtige Fazies der Nierentaler Mergel⁴⁾ über die Breite des Gosautales hinweg einer so wesentlich anderen Fazies Platz macht, wie H. Kynaston⁵⁾ vermutete. Die wohl ursprünglich im Hangenden der Ressensandsteine gelegenen Nierentaler Schichten sind hier vielmehr gänzlich der Denudation anheimgefallen.

Endlich erwähnt Kittl⁶⁾ das Vorkommen von Actaeonellen aus der Gegend der Veitenhütte. Da nach Felix⁷⁾ die Actaeonellen nicht über das Santonien hinausgehen, im Plankensteinplateau jedoch zweifellos erst das obere Campanien transgrediert, deutete ich in meiner Gosauarbeit⁸⁾ die Möglichkeit an, daß die Plassengruppe bereits zur älteren Gosauzeit (Angoumien—Santonien) vom Meere bedeckt war, in welche sich die oben beschriebenen Basalbreccien und Forellenkalk sowie das Actaeonellen führende Gestein bei der Veitenhütte bildeten. Im Santonien oder unteren Campanien wäre dann eine Hebung und teilweise Denudation, im oberen Campanien eine neuer-

¹⁾ J. Felix, l. c., p. 314.

²⁾ A. Boué, Description de divers gisements intéressants de fossiles dans les Alpes Autrichiennes, p. 203. Feiner Pflanzenhäcksel ist auf den Schichtflächen der Ressensandsteine sehr häufig.

³⁾ H. Commenda, Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. 58. Jahresbericht des Museums Francisco-Carolinum in Linz, p. 127.

⁴⁾ E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Das Becken von Gosau. Sitzungsber. der Akademie der Wissensch., 1914, p. 20.

⁵⁾ H. Kynaston, On the stratigraphical, lithological and palaeontological features of the Gosau beds, Quart. Journ. Geol. Society, 1894, p. 180.

⁶⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 64.

⁷⁾ J. Felix, l. c., p. 310.

⁸⁾ E. Spengler, l. c., p. 57.

liche Transgression erfolgt. Der meist scharfe petrographische Kontrast zwischen den basalen, kalkigen Breccien und den hangenden, mergelig-sandigen Gesteinen wäre in diesem Falle der Ausdruck einer echten Diskordanz.

Leider gelang es mir nicht, die von Kittl erwähnten Actaeonellen neuerdings aufzufinden, so daß diese Hypothese etwas ungenügend begründet erscheint.

E. Tertiär (?).

G. Geyer¹⁾ entdeckte anlässlich einer Expertise auf dem Hallstätter Salzberge in unmittelbarer Nähe der Roßalpe ein in deutlichen Bänken über Schreyeralmkalk transgredierendes Konglomerat, welches „glänzende, durch ein ziegelrotes Zement verbundene Quarzgerölle“ führt. Auch auf der Halde des südlicher gelegenen Bohrloches sind diese Konglomerate zu sehen. Durch die meist erbsengroßen oder auch kleineren, gewöhnlich nur kantengerundeten, durch ihre hellbraune, glatte Verwitterungskruste wie poliert aussehenden Gerölle von Quarzen und Quarziten erinnert das Gestein sehr stark an die seit sehr langer Zeit bekannten, von F. Simony²⁾ und E. Sueß³⁾ beschriebenen Augensteinkonglomerate des Dachsteinplateaus, insbesondere der Gjaidalpe, deren altmiocänes Alter nach den Untersuchungen von Mojsisovics⁴⁾ und Götzingers⁵⁾ wohl feststeht.

Trotz dieser petrographischen Uebereinstimmung ist es nicht wahrscheinlich, daß dieses Konglomerat auf der von Götzinger beschriebenen altmiocänen Landoberfläche gebildet wurde. Denn das von den steilen Wänden der Hohen Scheibe und des Vorderplassen überragte, tief eingeschnittene Tal der Roßalpe, in welchem die Konglomerate anstehen, kann, wie im morphologischen Teile (p. 170) gezeigt werden wird, noch kein Teil der miocänen Landoberfläche bilden, sondern muß jüngerer Entstehung sein. Außerdem wäre es, wenn wir die Entstehung der Konglomerate in das Miocän oder gar in einen noch jüngeren Abschnitt der Tertiärformation versetzen, in welchem wir bereits mit einer der gegenwärtigen sehr ähnlichen orographischen Konfiguration rechnen müssen, kaum möglich, daß sich in dieser von hohen Kalkwänden überragten Lage von Kalkgeröllen freie Konglomerate bilden.

Wir sind daher gezwungen, ein höheres als altmiocänes Alter für diese Konglomerate anzunehmen.

Gegen Gosauschichten spricht die petrographische Beschaffenheit. Man wird dadurch zu der von G. Geyer angedeuteten Möglich-

¹⁾ G. Geyer, Verh. der Geol. R.-A., 1915, p. 131.

²⁾ F. Simony, Ueber das Vorkommen von Urgebirgsgeröllen auf dem Dachsteingebirge. Jahrb. d. Geol. R.-A., 1851, 2. Heft, p. 159.

³⁾ E. Sueß, Ueber die Spuren eigentümlicher Eruptionerscheinungen am Dachsteingebirge. Sitzungsber. der Akademie der Wissensch., Bd. 40 (1860), p. 428.

⁴⁾ E. v. Mojsisovics, Erläut. zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 51–55.

⁵⁾ G. Götzinger, Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. Mitteil. der Geograph. Gesellschaft in Wien, 1913, p. 48–57.

keit geführt, daß diese Bildungen den von mir¹⁾ aus dem Hangenden der Nierentaler Schichten unterhalb der Zwieselalpe beschriebenen, dem Danien oder älteren Eocän angehörigen, Quarzgerölle führenden Konglomeraten entsprechen könnten. Da aber hier die petrographische Uebereinstimmung keine vollständige ist (das Konglomerat unterhalb der Zwieselalpe führt niemals poliert aussehende Quarzgerölle), möchte ich auch diese Identifizierung vorläufig als unsicher bezeichnen.

F. Diluvium und Alluvium.

Die Bedeckung der Plassengruppe durch diluviale Ablagerungen beschränkt sich auf das Vorkommen von Moränen.

Die ausgedehnteste und wohl auch mächtigste Moränenbedeckung finden wir in dem Gebiete der Kropfalpe zwischen dem Brielgraben und Roßalpengraben. Die Moränenbedeckung reicht von der Talsohle des Brielgrabens in der Gegend der vorderen Brielalpe (950 *m*) bis in etwa 1300 *m* Höhe empor; die besten Aufschlüsse liegen am Südgehänge des Roßalpengrabens und in 1200 *m* Höhe zwischen den beiden Kaunwänden. Die Geschiebe sind durchwegs klein und entstammen der nächsten Umgebung. Wir haben es hier jedenfalls mit der Grundmoräne des Lokalgletschers zu tun, welcher sich vom Dachsteinplateau durch den Brielgraben ins Gosautal hinabwälzte.

Mit einer ganz ähnlichen Grundmoräne ist der Talsack ausgekleidet, in dessen Tiefe die Klausalpe (Profil V) liegt; nur ist gegenwärtig die Bedeckung mit Moränenmaterial hier nur mehr in geringerer Mächtigkeit und weniger zusammenhängender Fläche erhalten als im Brielgraben. Am Franz-Josef-Reitwege ist diese Moräne bei der Klausbrücke und auf der Mitterwand (Profil VI) aufgeschlossen, an der Westseite des Kessels reicht sie bis fast zur Landneralpe (über 1100 *m*), an der Nordseite desselben, am Gehänge des Klauskogels, bis annähernd zur gleichen Höhe empor. Auch das etwa 1100 *m* hoch gelegene Plateau des Schlaipfenmooses zwischen Sieg- und Someraukogel trägt eine geringmächtige Bedeckung mit Moränenmaterial.

Eine morphologisch sehr schön erhaltene Ufermoräne hat sich am Ostabhange des Plassen oberhalb des Hallstätter Salzberges erhalten (Profile VI, IX). Dieselbe bildet einen Wall von etwa 40 *m* Höhe (zwischen 1220 und 1260 *m* Seehöhe) und läßt sich vom Lahn-gangkogel, an dessen Gehänge sie sich oberhalb des hohen Wasserstollens anlegt, in einer Längserstreckung von 800 *m* bis zu den Sagmösern verfolgen. Sie trennt das am Ostfuße des Plassen eingeschnittene, schutterfüllte Kar der „Eisgrube“²⁾ vom Haselgebirgsterrain des Hallstätter Salzberges. Der beste, weithin leuchtende Aufschluß liegt beim Eingang des „linksseitigen Tagstollens“ westlich des vom Salzberg zum Sattel führenden Weges. Wir sehen hier, daß diese Moräne reichlich gekritzte Geschiebe führt, jedoch bezeichnenderweise fast

¹⁾ E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten, II. Teil, Das Becken von Gosau. Sitzungsber. der Wiener Akademie der Wissensch., Bd. 123 (1914), p. 287—291.

²⁾ Siehe Alpenvereinskarte!

ausschließlich Dachsteinkalkgeschiebe. Daraus geht hervor, daß es sich nicht um die Endmoräne eines den Rückzugstadien den Eiszeit angehörigen kleinen Gletschers handeln kann, welcher die „Eisgrube“ erfüllte; denn abgesehen davon, daß in diesem Falle die Moräne im Vergleich mit der Kleinheit des Gletschers allzu mächtig wäre, müßte sie auch ausschließlich Plassenkalkgeschiebe führen. Es handelt sich vielmehr um eine Ufermoräne des vom Dachsteinplateau herabfließenden Traungletschers. Die Ufermoräne am Ostgehänge des Plassen ist vollständig den in annähernd gleicher Seehöhe auftretenden Ufermoränen vergleichbar, welche den Sandling umgeben¹⁾. Ich möchte daher die Ufermoräne am Plassen auf denselben Gletscher zurückführen, welchem Penck und Brückner die Sandlingmoränen zuschreiben, d. h. dem Traungletscher des Bühlstadiums. Denn daß der Traungletscher des Gschnitzstadiums noch bei Hallstatt eine solche Mächtigkeit besaß, daß er bis über 1200 m am Plassen emporreichte, erscheint mir äußerst unwahrscheinlich, da am Nordende des Hallstätter Sees bereits dessen Endmoränen liegen. Er dürfte über den schmalen Trog des Hallstätter Seetales nicht hinausgereicht haben.

Die alluvialen Ablagerungen werden im morphologischen Teil der Arbeit (p. 177) besprochen.

V. Tektonischer Teil.

A) Aeltere Ansichten über die Tektonik der Plassengruppe.

Die bereits p. 15, 16 erwähnten Profile durch die Plassengruppe bei Keferstein, Sedgwick und Murchison können an dieser Stelle übergangen werden, da bei der damals noch gänzlich unbekanntem Stellung des „Alpenkalkes“ naturgemäß auch keine richtige Vorstellung über die Tektonik des Gebietes möglich war.

Wie F. v. Hauer als der Begründer der wissenschaftlichen Stratigraphie des Alpenkalkes unseres Gebietes bezeichnet werden kann, so war Hauer auch der erste, welcher ernstzunehmende Profile durch die Plassengruppe zeichnete. Das älteste Detailprofil (1833)²⁾, welches allerdings nur einen sehr kleinen Teil der Plassengruppe durchschneidet und etwa dem mittleren Teile unseres Profiles VII entspricht, zeugt von vortrefflicher Beobachtung. So ist z. B. die steile Stellung der Kalke des Someraukogels ganz richtig eingetragen, desgleichen das Hervortreten von Haselgebirge „Zwischen den Kögeln“ und das Auftreten von Werfener Schieferen bei den „Sagmösern“. Nur die Eintragung von Guttensteiner Kalk in deren Hangendem ist irrtümlich.

Das erste Profil durch die ganze Plassengruppe, in welchem die durch Hauer's Arbeiten auf sicheren Boden gestellte Stratigraphie

¹⁾ A. Penck und E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. I. Bd., p. 365.

²⁾ F. v. Hauer, Ueber die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. Jahrb. der Geol. R.-A. 1853, p. 721 (Text p. 720).

zur Anwendung kam, ist in dem von Hauer veröffentlichten Durchschnitt der Ostalpen von Passau bis Duino enthalten¹⁾, und zwar rührt dieser Teil des Profiles von E. Sueß her. Das Haselgebirge des Hallstätter Salzberges stellt nach E. Sueß den Kern einer steil aus der Tiefe aufsteigenden Antiklinale dar, welche sich vor Ablagerung der Juragesteine des Plassen gebildet hat. Hauer nimmt also eine Aufrichtung der Alpen an, die nach dem Ende der Liasperiode erfolgte²⁾.

Obwohl diese für die damalige Zeit bewundernswürdige Darstellung im Hauerschen Querschnitt durch die späteren Profile überholt wurde, enthält sie doch eine Reihe vorzüglicher Beobachtungen, die zum Teil bei den späteren Darstellungen wieder vergessen wurden. Zu diesen gehören:

1. Die saigere Stellung der Hallstätter Kalke des Someraukogels, welche keine der späteren Profile zeigt. Allerdings hat Sueß am Someraukogel Hangend und Liegend verwechselt, was dadurch zu erklären ist, daß damals der Hallstätter Kalk in das Liegende des Dachsteinkalkes gestellt wurde und die verschiedenen Vorkommnisse von Lias noch unbekannt waren.

2. Das Nordfallen der Dachsteinkalke an der Nordseite des Plassen, welches erst wieder im Haugschen Profile erscheint. Von den die Gruppe durchsetzenden Verwerfungen ist nur die auffälligste bekannt, nämlich der Echerntalbruch.

Zwischen diesem und den nun folgenden Profilen von E. Kittl liegen die stratigraphischen Forschungen von Mojsisovics, durch welche, wie im stratigraphischen Teile erwähnt wurde, ein Bild der Schichtfolge geschaffen wurde, welches mit geringen Ergänzungen noch heute zu recht besteht. Die Kittlschen Profile³⁾ sind daher auf ungleich besserer stratigraphischer Basis errichtet, als dasjenige von Hauer und Sueß. Die Komplikation war auch in tektonischer Hinsicht sehr stark gewachsen, da Mojsisovics und Kittl zahlreiche Verwerfungen entdeckten und außerdem der Salzbergbau ganz merkwürdige, tektonische Verhältnisse enthüllte, indem es sich zeigte, daß Brocken der verschiedensten jüngeren Gesteine ganz isoliert im Haselgebirge stecken.

Der Wert der sehr genauen Kittlschen Profile wird nur dadurch etwas beeinträchtigt, daß Kittl ebenso wie Mojsisovics derjenigen Periode in der Erforschungsgeschichte der Alpen angehört, in der die Bedeutung der radialen Dislokationen in den nördlichen Kalkalpen überschätzt, jene der tangentialen Störungen hingegen stark

¹⁾ F. v. Hauer, Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. Sitzungsber. der Wiener Akademie der Wissensch. 1857.

²⁾ F. v. Hauer, l. c., p. 96. Noch im Jahre 1866 hält Mojsisovics (Verh. der Geol. R.-A. 1866, p. 164) an der Anschauung fest, daß die Faltung der Hallstätter Kalke des Hallstätter Salzberges vor Ablagerung der Klaussschichten erfolgte.

³⁾ E. Kittl, Geologische Exkursionen im Salzkammergut. Führer des internat. Geologenkongresses in Wien 1903, p. 73, 77, 79. Das Profil Aigners (Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb. 1892, Taf. III, Fig. 1) gleicht im wesentlichen demjenigen, welches Hauer u. Sueß 1857 geben). Sonst finden wir in der Zeit zwischen 1857 und 1903 keine Darstellung der Tektonik der Plassengruppe; nur Mojsisovics erwähnt gelegentlich die eine oder andere Bruchlinie (z. B. Verh. der Geol. R.-A. 1868, p. 297.)

unterschätzt wurde. Das kommt auf den Kittlischen Profilen dadurch zum Ausdruck, daß jede Stelle eines anormalen Kontaktes als Senkungsbruch gezeichnet und auf die bereits von Sueß gemachten Beobachtungen über steile Schichtstellung am Hallstätter Kalk des Somerakogels und am Dachsteinkalk des Plassen-Nordhanges vergessen wurde. Die Schichtflächen erscheinen auf den Kittlischen Profilen durchaus brettartig eben ohne jede Verbiegung.

Neue Gesichtspunkte hat erst die Deckentheorie gebracht. Haug und Lugeon¹⁾ wurde es zum erstenmal klar, daß zwei so stark verschiedene Fazies, wie die Hallstätter und die Dachsteinentwicklung, die heute völlig unvermittelt und schroff nebeneinander stehen, nicht in derselben Weise abgelagert sein konnten und daher erst durch eine Ueberschiebung in ihre heutige Lage gelangt sind. Haug²⁾ stellt nun die Vorstellung auf, daß die Hallstätter Entwicklung, die wieder in zwei Decken zerfällt (Nappe du Sel, Nappe du Hallstatt), als Fenster unter der Dachsteindecke zum Vorschein kommt. Haug dürfte vor allem durch die an anderen Stellen des Salzkammergutes gemachte Beobachtung, daß die Hallstätter Entwicklung unterhalb der Dachsteinfazies zum Vorschein kommt, zu der Fensterhypothese gelangt sein. Doch waren sicherlich auch Beobachtungen am Hallstätter Salzberg selbst dieser Hypothese günstig. So sieht man, wenn man den prächtigen, alten Fahrweg von Hallstatt zum Rudolfsturm emporsteigt, daß die Dachsteinkalke, über welche der Weg emporführt, 50°–60° gegen OSO einfallen (Profil IX), so daß sich das Haselgebirge, auf welchem sich die Berghäuser des Hallstätter Salzberges erheben, im Liegenden der Dachsteinkalke zu befinden scheint; wenn man ferner bedenkt, daß sich zu beiden Seiten dieses Haselgebirgsstreifens die im allgemeinen flach liegenden Dachsteinkalke in mächtigen Wänden erheben (Profil VIII) und man außerdem den Plassen mit Haug zur Dachsteindecke rechnet, so muß, vom Rudolfsturm aus betrachtet, die Fensterhypothese einem flüchtigen Besucher als recht plausibel erscheinen³⁾. Weiter dürfte Haug das bereits im Hauerschen Durchschnitt richtig eingetragene Nordfallen des Dachsteinkalkes auf der Nordseite des Plassen (Profil III), daß man bei einer Fahrt durch das vordere Gosautal vorzüglich sieht, in seiner Fensterhypothese bestärkt haben. Daß diese trotzdem unhaltbar ist, wird später gezeigt werden. Zu dem von Haug gezeichneten Profil (l. c. Taf. I, Fig. 2) sei noch bemerkt, daß hier die orographische Kontur zugunsten der Fensterhypothese gefälscht erscheint, indem die Schreyeralmschichten („V“ auf der Fig. 2) auf dem Profil tiefer liegen als der nordfallende Dachsteinkalk, während in Wirklichkeit

¹⁾ E. Haug et M. Lugeon, Sur l'existence, dans le Salzkammergut, de quatre nappes de charriage superposées, Comptes rendus de l'académie des sciences, Paris 1904 (Tome CXXXIX), p. 892–894.

²⁾ E. Haug, Les Nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales, III, partie, Le Salzkammergut, p. 123.

³⁾ Haug beruft sich tatsächlich auf diesen Ausblick (l. c. p. 128). Ich gestehe offen, daß auch ich selbst, als ich nur diesen Teil der Plassengruppe kannte, derselben Täuschung unterlag und daher die Haugsche Fensterhypothese für durchaus annehmbar hielt. (Zentralblatt für Mineralogie etc., 1913, p. 277.)

die ersteren am Schreyerkogel 1620 *m*, am Schiechlingkogel 1668 *m* hoch liegen, der Dachsteinkalk hingegen höchstens 1421 *m* (Rettengrabenkogel) erreicht; und zwar erheben sich die Gesteine der Hallstätter Entwicklung in fast senkrechter Wand über den Dachsteinkalk (Profile III, IV). Die Brüche werden als „unwesentlich“ vernachlässigt.

Ein weiteres Profil durch die Plassengruppe ist dasjenige Jan Nowaks¹⁾. Dieses Profil gibt durch seine starke Schematisierung und insbesondere durch seine Ueberhöhung ein unrichtiges Bild des Aufbaues der Plassengruppe, enthält aber trotzdem, wie später gezeigt wird, die richtige tektonische Lösung. Allerdings ist der Bau im Detail ungleich komplizierter, als Nowak es annimmt. Die Brüche werden hier ebenso wie bei Haug vernachlässigt.

F. F. Hahn²⁾ hat die Deckschollenhypothese Nowaks angenommen und die Hallstätter Entwicklung der Plassengruppe seiner juvavischen, den darunterliegenden Dachsteinkalk seiner tirolischen Einheit zugerechnet.

Auch ich habe die Nowaksche Vorstellung bereits in meiner Arbeit über das Becken von Gosau³⁾ angenommen, ein strengerer Beweis konnte aber erst durch die im folgenden beschriebenen Untersuchungen gewonnen werden.

B. Mittelkretazische (vorgosauische) Tektonik.

1. Die juvavische Hauptüberschiebung.

Das wichtigste tektonische Element der Plassengruppe ist die Ueberschiebung der juvavischen Decke über die tirolische Basis. Die stratigraphische Entwicklung dieser beiden tektonischen Einheiten ist eine so wesentlich verschiedene, daß sie bereits im stratigraphischen Teile der Arbeit eine getrennte Behandlung erfahren mußte.

Die durch die Hallstätter Fazies charakterisierte (juvavische) Einheit ist nun folgendermaßen gegen das (tirolische) Dachsteinfaziesgebiet begrenzt:

Beginnen wir am Siégkogel und verfolgen die Grenze im Sinne des Uhrzeigers rings um den Plassen herum, so sehen wir, daß der Zug von Liasfleckenmergel (*a*) zwischen dem Sieg- und Himberkogel einerseits, dem Someraukogel andererseits sich zweifellos im Hangenden der zwei erstgenannten Kögel und im Liegenden der mit Spuren von Haselgebirge bei der Werkstatt beginnenden Hallstätter Serie des

¹⁾ Jan Nowak, Ueber den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. Bull. de l'Academie des Sciences de Cracovie, 1911, Taf. III, Fig. 14. Nowaks Profil ist zwar früher publiziert als dasjenige Haugs, die Fensterhypothese wurde aber von Haug früher aufgestellt als die Deckschollenhypothese von Nowak, so daß ich erstere früher besprechen mußte als letztere.

²⁾ F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der Geol. Gesellsch. in Wien, VI, p. 348.

³⁾ E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil, Das Becken von Gosau. Sitzber. der Wiener Akademie, 1914, p. 278 (12).

Solinger und Someraukogels (Tafel XV, Profile VI, VII) befindet. Das Einfallen dieser Liasfleckenmergelzone ist zwar leider infolge der wenigen und meist schlechten Aufschlüsse ¹⁾ nirgends mit Sicherheit zu erkennen, doch läßt die Fleckenmergelzone als flachgeneigte Terrasse über dem Dachsteinkalk der senkrechten Echernwand und unterhalb der nicht viel weniger steilen Südwand des Solinger- und Someraukogels (Tafel XV, Profile VI, VII, Photographie Tafel XVI, Fig. 2) keinen anderen Schluß zu, als daß sie sich im Hangenden der Echernwand und im Liegenden des Someraukogels befindet.

In der westlichen Fortsetzung dieses Streifens, im oberen Klauskogelgraben, trifft man die gleichen Liasfleckenmergel (*b*) in Wechselagerung mit dunklen pentacrinus- und hornsteinführenden Crinoidenkalken (p. 36), tiefer drinnen, unmittelbar unter der steilen Klauskogelwand, in 1100 *m* Höhe, gipsführendes Haselgebirge, während die senkrechte Klauskogelwand selbst aus anisischem Hallstätter Dolomit mit einer aufgesetzten Kappe von rotem Hallstätter Kalk besteht. (Tafel XV, Profil IV *a*, p. 79). Dieser Haselgebirgsstreifen läßt sich nach SW in einer schutterfüllten Rinne bis in eine Höhe von 1230 *m*, bis zum Wege Blaikenalpe-Durchgangelpe hinauf verfolgen.

Noch weiter gegen SW, gegen das Breiningtal ²⁾ zu, bleiben stets Juragesteine das hangendste Glied der tirolischen Dachsteinkalkserie (*c*). Als Liegendstes der Hallstätter Entwicklung ist stets ein meist sehr schmaler Streifen von anisischem Dolomit am Fuße der südlichen und westlichen, aus juvavischem Riffkalk bestehenden Randabstürze des Plankensteinplateaus bis zur Veitenhütte zu verfolgen. (Tafel XV, Profile II—III). Nur im Breiningtale südlich des Spitzkogels ist der Dolomit unter mächtigen Schuttmassen verborgen. (Tafel XV, Profil IV.) Das hangendste Glied der tirolischen Serie ist südlich und westlich vom Plankensteinplateau meist der hier an Megalodonten und schwimmenden Scherben sehr reiche, also wohl rhätische Dachsteinkalk; nur an einer Stelle ist eine Spur von Spongiennadeln führendem Liasfleckenmergel, ferner zwischen Schnittlermoos und Veitenhütte Hierlatz- (p. 34, Punkt 10) und Klauskalk (p. 48, Punkt 10) am Ueberschiebungskontakt vorhanden (*d*) (Tafel XV, Profil II). Der basale tirolische Dachsteinkalk gleicht in dieser Gegend dem überschobenen, juvavischen Riffkalk im Handstück beinahe vollständig, unterscheidet sich jedoch im Großen sehr auffallend von diesem durch die deutlich ausgesprochene Bankung. Auch nach morphologischen Momenten kann die Grenze der Deckscholle hier sehr leicht gezogen werden, da deren Denudationsrand den südlichen (Tafel XV, Profile II—IV) und westlichen Steilabsturz des Plankensteinplateaus bildet. Der gelb markierte Weg Gosauschmied—Hallstatt überschreitet die Grenze bezeichnenderweise am Schnittlermoos, einer Stelle, an welcher die Ueberschiebungslinie von Gosau-

¹⁾ Der beste Aufschluß in dieser Fleckenmergelzone liegt in 830 *m* Seehöhe im Unterlaufe des Lauterbaches unmittelbar oberhalb des Waldbachstrubs (ca. 6 *mm* nördlich vom „b“ von „Waldbachstrub“). Daß sich hier die Fleckenmergel im unmittelbaren Hangenden der vom Waldbach in enger Schlucht durchsägten Dachsteinkalke befinden, unterliegt keinem Zweifel.

²⁾ Siehe Alpenvereinskarte!

konglomerat überdeckt ist, wodurch eine Unterbrechung in den Wandabstürzen des Plankensteinplateaus bedingt ist.

Von der Veitenhütte an steigt die Ueberschiebungslinie in den Talgrund des Brieltales hinab, ist jedoch meistens unter Gosauschichten oder Schutt verborgen; als liegendste Schicht der Deckscholle ist hier der anisische Dolomit der niederen Kaunwand (p. 91) aufgeschlossen, während das hangendste Glied der tirolischen Basis der megalodontenreiche, 25° N fallende Dachsteinkalk des Talschlusses des Brieltales erscheint, der in 1200 m Höhe von transgredierendem Gosaukonglomerat überdeckt wird. (Taf. XVI, Fig. 1.)

Ferner liegt der p. 42 beschriebene Aufschluß von Macrocephalenschichten und Radiolariten der Lokalität „Brieltal“ unmittelbar unter der Ueberschiebungsfläche (e). Der Radiolarit ist hier in enggepreßte, kleine Falten mit W—O streichender Achse gelegt, was deutlich den Einfluß der darüber hinweggeglittenen, juvavischen Decke erkennen läßt. Ueber dem Radiolarit folgt am Fuße der Brielwand eine schmale, sumpfige Wiese, in der man vereinzelte Brocken von roten Werfener Schiefen antrifft; darüber erhebt sich in der Brielwand (Profil I) der anisische Dolomit der Deckscholle.

Von der Brielwand bis zum Rettengraben liegt der Kontakt zwischen Tirolisch und Juvavisch unter Gosauschichten und Talalluvionen verborgen.

Die Grenze zwischen dem tirolischen Rettengrabenkogel und dem juvavischen hohen Schreyerkogel liegt im Rettengraben und wird sicherlich durch eine vertikale Verwerfung¹⁾ gebildet, wie schon der Schnitt der Kontaktlinie mit dem Gehänge ergibt. (Profile III—VII.) Doch kommt hier nicht, wie Mojsisovics auf der geologischen Karte einträgt, der hier a priori gar nicht unwahrscheinliche Werfener Schiefer zum Vorschein, sondern als tiefstes Glied der basale Hallstätter Dolomit. Die rote Farbe, die dem Rettengraben seinen Namen gegeben hat, rührt nicht von Werfener Schiefen, sondern von einem an die Verwerfung gebundenen, roten, terra rossa-artigen Verwitterungslehm her, wie er in ganz übereinstimmender Weise auch in dem hohen und niederen Sarstein trennenden Graben auftritt, in welchem gleichfalls nirgends etwas von Werfener Schiefen zu sehen ist. Erst unmittelbar unterhalb des Rettengrabensattels sind graue Werfener Schiefer aufgeschlossen (p. 80, Profil III).

Vom Rettengrabensattel an gegen Osten ist die Grenzlinie zwischen tirolischem und juvavischem Gebiet durch eine in etwa 1300 m Höhe hinziehende, mehr oder minder breite Stufe angedeutet; der Werfener Schiefer (f) ist nur an einer Stelle durch einen neuen Wegbau aufgeschlossen, sonst sieht man auf der ganzen Terrasse nur Schutt, was nach der morphologischen Gestaltung dieser Gegend selbstverständlich ist.

¹⁾ Diese Verwerfung wird zum erstenmal von E. v. Mojsisovics erwähnt in seiner Notiz: „Umgebungen von Hallstatt“, Verh. der Geol. R.-A. 1868, p. 297, sowie in dem „Bericht über die Untersuchung der alpinen Salzlagerstätten“ Jahrb. der Geol. R.-A. 1869, p. 153. Vergl. p. 187.

Hingegen werden die Aufschlüsse in den die juvavische Serie einleitenden Werfener Schiefern wieder sehr gut am „Sattel“ (*g*) südlich vom Blekarkogel. (Profil VI.) Bei der Sattelalm liegen über dem tirolischen Dachsteinkalk Doggerkalke und Kieselschiefer (*h*) am Kontakt mit der juvavischen Einheit (Profile IV, V) am „Sattel“ selbst Doggerkalke und Breccien mit Hornsteinwarzen (*g*). Südlich vom „Sattel“ vereinigt sich der Werfener Schieferzug an der Nordseite des Plassen mit der großen Haselgebirgsmasse des Hallstätter Salzberges. An dem Nordrand dieser Haselgebirgsmasse setzt sich der Werfener Schiefer des Sattels noch ein Stück gegen SO fort, wo er auf den „Sagmößern“ schön aufgeschlossen ist. (Profil VII und Profil Fig. 4 auf p. 77 bei Kittl.) Er kommt hier teils mit tirolischem Dachsteinkalk, teils mit diesem auflagernden jurassischen Kalken und Kieselschiefern in Kontakt (*i*). Auch im Bergwerk ist der gleiche Werfener Schiefer aufgeschlossen. (Profil VI)

Aus diesen Angaben über die Umgrenzung der Hallstätter Faziesregion geht hervor, daß folgende Momente für die Nowaksche Deutung als Deckscholle und gegen die Haugsche Auffassung als Fenster sprechen:

1. Das Hallstätter Faziesgebiet liegt fast ausschließlich orographisch bedeutend höher als dasjenige der Dachsteinfazies¹⁾; die einzige, teilweise Ausnahme ist die Schneidkogelgruppe, die später besprochen wird. Das Dachsteinplateau liegt allerdings im allgemeinen bedeutend höher als die Hallstätter Gesteine der Plassengruppe; doch ist das gegen die Plassengruppe gerichtete Herabsinken der Dachsteinkalkplatte nicht nur deutlich am Schichtfallen der Dachsteinkalke selbst (Profile I—VIII), sondern auch an der Erscheinung zu erkennen, daß die Hierlatzschichten der Mitterwand etwa 1300 *m* tiefer liegen als diejenigen des hohen Ochsenkogels. Geyer²⁾ sagt: „Die ganze Mächtigkeit des Dachsteinkalkes fällt im allgemeinen vom Riff gegen Norden ab.“ Wenn der Hallstätter Salzberg ein Fenster wäre, müßte man umgekehrtes Fallen oder zumindestens eine Aufbiegung des Dachsteinkalkes in unmittelbarer Nähe der Plassengruppe beobachten. In ungleich intensiver Weise als durch die Schichtneigung wird dieses Herabsinken der Oberfläche der Dachsteinkalkplatte in ein tieferes Niveau durch die zahlreichen, parallelen Staffelbrüche hervorgerufen, welche bereits E. Sueß³⁾ bekannt waren und die von Geyer⁴⁾ genauer beschrieben wurden. (Vgl. p. 140.)

2. Wie sich aus der obigen Beschreibung ergibt, kann man fast am ganzen Umfang des Hallstätter Faziesgebietes bemerken, daß die jüngsten (jurassischen) Gesteine der tirolischen Dachstein-

¹⁾ Dies zeigt mit besonderer Deutlichkeit die auf Photographie Taf. III, Fig. 2 dargestellte Ansicht der Echernwand und des aufgeschobenen Someraukogels von Süden.

²⁾ G. Geyer, Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten. Jahrb. der Geol. R.-A. 1886, p. 254.

³⁾ E. Sueß in F. v. Hauers geologischem Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. Wien 1857, p. 57.

⁴⁾ G. Geyer, l. c., p. 259 f.

serie mit den ältesten Gesteinen der Hallstätter Entwicklung (Werfener Schiefer, Haselgebirge oder Dolomit) in Berührung kommen. Diejenigen Stellen, an denen diese Erscheinung deutlich zu beobachten ist, wurden in der vorhergehenden Beschreibung mit den Buchstaben *a—i* bezeichnet, um hier dieselben Punkte nicht nochmals zu wiederholen.

Bei Annahme der Haugschen Fensterhypothese müßte man, um diese Erscheinung zu erklären, die weitere Hypothese aufstellen, daß die Hallstätter Decke aus der Dachsteindecke an gewaltigen Brüchen horstartig — um nicht zu sagen pfpfenartig — herausgehoben ist. Die Sprunghöhe dieser Verwerfungen läßt sich nun bei der Werkstatt an der Südseite des Someraukogels annähernd bestimmen: Der Dachsteinkalk muß hier, da er vom Seespiegel bis auf die Spitze des Hierlatz oder des Sarsteins reicht, eine Mächtigkeit von mindestens 1400 *m* (p. 27) besitzen; darunter liegen (nach den Beobachtungen im Goiserer Weißenbachtal) mindestens 600 *m* Ramsaudolomit. Die Mächtigkeit der darunterliegenden anisichen und skythischen Schichten ist schwer anzugeben — wir wollen als Minimum nur 100 *m* annehmen. Wir bekommen dadurch eine Mächtigkeit der Dachsteinentwicklung von etwa 2100 *m*. Dazu kommt noch die Gesamtmächtigkeit der Hallstätter Triasentwicklung, die sich am Solinger- und Someraukogel nach Profil VI auf mindestens 600 *m* beläuft. Wir erhielten also eine Sprunghöhe von nicht weniger als 2700 *m*! Diese Sprunghöhe ist noch um 600 *m* größer als diejenige, welche nach der alten Bruchhypothese von Kittl und Mojsisovics¹⁾ erforderlich wäre. Es ist sonst ein großer Vorteil der Deckentheorie, daß sie die von den alten Geologen geforderten, riesigen Sprunghöhen der Verwerfungen vermied — hier leistet sie aber das Gegenteil, wenn wir das Hallstätter Faziesgebiet als Fenster auffassen.

Nach der Fensterhypothese müßten wir annehmen, daß sich das Haselgebirge des Hallstätter Salzberges vor Eintritt dieser Verwerfungen auf der Nordseite des Plassen 1300 *m*, auf dessen Südseite gar 1800 *m* tief unter dem heutigen Meeresspiegel befand. Eine solche gewaltige Hebung etwa dem Salzauftrieb zuschreiben zu wollen, ist unmöglich, wie später gezeigt werden wird (p. 150).

Wenn wir die Hallstätter Entwicklung hingegen als Deckscholle auffassen, verschwinden diese Verwerfungen zum Teil völlig, zum Teil reduziert sich deren Sprunghöhe auf einige Hundert Meter.

¹⁾ E. v. Mojsisovics hat die Konsequenzen der vor Auftauchen der Ueberschiebungstheorie herrschenden Auffassung für die Tektonik des Hallstätter Salzberges bereits vollständig richtig erkannt und sehr klar dargestellt. Er schreibt: „Der Hallstätter Salzberg ragt horstförmig aus den ihn auf drei Seiten umgebenden Dachsteinkalken empor und ist von diesen, welchen er aufzulagern scheint, durch große Brüche von bedeutender Sprunghöhe getrennt. So kommen auf der Nordseite die regelmäßig dem Dachsteinkalk aufgesetzten jurassischen Bildungen mit den Werfener Schiefern in Kontakt. Die Sprunghöhe umfaßt daher die ganze Mächtigkeit des Wetterstein- und Dachsteinkalkes sowie der den letzteren überlagernden jurassischen Sedimente.“ (Bau und Bild Oesterreichs, p. 391.) Man beachte, wie Mojsisovics bereits im Jahre 1903 unbeabsichtigt geradezu die Beweise für die hier vertretene Deckschollenhypothese zusammengestellt hat!

3. Wir sehen, daß auch das Fallen der Hallstätter Gesteine niemals ein derartiges ist, daß die geradlinige Verlängerung der Schichtflächen unter die Dachsteinkalke hineinfällt, sondern stets liegt deren Verlängerung über den Dachsteinkalken in der Luft. Denn auf der Nordseite des Plassen fallen die Schreyeralmkalke der Schiechlinghöhe 40° gegen SSW ein (Profile III—V); am Someraukogel fallen die tiefsten Lagen des Dolomites und des daraufliegenden Kalkes 5° — 10° S (Profil VI), also flacher als das Gehänge, so daß deren Verlängerung im Hangenden der tirolischen Liasfleckenmergel bleibt (Taf. XVI, Fig. 2). Ja selbst in dem zwischen Dachsteinkalk eingeklemmten Streifen von Haselgebirge (Profil VIII), auf welchem die tieferen Berghäuser des Hallstätter Salzbergs stehen und welcher auf den ersten Blick sehr stark den Eindruck eines Fensters macht, sieht man schon auf dem Profil bei Kittl²⁾, welches nach den Aufschlüssen im Kaiser-Franz-Josef-Stollen gezeichnet ist, daß die Werfener Schiefer an der Basis des Salzgebirges 65° gegen NW, also vom Dachsteinkalk abfallen (Profil IX).

4. Dafür zeigt der tirolische Dachsteinkalk überall ein Einfallen unter die Hallstätter Entwicklung. Beginnen wir jetzt im vorderen Gosautal, so sehen wir, daß am linken Ufer, am Südfuß des Kahlenberges nächst der Mündung des Bärenbaches, die Dachsteinkalke eine wunderbar aufgeschlossene, riesige Schichttafel an der Straße entblößen, die 40° S fällt, also gegen die am rechten Ufer aufgeschlossenen Dolomite der Hallstätter Entwicklung (Profil II).

Betrachtet man den Gipfel des Rettengrabenkogels von Westen, so sieht man, daß die Dachsteinkalke des Gipfels annähernd flach liegen (Profil III); ihre Verlängerung würde daher weder über noch unter die Hallstätter Entwicklung führen, sondern mitten in diese hinein. Wir müssen daher, wie schon p. 119 erwähnt, eine Verwerfung annehmen, an der die Deckscholle nachträglich etwas eingesunken ist (Profil III—VII). Geht man nördlich um den Rettengrabenkogel herum, so bemerkt man an seinem Nordgehänge deutlich steiles NNO-Fallen; erst die tieferen Abhänge lassen wieder flaches SSW-Fallen erkennen (Profil III). Dieses steile NO-Fallen läßt sich gegen SO bis unterhalb der Sattalalpe verfolgen; man findet Fallwinkel von 50° — 70° und kann beobachten, daß der Fallwinkel an den tieferen Abhängen flacher wird und das Fallen schließlich sich gegen SSW kehrt (Profil IV). Dieses steile NNO-Fallen kann aber unmöglich die Bedeutung haben, die ihm von Haug beigemessen wird (p. 116); dies geht nicht nur aus der Flachlegung der Schichten auf dem Gipfel des Rettengrabenkogels, sondern auch daraus hervor, daß dieses NNO-Fallen nur der Südflügel einer von der Deckscholle gänzlich unabhängigen Synklinale ist. Denn diese Synklinale streicht ungeändert gegen NW auf den Kahlenberg zu, während der Ueberschiebungsrand an der Mündung des Rettengrabens gegen Westen umbiegt (siehe Karte). Das (allerdings stark verflachte) NNO-Fallen des Südflügels

²⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 73, Fig. 3.

finden wir am Kahlenberg beim großen „A.“ von „Kahlenberg A.“ der Spezialkarte, das SSW-Fallen des Nordflügels am Gipfel des Kahlenbergs wieder (Profil II). Diese Synklinale dürfte für die erste Anlage des vorderen Gosautales bestimmend gewesen und die Ursache sein, daß dieses Tal nicht der Verwerfung folgte ¹⁾.

Die gleiche Mulde ist weiter im Osten, südlich vom Blekarkogel, von den tirolischen Juragesteinen erfüllt (Profile VI, VII). Die Unabhängigkeit der Mulde von der Deckscholle ist hier vollkommen klar.

Das steile SO-Fallen der Dachsteinkalke beim Aufstieg zum Rudolfsturm (Profil IX) wird später erklärt (p. 158).

Die Dachsteinkalke der Echernwand mit ihrem im allgemeinen flachen OSO-Fallen liegen auch im Liegenden des Someraukogels (Photographie Taf. XVI, Fig. 2).

An der das Breinningtal (südlich vom Plankenstein) an der Südseite begrenzenden Langwand ist das Fallen der Dachsteinkalke 30° gegen NO ²⁾ gerichtet, also auch unter die Hallstätter Entwicklung (Profil III, IV). Dasselbe ist auch im Hintergrund des Brieltales der Fall (Profil I).

5. Ein wichtiger Beweis für die Deckschollennatur des Hallstätter Salzberges sind endlich die p. 154—158 geschilderten und auf Längsprofil IX (Taf. XV) dargestellten Beobachtungen im äußeren Teile des Kaiser-Franz-Josef-Stollens.

Es sei hier ausdrücklich darauf aufmerksam gemacht, daß sämtliche im Obigen angeführten fünf Beweise für die Deckschollennatur gänzlich unabhängig von dem faziellen Gegensatz zwischen dem juvavischen und tirolischen Gebiete sind und in keiner Weise ihre Beweiskraft einbüßen würden, wenn Decke und Basis dieselbe Fazies besäßen.

Da aber außerdem der im stratigraphischen Teile eingehend geschilderte Faziesgegensatz vorhanden ist, kann dieser als ein weiteres, gewichtiges Moment zugunsten der Ueberschiebungshypothese angeführt werden.

Die beiden Triasfazies grenzen ohne Uebergang scharf aneinander, sie können daher nicht in der gegenwärtigen Lage zur Ablagerung gelangt sein und müssen sich erst durch eine Ueberschiebung einander genähert haben. Dies ist um so eher anzunehmen, als das Hallstätter Faziesgebiet nachweisbar auf mindestens drei Seiten (Norden, Osten, Süden) vom Dachsteinfaziesgebiet umschlossen ist. („Maskierung“ ³⁾ des Hallstätter Salzberges.)

Da ich aber ein grundsätzlicher Gegner der Aufstellung von „Faziesdecken“ bin, sei hier folgendes bemerkt: Man hat erst dann das Recht, zwei verschiedene Faziesgebiete auf Grund der Fazies

¹⁾ Vgl. E. Spengler, Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut. Verh. der Geol. R.-A., 1918, p. 138 (9).

²⁾ Auf Haugs Profil Fig. 2 ist das Fallen der Dachsteinkalke südlich vom Plassen falsch eingetragen; es ist in Wirklichkeit gerade entgegengesetzt. Der den Dachsteinkalk unterlagernde Streifen von Lias existiert nicht.

³⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 73.

allein verschiedenen Decken zuzurechnen, wenn 1. die Faziesunterschiede genügend bedeutend sind, besonders, wenn die Mächtigkeiten der einzelnen gleichaltrigen Schichtglieder stark verschieden sind. Wie sich aus der stratigraphischen Beschreibung ergibt, trifft dies in unserem Falle zweifellos zu, da die Mächtigkeit der Trias am Hierlatz über den Werfener Schiefer wahrscheinlich mindestens 2100 *m*, diejenige des Someraukogels—Steinbergkogels höchstens 800 *m* beträgt. 2. Wenn sich die Verschiedenheit der Fazies nicht nur auf eine zeitlich eng begrenzte Schichtgruppe, sondern auf einen größeren stratigraphischen Komplex, also zum Beispiel im vorliegenden Falle auf die gesamte Trias oberhalb der Werfener Schiefer bezieht. 3. Wenn die Entfernung der beiden Faziesgebiete eine so geringe ist, daß der Uebergang nach den Gesetzen der Sedimentation nicht möglich ist. Sie beträgt in unserem Fall zum Beispiel auf der Südseite des Someraukogels 250—300 *m*. 4. Wenn an einem Punkt diese Merkmale vorhanden sind, ist man zwar berechtigt, die beiden Faziesgebiete *a* und *b* zwei verschiedenen Decken *A* und *B* zuzurechnen; man hat aber noch nicht das Recht, ohne weitere Beweise ein in größerer Entfernung auftretendes Vorkommen der Fazies *a* gleichfalls der Decke *A* zuzurechnen.

Der Aufschub der juvavischen Deckscholle ist vor Ablagerung der Gosauschichten erfolgt. Dies geht mit voller Sicherheit aus den Verhältnissen im oberen Brieltal hervor. Wir sehen hier, wie das ganze, flach NNO fallende Schichtpaket, das aus dem Macrocephalenschichten tragenden Dachsteinkalk und daraufgeschobenem Hallstätter Dolomit besteht (Profil I)¹⁾, von einer sehr flach (ca. 10°) W fallenden vorgosauischen Abrasionsfläche in 1200 *m* Höhe scharf abgeschnitten wird, auf welcher die Gosaukonglomerate abgelagert wurden, die gegen oben in Sandsteine und Mergel übergehen.

Die Auflagerung derselben Gosauschichten auf den Gesteinen beider Serien ist mit einer nicht zu übertreffenden Klarheit aufgeschlossen. Im Hintergrund des Brieltales sind drei niedrige Wandstufen²⁾ zu sehen; die zwei untersten bestehen aus tirolischem Dachsteinkalk, die oberste aus Gosaukonglomerat. Auf der Terrasse zwischen der oberen Dachsteinkalk-Wandstufe und derjenigen, die aus Gosaukonglomerat besteht, ist die Auflagerung des Konglomerates auf dem Dachsteinkalk unmittelbar aufgeschlossen (Tafel XVI, Fig. 1). Das Bild zeigt ein von dem hier sehr megalodontenreichen Dachsteinkalk³⁾ gebildetes, vorgosauisches Karrenfeld, in dessen langgestreckte Karrenrinnen das dunklere Gosaukonglomerat eingreift. Ebenso klar ist die Auflagerung derselben Gosauschichten auf die

¹⁾ Die 200 *m* östlich des Profiles beobachteten Lagerungsverhältnisse wurden in das Profil I hineinprojiziert.

²⁾ Zwischen „Hint. Brieltube“ und „Bärnsteig“ der Alpenvereinskarte.

³⁾ Auf dem Bilde ist ein Megalodus am unteren Rande, unmittelbar neben dem Hammer zu sehen.

juvavischen Dolomite aufgeschlossen — es ist dies der von Boué¹⁾ beschriebene und abgebildete Aufschluß, die Brielwand am linken Ufer des Brielgrabens²⁾. Der untere Teil der senkrechten Brielwand besteht aus in zahlreiche, kleine Falten gelegtem Hallstätter Dolomit, der obere aus flach W fallenden Gosaukonglomeraten.

Die untersten Lagen des Konglomerates zeigen eine deutliche Abhängigkeit vom Untergrund: Ueber dem Dachsteinkalk herrschen Dachsteinkalkgerölle, über dem Dolomit Dolomitgerölle vor. In den höheren Lagen verliert sich natürlich diese Abhängigkeit, ganz gleichartige Sandsteine und Mergel liegen darüber, und man kann, wenn man den horizontalen, in ca. 1300 m Höhe gelegenen Weg Veitenhütte—Katzhofalm—Schmiedsippalm³⁾ verfolgt, nahezu auf derselben fast ununterbrochen aufgeschlossenen Schichtfläche aus dem Hangenden des tirolischen Dachsteinkalkes in dasjenige des juvavischen Dolomites gelangen, ohne auch nur das geringste von der wichtigen tektonischen Linie⁴⁾ im triadischen und jurassischen Untergrund zu merken.

Ein weiterer Beweis für das vorgosauische Alter der Ueberschiebung ist der kleine Denudationsrest von Gosauschichten am Schnittlermoos (p. 118, unterste Zeile), der die Ueberschiebungslinie gerade überklebt; doch ist der Aufschluß hier nicht so deutlich wie derjenige im Hintergrunde des Brieltales.

Aus obigen Ausführungen geht mit Sicherheit hervor, daß die Deckscholle der Plassengruppe nur ein Denudationsrest der juvavischen Decke Hahn's ist; sie ist der Deckscholle des Stuhlgrabenkopfes⁴⁾ am Steinernen Meer vergleichbar, aber bedeutend ausgedehnter als diese. Auch Hahn leitet für die Ueberschiebung der juvavischen Decke ein vorgosauisches Alter⁵⁾ ab; doch dürfte dieses nirgends so klar ersichtlich sein wie in der Plassengruppe. Auch in dieser Gruppe zwingen uns die geologischen Verhältnisse, im Sinne Nowaks und Hahn's einen Schub der juvavischen Decke von Süden her anzunehmen; denn nur hier finden wir im Rettenstein und den Schuppen an der Südseite des Dachsteines die faziellen Anknüpfungsmöglichkeiten für diese Decke (p. 100—103). Insbesondere ist eine autochthone Wurzelung der Deckscholle zwischen Hochkalmberg und Dachstein im Sinne der Leblingschen Hypothese⁶⁾ vollständig abzulehnen; für diese Anschauung fehlen nicht nur alle faziellen Gesichtspunkte, sondern es müßte auch die Spalte, an der die juvavische Scholle aus der Tiefe herausgepreßt wurde, an den Dachsteinkalkwänden oberhalb Hallstatt ersichtlich sein, wovon keine Rede ist.

¹⁾ A. Boué, Mémoires géol., I, 1832, p. 203, Taf. I, Fig. 4.

²⁾ Siehe Alpenvereinskarte.

³⁾ Bei „atz“ von „Katzenhofalpe“ der Karte.

⁴⁾ F. F. Hahn, Grundzüge etc., p. 342.

⁵⁾ F. F. Hahn, Grundzüge etc., p. 412.

⁶⁾ Cl. Lebling, Ueber die Herkunft der Berchtesgadener Schubmasse. Geol. Rundschau. V, 1914, p. 1—23.

2. Sekundäre Ueberschiebungen und Faltungen in der Deckscholle.

Die juvavische Deckscholle der Plassengruppe ist keine einfache horizontal liegende Schichtfolge, sondern besteht aus einer Anzahl von schuppen- oder deckenförmig übereinanderliegenden Schichtpaketen und zeigt nur auf die Deckscholle beschränkte Faltungen. Da in der Plassengruppe, wie später (p. 139) gezeigt werden wird, dies Bild der kretazischen Tektonik durch spätere, tertiäre Vorgänge gestört erscheint, habe ich auf Taf. XV (II), Profil X den Versuch unternommen, den Zustand der Gebirgsgruppe vor Eintritt der jüngeren Bewegungen darzustellen.

Wenn wir die Beschreibung im Südosten beginnen, so zeigen die Profile V, VI und VII, daß Somerau- und Solingerkogel den Bau eines schief gegen Norden aufsteigenden Gewölbes besitzen. Auf der Südseite dieses Berges liegen die Dolomite an der Basis nächst der Werkstatt horizontal oder sind sogar flach gegen Süden geneigt; je höher man jedoch am Südgehänge des Solingerkogels emporsteigt, desto steiler fallen die Schichten gegen Norden und an der Hauptfundstätte in den norischen Hallstätter Kalken (Linse mit *Cyrtopleurites bicrenatus*) ist das Nordfallen bereits so steil, daß die Schichten nahezu saiger stehen (Profil VII).

Daß sich diese Antiklinale nicht in die tirolische Basis fortsetzt, sondern einem auf die Deckscholle beschränkten Faltungsstockwerk angehört, geht daraus hervor, daß die Dachsteinkalke des Siegkogels (Hohe Sieg) (Profil VIII), die östliche Streichungsfortsetzung des Someraukogels, keine Spur dieser Antiklinale erkennen lassen.

Der Antiklinale des Solinger-Someraukogels ist die kleine Lauterbachscholle (p. 78) südwestlich vorgelagert. Wie die Aufschlüsse im 147 m langen Lauterbachstollen zeigen, besitzt diese synklinale Bau¹⁾, denn bei Meter 26 (vom Eingange) fallen die Hallstätter Kalke steil Nord, bei Meter 101 ist hingegen 45° gegen Süden gerichtetes Einfallen der Hallstätter Kalke zu beobachten. Der Kern dieser kleinen Synklinale wird von Zlambachschichten eingenommen, die auch beim Stolleneingang über Tags²⁾ aufgeschlossen sind (p. 78). 112 m vom Eingang entfernt liegt im Stollen die Grenze gegen den anisichen Dolomit der Solingerkogelscholle, eine 50° S fallende, 10 cm breite, von dunklem Ton (Haselgebirge?) und einer Reibungsbreccie erfüllte Verwerfungskluft, an welcher die Lauterbachscholle um 300 m gegenüber dem Solingerkogel gegen Süden abgesunken ist. Die am Tage anstehenden Zlambach- und Liasmergel müssen an einer parallelen Kluft noch tiefer abgesunken sein, da sie tiefer als der Stolleneingang hinabreichen.

¹⁾ Profil V.

²⁾ Wäre der Lauterbachstollen nicht vorhanden, so daß man nur auf die Beobachtung der Tagesaufschlüsse angewiesen wäre, so würde man die Zlambachschichten im Lauterbachgraben sicherlich als eine tiefere Schuppe deuten, welche unter das Someraukogelprofil einfiel. — Haug (Bull. soc. géol. de France 1912, p. 124) hat die Tektonik tatsächlich so aufgefaßt und darin eine Bestätigung seiner Lehre von der Ueberlagerung der „nappe du sel“ durch die „nappe de Hallstatt“ gefunden. Das Stollenprofil macht diese Deutung unmöglich.

Ich halte diese Absenkung der Lauterbachscholle von der Masse des Someraukogels für eine ganz junge, bergschliffartige Bewegung — das an jeder Dislokationsfläche hervortretende Haselgebirge bietet ja den Gesteinsmassen reichlich Gelegenheit zum Abgleiten. Die isolierte blockartige Partie von Hallstätter Kalk beim „G“ von „Klauskogel“ gehört jedenfalls auch dieser abgesenkten Partie an.

Die westliche Fortsetzung der Antiklinale des Solingerkogels wird durch das Profil des Klauskogels gebildet, ein NW—SO streichendes Gewölbe mit Haselgebirge und anisischem Dolomit im Kern (Profil IV, IVa), das sich, wie bereits p. 79 erwähnt wurde, durch das Fehlen sämtlicher Schichtglieder zwischen anisischem Dolomit und unternorischem Hallstätter Kalk auszeichnet.

Ich möchte diese sicherlich tektonische Diskordanz dadurch erklären, daß beim Vordringen der Someraukogelantiklinale nach Norden der obere Teil der Antiklinale (die nor. Hallstätter Kalke) an der vorliegenden, stauenden Masse des Plassen ein größeres Hindernis gefunden hatte als deren Basis, von dieser abgesichert wurde und gegen dieselbe um ein Stück zurückblieb (Profil X).

Weitere Faltungs- und Ueberschiebungserscheinungen zeigt das Plankensteinplateau (Profile II—IV).

Der Südrand dieses Plateaus zeigt das Bild einer einfachen normal und horizontal liegenden Schichtfolge: Ueber einem wenig mächtigen Sockel von anisischem Dolomit erheben sich die wandbildenden Riffkalke. Begeben wir uns nun auf dem Plateau gegen Norden, so bemerken wir, daß sich nördlich des gelb markierten Weges und der Almhütten Berling, Woferl, Wallner, Leitgeb und Schmidbauer¹⁾ am Höhbichl die anisischen Dolomite herausheben und gleichzeitig an Mächtigkeit gewinnen (Profile II, III). Die Riffkalke im Hangenden der Dolomite sind bis auf zwei kleine Reste denudiert. Nun überschreiten wir eine NW—SO verlaufende Verwerfung, die sich morphologisch durch eine das ganze Plankensteinplateau in zwei gleich große Hälften zerteilende, grabenartige Depression bemerkbar macht, in welcher die Almhütten Scheibenanger, Jägerbauer und Kröpfel²⁾ errichtet sind. Da an dieser Verwerfung der Nordostflügel abgesenkt wurde, blieb der hangende Riffkalk nordöstlich dieser Linie in einem gegen 300 m breiten Streifen erhalten, welcher sich von Punkt 1483 bis über Punkt 1554 hinaus verfolgen läßt; nordöstlich dieses Streifens jedoch tritt mit mittelsteilem SW-Fallen unter dem Riffkalk neuerdings der anisische Dolomit hervor, die weithin leuchtende „Rote Wand“³⁾ an der Westseite des Plateaus zusammensetzend. Die „Rote Wand“ verdankt Farbe und Namen den zahlreichen, von rotem Ton erfüllten Klüften, welche den Dolomit durchschwärmen.

Dieser Dolomit bildet nun auch die westliche Hälfte des Nordrandes des Plankensteinplateaus mit dem Punkt 1557 der Alpenvereinskarte; die Osthälfte des Nordrandes hingegen, die Hohe Scheibe; der Kulminationspunkt des Plankensteinplateaus, wird neuerdings von

¹⁾ Siehe Alpenvereinskarte!

²⁾ Siehe Alpenvereinskarte! Anf Profil II—IV mit Pl. bezeichnet.

³⁾ Siehe Alpenvereinskarte!

Riffkalk gebildet, der aber nicht dem Dolomit aufgelagert ist, sondern unter denselben einfällt (Profil II, III). Daß der Riffkalk tatsächlich, und zwar mit einem Fallwinkel von 35—40°, unter den Dolomit einfällt, ist besser als an der hohen Scheibe an dem felsdurchsetzten Abhänge zu beobachten, der auf der Alpenvereinskarte den Namen „Bratleiten“ führt, da der untere Teil dieses Abhanges aus Riffkalk, der obere aus Dolomit besteht.

Der Riffkalk der Hohen Scheibe wird nun am Sattel zwischen Hoher und Niederer Scheibe von den im stratigraphischen Profil Nr. 10, Schicht *c* (p. 91) beschriebenen, bräunlichen, mergeligen Plattenkalken unterlagert, die am Kontakt mit einem Winkel von 70° gegen SSW unter den Riffkalk einschießen. Unter diesen Plattenkalken folgen nun mit gleichem Schichtfallen die im stratigraphischen Teile unter 10 *d* beschriebenen, wahrscheinlich obernorischen¹⁾ Hornsteinkalke, welche den ganzen, 1 km langen Kamm der „Niederer Scheibe“ zusammensetzen und sich gegen Osten nahezu vollständig saiger stellen. Als Hangendes dieser „Pötschenkalke“ sind die gleichfalls saiger stehenden am Sattel zwischen Niederer Scheibe und Plassen („Strennhag“ 1493 *m* der Alpenvereinskarte) und westlich unterhalb der Roßalpe aufgeschlossenen Liasfleckenmergel (10 *e*) zu betrachten (Profil III).

Wir haben also im Plankensteinplateau eine flacher liegende, normale und eine sich nördlich daran anschließende, viel vollständiger erhaltene, steil stehende inverse Schichtfolge vor uns. Diese beiden Serien bilden Süd- und Nordflügel einer schief gegen Norden aufsteigenden Antiklinale (Profil III, X) in deren Kern die anisichen Dolomite der „Roten Wand“ liegen. Die Plankensteinantiklinale übernimmt die Rolle der Someraukogelantiklinale weiter im Westen, ist aber, wie später gezeigt werden wird, nicht die Streichungsfortsetzung derselben, sondern liegt tektonisch höher.

Als Kern der sich nördlich an die Plankensteinantiklinale anschließenden Synklinale, die wir Strennhagsynklinale nennen wollen, ist wahrscheinlich nicht der Liasfleckenmergel des Strennhags, sondern der Plassenhalk²⁾ des Plassengipfels selbst aufzufassen. Betrachtet man nämlich den vom Plassengipfel sich gegen Westen erstreckenden, scharfen Grat des Vorderplassen (Punkt 1809) vom Strennhag aus, so bemerkt man, daß die Plassenkalke hier ausnahmsweise gut gebankt sind und steil gegen Süden einschießen³⁾, und zwar derart, daß der Fallwinkel am Grat etwa 60° beträgt, gegen den Fuß der Südwand jedoch in schöner, gleichmäßiger Wölbung den Betrag von nahezu 90° erreicht (Profil III). Denselben Eindruck

¹⁾ Die Bemerkung F. Hahns (Grundsätze etc. p. 437), daß diese Hornsteinkalke an der Durchgangalpe mit Plassenkalk in Absatzverzahnung sind, ist selbstverständlich unrichtig. Die Plassenkalke sind durch den Fleckenmergelzug des Strennhags sehr scharf von diesen Hornsteinkalken getrennt.

²⁾ Doch ist der Plassenkalk, wie p. 132 gezeigt wird, erst durch tektonische Vorgänge ins Hangende der Liasfleckenmergel des Strennhags gelangt.

³⁾ Dieses Südfallen der Plassenkalke ist recht gut zu sehen in F. Simony, Das Dachsteingebiet, Tafel XX.

erhält man, wenn man den Grat des Vorderplassen vom Plassengipfel aus betrachtet. Simony¹⁾ allerdings hält diese plattenförmige Absonderung des Plassenkalkes nicht für Schichtung, sondern für Klüftung; ich jedoch bin geneigt, diese „Plattenstruktur“ für Schichtung²⁾ zu halten, und zwar einerseits wegen des Wechsels von dünneren und stärkeren Platten, andererseits wegen der gleichmäßigen, nach Süden konvexen Wölbung desselben. Ein weiteres Argument für die hier vorgebrachte Deutung des Plassenkalkes als Kern einer gegen NNO offenen Synklinale ergibt sich aus folgendem: Wie später (p. 141) gezeigt werden wird, ist an der gewaltigen von Gosau über die Roßalpe — Strennhag — Dammhöhe zum Hallstätter Salzberg zu verfolgenden Verwerfung der Südfügel (also die Hohe Scheibe) abgesunken und hat sich gleichzeitig nach Westen verschoben. Wenn wir daher den Zustand vor Eintritt dieser Verwerfung wieder herstellen, würde die Hohe Scheibe gerade südlich des Plassengipfels und in gleiche Meereshöhe mit demselben zu liegen kommen, oder mit anderen Worten, er würde gerade den Kern der sich nördlich an die Plankensteinantiklinale anschließenden Synklinale bilden. Hält man hingegen mit Simony eine von W gegen O geneigte Fläche für die Schichtfläche, so würde sich der Plassen in das Bild der vorgosauischen Tektonik der südlich anschließenden Plankensteinregion nicht einfügen lassen; man müßte zur Erklärung der Lagerungsverhältnisse annehmen, daß die gleiche Verwerfung schon vor Ablagerung der Gosauschichten bestand, jedoch in vorgosauischer Zeit gerade die entgegengesetzte Bewegung, nämlich eine Absenkung des Nordflügels, bewirkte — also eine recht unwahrscheinliche Annahme.

Die norischen(?) Hornsteinkalke der Niederen Scheibe lassen sich von der „Durchgang-Klamm“, durch welche der gelb markierte Alpenvereinsweg in Serpentina die Höhe des Plankensteinplateaus erreicht, in den senkrechten Ostabstürzen des Plateaus 1 km weit gegen Südsüdost bis in die Gegend der „Sauries“ (Alpenvereinskarte) verfolgen; in der flachen Mulde zwischen dem Punkt 1548 der Alpenvereinskarte und den Gaiswänden (P. 1554 der Originalaufnahme 1:25.000, P. 1549 der Alpenvereinskarte) werden die Hornsteinkalke von den Mergelkalken 10 c überlagert und diese wieder verschwinden unter den, vielfach in typische, rote Hallstätter Kalke übergehenden Riffkalken der Gaiswände (Profil IV). Wir sehen also an den Ostabstürzen des Plankensteinplateaus dieselbe inverse Schichtfolge, den Mittelschenkel zwischen Plankensteinantiklinale und Strennhagmulde, vor uns wie im Profil der Hohen und Niederen Scheibe; nur stehen hier die Schichten bei weitem weniger steil: Am Sattel zwischen den Scheiben fällt der Mergelkalk 10 c mit einem Winkel von 70° unter die Hohe Scheibe (Profil III), an der Sauries mit einem solchen von 50° (Profil IV), weiter westlich sogar nur 20° gegen die Gaiswände ein.

¹⁾ F. Simony, Das Dachsteingebiet, Erläuterung zu Taf. XX.

²⁾ Auch Kittl scheint meine Ansicht vertreten zu haben, da sich das auf der dem Exkursionsführer beigegebenen Karte im Plassenkalk des Vorderplassen eingetragene Fallzeichen nur auf diese „Plattenstruktur“ beziehen kann.

Unter den hier den Synklinalkern der Strennhagmulde bildenden Hornsteinkalken der Ostwand des Plankensteinplateaus tritt das Gewölbe des Klauskogelprofils hervor; da letzteres, wie p. 127 gezeigt wurde, die tektonische Fortsetzung des Solingerkogels ist, entspricht das Gewölbe der Hohen Scheibe nicht demjenigen des Solingerkogels, sondern liegt tektonisch höher und streicht gegen Osten in die Luft aus.

Da sich unter den Hornsteinkalken der Ostwand des Plankensteinplateaus nicht die Schichten des inversen Mittelschenkels in normaler Lagerung als Liegendschenkel der Synklinale wiederholen, sondern unmittelbar der Hallstätter Kalk, beziehungsweise anisische Dolomit des Klauskogelgewölbes folgt, müssen wir annehmen, daß die Strennhag-Synklinale im Kerne riß und sich eine sekundäre Schubfläche ausbildete (Profil IV, X). Das Durchschneiden dieser Dislokationsfläche ist auch an der Beschaffenheit der Hornsteinkalke deutlich zu erkennen, die vielfach gefältelt und ganz von Ruschelflächen durchsetzt sind. Verfolgen wir nun diese aus Antiklinale und Synklinale bestehende liegende Falte des Plankensteinplateaus gegen Westen, so bemerken wir, daß der normale Liegendschenkel der Strennhagsynklinale aus dem Profil der Kaunwände (p. 90, Nr. 9) gebildet wird. In stratigraphischer Hinsicht hat sich hier insofern eine Aenderung vollzogen, als sich die hornsteinführenden Kalke 9 b der hohen Kaunwand¹⁾ zwischen den anisischen Dolomit der niederen Kaunwand¹⁾ und Riffalken der Südhälfte der Blauen Wand¹⁾ einschalten. Ueber diesen den Synklinalkern bildenden Riffalken und unterhalb der anisischen Dolomite des Höhbüchels erscheinen im inversen Mittelschenkel der Falte abermals die Hornsteinkalke 9 b, und zwar zwischen der Blauen Wand und der Scheibenangerhütte in 1470 m Höhe (Profil II). Die Hornsteinkalke sind an dieser Stelle außerordentlich stark gequält, von Ruschelflächen durchsetzt, ja geradezu in eine fast nur aus Hornstein bestehende Reibungsbreccie verwandelt — offenbar die Wirkung derselben Schubfläche, welche wir an der Basis der Ostwände des Plateaus beobachten konnten.

Als nördliche Fortsetzung des Liegendschenkels der Falte (des Profils der Kaunwände) sind wohl die nur durch das Erosionstal des Brielgrabens voneinander getrennten Schollen des Sulzkogels und Leitgebkogels (Profile I, II, p. 87, Nr. 7) aufzufassen, da sie eine ähnliche Faziesentwicklung zeigen wie die Kaunwände. Beide Schollen besaßen wohl nach Abschluß der vorgosauischen Gebirgsbildung ein nur flach nordwärts gerichtetes Einfallen und schlossen unmittelbar an die Kaunwände an, da deren heute zu beobachtendes, steiles Nordfallen ebenso wie die Erscheinung, daß die Dolomitkalkgrenze am Sulzkogel um mindestens 100 m höher liegt als an den Kaunwänden, erst eine Folge der nachgosauischen Tektonik ist (p. 141). Leider ist das Verbindungsstück zwischen Kaunwänden und Sulzkogel in der Gegend der Kropf-alpe sehr stark mit Moränen überdeckt.

¹⁾ Siehe Alpenvereinskarte.

Ueber die Masse des Sulzkogels ist nun als höhere Schuppe das Profil der Schreyeralpe und des Schiechlingkammes aufgeschoben (6, 5) (Profile III, IX). Daß letztere Serien tatsächlich tektonisch höher liegen als der Sulzkogel, geht aus dem Auftreten der schmalen Dolomitzone 6a an der Basis der Schreyeralmkalke der Schreyeralpe hervor (Profil IX). Ein wichtiger Hinweis für die tektonische Selbständigkeit von Sulzkogel—Leitkogel einerseits, Schreyeralm—Schiechlinghöhe anderseits ist ferner der im stratigraphischen Teile (p. 98) hervorgehobene fazielle Gegensatz, der die sonstigen, innerhalb der Hallstätter Entwicklung der juvavischen Deckscholle der Plassengruppe auftretenden faziellen Gegensätze entschieden übertrifft. Wahrscheinlich kam die Schreyeralm-Schiechlingentwicklung südlich der übrigen Hallstätter Profile der Plassengruppe zur Ablagerung; doch liegt es mir selbstverständlich vollständig fern, zwischen beiden Ablagerungsgebieten eine größere Entfernung¹⁾ anzunehmen.

Von der Scholle des Schiechlingkammes ist die die Schuppe der Schreyeralpe tragende Scholle des Sulzkogels durch eine vertikale, von der Schreyeralpe gegen NW zur Klausstube herabziehende Dislokationsfläche (Profil III) getrennt, welche nicht nur morphologisch durch einen im Westgehänge des hohen Schreyerkogels eingeschnittenen, steilen Graben, sondern auch durch eine Spur roter Werfener Schiefer (unter einem umgefallenen Baume in 1400 m) angedeutet erscheint. Nördlich dieser Verwerfung oder steilen Schubfläche ist der Schiechlingzug derart abgesenkt, daß unter ihm die Sulzkogelschuppe nirgends mehr zum Vorschein kommt. Der Schiechlingkamm selbst ist die am regelmäßigsten gestaltete Scholle in der juvavischen Einheit der Plassengruppe; er bildet eine 500—600 m mächtige, einfache Schichtfolge, welche sich aus der Gegend des Klaushofes im Gosautale in geradliniger Richtung durch 4 km Länge bis zum „Sattel“ verfolgen läßt und im Verlaufe seiner ganzen Erstreckung sehr regelmäßig 40°—50° gegen SW, das heißt unter den Plassen, einfällt (Profile III—V). Aber auch am östlichen Ende des Schiechlingzuges, am „Sattel“, taucht die Sulzkogelschuppe nicht mehr unter der Schreyeralm-Schiechlingschuppe hervor, sondern letztere liegt unmittelbar der tirolischen Einheit des Blearkogels und der Karrwand auf. Die Sulzkogelschuppe, welche, wie wir gehört haben, derjenigen des Someraukogels entsprechen dürfte, ist daher in dieser Gegend im Untergrunde der Schiechlingschuppe tatsächlich nicht mehr vorhanden. Es entspricht dies sehr gut der später ausgeführten Ansicht, daß die einzelnen kleineren tektonischen Einheiten innerhalb der juvavischen Decke keine weithin verfolgbaren „Teildecken“, sondern nur „Gleitbretter“ sind, welche sich sowohl in der Schubrichtung als senkrecht auf dieselbe außerordentlich rasch ablösen.

¹⁾ Dagegen spricht schon die fazielle Annäherung, welche der östliche Teil des Schiechlingprofils gegenüber demjenigen des Someraukogels zeigt (p. 98).

Die Auflagerung der Plassenkalkmasse des Plassen auf den Schreyeralm-, beziehungsweise Zlambachschichten des Schiechlingkammes endlich (Profile III—V) entspricht zweifellos auch einer Schubfläche, so daß der mächtige Klotz des Plassen eine selbständige, nur aus Plassenkalk bestehende Schubmasse repräsentiert. Nur der winzige Lappen von Mittellias am Südostfuße des Lahngangkogels (p. 92, Profil VI) ist vielleicht ein Rest der ursprünglichen, normalen stratigraphischen Basis des Plassenkalkes.

Wir sehen also, daß die juvavische Decke im wesentlichen aus drei (beziehungsweise vier) tektonischen Teileinheiten besteht, welche von unten nach oben in folgender Weise übereinander folgen (Profil X):

I. Schuppe des Somerau-, Klaus-, Sulz-, Leitgebkogels und der Kaunwände (Strat. Profile 1—7, 7—9).

I α . Schuppe des Plankensteinplateaus (Strat. Profil 10), im Norden die Antiklinalstirn der Hohen Scheibe bildend, von I durch die Mulde des Strennhags getrennt¹⁾.

II. Schuppe des Schiechlingkammes und der Schreyeralm (Strat. Profile 5, 6).

III. Schuppe des Plassen.

Die in diesem Kapitel geschilderten tektonischen Differentialbewegungen können sich nicht gleichzeitig vollzogen haben, sondern der Aufschub der Plassenschuppe III (und mit dieser auch der Schiechlingschuppe II) auf die damals noch eine einheitliche Schichtplatte bildenden Schuppe I und I α muß früher erfolgt sein als die tektonische Trennung von I und I α , das heißt die Bildung der Antiklinale der Hohen Scheibe; denn der Plassenkalk der Plassenschuppe III verhält sich in dem Synklinalkerne der Strennhagmulde wie das jüngste stratigraphische Glied der Schuppe I (p. 128).

Daß die in diesem Abschnitt beschriebenen sekundären Schubflächen und Faltungen tatsächlich ebenso wie die Hauptüberschiebung ein Werk der vorgosauischen Tektonik sind, geht nicht nur daraus hervor, daß sich die Gosauschichten nirgends an diesen Faltungen beteiligen oder von Trias- oder Juragesteinen überschoben sind, sondern insbesondere daraus, daß sie mit deutlicher Ablagerungsdiskordanz den an diesen Störungen beteiligten Schichten auflagern. dies gilt vor allem von den flach liegenden, sich nicht in die Streichungsrichtung der älteren Kalke einstellenden Denudationsresten von Gosauschichten des Plankensteinplateaus (Profil III), aber auch von der kleinen Kappe von Gosaukonglomerat am Gipfel des Solingerkogels (Profil VI).

Wir können also annehmen, daß diese sekundären Schubflächen und Falten gleichzeitig mit der Hauptüberschiebung, beziehungsweise im unmittelbaren Gefolge derselben entstanden sind. Da sich aber ähnlich intensive Störungen im unter-

¹⁾ Auf Profil IV unterhalb des Wortes „Gaiswände“ irrtümlicherweise mit I statt mit I α bezeichnet.

lagernden tirolischen Dachsteinkalk nicht finden, wie ein Blick auf die den Hallstätter See umgebenden Dachsteinkalkwände lehrt, (Profil VIII) müssen wir uns vorstellen, daß sich die oben beschriebenen Falten und Schubflächen abgelöst vom tirolischen Untergrunde nur in der juvavischen Decke bildeten.

3. Mechanik der juvavischen Ueberschiebung.

Hahn¹⁾ bezeichnet die Ueberschiebung der juvavischen Einheit als Gleitung, also als eine Bewegung, welche nicht so sehr durch eine tangentielle Spannung in der Erdrinde als durch die Gravitation hervorgerufen wurde. Auch für diese Vorstellung lassen sich kaum irgendwo überzeugendere Momente anführen als in der Plassengruppe; denn würden wir annehmen, daß die Hallstätter Gegend zur Zeit der vorgosauischen Gebirgsbildung einem intensiven tangentiellen Drucke ausgesetzt war, so wäre es unerklärlich, daß sich dieser Druck nur in einer weitgehenden tektonischen Zertrümmerung der juvavischen Einheit äußern würde, den tirolischen Untergrund hingegen ganz unberührt ließe. Nur den primären Festigkeitsunterschied zwischen beiden Serien für diese Erscheinung verantwortlich machen zu wollen, reicht meiner Ansicht nach nicht aus. Die juvavische Deckscholle besteht, wie ich im vorigen Abschnitte gezeigt habe, aus einer ganzen Anzahl von sich im Streichen sehr rasch ablösenden, mit ihrer Wurzel nicht mehr im Zusammenhange stehenden Schubschollen, die wir am treffendsten mit dem von A. Spitz²⁾ geprägten Ausdrucke als „Gleitbretter“ bezeichnen, die sich gegenseitig stauen, übereinandertürmen und beim Zusammenstoß aneinander aufrichten. So scheint insbesondere das mächtige Gleitbrett des Plassen³⁾ (Profil III) bei seiner Fahrt nach Norden in der Hallstätter Gegend ein Hindernis gefunden zu haben, wurde in der Bewegung gehemmt und dadurch selbst zum Hindernis, an dem sich das nachfolgende Gleitbrett des Plankensteinplateaus und der Hohen Scheibe (Ia) staute und verbog (Profil X). Denn es ist nicht zu vergessen, daß der Plassen zur vorgosauischen Zeit nicht die überragende Stellung besaß wie heute, sondern dessen Spitze in der gleichen Höhe wie Solingerkogel und Hohe Scheibe lag (p. 142).

Solche Bewegungen sind nur denkbar, wenn die bewegten Massen schon während der Fahrt nicht mehr mit ihrer Wurzelregion in Verbindung waren; das kann aber nur dann eintreten, wenn es sich um eine Gleitbewegung handelt — denn bei einer durch tangentiellen Druck hervorgerufenen Bewegung würden die Schollen in dem Augenblicke aus dem Kraftfelde treten, in welchem sie von ihrer hinteren³⁾ Wurzel abreißen. Es sind „während der Fahrt verlorene Deckenreste⁴⁾“. Das mächtige Haselgebirge an der Basis der juvavischen Schubmasse

¹⁾ F. F. Hahn, Grundzüge etc., p. 470.

²⁾ A. Spitz, Gedanken über tektonische Lücken. Verh. d. Geol. R.-A., 1911, p. 285.

³⁾ O. Ampferer, Ueber das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. der Geol. R.-A., 1906, p. 582.

⁴⁾ F. F. Hahn, Grundzüge etc., p. 470.

ist außerdem das beste Gleitmittel¹⁾, das wir kennen. Die Bewegung der juvavischen Decke wird am besten veranschaulicht durch das Bild des von den Dächern abgleitenden Schnees.

Allerdings darf diese Argumentation nicht zu der Vorstellung führen, daß die Entstehung der juvavischen Einheit ohne jeden Einfluß einer tangentiellen Spannung in der Erdkrinde, nur durch die Wirkung der Gravitation als eine Art ins Gigantische vergrößerten Bergschliffes aufzufassen ist. Dagegen spricht neben mechanischen Bedenken die immerhin sehr bedeutende, mindestens 32 km²⁾ betragende Schubweite der juvavischen Decke. Im Gegenteil, die Erhebung der Wurzelregion zum Zwecke der Schaffung einer nach Norden geneigten schiefen Gleitebene, die Abspaltung der juvavischen Einheit von ihrer vorderen³⁾ Wurzel und der Beginn der Bewegung sind zweifellos ein Werk der tangentiellen Spannung. Erst die bereits in Bewegung befindliche, von ihrer hinteren Wurzel abgerissene Schubmasse hat im Sinne E. Reyers⁴⁾ unter dem Einflusse der Schwerkraft, begünstigt durch das an ihrer Basis befindliche, als vorzügliches Schmiermittel wirkende Haselgebirge, langsam gleitend die Fahrt nach Norden fortgesetzt, und zwar weiter, als es unter dem Einflusse der tangentiellen Spannung allein nötig gewesen wäre. Erst bei diesem Gleitvorgang haben sich die nunmehr allseits freien Gleitbretter in unregelmäßiger Weise übereinander getürmt und aneinander gestaut.

Nach dieser Vorstellung ist es ganz unmöglich, die ursprüngliche Lage der einzelnen Gleitbretter der Plassengruppe zueinander zu rekonstruieren; denn dieselben „tauschten miteinander die Plätze wie in einem Spiele gemischter Karten, bis schließlich die ursprüngliche Ordnung vollständig verwischt ist“⁵⁾. Tatsächlich lassen die einzelnen Gleitbretter der Plassengruppe, in ihrer heutigen Anordnung aneinandergereiht, keine gesetzmäßige Entwicklung der Fazies in einer bestimmten Richtung erkennen; die Heteropie bleibt auch bei einem Rekonstruktionsversuch der ursprünglichen Anordnung fast ebenso bunt, wie sie gegenwärtig ist. Nur ganz im allgemeinen kann man annehmen, daß das Gleitbrett des Plassen (III) südlicher lag als dasjenige des Schiecklingzuges (II) und dieses wieder südlicher als das des Someraukogels (I und Ia).

¹⁾ E. Sueß, *Anlitz der Erde*. III/2, p. 197.

Das Haselgebirge ist nicht nur durch seine weiche, tonige Beschaffenheit ein sehr geeignetes Schleifmittel, sondern auch dadurch, daß es alle von oben einsickernden Wasser auffängt und sich dadurch eine „durchwässerte Gleitschicht“ (E. Reyer, *Geologische Prinzipienfragen*, p. 144) bildete.

²⁾ Die Berechnung dieser Zahl siehe bei E. Spengler, *Ein geologisches Profil durch die Kalkalpen des Salzkammergutes*. *Mitteil. der Wiener Geol. Gesellschaft*, 1918, p. 18. Wollte man annehmen, daß die juvavische Decke den ganzen Weg von 32 km durch Gleitung zurückgelegt hat, müßte man eine allzu große Erhebung der Wurzelregion annehmen, um den erforderlichen Neigungswinkel der Gleitfläche zu erhalten.

³⁾ O. Ampferer, *Ueber das Bewegungsbild von Faltengebirgen*. *Jahrb. der Geol. R.-A.*, 1906, p. 582.

⁴⁾ E. Reyer, *Geologische Prinzipienfragen*, p. 140—170.

⁵⁾ A. Spitz, *Gedanken über tektonische Lücken*. *Verh. der Geol. R.-A.*, 1911, p. 291.

Die Vorstellung, daß die juvavische Decke schon während der Ueberschiebung nicht mehr mit ihrer Wurzel im Zusammenhange war, hat einen weiteren Vorteil zur Folge, auf den bereits Hahn¹⁾ hingewiesen hat. So müßten wir nämlich im entgegengesetzten Falle annehmen, daß unmittelbar nach der Ueberschiebung das ganze tirolische Gebiet vom Südrande der Kalkalpen bis zum Nordrande der juvavischen Einheit (Stirn des Untersberges, in unserem Profile Stirn des Raschberges²⁾ unter der juvavischen Decke begraben lag, und daher an die vorgosauische, der Faltung nachfolgende Erosion ungleich größere Anforderungen stellen, als es bei unserer Anschauung nötig ist.

4. Vorgänge der kretazischen Tektonik, welche dem juvavischen Ueberschiebungsakte nachfolgten.

Wenn sich nach erfolgter Ueberschiebung, jedoch noch vor Ablagerung der Gosauschichten tektonische Vorgänge vollzogen haben, müssen dieselben durch folgende Merkmale erkennbar sein:

1. Sie müssen Basis und Decke in gleicher Weise betreffen,
2. die Gosauschichten dürfen an ihnen nicht beteiligt sein.

Solche Vorgänge sind tatsächlich nachweisbar. Wenn wir in Profil I die flach nordwärts gerichteten Gosauschichten südlich des Leutgebkogels in ihre ursprüngliche, horizontale Lage zurückversetzen, so erkennen wir, daß die Plassengruppe in ihrer Gesamtheit schon vor Ablagerung der Gosauschichten, wie der hypothetische Profilversuch X zeigt, ebenso wie heute das Bild einer OW streichenden Mulde zeigte; allerdings war diese Synklinale, deren Achse nahe nördlich des Leutgebkogels gelegen sein dürfte, wesentlich flacher als die heutige Plassenmulde.

Ferner sind die beiden oben angeführten Merkmale bei der p. 127 erwähnten Verwerfung nachweisbar, welche das Plankensteinplateau in zwei annähernd gleiche Hälften teilt und die wir daher als Plankensteinverwerfung (Pl) bezeichnen wollen. Diese Verwerfung dürfte bei der vorderen Brielalpe unter den Gosauschichten hervortreten und unmittelbar nordöstlich der Kaunwände gegen Südosten streichen. Wahrscheinlich bewirkte dieselbe einen ebenso schroffen Absturz der Kaunwände gegen NO, wie er gegenwärtig im SW zu beobachten ist, so daß diese vor Ablagerung der Würmmoränen einen beiderseits schroff abfallenden, gegen NW gerichteten Felssporn gebildet haben. Doch wurde durch die postglaziale Erosion des Brielbaches nur südlich der Kaunwände die Moräne ausgeräumt, nördlich derselben blieb sie jedoch in ziemlich großer Mächtigkeit erhalten, so daß gegenwärtig der Zug der Kaunwände nur gegen SW einen senkrechten Absturz zeigt.

Mit Sicherheit ist sie jedoch erst von etwa 1200 m Höhe an nachweisbar, wo sie die Hornsteinkalke der hohen Kaunwand und die über denselben auftretenden Rifalkalke von dem anisischen Dolomit

¹⁾ F. F. Hahn, Grundzüge etc., p. 470.

²⁾ Vgl. E. Spengler, Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitteil. der Wiener Geol. Gesellschaft 1918, p 17.

der „Roten Wand“¹⁾ scheidet; besonders klar ist hier die Verwerfung in etwa 1450 m Höhe an der „Blauen Wand“¹⁾ (Profil II) aufgeschlossen, deren südliche Hälfte aus Riffkalk, deren nördliche hingegen aus anisischem Dolomit besteht. Von hier aus läuft der Bruch, durch eine deutlich ausgeprägte und auch aus der Alpenvereinskarte ersichtliche Depression markiert, längs der Hütten „Scheibenanger, Jägerbauer, Kröpfel und Jagd H.“¹⁾ quer über das Plankensteinplateau hinweg zu der von einem undeutlichen Steiglein benützten Einsattlung zwischen den Punkten 1554 m und 1574 m¹⁾ (Profile III, IV). Unterhalb dieser Einsattlung ist er unter Schutt verborgen, wodurch leider dessen Kreuzung mit der juvavischen Schubfläche unseren Blicken entzogen wird.

In etwa 1300 m Höhe wird die Plankenstein-Verwerfung unterhalb dieser Schutthalde wieder sichtbar, durchschneidet aber von hier an im Gegensatze zu der bisher betrachteten Strecke bereits tirolisches Gebiet. Sie läuft geradlinig über die Blaikenalpe zur Klausalpe hinab, auf dieser Strecke meist Radiolarit im Norden von Dachsteinkalk im Süden trennend (Profile IV a, V); auch morphologisch ist sie deutlich durch den nördlich vom Klauskögerl (Landnerkogel, P. 1160) herabziehenden, seichten Graben markiert. Weiterhin tritt sie durch die Schlucht des Waldbachstrubs (Profil VI) in das Echernental ein und läuft der Echernwand entlang zum Hallstätter See hinaus.

An der Plankenstein-Verwerfung erscheint stets der Nordflügel gesenkt, da nördlich derselben stets die jüngere Schichte erscheint: am Plankensteinplateau erscheint südlich anisischer Dolomit, nördlich Hallstätter Riffkalk (Profil III), bei der Blaikenalpe südlich Dachsteinkalk, nördlich Radiolarit (Profil IV a); beim Waldbachstrub liegt die Oberfläche des Dachsteinkalkes nördlich der Verwerfung 800 m, südlich derselben etwa 950 m hoch (Profil V), wodurch sich eine Sprunghöhe von 150 m ergibt. Eine etwas höhere Sprunghöhe, 250 m, ergibt sich auch für die weiter westlich gelegenen Teile der Verwerfung (Profil II). Wollte man hingegen den Höhenunterschied in der Lage der Oberkante des Dachsteinkalkes am Hierlatz und an der Echernwand (Profil VIII) auch dieser Verwerfung zuschreiben, so bekäme man eine bei weitem größere Sprunghöhe (700—800 m); doch ist diese Sprunghöhe sicherlich erst ein Ergebnis der tertiären Tektonik (p. 145). Horizontale Verschiebungen dürften an der Plankensteinverwerfung nicht erfolgt sein.

Die Bildung der Verwerfung erfolgte nach der juvavischen Ueberschiebung — denn $4\frac{1}{2}$ km ihres Verlaufes liegen in tirolischem, 3 km in juvavischem Gebiet, hingegen vor Ablagerung der Gosauschichten — denn diese liegen am Plankensteinplateau zu beiden Seiten gleich hoch (Profil III). Die Plankensteinverwerfung zeigt im Gegensatz zu den tertiären Brüchen einen bogenförmigen Verlauf; schon dies ist ein Hinweis auf ihr höheres Alter, da diese Verbiegung gewiß erst nachträglich bei der tertiären Gebirgsbildung entstand.

Ein zweiter bereits vorgosauisch angelegter Bruch ist die Durchgangverwerfung (Profil III D), welche westlich der Durchgangalpe den

¹⁾ Alpenvereinskarte der Dachsteingruppe 1915.

„Durchgang“ des gelb markierten Weges durch die Ostwände des Plankensteinplateaus ermöglicht. Das Vorhandensein dieser Verwerfung geht aus folgender Erwägung hervor: Die Oberkante der Hornsteinkalke der kleinen Scheibe muß sich im Nordflügel der Verwerfung, wie Profil III zeigt, in etwa 1200 *m* Seehöhe befinden; im Südfügel hingegen liegt dieselbe Oberkante in 1500 *m* Höhe. Es hat also an der Durchgangsverwerfung eine Absenkung des Nordflügels um im Maximum 300 *m* stattgefunden. Daß diese Absenkung bereits vor Ablagerung der Gosauschichten erfolgte, ergibt sich daraus, daß sich in den beiderseits der Verwerfung anstehenden Gosauschichten ein entsprechender Höhenunterschied nicht ergibt. Da sich jedoch auch die Gosauschichten beiderseits der Verwerfung nicht vollständig entsprechen, sondern im Nordflügel etwa 50 *m* höher liegen, müssen wir annehmen, daß die Durchgangsverwerfung bei der nachgosauischen Gebirgsbildung neuerdings, und zwar in entgegengesetztem Sinne wie bei der vorgosauischen, in Tätigkeit trat.

Der dritte Bruch, dessen vorgosauisches Alter allerdings nicht ganz sicher ist, ist die Verwerfung Klaushof—Sattelalm—Schneidkogel¹⁾ (Profile III—VII), die schon mehrfach erwähnt wurde (p. 119). Sie streicht W 30° N—O 30° S und läßt sich 5 *km* weit verfolgen. Im Osten endet sie an einem Querbruch, im Westen wird sie unter Talalluvionen unsichtbar. Die Deckscholle erscheint durch diesen Bruch nördlich begrenzt, die Ueberschiebungsfäche wird dadurch in die Tiefe versenkt und kommt nicht unmittelbar an der Oberfläche zum Ausstrich. Daß diese Linie nicht die Ueberschiebungslinie selbst, sondern ein Bruch ist, geht daraus hervor, daß die Linie schmurgerade über Berg und Tal fortstreicht, was bei dem Ausstrich einer schiefehenden Bewegungsfäche nicht möglich ist. Aber auch keine steilgestellte Ueberschiebungsfäche kann es sein, denn die Schichten stoßen an der Fläche ab. Wir wollen diese Linie als Rettengrabenbruch (Re) bezeichnen.

An dieser Bruchlinie ist der südliche Flügel im Westen etwa 200 *m* (Profile III, IV), im Osten höchstens 300 *m* (Profil VII) tief abgesunken. Das Vorhandensein einer Verwerfung an dieser Stelle darf nicht als Beweis gegen die Deckschollennatur der Hallstätter Entwicklung angesehen werden, denn es kommt sehr häufig vor, daß eine Deckscholle nachträglich einbricht²⁾ und es ist ein wesentlicher Unterschied, ob eine Scholle um 300 *m* absinkt oder sich um 2600 *m* hebt, wie es die Fensterhypothese erfordern würde. Das Alter ist bei dieser Verwerfung nicht nachzuweisen, doch ist die vorgosauische Anlage dieser Bruchlinie wahrscheinlich, weil sie nicht in das Becken von Gosau hinein verfolgt werden kann, allerdings ein unsicheres Argument.

¹⁾ In der Schneidkogelgruppe spaltet sich die Verwerfung, in die auf Profil VIII dargestellten Brüche zwischen Schneid- und Hühnerkogel und verliert sich gegen den Hallstätter See zu.

²⁾ Vgl. F. F. Hahn, Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. Jahrb. der Geol. R.-A. 1910, und E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil, p. 62.

Diese Verwerfungen und die muldenförmige Verbiegung des Gebietes sind jedenfalls als isostatische Folgeerscheinungen unmittelbar nach Abschluß des Ueberschiebungsvorganges eingetreten. Wird einem Stück der Erdoberfläche eine Ueberschiebungsdecke aufgeladen, so wird dieses Stück der Erdoberfläche überlastet und muß so tief einbrechen, bis das isostatische Gleichgewicht wieder hergestellt ist. Diese Erscheinung haben Hahn¹⁾ und Gillitzer²⁾ im Saalachgebiete, ich selbst im Zwieselalpengebiete³⁾ angetroffen. In letzterem Falle zum Beispiel ist die den Nordostabsturz des großen Donnerkogels verursachende Verwerfung⁴⁾ eine Folgeerscheinung der nachgosauischen Zwieselalmüberschiebung.

Gegen die Anwendung des isostatischen Prinzipes zur Erklärung der hier vorliegenden Erscheinungen ließe sich einwenden, daß ja die juvavische Decke zweifellos unmittelbar nach dem Ueberschiebungsvorgange eine weitaus größere Fläche bedeckte als die heute vorliegende Deckscholle und daher kein Grund für das Auftreten von isostatischen Senkungen gerade an dieser Stelle zu bestehen scheint. Darauf ist zu entgegnen, daß es nicht unwahrscheinlich ist, daß die durch eine Stauung an einem Hindernis des tirolischen Untergrundes bedingte Uebereinandertürmung der einzelnen Teilschollen der juvavischen Einheit (p. 133) gerade in der Plassengruppe ein Maximum erreicht hat, wodurch auch die Ueberlastung und die Störung des isostatischen Gleichgewichtes gerade an dieser Stelle am größten war.

5. Vorgosauische nachtektonische Erosion.

Der Ablagerung der Gosauschichten ging nicht nur eine große Gebirgsbildungsphase, sondern auch eine sehr bedeutende Erosionsperiode voraus. Wie Profil X zeigt, muß die vorgosauische Erosion zum Beispiel über dem Plankensteinplateau mindestens eine 600 m mächtige Gesteinsmasse entfernt haben. Die Gosauschichten fanden bei ihrer Transgression bereits eine Rumpffläche vor, die sicherlich bedeutend sanftere Formen zeigte als die heutige Landoberfläche. Das geht schon daraus hervor, daß selbst in den größten Gosaukonglomeraten niemals so gewaltige Blöcke auftreten wie gegenwärtig im Echerntale oder Plassenschutte. Während die Landoberfläche zur Zeit der älteren Gosauschichten, des Oberturons und Coniacien, wohl noch Mittelgebirgsformen mit Höhenunterschieden von 500—1000 m zeigte, war sie zur Zeit der Transgression des Campanien, wie die feinkörnigen stets dem unmittelbaren Untergrund entstammenden Konglomerate des Plankensteinplateaus beweisen, bereits zu einem flachwelligen Hügellande geworden.

¹⁾ F. F. Hahn, Geologie der Kammerker—Sonntagshorngruppe. Jahrb. der Geol. R.-A., 1910, p. 703.

²⁾ G. Gillitzer, Der geologische Aufbau des Reiteralpgebirges im Berchtesgadener Land Geognostische Jahreshefte 1912, p. 224.

³⁾ E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil. Sitzungsber. der Wiener Akademie, Bd. CXXIII, p. 328.

⁴⁾ E. Spengler, Ebenda. Profile IV und V, Tafel II,

Die Lage der vorgosauischen Landoberfläche ist an mehreren Stellen der Plassengruppe erkennbar. Besonders bemerkenswert ist, daß uns in dem morphologisch so eigenartigen Plankensteinplateau ein Stück unversehrter, vorgosauischer Landoberfläche erhalten geblieben ist (Taf. XVII, Fig. 1) — denn die zahlreichen kleinen Relikte von Gosaukonglomerat auf dem Plateau bilden nur ganz dünne Ueberzüge desselben. Die Landoberfläche hat sogar — zufälligerweise — noch dieselbe horizontale Lage bewahrt wie zur Oberkreidezeit, nur an der Hohen Scheibe ist die Fläche etwas krepfenförmig aufgebogen. Weitere Reste der vorgosauischen Landoberfläche sind der Gipfel des Solingerkogels und wahrscheinlich des Plassen (p. 166).

Westlich des Plankensteinplateaus ist die vorgosauische Landoberfläche durch die Auflagerungsfläche der zusammenhängenden Platte von Gosauschichten des Gosauer Beckens gegeben; daß diese Oberfläche mit Karren bedeckt, also verkarstet war, zeigt der p. 124 beschriebene und in Taf. XVI, Fig. 1 abgebildete, prächtige Aufschluß.

Ich halte es übrigens für wahrscheinlich, daß auch die gesamte, zwischen einer Linie hintere Grabhütte—Südrand des Plankensteinplateaus einerseits und den Schwarzkögeln andererseits gelegene, karrenbedeckte Dachsteinkalkeoberfläche nur sehr wenig unter die vorgosauische Landoberfläche abgetragen ist. Es ist auch nicht ausgeschlossen, daß noch an anderen Stellen des Dachsteinplateaus kleine Denudationsrelikte von Gosaukonglomeraten aufgefunden und Anhaltspunkte für die Lage der vorgosauischen Landoberfläche gewonnen werden; ich habe zum Beispiel einen solchen Rest in der Nähe der Adamekhütte aufgefunden.

Die uns heute noch vorliegenden Reste der vorgosauischen Landoberfläche lassen erkennen, daß die juvavische Deckscholle der Plassengruppe zur Zeit der Transgression der Gosauschichten nicht mehr wesentlich umfangreicher war als gegenwärtig; nur die oben beschriebene, isostatische Versenkung, die Basis und Deckscholle noch vor Ablagerung der Gosauschichten erfuhr, bewahrte die letztere vor gänzlicher Abtragung durch die vorgosauische Erosion.

C. Tertiäre Tektonik.

1. Faltungen mit im Alpenstreichen gelegener Achse.

Das auf unserer Karte dargestellte Gebiet hat bei der tertiären Gebirgsbildung nur in seiner Gesamtheit als Teil der „Gamsfelddecke“ einen Vorschub von etwa $10\frac{1}{2}$ km¹) nach Norden erfahren, erlitt aber im einzelnen nur sehr geringe Störungen, wie die wenig gestörten Gosauschichten erkennen lassen. Die mächtigen Dachsteinkalke des Dachsteinplateaus verhielten sich als starre Platte, die nur gering-

¹) Siehe E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten, II. Teil, Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien 1914, Tafel III. Selbstverständlich machte das Gebiet gleichzeitig auch den tirolischen und austroalpinen Vorschub nach Norden passiv mit.

füßige Verbiegungen erfuhr und dadurch auch die darüberliegenden, wenig widerstandsfähigen juvavischen Gesteine und Gosauschichten vor einer intensiven tektonischen Beeinflussung schützte.

Südlich des Leutgebkogels und des Roßalmgrabens liegen die Gosauschichten fast vollständig horizontal¹⁾ (Profile I, II, III). Nördlich des Leutgebkogels hingegen sind die Gosauschichten (und selbstverständlich auch ihr Untergrund) zu einer ziemlich flachen und breiten Mulde verbogen (Profil I), in deren Achse das Gosautal vom Dorfe Gosau bis zum Eintritt in den Dachsteinkalk nächst Klaushof gelegen ist. Da jedoch die Gosauschichten am Nordhange des Leutgebkogels und östlich vom Brielsteg flacher nordwärts fallen als die unterlagernden triadischen Kalke und Dolomite (Profil I), so müssen die Kalke des Leutgeb- und Sulzkogels bereits vor Ablagerung der Gosauschichten ein, wenn auch viel weniger steiles, Nordfallen besessen haben (p. 135).

Am rechten Ufer des Gosaubaches liegt zwischen der Mündung des Brielgrabens und dem Klaushof eine winzige Partie von Gosaukonglomerat und grauen Mergeln, welche gegen SW unter den anisischen Dolomit einfällt.

Es handelt sich hier um eine kleine, randliche Ueberschiebung von wahrscheinlich weniger als $\frac{1}{2}$ km Schubweite, was schon daraus hervorgeht, daß das unter der Ueberschiebung liegende Konglomerat hauptsächlich aus Grus des überschobenen Dolomites besteht und die Ueberschiebung bereits $\frac{1}{2}$ km westlich dieses Aufschlusses nicht mehr nachweisbar ist. Es ist eine Ueberschiebung, die sich — allerdings im kleinsten Maßstabe — dem von mir²⁾ aufgestellten Gesetz einordnet, daß bei der jüngeren, tertiären Gebirgsbildungsphase stets die Tendenz besteht, Gosaubecken vom Süden her zu überschieben. Die Schubfläche hält sich hier annähernd an die juvavische Schubbahn. Gegen das vorgosauische Alter der juvavischen Ueberschiebung kann diese kleine Randueberschiebung nach den früher (p. 124) mitgeteilten Befunden unmöglich als Beweis verwendet werden.

Eine weitere Mulde ist am Nordgehänge der Plassengruppe gegen das vordere Gosautal in den tirolischen Dachsteinkalken und den auflagernden Juragesteinen zu beobachten (Profile III—VII). Diese Mulde wurde bereits p. 122, 123 beschrieben. Wenn auch deren tertiäres Alter nicht streng beweisbar ist, so halte ich es doch wegen der beiläufigen Parallelität mit der eben besprochenen Mulde des vorderen Gosautales für wahrscheinlich.

Endlich gehört hierher die bereits p. 136 beschriebene, nachträgliche bogenförmige Verbiegung der vorgosauischen Plankensteinverwerfung.

2. Verwerfungen.

Ein ungleich stärker hervortretendes Element des nachgosauischen Baues sind die Verwerfungen. Die Verwerfungen sind ein Aus-

¹⁾ Das hier stellenweise auftretende Westfallen der Gosauschichten wird später (p. 143, 144) besprochen.

²⁾ E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Sitzungsber. der Wiener Akademie der Wissenschaften, 1914, p. 324.

läufer des den Dachsteinstock durchsetzenden Verwerfungsnetzes, welches bereits durch E. Sueß¹⁾ und G. Geyer²⁾ eingehend beschrieben wurde. Man kann mit Sueß zwei Systeme von Verwerfungen unterscheiden: Das eine streicht WNW—OSO, das andere SSW—NNO. „Hieraus erklärt sich die Gestalt jener kolossalen hexaedrischen Massen, z. B. des Hierlatz oder des vorderen Ochsenkogels“ (E. Sueß). Wir können die ersteren als Längsbrüche bezeichnen, da sie im wesentlichen in Streichen liegen, die letzteren als Querbrüche.

a) Längsbrüche:

1. Die Verwerfung Gosau—Südseite des Leutgebkogels—Roßalpengraben—Roßalpe—Strennhag—Dammhöhe—Graben „Zwischen den Kögeln“—Rudolfsturm (Profile I—VIII) (Roßalpenbruch).

Diese Verwerfung streicht $W 10^{\circ} N - O 10^{\circ} S$, konvergiert also etwas gegen Osten mit dem Rettengrabenbruch und läßt sich 9 km weit verfolgen. Westlich vom Gosautal ist sie nicht weiter zu verfolgen, da sie hier vollständig in die Gosauschichten eintritt³⁾. Kittl⁴⁾ beschreibt diese Verwerfung in ihrem westlichsten Teile, verlängert sie aber unrichtigerweise über die Fundstätte von Macrocephalenschichten im Brieltale hinaus bis zur Klausalpe⁵⁾.

Am klarsten ist der Roßalpenbruch in seinem westlichsten Teil, zwischen Gosau- und Brieltal, zu erkennen. Nördlich liegt hier die Triasscholle des Leutgebkogels, südlich Gosauschichten — daraus geht das nachgosauische Alter der Verwerfung mit Sicherheit hervor (Profil I). Die eigentümliche, außerordentlich fossilreiche Klippe des Taubensteins (obernorischer Hallstätter Kalk) gehört jedenfalls schon dem gesenkten Südfügel an, ist aber wohl auch auf der Südseite durch eine sekundäre Parallelverwerfung von geringer Sprunghöhe von den Gosauschichten getrennt.

Im Brieltal ist die Verwerfung durch eine Strecke von 1 km unter Schutt begraben.

Im Roßalpengraben dringt an der Verwerfung Haselgebirge empor. In 1200 m Höhe ist die Verwerfung als mächtige, vertikale, polierte Dolomitwand am Südabhange des Sulzkogels aufgeschlossen (Profil II).

Weiterhin streicht die Verwerfung über die Roßalpe auf den Strennhag (Profil III). Die steile, geradlinige Südwand des Plassen ist sicherlich durch den Roßalpenbruch bedingt. Dann zieht die Verwerfung über die Dammhöhe an der Nordseite des Solingerkogels vorbei, wo die Gosaukonglomerate desselben an ihr abschneiden

¹⁾ F. v. Hauer, Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. Wien 1857.

²⁾ G. Geyer, Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlatz-Schichten in der südlichen Zone der Nordalpen. Jahrb. d. Geol. R.-A., 1886.

³⁾ Vielleicht reicht sie bis an die (allerdings innerhalb der Gosauschichten hypothetische) Blattverschiebung zwischen Braunedlkopfscholle und Gamsfeldscholle (E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten, II, Geol. Karte).

⁴⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 60.

⁵⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 71 und Karte.

(Profil VI). Ihre weitere Fortsetzung liegt im Graben „Zwischen den Kögeln“, hier Somerau- und Steinbergkogel voneinander trennend (Profil VII). Die glatte, rötlich leuchtende Südwand des Steinbergkogels ist ein Gegenstück zu der oben beschriebenen Südwand des Sulzkogels.

Von hier an folgt der Bruch dem Haselgebirgsstreifen des Hallstätter Salzberges und streicht unmittelbar östlich vom Rudolfsturm, durch „die Höll“, nach Hallstatt hinab (Profil VIII).

Daß der Roßalpenbruch nachgosauisches Alter besitzen muß, geht nicht nur aus den in Profil I dargestellten Verhältnissen hervor, sondern ergibt sich auch mit voller Sicherheit weiter im Osten aus den Lagerungsverhältnissen und der petrographischen Beschaffenheit der kleinen Denudationsrelikte von Gosauschichten zu beiden Seiten der Verwerfung. Die Gosauschichten des Südflügels, d. h. diejenigen des Plankensteinplateaus und des Solingerkogels, liegen nämlich in annähernd gleicher¹⁾ Seehöhe, indem erstere in 1500 *m* Höhe liegen und flache Lagerung zeigen, letztere 1400 *m* hoch liegen und 25° NNW gegen den Plassen einfallen.

Hingegen liegt die Auflagerungsfläche der Gosau am Nordflügel der Verwerfung, d. h. am Gipfel des Plassen (p. 106) in 1900 *m* Höhe (Profil IV). Die Gosauschichten am Plankenstein und Someraukogel einerseits, am Plassen andererseits wurden also durch eine nachgosauische Verwerfung von 400—500 *m* Sprunghöhe voneinander getrennt, die gewaltige Südwand des Plassen ist erst nachgosauisch entstanden. Letzteres ergibt sich übrigens auch aus einer anderen Erwägung. Wäre nämlich der gewaltige Südabsturz des Plassen schon zur Gosauzeit vorhanden gewesen, so müßten die an dessen Fuß gelegenen Gosaukonglomerate am Solingerkogel und Plankenstein eine grobe, aus mächtigen Plassenkalkblöcken bestehende Breccie sein — ähnlich wie heute der Plassen an der Südseite von einer mächtigen Schutthalde begleitet ist, in der haushohe Blöcke nicht fehlen. Tatsächlich aber besteht die Gosau am Plankensteinplateau aus feinem Dolomitgrus, am Solingerkogel aus einem Konglomerat mit höchstens nußgroßen Geröllen aus allen möglichen Kalken, keineswegs nur aus Plassenkalk.

Die Sprunghöhe des Roßalpenbruches ergibt in Profil I 600—700 *m* an der Südwand des Plassen, wie oben gezeigt wurde, 400—500 *m*; der Höhenunterschied zwischen Siegkogel und Hühnerkogel, der auch etwa dem Höhenunterschied in der Auflagerungsfläche der jurassischen Radiolarite auf dem Dachsteinkalke zu beiden Seiten der Verwerfung entspricht, läßt hier auf eine Sprunghöhe von 250 *m* schließen (Profil VIII). Wir sehen also, daß die Sprunghöhe des Roßalpenbruches gegen Osten allmählich abnimmt.

¹⁾ Der geringe Höhenunterschied zwischen diesen beiden Gosauresten ist schon dann erklärt, wenn wir annehmen, daß die gegenwärtig denudierte Auflagerungsfläche der Gosauschichten zwischen Plankenstein und Solingerkogel bei der tertiären Gebirgsbildung derart schief gestellt wurde, daß sie gegenwärtig mit einem Winkel von nur 5° gegen Osten einfiel.

Daß der Südflügel des Roßalpenbruches nicht nur gesenkt, sondern auch nach Westen verschoben wurde, ist an den 30° W fallenden Riefen an der obenerwähnten, polierten Dolomitwand an der Südseite des Sulzkogels zu erkennen.

Der Roßalpenbruch ist die bedeutendste nachgosauische Dislokation und das morphologisch weitaus wirkungsvollste tektonische Element der Plassengruppe überhaupt.

2. Eine unbedeutendere Parallelverwerfung, die höchstens eine Sprunghöhe von 200 *m* erreicht, trennt die Riffkalke des Sulzkogels (1548 *m*) von den abgesunkenen Riffkalcken des Spitzetkögerls (1363 *m*) (Profil II). Durch diese Verwerfung ist die steile Nordwand des Sulzkogels bedingt; der Sulzkogel selbst steht als Horst zwischen dieser und der Roßalpenverwerfung.

3. Wie bereits p. 137 erwähnt wurde, erwachte die Durchgangsverwerfung bei der tertiären Gebirgsbildung zu neuem Leben. Hier wurde der Nordflügel um 40—50 *m* gehoben und derart schief gestellt, daß die Auflagerungsfläche der Gosauschichten etwa 40° Süd fällt.

b) Querbrüche.

1. Wie ich bereits in meiner Arbeit über das Becken von Gosau¹⁾ gezeigt habe, entspricht das Gosautal zwischen dem unteren Ende des vorderen Gosausees und dem Gosauschmied einer bedeutenden SW—NO verlaufenden Verwerfung, an welcher der NW-Flügel gesenkt erscheint. Diese Verwerfung, die wir als Gosauschmiedbruch bezeichnen können, läßt sich vom Gosauschmied im Westgehänge des Löckenmoosberges bis zu der 1200 *m* hoch gelegenen, in meiner Gosauarbeit¹⁾ beschriebenen Stelle verfolgen, wo der Auflagerungskontakt der Gosauschichten auf dem tirolischen Dachsteinkalke sehr klar aufgeschlossen ist. Von hier an gegen NO ist der Gosauschmiedbruch nicht mehr nachweisbar, da er auf beiden Flügeln Gosauschichten zeigt; doch ist das Weiterstreichen desselben in das Gosabecken hinein aus dem Grunde sehr wahrscheinlich, weil die Auflagerung der Gosauschichten auf der Trias am westlichen Gehänge des Brielgrabens in 1000—1200 *m* Seehöhe (Profil I) ausstreicht, im Gosautale zwischen Gosauschmied und Gosau jedoch die Gosauschichten bis zu dem 730—770 *m* hoch gelegenen Talboden hinabreichen²⁾. Die Gosauschichten des Löckenmoosberges sind zwar meist etwas gegen Westen geneigt, jedoch so flach, daß die Auflagerungsfläche derselben auf der Trias in dem Ostgehänge des Gosautales zwischen Beerreiblbach und Gosau unbedingt auch zum Ausstrich kommen müßte — allerdings in tieferer Lage als im Brielgraben — wenn eine NS verlaufende Verwerfung mit gesenktem Westflügel nicht vorhanden wäre. Die am Gipfel des Leutgebkogels nachweisbare, unbedeutende Verwerfung mit

¹⁾ E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil. Das Becken von Gosau, Sitzungsber. der Wiener Akad. der Wissensch., Bd. CXXIII (1914). p. 15 und Taf. I.

²⁾ Daß der triadische Untergrund hier jedenfalls in sehr geringer Tiefe unter dem heutigen Talboden ansteht, beweist das Auftauchen desselben $\frac{1}{2}$ *km* südwestlich von Gosau. (Siehe E. Spengler, Der angebliche Hauptdolomit bei Gosau. Zentralblatt für Mineralogie etc. 1913, p. 615.)

gesenktem Westflügel ist wohl wiederum der Gosauschmiedbruch; allerdings müßte die Sprunghöhe desselben, die beim Gosauschmied mindestens 500 m beträgt, auf der Strecke bis zum Leutgebkogel bedeutend abgenommen haben, was ja auch von vornherein zu erwarten ist, da die Verwerfung im Gosautale bei Vordertal nicht mehr vorhanden ist. Der Gosauschmiedbruch läßt sich im ganzen 6 km lang verfolgen.

2. Durch eine zweite, annähernd N—S verlaufende Querverwerfung ist das Brieltal bedingt (Profil IX) — wir wollen diese bereits auf Kittls¹⁾ Karte eingetragene und von Mojsisovics²⁾ erwähnte Verwerfung daher Brieltalbruch (B) nennen. Der Brieltalbruch beginnt bei der vorderen Grabhütte, folgt zunächst dem Katzenhofgraben, woselbst er den sanftgeneigte Waldhänge bildenden Gosausandstein und -mergel des Löckenmoosberges im Westen von den in Form einer niedrigen Felsstufe hervortretenden Dachsteinkalken und Gosaubreccien (Forellenkalken) in Osten trennt. E. Haug³⁾ hat diese Verwerfung auf einer kleinen Kartenskizze der Umgebung der Grabhütte als westliche Begrenzung der „apophyse de calcaire de Dachstein“ bereits richtig eingetragen; doch wurde bereits an anderer Stelle⁴⁾ gezeigt, daß die Haugsche Auffassung dieses auf Mojsisovics' Karte etwas zu auffällig hervortretenden „Spornes“ als Ueberschiebungslappen irrig ist. Tiefer unten durchschneidet der Brieltalbruch die als Fundort von Macrocephalenschichten bekannte Lokalität „Brieltal“ (p. 42) und folgt schließlich dem Brieltale bis zu dessen Mündung ins Gosautal, hier unter den Schuttmassen des Brieltales verborgen.

An der auf einer Strecke von 4 km zu verfolgenden Brieltalverwerfung ist der Westflügel um einen geringeren Betrag abgesunken und wohl auch nach Norden verschoben, wie die N fallenden Rutschstreifen an der Lokalität „Brieltal“ zeigen.

3. Der gelb markierte Weg Hallstatt-Plankenstein-Gosauschmied quert westlich unterhalb des Schnittlermooses zwei Wandstufen bildende, N—S streichende Verwerfungen. (Profil II.) Diese Verwerfungen gehen nächst der Veitenhütte in eine Flexur über, welche daran zu erkennen ist, daß die Gosauschichten bei der Veitenhütte und nordwestlich derselben 30—50° gegen W einfallen.

Diese kleinen, kaum 1 km im Streichen zu verfolgenden Verwerfungen, beziehungsweise die sich aus ihnen entwickelnde Flexur bewirken, daß die Auflagerungsfläche der Gosauschichten von 1500 m am Plankensteinplateau auf 1200—1300 m in der Region südlich des Talschlusses des Brielgrabens hinabsinkt — es ist also ebenso wie bei dem Gosauschmied- und Brieltalbruch der Westflügel gesenkt.

¹⁾ E. Kittl, Exkursionsführer (Karte).

²⁾ E. v. Mojsisovics, Bericht über die Untersuchung der alpinen Salzlagerstätten. Jahrb. der Geol. R.-A. 1869, p. 153.

³⁾ E. Haug, Les nappes de charrage des Alpes calcaires septentrionales, 3me partie. Le Salzkammergut. Bull. de la Soc. geol. de France, IV. Ser., T. XII (1912), p. 422, Fig. 3.

⁴⁾ E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil. Sitzungsber. der Wiener Akad. der Wissensch. 1914, p. 281.

4. Ein unbedeutender Querbruch begrenzt den Solingerkogel im Westen, an welchem der Westflügel um etwa 130 m abgesenkt erscheint.

5. Die weitaus bedeutendste Querverwerfung, deren nachgosaisches Alter allerdings nicht streng beweisbar ist, aber durch die Parallelität mit den oben besprochenen Verwerfungen und die morphologische Frische derselben äußerst wahrscheinlich wird, beginnt am Sattel zwischen Schneidkogel und Blekarkogel¹⁾, beziehungsweise Karrwand, verläuft an der Westseite des Hühnerkogels, wo sie die steil stehenden, gequälten tirolischen Radiolarite im Osten von den Werfener Schiefen der Sgalmöser im Westen scheidet, quert das Haselgebirge des Hallstätter Salzberges oberhalb des Mundloches des Maximilian- und Leopoldstollens (Profil IX), überschreitet den „Schlaipfenmoos“²⁾ genannten, 1092 m hohen Sattel zwischen Somerau- und Siegkogel und erreicht bei dem vom Spraterbache gebildeten Schleierfall nächst dem Binderwirt das Echerntal. (Photographie Taf. III, Fig. 2.) An dieser auch von F. Simony³⁾ abgebildeten Stelle der Echerntalwand sehen wir, daß die Verwerfung eigentlich aus mindestens vier parallelen Sprüngen besteht; an dem östlichsten zeigen die Schichten des Dachsteinkalkes eine sehr auffallende — allerdings widersinnige — Schiebung, die auch auf der Aegerterischen Alpenvereinskarte vorzüglich zum Ausdrucke gebracht ist,

Aus dem Echerntal verläuft diese Verwerfung, aus der NNO—SSW-Richtung allmählich in die NO—SW-Richtung umbiegend und sich mit der der Längsrichtung des Echerntales folgenden Verwerfung vereinigend, durch das Dürrenbachtal, dann über die verfallene Ebnerbergalpe den mächtigen NW-Wänden des Grünkogels, Gemskogels und der hohen Hoßwand entlang bis in die Gegend des hinteren Gosausees⁴⁾.

An dieser etwa 11 km lang aufgeschlossenen Verwerfung, welche wir den Schlaipfenmoos-Ebnerbergbruch (S) nennen wollen, ist stets der westliche Flügel zur Tiefe gesunken. Die Sprunghöhe beträgt am Sattel zwischen Schneidkogel und Karrwand etwa 250 m und dürfte auch den gleichen Betrag am Schleierfall erreichen. Dadurch wird die orographisch höhere Lage der tirolischen Gesteine am Schneidkogel gegenüber den juvavischen Werfener Schiefen der Sgalmöser erklärlich. Vom Binderwirt an addiert sich hierzu die etwa 600 m betragende Sprunghöhe der Echerntalverwerfung⁵⁾, so daß sich für das Dürrenbachtal eine Gesamt-

¹⁾ Diese Verwerfung erwähnt bereits F. Hahn (Grundzüge etc., p. 495)

²⁾ Siehe Alpenvereinskarte.

³⁾ F. Simony, Das Dachsteingebiet, p. 30, Fig. 16. E. Sueß erwähnt diese Stelle bereits 1857 (F. v. Hauer, Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino, p. 303).

⁴⁾ Siehe Alpenvereinskarte!

⁵⁾ Die Echerntalverwerfung ist nichts anderes als die p. 136 beschriebene vorgosaische Plankensteinverwerfung, die im Tertiär neuerdings auflebt. Die 700—800 m Sprunghöhe, die die Oberkante der Dachsteinkalke am Himberkogel und Hierlatz trennen (Profil VIII) setzen sich aus einem vorgosaischen Anteil von 100—200 m und einem nachgosaischen von etwa 600 m zusammen. Die Echerntalverwerfung wird bereits 1857 von E. Sueß (F. v. Hauer, Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino, p. 300) beschrieben.

sprunghöhe von 850 m Höhe ergibt. Dadurch erklärt sich die gigantische Westwand des Hierlatz sowie die Erscheinung, daß die Hierlatzschichten am Hierlatz um etwa 1000 m höher liegen als auf der Mitterwand. Gegen den hinteren Gosausee zu scheint die Sprunghöhe wieder allmählich abzunehmen und daselbst den Betrag 0 zu erreichen.

Diese nachgosauischen Verwerfungen kann man natürlich nicht in gleicher Weise wie die vorgosauischen (p. 138) für isostatische Senkungen im Gefolge der juvavischen Ueberschiebung halten, da deren Bildungszeit von derjenigen des Ueberschiebungsvorganges durch einen Zeitraum von mehreren Millionen Jahren getrennt ist. Hingegen liegt — speziell für die Querverwerfungen — nahe, dieselben als eine isostatische Folgeerscheinung der Sedimentation der Gosauschichten aufzufassen. Denn an jeder dieser Querbrüche ist der westliche, das heißt der dem Becken von Gosau zugewandte Flügel gesenkt. Nun wissen wir aber, daß die etwa dem Plankensteinplateau aufgeladene Gosauserie schon ursprünglich nicht so mächtig war wie diejenige der näheren Umgebung von Gosau, da hier die ganzen Gosauschichten von Angoumien an zur Ablagerung kamen, am Plankensteinplateau hingegen erst das obere Campanien transgredierte. Die Umgebung von Gosau ist daher durch Sedimentation stärker überlastet als das Plankensteinplateau und mußte daher zur Wiederherstellung des isostatischen Gleichgewichtes auch tiefer einbrechen.

Trotzdem erscheint mir diese Hypothese anfechtbar, und zwar aus folgenden Gründen: 1. Weil sich durch dieselbe das Auftreten der Längsbrüche, besonders des Roßalpenbruches und hier wieder vor allem das Vorhandensein einer Blattverschiebung an demselben nicht erklären läßt. 2. Weil sich das System der senkrecht aufeinanderstehenden Längs- und Querbrüche nicht nur über den Teil des Dachsteinplateaus ausdehnt, in welchem Gosauschichten fehlen, sondern ähnliche Bruchsysteme auch aus anderen Kalkplateaus, zum Beispiel dem Steinernen Meer bekannt sind. Man wird wohl daher für die Entstehung dieser Verwerfungen nicht näher verfolgbare Spannungen in der Erdrinde, eventuell auch Strömungen im magmatischen Untergrunde heranziehen müssen, die vielleicht auch eine Störung des isostatischen Gleichgewichtes und einen darauffolgenden Ausgleich verursachten.

3. Ekzembildung.

Schon bei der ersten Kartenaufnahme für die neugegründete geologische Reichsanstalt, die M. V. Lipold im Jahre 1852 im Verein mit H. Prinzinger im Salzkammergute ausführte, war es ersterem aufgefallen, daß die Gips- und Salztone „sich an keine der in den Kalkalpen vorkommenden Formationen binden, sondern mit jeder derselben, von den bunten Sandsteinen angefangen bis zu der höchsten Gruppe der Alpenkalke, den Aptychenschiefeln, ja selbst noch mit Gosaubildungen in Verbindung gefunden werden. Die Salzbergbaue von Hallstatt, Ischl und Aussee gaben in dieser Beziehung die besten

Aufschlüsse. Aus diesen Lagerungsverhältnissen zieht Herr Lipold die Folgerung, daß die Gips- und Salztone sich nicht mehr in ihrer ursprünglichen Lagerung befinden, sondern in noch weichem Zustand durch Druck von unten und von den Seiten aus ihrer ursprünglichen in ihre gegenwärtige Lage gelangten¹⁾“.

Mojsisovics²⁾ schreibt bereits diese eigentümlichen Lagerungsverhältnisse der alpinen Salzlagerstätten mit Recht der von Pošepny³⁾ geschilderten Salinarfaltung zu. Diese Salinarfaltung wurde in neuester Zeit von R. Lachmann an den Salzlagerstätten von Norddeutschland genau studiert, wo er die Salzstöcke, welche ungestörte Schichten wie ein Eruptivstock durchbrechen, als „Ekzeme“ bezeichnet und annimmt, daß deren Bildung durch dem Salzkörper selbst innewohnende, „autoplastische“ Kräfte erfolgt. Lachmann⁴⁾ weist auch bereits auf das Vorkommen von Reihenekzemen im Salzkammergut hin und tatsächlich lassen sich viele Eigentümlichkeiten der alpinen Salzlagerstätten sehr gut in diesem Sinne deuten.

Wie auf Profil IV und V dargestellt ist, zieht die Hallstätter Entwicklung, die auf der Südseite unter dem Plassen verschwindet und auf dessen Nordseite wieder erscheint, nicht ununterbrochen unterhalb des Plassenkalkes hindurch, sondern ist hier durch das wie ein Eruptivstock bis an die Basis des Plassenkalkes vordringende Haselgebirge unterbrochen. Nur der schon erwähnte, von Hořinek entdeckte winzige Liasrest trennt an einer Stelle noch das Haselgebirge von dem überlagernden Plassenkalk (Profil VI).

Dieses Vordringen des Haselgebirges bis an den Plassenkalk zeigen nicht nur die Tagesaufschlüsse in ausgezeichneter Weise sowohl an der Westseite des Plassen (Roßalpe) als an der Ostseite (Salzberg) (Profil IX), sondern auch mit vollständiger Sicherheit die Aufschlüsse im Bergwerk. Vom tiefsten Stollen, dem Franz-Josef-Stollen in 735 m Meereshöhe an bis zum zweithöchsten, dem niederen Wasserstollen in 1181 m Höhe liegen sämtliche Stollen, von den Einschlüssen abgesehen, ausnahmslos im Haselgebirge. Nur der höchste, der hohe Wasserstollen, der nur 46 m über dem niederen Wasserstollen liegt, verläuft vollständig im Plassenkalk⁵⁾ (Profil IX).

Eine Eigentümlichkeit, die dem Hallstätter Haselgebirge ebenso wie allen anderen Salzstöcken der Nordalpen zukommt, ist die Führung von Einschlüssen jüngerer Gesteine. So trifft man auf dem Herrisch-Ablaß einen allseits von Haselgebirge umschlossenen Block grauen Hallstätter Kalkes mit Ammoniten, der vollständig dem Kalk

¹⁾ Jahrb. der Geol. R.-A. Bd. IV (1859), p. 433.

²⁾ E. v. Mojsisovics, Erläut. zur geologischen Spezialkarte Ischl und Hallstatt, p. 6.

³⁾ F. Pošepny, Studien aus dem Salinargebiete Siebenbürgens. Jahrb. der Geol. R.-A. 1871.

⁴⁾ R. Lachmann, Ekzeme als geologische Chronometer. Monatsber. der Deutsch. geol. Gesellsch. 1912, p. 556.

⁵⁾ Vergleiche auch die Profile bei A. R. Schmidt, Ueber den Aufschluß des Salzlagers zu Hallstatt. Oest. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, 1873, p. 86 und bei A. Aigner, Der Salzbergbau in den österreichischen Alpen. Berg- u. hüttenmännisches Jahrb., Wien 1892, Taf. III, Fig. 3.

des Steinbergkogels gleicht und sicherlich von diesem losgerissen wurde. Nach A. R. Schmidt¹⁾ liegen Blöcke von Plassenkalk im Schillerschacht und im Maria-Theresienstollen.

Der bedeutendste aber dieser Einschlüsse ist die „Zentrale Einlagerung“, eine schief von Süd heraufreichende Masse, welche oben und an den Seiten von Haselgebirge umgeben ist; daß sie auch von Haselgebirge unterlagert wird, ist zwar, da die Grubenaufschlüsse nicht so tief reichen, nicht unmittelbar zu beobachten, aber nach der ganzen Situation äußerst wahrscheinlich.

Die Gesteine der zentralen Einlagerung, deren Umfang auf der geologischen Karte eingetragen ist und welche vom Franz-Josef-Stollen (762 m) bis zum Josefstollen (994 m) reicht, sind die folgenden:

1. Ein hellgrauer bis weißer Kalk, der stellenweise gänzlich in eine Breccie aufgelöst ist, welche durch Haselgebirge verkittet erscheint. Nach seiner petrographischen Beschaffenheit kann dieser Kalk sowohl tirolischer Dachsteinkalk sein, als mit dem hellgrauen Hallstätter Kalk des Steinbergkogels verglichen werden. Stellenweise treten Crinoiden auf, wodurch eine Aehnlichkeit mit dem Crinoidenkalk des Steinbergkogelgipfels entsteht. Rötliche Kalkpartien habe ich nirgends gesehen.

2. Heller bis dunklergraue Fleckenmergel. Die helleren Partien, welche beim Wrbnaschurfe eine in der Sammlung der Geologischen Reichsanstalt liegende aus unbestimmbaren Bivalven und Ammonitenresten bestehende Fauna geliefert haben, sind wohl als Zlambachmergel²⁾, die dunkleren als Liasfleckenmergel anzusprechen.

Die ganze zentrale Einlagerung ist also offenbar eine der Scholle des Steinbergkogels ähnliche, aber allseits von Haselgebirge umschlossene Scholle von juvavischer Trias³⁾.

Nach diesen Lagerungsverhältnissen bietet die Plassengruppe zweifellos ein Bild, welches vollständig einem „Reiheneckzem“ im Sinne Lachmanns entspricht.

Man vergleiche etwa die hier vorliegenden Profile IV—VII mit denjenigen, welche Lachmann⁴⁾ durch das Reiheneckzem des oberen

¹⁾ A. R. Schmidt, l. c. p. 81.

²⁾ Es ist das offenbar das von A. Horžinek aufgefundene Material (siehe E. v. Mojsisovics, Verhandl. der Geol. R.-A., 1869, p. 13). E. Kittl (Exkursionsführer, p. 72) erwähnt neben „Zlambachkalk“ auch „Reichenhaller Kalk“ aus der zentralen Einlagerung. Letzterer ist jedoch sicherlich nur eine dem Liasfleckenmergel eingelagerte dunkle Kalkbank.

³⁾ Bei meinen Untersuchungen in der Grube gewann ich zuerst den Eindruck, daß der helle Kalk der zentralen Einlagerung als tirolischer Dachsteinkalk, der Fleckenmergel als tirolischer Liasfleckenmergel aufzufassen ist und daher die ganze zentrale Einlagerung eine bei der Ekzembildung aus dem tirolischen Untergrunde emporgerissene Scholle darstellt, was in den Profilen VI und IX auch zur Darstellung gebracht wurde. Da mir das obenerwähnte Material aus den Zlambachschiechten des Wrbnaschurfes, welches mich zu der Ansicht bekehrte, daß es sich hier um eine juvavische Scholle handelt, leider erst zu einer Zeit bekannt wurde, als die Profiltafel bereits gedruckt war, konnten die Profile VI und IX nicht mehr geändert werden; der Tafelerklärung zu Tafel XV wurde daher eine entsprechende Berichtigung angefügt.

⁴⁾ R. Lachmann, Ekzeme als geologische Chronometer. Zeitschr. der Deutschen geolog. Gesellschaft, Bd. 64 (1913), p. 561, Fig. 5.

Allertales gibt. In dem untersten der 3 Profile Lachmanns unterbricht ein im Querschnitt annähernd quadratischer Salzkörper von etwa 1 km Breite und Höhe den Buntsandstein und Muschelkalk; in unseren Profilen eine Haselgebirgsmasse von fast genau gleicher Form und gleicher Größe die alpine Trias der juvavischen Deckscholle. In beiden Fällen wird das Hangende des Ekzems von jüngeren Gesteinen gebildet als dasjenige der Salzlagerstätte außerhalb des Ekzems: im Allertal liegt außerhalb des Ekzems Buntsandstein, über dem Ekzem Keuper im unmittelbaren Hangenden des Zechsteinsalzes, in der Plassengruppe erscheint außerhalb des Ekzems anisischer Dolomit, über dem Ekzem Plassenkalk als unmittelbare Hangendschichte des Haselgebirges. Im Allertal ist das Salzlager im Ekzem etwa zehnmal so mächtig wie außerhalb desselben, in der Plassengruppe besteht derselbe äußerst scharfe Kontrast in der Mächtigkeit zwischen dem Haselgebirge unterhalb des Klauskogels und unter dem Plassen (Profile IV und IV a); wir können in beiden Fällen unmöglich annehmen, daß diese Mächtigkeitsunterschiede primär sind, sondern müssen sie auf spätere Verlagerungen der Salzmassen zurückführen. In der Plassengruppe wird das Ekzem auf der einen Seite von einer Verwerfung (Roßalpenbruch) begrenzt, im Allertal ist dasselbe der Fall.

Ist es nun möglich, das in der Plassengruppe vorliegende Bild durch rein tektonische Kräfte zu erklären? Sueß¹⁾ und Aigner²⁾ deuteten das Hervorquellen der Haselgebirgsmasse am Hallstätter Salzberge als Antiklinale — davon kann jedoch in unserem Falle keine Rede sein, denn die Plassengruppe besitzt, wie die Profile zeigen, im Gegenteil einen synklinalen Bau. Man müßte daher, um die Lagerungsform rein tektonisch zu erklären, annehmen, daß beim juvavischen Ueberschiebungsvorgange in der Plassengruppe das die Basis der Schubmasse bildende Haselgebirge an einigen Stellen (zum Beispiel der Südseite des Plankensteinplateaus Profil II—IV) gänzlich ausgequetscht wurde, unterhalb des Plassen hingegen eine gewaltige Anschoppung erfahren hat. Daß solche Vorgänge möglich sind, ist nicht zu bestreiten; es wäre im Gegenteil höchst merkwürdig, wenn nach einem so intensiven Ueberschiebungsvorgang, wie es die juvavische Deckenbildung ist, das plastische Haselgebirge an der Basis der Schubmasse noch überall in gleicher Mächtigkeit angehäuft wäre. Trotzdem wäre es merkwürdig, wenn sich gerade unter der schweren Masse des Plassen, deren allmähliches Einsinken in das Haselgebirge noch heute zu beobachten ist (p. 153), das Haselgebirge in solcher Mächtigkeit und in einer Weise angehäuft hätte, daß man den Eindruck erhält, es habe sich aus allen Richtungen nach diesem Punkte hin konzentriert! Es scheint mir daher doch wahrscheinlich, daß bei der Bildung dieser eigentümlichen Lagerungsform neben tektonischen auch autoplastische Kräfte wirksam waren; für auf-

¹⁾ E. Sueß in F. v. Hauer, Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau nach Duino. Sitzungsberichte der kais. Akademie der Wissenschaften, Wien, 1857.

²⁾ A. Aigner, Der Salzbergbau in den österr. Alpen. Berg- u. hüttenmännisches Jahrb., Wien, 1892, Taf. III, Fig. 1.

steigende Kräfte im Salzkörper sprechen insbesondere die aus dem Untergrunde passiv mitgerissenen Schollen (Werfener Schiefer nördlich der zentralen Einlagerung, Profil VI.)

Allerdings bestehen auch Einwände gegen diese Auffassung. So ist das Haselgebirge allerdings kein so reiner Salzkörper wie die Zechsteinsalze, sondern besteht aus einem Gemenge von Salz, Anhydrit und Ton; aber der Salzgehalt ist immerhin ein so hoher (nach A. R. Schmidt 65%—70%, nach J. v. Buschmann 60%—62%¹⁾), daß das Auftreten autoplastischer Kräfte möglich wäre. Ferner zeigt der Salzstock nicht die schön entwickelte Kleinfaltung (stehende Falten etc.), welche nach Lachmann²⁾ für die Ekzeme charakteristisch ist, sondern bietet meist, wie bereits p. 58 ausgeführt wurde, das Bild einer Breccie mit wirr durcheinandergeworfenen Brocken. Das ist jedoch nicht zu verwundern, da die Salzmassen im Gegensatze zu den norddeutschen Zechsteinsalzen vor der Ekzembildung eine äußerst intensive tektonische Zertrümmerung erfahren haben (p. 58). Schließlich fehlt dem Salzstock der Plassengruppe ein typisch entwickelter, für die norddeutschen Ekzeme charakteristischer „Salzspiegel“ mit dem darüber befindlichen Gipshut³⁾. Doch auch dies ist zu verstehen, wenn man die verschiedene Lage der alpinen und außer-alpinen Ekzeme in Betracht zieht. Letztere liegen durchwegs im Tieflande, die obere Grenze der Ekzeme 100—200 m⁴⁾ unter dem heutigen Meeresspiegel; die Wässer dringen hier stets von oben ein, der Salzspiegel, d. h. die Fläche, an der sich Salzauftrieb und -auflösung das Gleichgewicht halten, muß daher eine der Erdoberfläche parallele, horizontale Ebene sein. Anders im Salzkammergute. Hier liegen die Salzstöcke in größerer Meereshöhe, z. B. in unserem Falle hoch über den Tälern. Es werden daher nur die in dem Plassenkalke angesammelten Wässer von oben her in den Salzstock einzudringen trachten, die im Hallstätter Kalk des Someraukogels hingegen von der Seite. Der Salzstock des Hallstätter Salzberges wird infolgedessen nicht nur oben einen Gipshut tragen, sondern allseits durch einen Mantel von ausgelaugtem Haselgebirge umgeben sein, das kein Salz, sondern nur Gipsbrocken führt. Das dies tatsächlich der Fall ist, wurde p. 55 gezeigt.

Es erhebt sich nun die Frage: Wann und aus welchen Ursachen ist das Salzekzem gerade an dieser Stelle entstanden? Da möchte ich nun zunächst vor einer Ueberschätzung der autoplastischen Kräfte warnen. So könnte z. B. jemand, um entweder die Haugsche Fensterhypothese oder die Mojsisovicssche Kanaltheorie zu retten, die Behauptung aufstellen, der Salzauftrieb hätte die ursprünglich unter dem Dachsteinkalke befindliche Hallstätter

¹⁾ A. R. Schmidt, Ueber den Aufschluß des Salzlagers bei Hallstatt. Oesterr. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen, 1873, p. 81. — J. O. Freiherr von Buschmann, Das Salz. I. Bd., p. 243.

²⁾ R. Lachmann, Der Salzauftrieb. 2. Folge, p. 53—83.

³⁾ Immerhin finden sich in den höchsten Stollen (nied. Wasserstollen 1181 m und Tollingerberg 1147 m) nach R. A. Schmidt (Ueber den Aufschluß des Salzlagers zu Hallstatt. Oesterr. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen, 1873, p. 81) Gipslager zwischen dem Haselgebirge und dem Kalk, die man als einen schwach entwickelten Gipshut auffassen kann.

⁴⁾ R. Lachmann, Der Salzauftrieb. 3. Folge, p. 95.

Decke samt der daraufliegenden Dachsteindecke oder die zwischen den Dachsteinkalken im Berchtesgaden—Hallstätter Kanal abgelagerten Hallstätter Gesteine allein so hoch emporgehoben, daß es gegenwärtig den Eindruck erweckt, die Hallstätter Gesteine säßen als Deckscholle auf dem Dachsteinkalk. Wie bereits an anderer Stelle (p. 121) gezeigt wurde, müßten bei Annahme der Haugschen Vorstellung die Verwerfungen, welche die gehobene Scholle begrenzen, eine Sprunghöhe von 2700 *m*, bei Annahme der Mojsisovicsschen Kanaltheorie eine solche von 2100 *m* besitzen. Darauf ist zu entgegnen, daß zwar der Salzauftrieb, wie Lachmanns Profile¹⁾ zeigen, imstande ist, die Hangendschichten etwas emporzuwölben; aber die Hebung einer 2700 *m* mächtigen Hangendecke von Gesteinen um den Betrag ihrer eigenen Mächtigkeit oder auch nur einer etwa 1000 *m* mächtigen Schichtplatte (Hallstätter Entwicklung + Plassenkalk) um 2100 *m* kann man dem Salzauftrieb unmöglich zumuten, besonders wenn man bedenkt, daß die Salzmassen des Salzkammergutes unvergleichlich kleiner und viel weniger rein sind als die Zechsteinsalzlager.

Um nun das Alter der Ekzembildung festzustellen, so müßte man zunächst nach Analogie mit dem früher angeführten Ekzem des oberen Allertaales annehmen, daß sich die Ekzembildung in der Plassengruppe vor Ablagerung des mittleren Lias, beziehungsweise des Oberjura vollzog, da in der Plassengruppe der Mittellias, beziehungsweise der Plassenkalk, über das Ekzem transgredieren. Ein so hohes Alter des Ekzems halte ich für ausgeschlossen; denn dann müßte das Ekzem den juvavischen Deckenschub mitgemacht haben, und es ist wohl unmöglich, daß ein so veränderliches Gebilde wie ein Ekzem bei einer Ueberschiebung, die doch eine so weitgehende mechanische Inanspruchnahme des Gesteines zur Folge hat, unversehrt über größere Strecken transportiert werden kann, ohne völlig ausgequetscht zu werden. Außerdem würde die Schichtlücke an der Basis des Plassenkalkes dadurch gar nicht erklärt, denn auch außerhalb des Ekzemes liegt dieser bei der Schreyeralm (Profil III) und der Schiechlinghöhe (Profil IV) unmittelbar auf Muschelkalk.

Wir müssen vielmehr nach dem frischen Erhaltungszustande des Ekzemes annehmen, daß dasselbe ein junges, nachtektonisches Gebilde ist.

Hingegen ist es gar nicht unwahrscheinlich, daß hier auch vor der Ueberschiebung Ekzeme bestanden haben, wodurch sowohl die Lückenstratigraphie²⁾ als die starke tektonische Zerrüttung der Deckscholle wenigstens teilweise eine Erklärung finden kann; diese älteren Ekzeme aber wurden bei dem Ueberschiebungsakte vollständig vernichtet.

Auf welche der von Lachmann³⁾ geschilderten Typen ist nun das heute vorliegende, nach der Ueberschiebung entstandene Ekzem

¹⁾ R. Lachmann, Ekzeme als geologische Chronometer, p. 554, 1. u. 2. Fall.

²⁾ Vgl. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördl. Kalkalpen etc. II. Teil, p. 476, 477.

³⁾ R. Lachmann, Ekzeme als geologische Chronometer. Monatsber. der Deutschen Geol. Gesellschaft, 1912, Fig. 1, p. 554, 555.

zurückzuführen? Die Ekzeme sind an „Schwächezonen“¹⁾ ihrer Deckschichten geknüpft; welcher Art ist nun die hier vorliegende Schwächezone?

Der Fall 1, nämlich Erosion, kann hier für den ersten Ansporn zur Ekzembildung nicht in Betracht kommen, da sich das Ekzem ja gerade an der Stelle befindet, die die Erosion verschont hatte — nämlich unterhalb des Plassen. Noch weniger paßt Fall 2, denn ein Sattel ist hier nicht vorhanden, sondern im Gegenteil eine WO streichende Mulde.

Fall 3 trifft hier jedenfalls zu; denn wir sehen, wie das schmale, in der W—O-Richtung langgestreckte Ekzem im wesentlichen dem Roßalpenbruch (Gosau — Roßalpe — Dammhöhe — Rudolfsturm) folgt. Auch die Grubenaufschlüsse haben gelehrt, daß sich das Salzlager nicht so sehr unter der Hauptmasse des Plassen, sondern vielmehr unter dessen Südwand, also nahe der Verwerfung gegen Westen erstreckt. Die Fortführung des Bergbaues vollzieht sich daher weniger in der Hauptschächtricht, gegen W 30° N, sondern vielmehr in südlich anschließenden Kehren unterhalb des Lahngangkogels genau gegen Westen, da man in der Hauptschächtricht, die fast genau unter den Plassengipfel hineinführt, wenigstens in den höheren Stollen bereits die Salzgrenze erreicht hat.

Der mehr rundliche Teil des Ekzemes im Osten des Plassen in dem in erster Linie der Bergbau betrieben wird, ist jedenfalls durch Erosionseinfluß erst weiter ausgebildet und erst dann vollendet worden, als die östliche Fortsetzung der Plassenmasse zum großen Teil weggeräumt war. Denn die Grenzfläche zwischen Haselgebirge und Plassenkalk fällt am Ostfuß des Plassen nach Westen ein (Profil IX) — in den höheren Stollen wird die Salzgrenze früher erreicht als in den tieferen²⁾. Auch ist das übergreifende Ansteigen des Haselgebirges über den Steinbergkogel, das Mojsisovics³⁾ erwähnt und Kittl⁴⁾ in einem Profil darstellt, so leichter erklärlich. Der Steinbergkogel braucht keine überstürzte Scholle zu sein.

Wir haben es also hier mit der Kombination eines durch Verwerfung und Erosion bedingten Ekzemes zu tun. Auch Störungen der umgebenden Schichten wurden durch die Ekzembildung hervorgerufen. So ist z. B. die junge nachgosauische Aufrichtung der Hohen Scheibe (p. 139) und der Hornsteinkalke der Kleinen Scheibe (Profil III) höchstwahrscheinlich eine Folge des Ekzems beim Strennhag. Auch die leichte Faltung der Schreyeralmschichten bei der Schreyeralm (Profil III), in die der Plassenkalk nicht einbezogen ist, ist vielleicht

¹⁾ R. Lachmann, Der Salzauftrieb. 3. Folge, p. 104.

Auch Ampferer hat darauf hingewiesen, daß das Aufsteigen der Salzmassen an solchen Stellen der Erdrinde erfolgen muß, welche durch eine „Kerbe“ verletzt sind (Ueber die Bedeutung von Kerben für den Verlauf tektonischer Gestaltungen. Verh. der Geol. R.-A., 1919, p. 143).

²⁾ Siehe die Profile bei A. R. Schmidt (Oesterr. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen, 1873, p. 86) und bei A. Aigner (Berg- und hüttenmänn. Jahrb. 1892, Taf. III, Fig. 3).

³⁾ E. v. Mojsisovics, Erläut. zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 23.

⁴⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, Fig. 4, p. 77.

durch den vom Ekzem bei der Roßalpe und am Strennhag ausgeübten Horizontaldruck bewirkt.

Das aufsteigende Ekzem übt eine Art ansaugender Wirkung auf den Untergrund aus, so daß die Werfener Schiefer nördlich der „zentralen Einlagerung“ (Profil VI) aufsteigen konnten; ähnliche Fälle sind auch aus dem Berchtesgadener Salzlager bekannt. Auch die von G. Geyer¹⁾ beschriebenen Einschlüsse von jurassischem Crinoidenkalk und Radiolarit im Haselgebirge des Auermahdsattels südlich vom Grundlsee können meiner Ansicht nur als vom tirolischen Untergrunde dieses an der Basis der juvavischen Deckscholle des Ressen befindlichen Haselgebirges emporgerissene Schollen gedeutet werden (Vgl. p. 162).

Uebrigens dürfte das Empordringen des Haselgebirges östlich vom Plassen nicht ausschließlich aktiv durch Ekzembildung hervorgerufen, sondern auch durch passive Emporpressung des Salztons begünstigt sein, da der Plassenkalk in dem plastischen Ton in unmittelbarer Nachbarschaft langsam einsinkt und diesen daher an anderer Stelle herauspreßt. Daß der Plassenkalk tatsächlich noch heute in sinkender Bewegung ist, beweisen nicht nur die von den Bergleuten gemachten Beobachtungen, daß die unterhalb des Plassen befindlichen Stollen außerordentlich rasch zusammengedrückt werden, sondern auch die Erscheinung, daß in dem unmittelbar auf Haselgebirge gelagerten südlichen Teil des Plassen Bergstürze und Steinschläge in ungewöhnlich intensiver Weise vor sich gehen — das riesige Schuttfeld auf der Südseite des Plassen, das so viele interessante Aufschlüsse verhüllt, ist Zeuge davon.

4. Der Melaphyr.

Der interessanteste und am häufigsten erwähnte Einschuß im Haselgebirge ist jedenfalls der von Hauer²⁾ beschriebene Melaphyr. In der größeren Ausdehnung ist der Melaphyr in den südlich der Hauptschachtricht aufgeschlossenen Stollen: Nadasykehr und Walachkehr aufgeschlossen, auf der Nuskokehr liegt ein kopfgroßer Block, der sich durch seine auffallend hellgrüne Farbe auszeichnet, während sich am Tage nur nächst des Wilhelmschachtes nördlich der Hauptschachtricht äußerst dürftige, schlecht aufgeschlossene Spuren finden. Es ist deshalb nicht wahrscheinlich, daß die Vorkommnisse in der Grube und auf der Erdoberfläche miteinander im Zusammenhang sind, weil der Melaphyr nirgends auf der dazwischenliegenden Hauptschachtricht angefahren wurde und daher auch in dem Längsprofil IX, welches der Hauptschachtricht folgt, nicht eingetragen werden konnte.

¹⁾ G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee. Jahrb. der Geol. R.-A. 1915, p. 204 (28).

²⁾ F. v. Hauer, Melaphyr von Hallstätter Salzberg. Verhandl. der Geol. R.-A. 1879, p. 252. — C. v. John, Melaphyr von Hallstatt. Verhandl. der Geol. R.-A. 1884, p. 76. — H. Gerhart, Ueber den Melaphyr von Hallstatt. Tschermaks mineral. und petrogr. Mitteil. 1907, p. 253—254. — R. v. G 6 r g e y, Ueber alpine Salzgesteine. Sitzungsber. der kais. Akad. der Wissensch. Bd. CXXIII (Wien 1914), p. 940.

Auch die außerordentliche Zertrümmerung und Zersetzung des Melaphyrs an der Grenze gegen das Haselgebirge, die bereits Hauer beschreibt und das Vorkommen von isolierten Melaphyrblöcken im Haselgebirge in der Umgebung der Hauptmasse des Melaphyrs spricht dafür, daß auch die Hauptmasse des Melaphyrs selbst an der Nadasdy- und Walachkehr nur ein losgerissener, riesiger Block ist (der aber immerhin noch lange nicht die Größe der zentralen Einlagerung zu besitzen braucht.)

Es ist also dieser Melaphyr kein das Haselgebirge durchsetzender Gang; man könnte aber annehmen, daß es sich um mehrere von einem in der Tiefe, unterhalb des Haselgebirges anstehenden Gänge bei der Ekzembildung losgerissene Trümmer handelt. Dieser Melaphyrgang wäre am Roßalpenbruch emporgedrungen; dagegen aber spricht, daß der Melaphyr dann tertiären Alters wäre, Melaphyre aber bereits in den Gosaugeröllen vorkommen¹⁾. Es ist daher wahrscheinlicher, daß diese Melaphyrtrümmer bei der Ueberschiebung aus der Wurzelregion mitgebracht wurden; welche ich mit Hahn²⁾ unmittelbar südlich an die tirolische Zone am Südrand der Kalkalpen anzuschließen geneigt bin. In diesem Falle könnte der Melaphyr mit den von Kober³⁾ und Ampferer⁴⁾ beschriebenen Porphyrschollen in den Werfener Schieferen der östlichen Nordalpen verglichen werden.

Auf keinen Fall kann man dem Hallstätter Melaphyr so bedeutende Wirkungen auf das Haselgebirge zuschreiben, wie es Aigner getan hat (p. 57).

5. Der Haselgebirgsstreifen westlich vom Rudolfsturm (Profile VIII, IX).

Zu den morphologisch und tektonisch merkwürdigsten Stellen der Plassengruppe gehört der bereits erwähnte, in dem zwischen senkrechten Dachsteinkalkwänden tief eingesenkten Tal des Mühlbaches gelegene Haselgebirgsstreifen, auf dem sich die tieferen Berghäuser des Hallstätter Salzberges erheben⁵⁾. Dieses Tal bricht beim Rudolfsturm plötzlich etwa 360 m über dem Spiegel des Hallstätter Sees ab, der Mühlbach stürzt in einem Wasserfall über den Steilabsturz zum See hinab. Diese Erscheinung ist dadurch bedingt, daß das Haselgebirge im Osten durch eine Barre von Dachsteinkalk gegen das Seebecken abgesperrt ist (Profil IX). Dieser Dachsteinkalk setzt den sogenannten „Hallberg“ zusammen, auf dem sich der Rudolfsturm erhebt.

¹⁾ Vgl. O. Ampferer und Th. Ohnesorge, Ueber exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen. Jahrb. der Geol. R.-A. 1909, p. 328. — O. Ampferer, Vorläufiger Bericht über neue Untersuchungen der exotischen Gerölle und der Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Sitzungsber. der kais. Akad. der Wissensch. (Bd. 125). Wien 1916, p. 220. Aus den Gosaukonglomeraten des Salzkammergutes kenne ich allerdings weder Melaphyr- noch Porphyrgerölle.

²⁾ F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen etc. II. Teil, p. 478.

³⁾ L. Kober, Ueber die Tektonik der südlichen Voralpen des Schneeberges und der Rax. Mitteil. der Wiener Geol. Gesellsch. 1909, p. 499.

⁴⁾ O. Ampferer, Sitzungsber. der Wiener Akad. 125. Bd. (Wien 1916), p. 224.

⁵⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, Photographie, p. 81.

Die Dachsteinkalkwände zu beiden Seiten des Tales zeigen im allgemeinen flache Schichtlage (Profil VIII), während der den Haselgebirgsstreifen im Osten maskierende Dachsteinkalk des Hallberges im oberen Teil 50—60° OSO fällt¹⁾, im unteren aber nur etwa 15° O geneigt ist, wie man bei einem Aufstieg von Hallstatt zum Rudolfsturm deutlich sieht (Profil IX). Es scheint sich also der Dachsteinkalk im Hangenden des Haselgebirges zu befinden. Daß diese Stellung des Dachsteinkalkes aber nur eine scheinbare ist, geht aus den Beobachtungen hervor, die man bei der Anlage des Franz-Josefs-Stollens machen konnte. Gegenwärtig ist allerdings der äußere Teil des Franz-Josef-Stollens fast ganz verzimmert, so daß eine Nachprüfung der Lagerungsverhältnisse nicht möglich ist, aber es liegen die während des Baues des Stollens gemachten, von sehr genau gezeichneten Profilen begleiteten Beobachtungen A. Hořineks²⁾ vor. Auf Grund der Hořinekschen Profile wurden dann die Längsprofile durch den Hallstätter Salzberg gezeichnet, die sich bei A. R. Schmidt³⁾, F. v. Hauer⁴⁾, H. Commenda⁵⁾ und E. Kittl⁶⁾ finden.

Die Aufschlüsse bei der Anlage des Franz-Josef-Stollens haben nun folgendes ergeben: Der Stollen führt vom Mundloch 167 m durch den Dachsteinkalk des Hallberges, bis der Kontakt gegen das Haselgebirge erreicht wird. Da aber die Kontaktstelle zwischen Dachsteinkalk und Haselgebirge an der Erdoberfläche hinter dem Rudolfsturme um etwa 55 m weiter östlich liegt als im Stollen, so ergibt sich, daß die Kontaktfläche zwischen Haselgebirge und Dachsteinkalk auf der Strecke Rudolfsturm-Franz-Josef-Stollen unter einem mittleren Winkel von etwas über 60° WNW, also bergwärts einfällt. (Profil IX.) Da aber nach dem Profile Hořineks⁷⁾ die Kontaktfläche im Stollen etwa 45° bergwärts fällt, ist es wahrscheinlich, daß die Kontaktfläche hinter dem Rudolfsturme fast vollständig vertikal steht, sich jedoch in der Tiefe allmählich flacher legt und sich der westwärts gerichtete Fallwinkel unterhalb des Franz-Josef-Horizontes noch weiter ermäßigt. Wenn man mit diesem steil westwärts gerichteten Einfallen der Kontaktfläche das oben erwähnte steile Ostfallen der Dachsteinkalke vergleicht, welches auch im Stollen bis nahe an den Kontakt zu beobachten ist und nach Hořinek⁸⁾ sogar gegen innen etwas flacher

¹⁾ Auf dem Kittlschen Profil, Fig. 3, p. 78, ist das Einfallen des Dachsteinkalkes unrichtig gezeichnet, er fällt gerade nach der entgegengesetzten Richtung. Vgl. damit das Profil Hořineks (Verhandl. der Geol. R.-A. 1871, p. 254).

²⁾ A. Hořinek, Ueber die im Kaiser-Franz-Josef-Stollens zu Hallstatt gemachten Gebirgsaufschlüsse. Verhandl. d. Geol. R.-A. 1870, p. 76—78. — A. Hořinek, Ueber den gegenwärtigen Stand der neuen Aufschlußarbeiten im Hallstätter Salzberg. Verhandl. der Geol. R.-A. 1871, p. 254—255.

³⁾ A. R. Schmidt, Ueber den Aufschluß des Salzlagers zu Hallstatt. Oest. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen 1873, p. 88.

⁴⁾ F. v. Hauer, Die Geologie und ihre Anwendung etc. Wien 1875, p. 352.

⁵⁾ H. Commenda, Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. 58. Jahresbericht (1900) des Museums Francisco-Carolinums in Linz, p. 48.

⁶⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 73, Fig. 3.

⁷⁾ A. Hořinek, Verh. der Geol. R. A. 1870, p. 78.

⁸⁾ Nach Verh. der Geol. R.-A. 1870, p. 78, fällt der Dachsteinkalk 80 m vom Mundloch des Stollens 70°, 125 m vom Mundloch (42 vor dem Kontakt mit dem Haselgebirge) hingegen 45° gegen Osten ein.

wird, und andererseits den Umstand in Betracht zieht, daß das nun folgende Haselgebirge annähernd parallel mit der Kontaktfläche 50—70° gegen Westen einfällt, so ergibt sich hieraus mit voller Sicherheit, daß sich das Haselgebirge nicht im Liegenden des Dachsteinkalkes befinden kann, sondern demselben mit einer annähernd senkrecht auf dessen Schichtflächen stehenden Dislokationsfläche aufgeschoben ist, welche die Gestalt einer „listrischen Fläche“¹⁾ besitzt. Diese Annahme findet weitere Stützen in den von Hořinek gemachten Beobachtungen, die ich, soweit es die heute noch sichtbaren Aufschlüsse im Stollen erlauben, vollständig bestätigen kann. Das unmittelbar mit dem Dachsteinkalk in Kontakt tretende Gestein sind nämlich „schwarze, von Rutschflächen durchzogene, graphitisch glänzende Tone, die der Salzbergmann . . . des in die Augen springenden Glanzes wegen ‚Glanzschiefer‘ nennt“²⁾, in welcher zahlreiche Blöcke von Dachsteinkalk³⁾ eingebettet sind. Das Grenzgestein zwischen Dachsteinkalk und Haselgebirge ist also zweifellos ein Mylonit, welcher sich mit dem „Salzmylonit“ Lachmanns⁴⁾ vergleichen läßt.

Beim weiteren Vortrieb des Stollens traf man nach Hořinek folgende Schichten an:

1. Schwarzer Glanzschiefer (Mylonit)	0—15 m ⁵⁾
2. Eine Lage roten, glimmerführenden Mergeltones (Werfener Schiefer)	15 „
3. Dunkler Ton mit Gips- und Salzschnürchen	16—39 „
4. Eine Lage Anhydrit, 1½ m mächtig, W fallend	40 „
5. Rote, glimmerige Mergeltonen (Werfener Schiefer), anfangs 50°, tiefer drinnen 71° W fallend, in welche mehrere Bänke eines lichtgrauen, glaukonitischen von Gipsschnüren durchzogenen Quarzsandsteines eingeschaltet sind ⁶⁾	40—172 „
6. Anhydrit mit Lagen eines dunklen, bituminösen Kalkes	173—222 „
7. Haselgebirge, anfangs arm, später reicher an Salz	ab 223 „

Diese Schichtfolge ist offenbar derart zu denken, daß von den auf den tirolischen Dachsteinkalk des Hallberges aufgeschobenen juvavischen Gesteinen der skythischen Stufe zwei basale Schuppen abgespalten wurden, von welcher die untere nur aus mylonitisiertem Haselgebirge (1), die obere aus einer dünnen Lage Werfener Schiefer, ausgelaugtem Haselgebirge und Anhydrit besteht (2—4), während die Hauptmasse der juvavischen Gesteine erst mit der etwa 120 m mächtigen Schichtgruppe von Werfener Schiefen (5) einsetzt.

Es ist sehr bemerkenswert, daß der Kontakt zwischen Dachsteinkalk und Haselgebirge bereits zur Zeit der Erbauung des Kaiser-Franz-

¹⁾ E. Sueß, Antlitz der Erde III/2, p. 612.

²⁾ A. Hořinek, Verh. der Geol. R. A. 1870, p. 76.

³⁾ Der größte dieser bei der Ueberschiebung mitgerissenen Blöcke dürfte einen Durchmesser von 6—8 m besitzen, da er nach Hořinek „mit der 90. bis 93. Klafter durchfahren“ wurde.

⁴⁾ R. Lachmann, Analogien zwischen alpiner und salinarer Tektonik. Mitteil. der Wiener Geol. Gesellsch. 1913, Taf. VI.

⁵⁾ Die Maße sind vom Kontakt zwischen Dachsteinkalk und Haselgebirge an gerechnet; vom Mundloch des Stollens an erhöhen sich die Zahlen um 167 m.

⁶⁾ Diese Werfener Schiefer sind auch am Tage, und zwar an dem Fußsteig, welcher dem Mühlbache von der Falkenhaynsperre in der „Hölle“ (F. Simony, Das Dachsteingebiet, Fig. 18, p. 33) bis gegen das Häuerhaus folgt, aufgeschlossen.

Josef-Stollens, also in einer von theoretisch-tektonischen Spekulationen völlig freien Zeit, von bergmännischer Seite in einer der obigen Deutung annähernd entsprechenden Weise aufgefaßt wurde. Hofinek nennt die Kontaktfläche eine „Zerreißungs- oder Berstungsfläche“¹⁾, A. R. Schmidt schreibt im Jahre 1873²⁾: „Vermöge der Richtung ihres Verflächens dürften die genannten Schiefer- und Sandsteinschichten³⁾ dem Liegenden der Salzformation angehören; allein, das zwischen diesen Schichten und dem Dachsteinkalke vorkommende ausgelagte Gebirge würde darauf hindeuten, daß unter den Werfener Schichten noch eine dünne Lage von Haselgebirge sich befinde, mithin der genannte Kalkstein als das wahre Liegende zu betrachten wäre“⁴⁾ und wenige Zeilen tiefer: „und der Ramsauer Schacht nach seinem Eintreffen am Kaiser-Franz-Josef-Horizont aus dem Grunde sistiert werden dürfte, weil derselbe wahrscheinlich noch 300 m unter dem gedachten Horizont abgeteuft werden müßte, damit er die auf dem Hallberger Kalke liegenden⁴⁾ bunten Sandstein- und Mergelschichten erreichen könnte“. Daraus scheint hervorzugehen, daß Schmidt noch für die Gegend des Ramsaerschachtes (nördlich vom Steinbergkogel) eine Unterlagerung des Haselgebirges durch Dachsteinkalk annahm. Es unterliegt keinem Zweifel, daß Schmidt nicht an eine Ueberschiebung des Dachsteinkalkes durch Haselgebirge dachte, sondern letzteres als das stratigraphisch Hangende des Dachsteinkalkes betrachtete. Aber trotzdem ist Schmidts Urteil wertvoll, weil er durch naiv-objektive Beobachtung als erster die Ueberlagerung des Dachsteinkalkes durch Haselgebirge erkannt hat.

Man kann nun den schmalen Haselgebirgsstreifen westlich vom Rudolfsturme als einen tektonischen Graben deuten, welcher bei der tertiären Gebirgsbildung entstanden ist, indem eine schmale Dachsteinkalkpartie samt dem vorgosauisch aufgeschobenen juvavischen Haselgebirge zwischen den Dachsteinkalkmassen des Sieg- und Hühnerkogels (Profil VIII) zur Tiefe sank.

Ich halte es nun für wahrscheinlicher, daß die Einpressung der Haselgebirgspartie zwischen diese Dachsteinkalkmassen nicht so sehr in vertikaler als in horizontaler Richtung erfolgte. Wir müssen hierzu die Umgebung des Haselgebirgsstreifens berücksichtigen.

Der Streifen wird an seinem westlichen Ende vom Schlaipfenmoos-Ebnerbergbruch (p 145, Profil IX) gequert, an welchem der westliche Flügel bedeutend gesenkt erscheint, derart daß der Radiolarit tragende tirolische Dachsteinkalk des Hühnerkogels den Ostflügel, die orographisch beträchtlich tiefer liegenden juvavischen Werfener Schiefer der Sagnöser den Westflügel bilden. Wir sehen nun, daß die zur tirolischen Serie gehörigen Radiolarite an der Westseite des Hühnerkogels 70° OSO unter den Dachsteinkalk, also unter ihre eigene stratigraphische Unterlage, einfallen. Dies deutet auf das Vorhandensein einer OSO—WNW gerichteten Spannung hin, die sich erst nach Ein-

¹⁾ A. Hofinek, Verh. der Geol. R.-A. 1870, p. 76.

²⁾ A. R. Schmidt, Ueber den Aufschluß des Salzlagers zu Hallstatt. Oest. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen 1873, p. 82.

³⁾ Gemeint sind die oben beschriebenen Werfener Schiefer.

⁴⁾ Im Originaltext nicht gesperrt gedruckt.

tritt der Verwerfung dadurch bemerkbar machte, daß der tirolische Dachsteinkalk etwas über die juvavischen Werfener Schiefer überkippt wurde. Bei dem außerordentlich großen Plastizitätsunterschied der Gesteine zwischen beiden Seiten der Verwerfung ist die Erscheinung leicht verständlich. Das Vorhandensein dieser OSO—WNW-Spannung¹⁾ kommt nun auch in dem steilen OSO-Fallen des Dachsteinkalkes beim Aufstieg Hallstatt—Rudolfsturm zum Ausdruck (Profil IX). Dieses steile OSO-Fallen läßt sich im Streichen einerseits nach SSW bis in die Echernwand verfolgen, wo die steil OSO fallende Partie zwischen flacher geneigten Dachsteinkalken auf Aegerters Alpenvereinskarte vorzüglich eingezeichnet ist (oberhalb des Wunderbaldinger-Denkmal), anderseits bis auf den Schneidkogel, wo der Dachsteinkalk am Südgrat dieses Berges in 1480 m Höhe 45° gegen OSO einfällt, wodurch auch das p. 47 beschriebene, tiefere Herabreichen der Jurascholle an der Ostseite des Schneidkogels zu erklären ist.

Die Dachsteinkalkmasse östlich des Schlaipfenmoos-Ebnerbergbruches ist nun in zu diesem senkrechter Richtung (OSO—WNW) von dem Roßalpenbruch und einigen Parallelsprünge durchsetzt.

Es ist nun leicht verständlich, daß das plastische Haselgebirge bei dem Vorhandensein einer OSO—WNW-Spannung in die durch den Roßalpenbruch und Parallelsprünge zerrüttete und vielleicht infolgedessen von Höhlen durchsetzte Partie von Dachsteinkalk von Westen her keilartig eingepreßt werden konnte²⁾.

Der Haselgebirgsstreifen dürfte gegen die Tiefe zu allmählich schmaler werden und schließlich ganz zwischen Dachsteinkalk verschwinden. Leider wurden in dem vorderen Teile des Franz-Josef-Stollens keine Querschläge angelegt, so daß über die Breite des Streifens in der Tiefe keine unmittelbare Beobachtung möglich ist

D. Die Stellung der Plassengruppe in der Regionaltektonik des Salzkammergutes.

1. Fortsetzung der juvavischen Decksholle gegen Westen und Osten.

Gegen Westen verschwindet die juvavische Decksholle der Plassengruppe unter den Gosauschichten des Beckens von Gosau. Daß diese Erscheinung am linken Talhang des Brielgrabens südlich des Roßalpenbruchs (p. 141) in ausgezeichneter, jeden Zweifel ausschließender Weise aufgeschlossen ist, wurde bereits p. 124 gezeigt. Aber auch nördlich des tertiären Roßalpenbruches, der gegenwärtig eine Strecke von $\frac{1}{2}$ km zwischen der vorderen Brielalpe und dem Hofergaben die Grenze zwischen der juvavischen Trias und der Oberkreide des Gosauer

¹⁾ Auffallend ist, daß nach Aigners Beobachtungen die „Kernstriche“ im Haselgebirge nicht senkrecht auf die OSO—WNW-Spannung, sondern WO streichen (p. 59, Fußnote 2). Demnach scheint gegenwärtig wieder ein NS gerichteter Gebirgsdruck vorzuherrschen.

²⁾ Auch Aigner scheint eine ähnliche Auffassung über die Entstehung des Haselgebirgsstreifens gehabt zu haben. (Mittteil. des naturwiss. Ver. für Steiermark, 1901, p. 141.)

Beckens bildet, kann über das Untertauchen des steil N fallenden Hallstätter Riffkalkes des Leutgebkogels unter die gleichfalls N oder NW fallenden Grundkonglomerate der Gosauschichten an seinem nördlichen Fuße kein Zweifel bestehen (Profil I).

Im mittleren Teile des Gosautales zwischen Schusterötz und Gosau stehen die juvavischen Triasgesteine jedenfalls in nur sehr geringer Tiefe unter der Talsohle des Gosautales an. Dies ergibt sich daraus, daß die auf der geologischen Spezialkarte 1 : 75.000 fälschlich als *td* (Hauptdolomit) bezeichnete, kleine Triaspartie südwestlich des Dorfes Gosau in Wahrheit aus einem Riffkalke besteht, der sich, wie ich bereits an anderer Stelle¹⁾ gezeigt habe, am besten mit demjenigen des Leutgebkogels vergleichen läßt.

Von hier an muß man sich 5 km nach Westen begeben, um westlich von Rußbachsag ein Wiederauftauchen der juvavischen Gesteine anzutreffen. Es sind dies die kleinen Partien von anisischem Dolomit an der Straße $\frac{1}{2}$ km unterhalb Rußbachsag und die Haselgebirgspartien zwischen Hinterreut und Heugut, im Trieben- und Elendgraben²⁾. Ferner ist als westliche Fortsetzung der juvavischen Deckscholle der Plassengruppe der sich derzeit infolge der tertiären Zwieselalpenüberschiebung im Hangenden der Gosauschichten befindliche Streifen von Werfener Schieferen, Hallstätter Kalk und Zlambachschichten aufzufassen, der sich vom Nordende des vorderen Gosausees gegen NW bis über die Schönau alpe hinaus verfolgen läßt³⁾.

Als weitere Fortsetzung gegen Westen muß das Haselgebirge im Lammertal bei Zwieselbad⁴⁾ und die aus Hallstätter Kalk bestehende Kuppe der Pailwand (1273 m)⁵⁾ gelten. Nunmehr verschwindet die juvavische Decke neuerdings durch 4 km unter Gosauschichten — die Eintragung von Hallstätter Kalk auf der Thurnhofhöhe und am Scheffkogel in der geologischen Spezialkarte ist irrtümlich⁶⁾ — um erst jenseits Abtenau und Voglau als Lammermasse abermals an die Oberfläche zu treten. Ueber die Zugehörigkeit der Lammermasse zur juvavischen Decke kann nach den Untersuchungen Nowaks⁷⁾ und Hahns⁸⁾ kein Zweifel bestehen.

Während die juvavische Decke, wie eben gezeigt wurde, westlich der Plassengruppe in der Tiefe verschwindet, hebt sie sich

¹⁾ E. Spengler, Der angebliche Hauptdolomit bei Gosau. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1913, p. 615.

²⁾ E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil. Das Becken von Gosau. Sitzber. der Wiener Akad. der Wissensch., Bd. CXXIII (1914), p. 278, 279; Taf. II, Profil I, Taf. I (Karte).

³⁾ E. Spengler, Das Becken von Gosau. I. c. p. 291—294, Taf. I (Karte), Taf. II, Profile I, III, IV. — E. Spengler, Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitteil. der Geol. Gesellsch. in Wien, 1918.

⁴⁾ H. Reinl, Das Salzgebirge von Grubach und Abtenau. Oest. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen. Bd. LVIII (1910), p. 209—212, 225—227, Taf. V.

⁵⁾ A. Bittner, Aus den Salzburger Kalkgebirgen. Die Ostausläufer des Tennengebirges. Verhandl. der Geol. R.-A. 1894, p. 363, 364.

⁶⁾ E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. I. Teil. Die Gosauzone Ischl—Strobl—Abtenau. Sitzungsber. der Wiener Akad. der Wissensch. Bd. CXXI (1912), p. 1076, 1077. Taf. I (Karte).

⁷⁾ J. Nowak, I. c. 104—108.

⁸⁾ F. F. Hahn, Grundzüge etc., p. 425—431.

östlich dieser Gebirgsgruppe in die Höhe, so daß sie östlich der Schlaipfenmoos-Ebnerbergverwerfung (p. 145) mit Ausnahme der kleinen Haselgebirgspartie im Mühlbachtal westlich des Rudolfsturmes (p. 154) völlig denudiert erscheint. Wenn auch hier die juvavische Deckscholle selbst vollständig der Denudation erlegen ist, so läßt sich doch, worauf bereits Hahn¹⁾ aufmerksam gemacht hat, die die Deckscholle tragende Mulde im tirolischen Dachsteinkalk nach Osten weiterverfolgen. Wenn man vom Hallstätter Salzberg aus die Felswände in der Umgebung des Koppenwinkels, die gerade Streichungfortsetzung der tirolischen Dachsteinkalke der Plassengruppe, betrachtet, so bemerkt man, daß die Dachsteinkalke des Koppen 20° gegen Süden einfallen, diejenigen des Rabenkogels, Gschirrkogels und Hagenecks horizontal liegen, die des Krippensteins aber 30—45°, die des Speikberges 30° gegen Norden geneigt sind. Das Fortstreichen der Plassenmulde prägt sich auch in der morphologischen Beschaffenheit dieser Gegend deutlich aus: Die vom Koppenwinkel über die Herrnalpe zum Oedensee ziehende Zone stellt mit Gipfelhöhen von 1400—1600 m eine ausgesprochene Depression nicht nur gegenüber des sich südlich anschließenden, über 2000 m aufsteigenden Teiles der Dachsteingruppe, sondern auch gegenüber des sich nördlich bis 1856 m Höhe erhebenden Koppenstockes²⁾ dar.

Erst jenseits der Linie Straßental—Kainisch senkt sich die Achse dieser Synklinale wieder soweit hinab, daß die überschobene juvavische Masse von der Denudation verschont bleiben konnte. Es ist die bereits auf dem Spezialkartenblatt „Liesen“ gelegene Gebirgsgruppe des Rötelsteins, deren Zugehörigkeit zur juvavischen Einheit bereits von Hahn³⁾ erkannt wurde. Seither wurde diese Gegend durch G. Geyer neu aufgenommen. Geyers⁴⁾ vorzügliche Beschreibung dieser Gebirgsgruppe und einige Exkursionen, die ich daselbst im Herbst 1917 unternahm, haben mir die volle Sicherheit gebracht, daß in der Gruppe des Rötelsteins Teile der juvavischen Decke erhalten geblieben sind.

Es gehört jedoch keineswegs die ganze Gruppe des Rötelsteins⁵⁾ zwischen Grundlsee und der Bahnlinie Kainisch—Stainach-Irdning zur juvavischen Einheit, sondern ich möchte der juvavischen Decke nur zurechnen:

I. Die südlich der Weißenbachlinie⁶⁾ und Pyhrnlinie⁷⁾ gelegenen Gebirgsgruppen des Rötelsteins (1610 m), Kampls (1681 m), Rabenkogels (1391 m), Krahsteins (1512 m), an die sich weiter im Osten

¹⁾ F. F. Hahn, Grundzüge etc., p. 434, 435.

²⁾ F. Simony, Das Dachsteingebiet, p. 34—40.

³⁾ F. F. Hahn, Grundzüge etc., p. 445—456.

⁴⁾ G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im steirischen Salzkammergut (Jahrbuch der Geol. R.-A. 1915, p. 177—238).

⁵⁾ In rein geographischem Sinne!

⁶⁾ G. Geyer, l. c., p. 228, Fig. 2. Der größte Teil des hier vertikal schraffierten Gebietes.

⁷⁾ G. Geyer, Ueber den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. Verhandl. der Geol. R.-A. 1913, p. 299.

die Klippenzone zwischen Klachau und Paß Pyhrn¹⁾ (Hechelstein, Brandanger Kogel, Noyer, Hochtausing, Acherlstein etc.) anschließt und zu welcher auch die durch die Erosion abgetrennten Werfener Schiefer mit der kleinen Hallstätter Kalkscholle des Wandkogels²⁾ südlich von Mitterndorf gehören.

II. Das Reschenhorn (1233 m)³⁾ südlich vom Grundlsee und die Werfener Schiefer und Haselgebirgspartie nordöstlich der Schneckenalpe⁴⁾.

Die zwischen I und II gelegenen Gebiete des Hohen Zlaimkogels (1501 m), Türkenkogels (1752 m), Grasberges (1624 m) und Lawinensteins (1961 m) hingegen möchte ich der tirolischen Basis zurechnen.

Die juvavische Zone I wäre die östliche Fortsetzung der juvavischen Deckscholle der Plassengruppe, die juvavische Zone II aber diejenige des Raschberges, die dazwischen gelegene tirolische Zone des Grasberges und Türkenkogels jedoch die Fortsetzung der Pötschengegend, die somit gleichfalls tirolisch wäre.

Zugunsten dieser hier vertretenen Auffassung lassen sich nun folgende Momente anführen: Daß die tektonische Einheit I tatsächlich auf die südlich anschließende Dachsteingruppe an der Heilbrunn- und der Radlinglinie aufgeschoben ist, geht aus der Darstellung G. Geyers⁵⁾ bereits einwandfrei hervor; sie ist also der Schubfläche an der Südseite der Plassendeckscholle zwischen Briental und Werkstatt analog. Die Grenze zwischen I und der nördlich anschließenden tirolischen Zone des Türkenkogels und Lawinensteins, die Weißenbachlinie, ist, wie sich gleichfalls aus Geyers Untersuchungen ergibt, eine vertikale (oder sehr steil stehende) Verwerfung. Wir können also diese Linie mit dem Rettengrabenbruche (p. 137) in der Plassengruppe vergleichen und auch hier annehmen, daß der südliche, deckenbeschwerte Flügel der Verwerfung aus isostatischen Gründen versenkt wurde, wodurch der unmittelbare Ausstrich der Ueberschiebungsfäche in die Tiefe versenkt und dadurch unseren Blicken entzogen wird. Dasselbe gilt von ihrer östlichen Fortsetzung, der Pyhrnlinie⁶⁾. Wenn auch infolge dieser späteren Störung die Ueberschiebungsfäche an der Nordseite der juvavischen Zone I nicht unmittelbar beobachtet werden kann, so spricht doch das Südfallen⁷⁾ der tirolischen Massen des Zlaimkogels, Lawinensteins und Roßkogels sehr für das Vorhandensein derselben.

¹⁾ G. Geyer, Warscheneckgruppe. Verhandl. der Geol. R.-A. 1913, p. 299—306.

²⁾ G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf. Jahrb. der Geol. R.-A. 1915, p. 179—180.

³⁾ Nicht die ganze, auf Geyers Kärtchen (Jahrb. der Geol. R.-A. 1915, p. 228) vertikal schraffierte Partie zwischen Grundlsee und Grasberg—Türkenlinie, sondern nur der nördlich der „Auermahd—Antiklinale“ befindliche Teil.

⁴⁾ G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf. Jahrbuch der Geol. R.-A. 1915, p. 211.

⁵⁾ G. Geyer, Ebenda, p. 229, 230.

⁶⁾ G. Geyer, Warscheneckgruppe. Verhandl. der Geol. R.-A. 1913, p. 299.

⁷⁾ G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf. Jahrb. der Geol. R.-A. 1915, p. 228, Fig. 2.

Die Deckennatur der juvavischen Zone I tritt aber noch weit klarer in die Erscheinung, wenn man die Lias- und Juragesteine zwischen Rödtschitz und dem Salzatal (bei Hartl, Ringdorfer, Schacherbauer), am Kulmkogel (1120 m) und in der Umgebung von Klachau und Tauplitz als tirolisch, d. h. als das normale Hangende der Dachsteinkalke des Grimming, Lawinensteins und Freubergs auffaßt, und daher (im Gegensatze zur Auffassung Geyers) annimmt, daß diese Lias- und Jurapartien von den durch Hallstätter Entwicklung ausgezeichneten Massen des Schädelkogels, Hartelskogels, Rabenkogels, Krahsteins und Hechelsteins überschoben sind. Für diese Auffassung sprechen dieselben Momente wie für die Deckschollennatur der Plassengruppe: 1. die genannten Hallstätter Kalkschollen überragen orographisch bei im allgemeinen söhligler Schichtlage die Lias- und Juragesteine; 2. die Lias- und Juragesteine kommen stets mit den ältesten Schichtgruppen der Hallstätter Entwicklung (Werfener Schiefer, anisichem Dolomit) in Kontakt; 3. nirgends ist eine Auflagerung der Lias- und Juragesteine auf der Hallstätter Trias beobachtet, sondern gelegentlich, wie Geyers¹⁾ Profil durch den Krahstein zeigt, ein Einfallen gegen dieselbe zu beobachten.

Dadurch erscheint die auf Geyers Kärtchen¹⁾ einheitlich dargestellte juvavische Zone I in fünf isolierte, auf tirolischen Gesteinen schwimmende Deckschollen aufgelöst: 1. Rötelsstein und Kampl, 2. Kumitzberg, Schädel- und Hartelskogel, 3. Wandlkogel, 4. Rabenkogel und Krahstein, 5. Hechelstein. Weiter gegen Osten verhüllt im allgemeinen die jüngere Transgression der Gosauschichten die Kontakte zwischen Lias und den Riffkalkklippen, so daß man nicht mehr entscheiden kann, ob die einzelnen Riffkalkklippen isolierte, auf Lias schwimmende Deckschollen²⁾ oder nur die aus der Gosauhülle hervorschauenden Spitzen einer einheitlichen, zum größten Teil von dem Gosaumantel bedeckten Riffkalkmasse sind.

Die Grenze der tirolischen Zone des Zlaimkogels, Türkenkogels und Grasberges gegen die juvavische Zone II (Reschenhorn) wird durch das Haselgebirge des Auermahdsattels gebildet. Geyer bezeichnet diese Haselgebirgszone als Antiklinale; aus seiner Beschreibung und seinen Profilen³⁾ jedoch geht hervor, daß nur der Nordflügel, die Hallstätter Kalke des Reschenhornes, vom Haselgebirge abfallen, die südlich anschließenden Zlambachschichten und Pedatakalke des Grasbergzuges hingegen, wenn auch sehr steil, gegen dasselbe einfallen. Es scheint daher wahrscheinlicher, daß sich nur das

¹⁾ G. Geyer, ebenda, Taf. I, Fig. 2.

²⁾ Geyers Beobachtung (Warscheneckgruppe, p. 305), daß bei Pürgg der Liasfleckenmergel im Hangenden des Riffkalkes auftritt, braucht nicht gegen die Möglichkeit einer Aufschiebung der meisten Triasklippen des Wörschachwaldes auf Lias zu sprechen, da die Riffkalkpartie wahrscheinlich die Fortsetzung des Riffkalkes des Grimming und daher tirolisch ist. Hingegen scheint es mir nicht ausgeschlossen zu sein, daß sich die Liasfleckenmergel beim „Postmeister“ im Liegenden der Riffkalkmassen des Noyer (1485 m) und Punktes 1494 m befinden; doch wage ich ohne genaue Untersuchung der Stelle keine entschiedene Behauptung.

³⁾ G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf. Jahrb. d. Geol. R.-A., 1915, p. 202; p. 207, Fig. 1; Taf. II, Fig. 1.

Reschenhorn im Hangenden des Haselgebirges befindet, gegen die Grasberggesteine jedoch ein steil nordfallender Ueberschiebungskontakt besteht. Auch das von G. Geyer¹⁾ erwähnte Vorkommen von jurassischem Crinoidenkalk und Radiolarit, der, wie auch ich bei einem Besuche des Punktes feststellen konnte, vorwiegend zwischen den Grasberggesteinen und dem Haselgebirge auftritt, findet so eine viel befriedigendere Erklärung. Der Auermahdsattel ist eine Stelle, an welcher die mit Radiolarit schließende, tirolische Serie des Grasberges von der mit Haselgebirge beginnenden juvavischen Serie an nachträglich steilgestellter Schubfläche überschoben wird.

Der Kontakt zwischen der juvavischen Zone II und dem tirolischen Toten Gebirge ist unter dem Grundsee verborgen.

Die tirolischen Dachsteinkalke mit dem auflagernden Lias und Oberjura fallen nördlich der Schneckenalpe unter den isolierten Lappen von juvavischem Werfener Schiefer und Haselgebirge ein²⁾.

Ich habe bei den bisherigen Ausführungen mit Absicht die Faziesverhältnisse nicht berührt, da ich der Ansicht bin, daß bei tektonischen Untersuchungen stets die Beobachtung der Lagerungsverhältnisse das Entscheidende sind, die Faziesverhältnisse aber das so gewonnene Resultat entweder bestätigen oder abschwächen können. Daß ersteres in unserem Falle zweifellos eintrifft, soll nun gezeigt werden.

Wie aus Geyers³⁾ Darstellung hervorgeht, zeigen Dachsteingruppe und Totes Gebirge vollkommen übereinstimmende Faziesverhältnisse; aber auch der Türkenkogel und Lawinenstein, deren Fazies nach meinen Beobachtungen am meisten derjenigen der Gamsfeldgruppe gleicht, zeigt keinen wesentlichen Unterschied gegenüber Dachstein und Totem Gebirge, besonders im Osten, wo dieser Gebirgszug untrennbar mit dem Warscheneck zusammenhängt. Etwas stärker verschieden ist der Grasberg durch das Auftreten der Zlambachschichten und Pedatakalke; doch hat Geyer⁴⁾ gezeigt, daß diese abweichende Fazies in der Gegend der Bauernalpe nördlich des Lawinensteins ganz allmählich in die normale Hauptdolomitentwicklung übergeht. Türkenkogel und Grasberg müssen daher zwischen Totem Gebirge und Dachstein sedimentiert worden sein, d. h. der tirolischen Zone angehören. Daß durch das Auftreten von Zlambachschichten sich hier lokal die Fazies etwas dem Hallstätter Charakter nähert, spricht nicht gegen diese Auffassung; einen ganz analogen Fall habe ich aus den Donnerkögeln bei Gosau⁵⁾ beschrieben. Uebrigens steht das Profil des Grasberges trotz der Zlambachschichten einem typischen Hallstätter Profile noch ferner als einem der Hauptdolomitfazies.

¹⁾ G. Geyer, ebenda, p. 203, 204.

²⁾ G. Geyer, ebenda, p. 211.

³⁾ G. Geyer, ebenda, p. 233, 234.

⁴⁾ G. Geyer, ebenda, p. 224.

⁵⁾ E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil. Das Becken von Gosau. Sitzungsber. d. Wiener Akademie der Wissenschaften. Bd. CXXIII (1914), p. 298, 299; Taf. II, Profil IV.

Ganz scharf hingegen ist der Faziesunterschied zwischen den oben als juvavisch bezeichneten Zonen I und II einerseits und dem Toten Gebirge, Dachstein und Lawenstein anderseits.

Man kann sich keinen eindrucksvolleren Gegensatz als zwischen den gewaltig mächtigen Dachsteinkalken des Dachsteingebirges und der geringmächtigen Entwicklung der Rötelsteingruppe denken; zwischen Kamp (881 *m*) und Kumitzberg (895 *m*) nähern sich beide Entwicklungen auf kaum 200 *m*, indem in ersterem die norische Stufe aus vielleicht 1000 *m* mächtigen Dachsteinkalken, in letzterem hingegen aus nur ganz geringmächtigem Hallstätter Kalk besteht. Besonders auffallend ist auch der Faziesgegensatz zu beiden Seiten der Auermahdlinie. Daß die Hallstätter Entwicklung der Zone I weiter im Osten, im Gebiete von Wörschachwald, ganz allmählich in die Riffkalkfazies übergeht, spricht nicht gegen ihre Zugehörigkeit zur juvavischen Einheit, denn auch im Berchtesgadener Gebiet ist die juvavische Decke zum großen Teil als Riffkalk entwickelt (Reiteralkalk). Uebrigens möchte ich an dieser Stelle mit Hahn, Ampferer und Heritsch nochmals betonen, daß tektonische Einheiten keineswegs durch Faziesverhältnisse definiert werden können. Es sei außerdem darauf aufmerksam gemacht, daß das Vorhandensein einer juvavischen Decke bisher nach Osten nur bis knapp über den Grimming hinaus als erwiesen gelten kann; es ist möglich, daß künftige Untersuchungen ein Weiterstreichen dieser Decke sicherstellen, es ist aber ebensogut möglich, daß sich aus diesen Untersuchungen ergeben wird, daß die Schubweite von Steinach gegen Osten rasch kleiner und schließlich gleich Null wird. Das Bestreben vieler moderner Tektoniker, einmal erkannte tektonische Einheiten womöglich Hunderte von Kilometern im Streichen zu verfolgen, ist jedenfalls gänzlich verfehlt.

Aber nicht nur der scharfe Faziesgegensatz zwischen den einzelnen Zonen in der Mitterndorfer Gegend in der Richtung von Süd gegen Nord, sondern auch die außerordentlich große fazielle Uebereinstimmung der Rötelsteintrias mit der überschobenen Trias des Hallstätter Salzberges, auf welche im stratigraphischen Teile wiederholt (p. 100) aufmerksam gemacht wurde, spricht sehr für die hier entwickelten Anschauungen.

Es ist daher auch für die Hallstätter Kalkschollen der Mitterndorfer Gegend weitaus das wahrscheinlichste, daß sie gleich der Plassendeckscholle von Süden her, über die Dachsteingruppe, an ihren heutigen Standort geschoben wurden. Da ihre Heimat ganz nahe südlich vom Kammergebirge und Grimming gelegen sein konnte, braucht man hier als Schubweite der juvavischen Decke einen noch geringeren Betrag anzunehmen als weiter im Westen. Ein wesentlicher Unterschied zwischen der Deckscholle der Plassengruppe und denjenigen der Mitterndorfer Gegend besteht darin, daß erstere im Detail ungleich komplizierter gebaut ist als letztere, ein Umstand, der sicherlich nur auf die größere Rolle zurückzuführen ist, die das plastische Haselgebirge bei Hallstatt spielt.

2. Ausblick auf die Tektonik der Gegend zwischen Ischl und Aussee.

Meine Anschauungen, die ich auf Grund meiner langjährigen Studien im Salzkammergut über dessen Gesamttektonik gewonnen habe, habe ich an anderer Stelle darzustellen versucht¹⁾. Doch ist dies auch dort keine zusammenfassende tektonische Darstellung des Salzkammergutes. Eine solche zu schreiben ist mir derzeit noch unmöglich, da die Detailuntersuchung des Gebietes zwischen Ischl und Aussee, das den Ischler und Ausseer Salzberg, den Raschberg, Sandling und die Zlambachgräben umfaßt, noch ausständig ist. Die Untersuchung dieses äußerst kompliziert gebauten und dabei zum Teil sehr schlecht aufgeschlossenen Gebietes dürfte noch Jahre in Anspruch nehmen, ich selbst bin in absehbarer Zeit kaum in der Lage, sie durchzuführen.

Doch sollen hier einige Ausblicke mitgeteilt werden, die sich aus den hier vorliegenden Untersuchungen für dieses Gebiet ergeben. Wenn die Rötelsteingruppe, wie oben gezeigt wurde, die östliche Fortsetzung der Plassengruppe ist, so ist das Reschenhorn naturgemäß eine solche des Raschberges. Daß auch der Raschberg der juvavischen Decke angehört, hat Nowak²⁾ zuerst ausgesprochen, und Hahn und ich sind ihm in dieser Deutung gefolgt. Doch muß hervorgehoben werden, worauf, auch Hahn³⁾ aufmerksam gemacht hat, daß die juvavische Natur des Raschberges durch die Beobachtung der Lagerungsverhältnisse weit schwerer beweisbar ist als die des Hallstätter Salzberges — die Faziesverhältnisse sind ja dieser Auffassung sehr günstig⁴⁾, aber kein so entscheidendes Moment. Da nun aber oben gezeigt werden konnte, daß auch die Lagerungsverhältnisse des Reschenhornes sehr für die Zugehörigkeit zur juvavischen Decke sprechen, ist dadurch indirekt auch ein nicht unwichtiges Argument für die Zugehörigkeit des Raschberges zu derselben gewonnen.

Die Zone der Pötschenkalke, Pedatakalke und Pötschendolomite zwischen der Pötschenhöhe und Aussee ist aber dann die Fortsetzung der Grasbergzone und daher nicht juvavisch, sondern tirolisch. Dadurch würde der in Hallstätter Profilen sonst unbekannt norische Pötschendolomit⁵⁾ sich als die Fortsetzung der mit Pedatakalken in Verbindung stehenden Hauptdolomite erweisen. Allerdings dürfte die Trennung des tirolischen und juvavischen Anteiles im Gebiete der Zlambachgräben auf recht bedeutende Schwierigkeiten stoßen.

Die Pötschengegend ist durch den der jüngeren, tertiären Gamsfelddecke⁶⁾ angehörenden, hoch aufragenden Sarstein überschoben.

¹⁾ E. Spengler, Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. *Mitteil. der Wiener Geol. Gesellschaft*, 19'8.

²⁾ J. Nowak, l. c., p. 109, 110.

³⁾ F. F. Hahn, *Grundzüge etc.* p. 439—445.

⁴⁾ Wie bereits im stratigraphischen Teile (p. 62, 98) gezeigt werden konnte, besteht eine sehr große fazielle Übereinstimmung zwischen Raschberg und Hallstätter Salzberg.

⁵⁾ E. v. Mojsisovics, *Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte Ischl und Hallstatt*, p. 30. — F. F. Hahn, *Grundzüge etc.* p. 442, 443.

⁶⁾ E. Spengler, *Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten*. II. Teil. *Sitzungsberichte der Wiener Akad.*, Bd. CXXIII (1914), p. 325, 326.

In der östlichen Fortsetzung des Sarsteines liegt nun der Zug des Türkenkogels, und wir müssen daher auch in diesem nordgerichtete, nachgosauische Bewegungstendenzen vermuten. Wie Geyers Profile zeigen, sind solche tatsächlich vorhanden. So fallen die Gosauschichten des Weißenbachgrabens gegen den Schnöteritzkogel nach Süden ein¹⁾, und auch die liegende Falte des Hasenkogels und deren Fortsetzung, die Grasberg—Türkenline, scheint mit Rücksicht auf das Vorkommen von Gosauschichten bei der Schneckenalpe²⁾ tertiären Alters zu sein. Eine der Gamsfelddecke vergleichbare, mehrere Kilometer Schubweite erreichende postgosauische Ueberschiebung ist aber in der Gegend nördlich von Mitterndorf nicht mehr vorhanden, die Gamsfelddecke ist vielmehr, wie ich bereits an anderer Stelle³⁾ ausgeführt habe, ein nur zwischen Voglau und Aussee vorspringender Ueberschiebungslappen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die hier vorliegenden tektonischen Untersuchungen eine vollständige Bestätigung der Hahnschen Synthese dieses Kalkalpengebietes bedeuten.

VI. Morphologischer Teil.

Beim Studium der Entstehung der heute in der Plassengruppe zu beobachtenden Landschaftsformen ist es selbstverständlich nicht möglich, sich auf die Plassengruppe allein zu beschränken, sondern es sind hiezu teilweise die Beobachtungen in der gesamten Dachsteingruppe heranzuziehen. Eine Darstellung der morphologischen Entwicklung der Dachsteingruppe hat kürzlich N. Krebs⁴⁾ gegeben

1. Die vorgosauische Landoberfläche.

Daß wir die Lage der Auflagerungsfläche der Gosauschichten in der Plassengruppe an zahlreichen Punkten beobachten können, wurde bereits früher (p. 139) erwähnt. Ich habe nun auf Tafel IV, Fig. 1, den Versuch unternommen, die wahrscheinliche heutige Lage der vorgosauischen Landoberfläche in Form einer Isohypsenkarte darzustellen. Man sieht, daß diese Oberfläche südlich der Roßalpenverwerfung um 500—700 m tiefer liegt als nördlich derselben. Am Südfügel liegt die Auflagerungsfläche der Gosauschichten am Plankensteinplateau in 1500—1550 m Höhe vollständig horizontal, nur an der hohen Scheibe erscheint sie etwas aufgebogen. Oestlich des Plankensteinplateaus senkt sie sich flach gegen Osten hinab, denn sie besitzt am Solingerkogel nur mehr eine Höhenlage von 1400 m. Bemerkens-

¹⁾ G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf. Jahrb. der Geol. R.-A., 1916, Taf. II, Fig. 1.

²⁾ G. Geyer, Ebenda, p. 210, 211.

³⁾ E. Spengler, l. c. p. 824.

⁴⁾ N. Krebs, Die Dachsteingruppe. Zeitschr. des Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereines 1915.

wert ist, daß sich in dem ganzen, schüsselartigen Kessel, der von den Plankenstein-Ostabstürzen (Gaiswänden) im Westen, der Plassen-Südwand im Norden und den Abstürzen des Grünkogels und Hierlatz im Süden begrenzt wird, nirgends²⁾ Gosauschichten finden; die Gegend der Klausalpe lag zur Zeit der Transgression der Gosau daher mindestens 700—800 *m* unter der damaligen Landoberfläche, die juvavischen Triasgesteine bedeckten damals noch die tirolischen Klauschichten der Klausalpe. Die Ausräumung dieses Kessels ist ein Werk der nachgosauischen Erosion; den genaueren Zeitpunkt können wir erst später bestimmen.

Westlich des Plankensteinplateaus senkt sich die Auflagerungsfläche der Gosauschichten an den Flexuren, beziehungsweise Brüchen der Veitenhütte von 1500 *m* auf 1200 *m* im Hintergrunde des Brieltales, an der unbedeutenden Brieltalverwerfung noch um weitere 30—50 *m* herab. Das zwischen den Brüchen der Veitenhütte und der Brieltalverwerfung gelegene Stück der vorgosauischen Landoberfläche liegt zwischen dem Taf. XVI, Fig. 1 abgebildeten Kontakt und dem gelb markierten Wege unterhalb der heutigen Landoberfläche; diese steigt also auf dieser 750 *m* langen Strecke um 200 *m* an, besitzt also ein etwa 15° gegen Norden geneigtes Gefälle. Nördlich und südlich dieses Flächenstückes liegt die vorgosauische Landoberfläche über dem heutigen Denudationsniveau, d. h. in der Luft. Wir können annehmen, daß sie sich nördlich des Talschlusses des Brieltales in gleich sanfter Weise wie südlich desselben gegen Norden hinabsenkte, so daß sie den Roßalpenbruch in etwa 950 *m* Seehöhe erreichte. Auch südlich des annähernd am gelb markierten Wege gelegenen Denudationsrandes braucht sie nur unwesentlich steiler gegen Süden angestiegen sein, da sie erst in 1½ *km* Entfernung über dem Gipfel des Schwarzkogels (1856 *m*) gelegen sein mußte. Westlich der Brieltalverwerfung und östlich des Gosaschmiedbruches fällt die hier me st unter dem Denudationsniveau gelegene vorgosauische Landoberfläche im allgemeinen flach gegen NW ab; erst an dem letztgenannten Bruch und jenseits desselben erfolgt ein Steilabsturz bis unter die Sohle des heutigen Gosautales.

Viel weniger genau sind wir über die Lage der vorgosauischen Landoberfläche nördlich des Roßalpenbruches unterrichtet. Der wichtigste Fixpunkt ist hier der Denudationsrest unterhalb des Plassengipfels mit 1870 *m* Höhe.

Ferner läßt sich aus dem Fallwinkel der Gosauschichten auf der Nordseite des Leutgebkogels in Profil I die Lage der vorgosauischen Landoberfläche annähernd mit 100 über dem Gipfel des Leutgebkogels, also mit rund 1350 *m* Seehöhe bestimmen. Zwischen Leutgebkogel und Roßalpenbruch muß die Landoberfläche, wenn derselbe Fallwinkel vorhanden war, bis über 1500 *m* angestiegen sein. Nördlich des Leutgeb- und Sulzkogels ist die vorgosauische Landoberfläche zu einer intensiven, OW streichenden Mulde verbogen (Profil I), deren Achse sich nach Osten heraushebt.

¹⁾ Am Wege von der Durchgangalpe zur Blaikenalpe findet man allerdings in 1300 *m* Höhe unterhalb der Gaiswände Blöcke von Gosauschichten, doch handelt es sich hier sicherlich nur um vom Plankensteinplateau abgestürzte Partien.

In den Teilen des Gebietes, wo Gosauschichten vollständig fehlen, in der Umgebung des Sulzkogels und der Schreyeralm, sind selbstverständlich auch keine positiven Anhaltspunkte für die Lage der vorgosauischen Landoberfläche vorhanden. Doch muß dieselbe natürlich in mehr oder minder großer Höhe über der heutigen, aus Trias bestehenden Landoberfläche gelegen gewesen sein. Die Isohypsen wurden daher hier im allgemeinen etwa 50—100 *m* über den heutigen Isohypsen gezogen, wobei sie aber selbstverständlich deren Einbuchtungen in den heute vorhandenen, jungen Erosionsgräben (Schreyergraben, Rettengraben) nicht folgen. Außerdem wurde bei der Konstruktion der Isohypsen der p. 142 beschriebenen Sprunghöhe und Horizontalverschiebung am Roßalpenbruche Rechnung getragen und daher nördlich dieses Bruches der dem nach Westen gerichteten Steilabsturze der Auflagerungsfläche der Gosauschichten des Plankensteinplateaus entsprechende Abfall um $1\frac{1}{2}$ *km* östlicher eingetragen.

Es ist selbstverständlich äußerst unwahrscheinlich, daß die vorgosauische Landoberfläche in ihrer ursprünglichen Lage eine glatte Ebene war; es spricht vielmehr die südlich des Roßalpenbruches im allgemeinen feinkörnige Beschaffenheit des Transgressionssedimentes der Gosau für eine flachwellige, die grobkörnigere Beschaffenheit desselben nördlich der genannten Verwerfung für eine stärker unebene Fläche. Eine genaue Rekonstruktion der vorgosauischen Orographie ist jedoch nicht möglich, da die heute vorliegende, auf Tafel XVII, Fig. 1 dargestellte, verbogene und zerbrochene Form dieser Landoberfläche, die Wirkung der von p. 139 bis p. 158 genau geschilderten nachgosauischen Gebirgsbildung, die ursprüngliche Lage der Fläche vollkommen verwischt hat. Wir können nur soviel sagen, daß vor Ablagerung der Gosauschichten die Gegend des heutigen Gosautales, des Passes Gschütt und des Rußbachtals ein weites Talbecken, die Gegend des Löckenmoosberges und Plankensteinplateaus hingegen ein karrenbedecktes, 300—500 *m* höher gelegenes Hochplateau war, da in den beiden letztgenannten Gebieten die Transgression der Gosauschichten bedeutend später erfolgt als an den erstgenannten Punkten (p. 105).

Nach Ablagerung der Gosauschichten treten in einem nicht näher zu fixierenden, aber sich jedenfalls durch beträchtliche Zeiträume erstreckenden Zeiträume des älteren Tertiärs die p. 139 bis p. 158 geschilderten tektonischen Vorgänge ein. Gleichzeitig mit dem Einsetzen der Gebirgsbildung beginnt die Erosion den Wirkungen ersterer entgegenzuarbeiten; doch ist die Erosion zunächst nicht imstande, mit der Gebirgsbildung gleichen Schritt zu halten, diese bleibt siegreich und es entsteht neuerdings ein Gebirge. Erst nach Abflauen der Gebirgsbildung kann sich die nivellierende Tätigkeit der Erosion wieder zur Geltung bringen. Einen vorläufigen Stillstand erleidet die Erosion mit dem Erreichen der

2. altmiozänen Landoberfläche.

Diese neuerdings von G. Göttinger in den Kalkplateaus der Nordalpen studierte, eine Kuppenlandschaft bildende Landoberfläche ist in dem gewaltigen Plateau „Am Stein“ der östlichen Dachstein-

gruppe¹⁾ erhalten, die seit langer Zeit bekannten Augensteinablagerungen der Gjaidalpe und anderer Punkte des Dachsteinplateaus sind die Sedimente der auf dieser Fläche fließenden Flüsse. Auf Taf. XVII, Fig. 2 habe ich nun den Versuch gemacht, auch diese Fläche für die Plassengruppe zu rekonstruieren. Wir sind hier in einer wesentlich besseren Lage als bei der Rekonstruktion der vorgosauischen Landoberfläche; denn da die altmiozäne Landoberfläche wohl keine wesentlichen tektonischen Beeinflussungen mehr erfahren hat, obliegt uns hier nur die Aufgabe, die durch die Erosion seither entfernten Teile der Landoberfläche zu rekonstruieren, um nicht nur die heutige, sondern auch gleichzeitig die damalige Form der miocänen Landoberfläche zu erhalten. Selbstverständlich bezieht sich dies nicht auf die absolute Höhenlage der altmiocänen Landoberfläche, die uns völlig unbekannt ist. Jedoch scheint es mir nach A. Winkler²⁾ wahrscheinlich zu sein, daß diese untermiocäne Landoberfläche in geringer Meereshöhe lag.

In prächtiger Weise ist die Grenze zwischen der reifen, altmiocänen Kuppenlandschaft und der jüngeren Erosionsform am Hierlatz zu sehen. Wie ein Blick auf die Alpenvereinskarte lehrt, ist die Grenze dieser beiden verschieden alten Erosionsformen am Zwölferkogel und Hierlatz durch die Koten 1845, 1774, 1852, 1484, 1575 und 1879 bezeichnet. In der Plassengruppe und deren Umgebung möchte ich folgende Flächenreste dieser altmiocänen Kuppenlandschaft zurechnen:

1. Die zwischen 1600 *m* und 1800 *m* hoch gelegene, flache SW-Abdachung des Moderecks und der Seekarwände. Der Uebergang in die unten anschließenden, jüngeren Trogwände des Gosautales liegt in 1500—1600 *m* Seehöhe.

2. Die Fläche des Hochauwaldes nördlich der Hoßwandalpe.

3. Das durchschnittlich 1550 *m* hoch gelegene Plankensteinplateau, das nur an der hohen Scheibe bis 1656 *m* ansteigt. Hier ist dieser altmiocäne Flächenrest in besonders prächtiger Weise erhalten und durch die allseits in Wänden abstürzenden Ränder äußerst scharf umgrenzt. Wie früher gezeigt wurde, entspricht das Plankensteinplateau auch im wesentlichen der vorgosauischen Landoberfläche; an der Wende von Oberkreide und Tertiär war dieses Flächenstück jedenfalls von einer mehrere hundert Meter mächtigen Gosauserie bedeckt, durch die darauffolgende Erosion wurde diese Gosauserie bis auf die spärlichen, heute noch vorhandenen Reste gänzlich entfernt, so daß die altmiocäne Landoberfläche hier fast vollständig mit der vorgosauischen zusammenfällt.

4. Der zwischen dem Plassengipfel (1953 *m*) und der 350 *m* nordöstlich gelegenen Hochmatt³⁾ (1884 *m*) befindliche, kleine Plateaurest.

¹⁾ G. Göttinger, Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. Mitteil. der geogr. Gesellschaft in Wien 1913, p. 51.

²⁾ A. Winkler, Ueber jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrand der Zentralalpen. Mitteil. der Wiener geolog. Gesellschaft 1914, p. 297.

³⁾ F. Simony, Das Dachsteingebiet, p. 27, Fig. 14.

5. Das schmale Plateau am Gipfel des Schneidkogels (1541 *m*)? Ob der letztgenannte Punkt wirklich noch ein Rest dieser Knuppenlandschaft ist oder bereits tiefer liegt, betrachte ich als unsicher. Wenn man nun die zwischen diesen Flächenstücken ursprünglich gelegenen, nunmehr der Erosion verfallenen Partien der altmiocänen Landoberfläche rekonstruiert, so sieht man vor allem, daß diese, worauf auch G. Göttinger¹⁾ in den weiter östlich gelegenen Kalkplateaus aufmerksam macht, keine Ebene darstellt, sondern eine Kuppenlandschaft mit Höhenunterschieden bis zu 400 *m*. Insbesondere überträgt der Plassen bereits im Gegensatze zur vorgosauischen Landoberfläche als isolierter Berg von einer relativen Höhe von 400 *m* das Plankensteinplateau. Jedenfalls aber besaß er keine so schroff abfallenden Wände wie heute, sondern die Gestalt einer gerundeten Kuppe. Insbesondere möchte ich glauben, daß die zwischen der Hohen Scheibe (1556 *m*) und dem Vorderplassen (1809 *m*) gelegene, heute von der niederen Scheibe und dem Strennhagsattel (Profil III) eingenommene Vertiefung erst von der jüngeren Erosion eingeschnitten wurde, und zwar derart, daß der Anstieg vom Plankensteinplateau zur Hohen Scheibe bereits den untersten Teil des Südwestgehänges des Plassen bildete.

8. Die Entstehung der Täler.

Ich halte es für wahrscheinlich, daß schon in dieser altmiocänen Kuppenlandschaft die heute vorhandenen Täler als flache Rinnen mit sanft geneigten Gehängen erkennbar waren. So ist zum Beispiel der mit der jungen senkrechten Hierlatzwand so scharf kontrastierende, sanfter geneigte Abhang vom Gipfel des vorderen Hierlatz (1933 *m*) zum Punkt 1852 als Südwestgehänge eines vielleicht 1400 *m* hoch gelegenen, altmiocänen Echerntales zu erkennen.

Die Täler sind nun durchwegs an solchen Stellen entstanden, welche durch tektonische Vorgänge dazu prädestiniert erscheinen. Es soll daher hier der Versuch gemacht werden, die tektonischen Ursachen der einzelnen, in der Plassengruppe auftretenden Täler festzustellen.

Das Echernthal ist sichtlich an die mächtige Echerntalverwerfung gebunden, welche vom Binderwirt bis Lahn der Echernwand entlang streicht (p. 145).

Die Schlucht des Waldbaches vom Waldbachstrub bis zur Klausalpe und der Blaikenbach folgen im wesentlichen der Plankensteinverwerfung (p. 135).

Das beim Rudolfsturm 350 *m* über dem Spiegel des Hallstätter Sees abbrechende Tal des Mühlbaches, welches die Berghäuser des Hallstätter Salzberges trägt, ist durch den Roßalpenbruch (p. 142) bedingt.

Das vordere Gosautal ist in seinem westöstlichen Verlaufe zwischen dem Brandwirt und dem Klaushof ein ausgesprochenes

¹⁾ G. Göttinger, Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. Mitteil. der k. k. geogr. Gesellschaft in Wien 1918, p. 42.

Synklinaltal, da es im Kern der auf Profil I dargestellten Gosaumulde liegt. In der WNW—OSO gerichteten Talstrecke beim Gosautsteg ist das Gosautal neuerdings ein Synklinaltal, bedingt durch die auf Profil III und IV dargestellte Synklinale im tirolischen Dachsteinkalke. Für die übrigen Teile des vorderen Gosautales sind vielleicht gegenwärtig schwer nachweisbare Verwerfungen im Dachsteinkalk bestimmend gewesen.

Der Rettengraben ist durch den Rettengrabenbruch (p. 137) bedingt.

Der Schreyergraben ist im oberen Teile ein Synklinaltal (Profil III).

Das Brieltal ist durch die Brieltalverwerfung (p. 144), der Roßalpen- und Sattelgraben durch den Roßalpenbruch (p. 141) verursacht.

Am schwierigsten ist es, eine tektonische Ursache für die Bildung des tiefsten, heute vorhandenen Tales der Gegend, des Trauntales mit dem Hallstätter See, zu finden. Lorenz v. Liburnau¹⁾ weist mit Recht darauf hin, daß wir das Tal des Hallstätter Sees keineswegs als Synklinaltal auffassen können. Auch läßt sich nirgends mit Sicherheit eine Verwerfung nachweisen, welche der Längsachse des Sees folgt. Wir müssen daher wohl darauf verzichten, eine tektonische Ursache für das Trauntal anzuführen. Der eigenartige, bogenförmige Verlauf des zwischen Aussee und Steg in den Dachsteinkalk eingeschnittenen Trauntales deutet vielmehr darauf hin, daß wir es mit einem epigenetischen Durchbruchtale zu tun haben. Die Traun bildete sich offenbar unter der altmiocänen Landoberfläche als Höhlenfluß²⁾.

4. Jungmiocäne oder pliocäne Talböden.

Nach Bildung der altmiocänen Landoberfläche beginnen sich infolge einer Hebung des Gebirges³⁾, welche eine relative Tieferlegung der Erosionsbasis zur Folge hatte, die heute vorhandenen Täler einzuschneiden. Doch bald wurde diese Periode der Tiefenerosion wieder vorübergehend durch eine Zeit der Lateralerosion abgelöst, wie die in 1300—1500 m Höhe gelegenen Terrassenflächen⁴⁾ sowie der in 1400—1500 m Höhe gelegene Ausgang der Dachsteinhöhlen beweisen. Nach G. Göttinger⁵⁾ müssen die Dachsteinhöhlen jünger sein als die Bildung der Augensteinfelder, aber doch noch im Miocän entstanden sein; nach Krebs⁶⁾ fällt ihre Entstehung ins Obermiocän oder Pliocän.

¹⁾ R. Lorenz v. Liburnau, Der Hallstätter See. Mitteil. der Geogr. Gesellschaft, Bd. XLI (1898).

²⁾ E. Spengler, Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut. Verh. der Geol. R.-A., 1918, p. 130.

³⁾ A. Winkler, Ueber jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrande der Zentralalpen. Mitteil. der Wiener Geol. Gesellschaft, 1914, p. 298.

⁴⁾ N. Krebs, Die Dachsteingruppe. Zeitschrift des Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins, 1915, p. 14.

⁵⁾ G. Göttinger, Die Höhlen im Dachstein. Mitteil. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins, 1913, p. 277.

⁶⁾ N. Krebs, Die Dachsteingruppe, p. 14.

Solche obermiocäne oder pliocäne Talböden sind an verschiedenen Stellen der Plassengruppe zu beobachten, und zwar möchte ich da folgende Flächen nennen, die ich gleichfalls auf der morphologischen Karte der Plassengruppe (Taf. XVII, Fig. 2) eingetragen habe (schiefschraffiert).

1. Das Echerntal besaß einen heute etwa 1200 *m* hoch liegenden Talboden, der sich in der breiten, terrassenartigen Fläche erhalten hat, welche die Lokalitäten „Dammtief, Hirschlacke, Durchgangalpe, Klausmoos, Blaickenalpe, Landneralpe und Ursprungkogel“ trägt. Als Rand gegen die jüngere Erosionsform ist die scharf ausgeprägte Kante aufzufassen, welche durch die Punkte „Holzstube“, 1228, 1268, *k* von Wickelleiten, Blaickenalm, Landnerkogel (p. 33), 1193, bezeichnet ist. Selbstverständlich hat diese Fläche später eine glaziale Ausgestaltung erfahren, durch welche erst die sie überhöhenden Steilwände des Plassen und des Plankensteinplateaus entstanden sind — aber im wesentlichen deuten sie doch die Lage des obermiocänen Talbodens an.

2. Das kleine Plateau des Ursprungkogels mit den Punkten 1366, 1350 und 1372.

3. Die 1400 *m* hoch liegende Mulde zwischen Blekarkogel und Karrwand, die sich in der Terrasse der Sattelalpe weiter nach Westen fortsetzt.

4. Die 1400—1450 *m* hoch gelegene, wellige Hochfläche zwischen Roß- und Schreyeralpe.

5. Die im Hintergrunde des Brieltales etwa 1300 *m* hoch gelegene Hochfläche zwischen Veitenhütte und Grabhütten ist ebenso ein alter Talboden des Brieltales, wie die oben beschriebene Fläche bei der Durchgangalpe, ein solcher des Echerntales.

Wenn man die Höhenlagen der einzelnen Denudationsreste sowohl der untermiocänen Landoberfläche als der jungtertiären Talböden in der Plassengruppe miteinander vergleicht, so sieht man, daß diese sich nicht überall völlig entsprechen.

So bemerkt man insbesondere, daß diese Flächenstücke in dem vom Schlaipfenmoos-Ebnerbergbruch im SO, von der Roßalpenverwerfung im Norden begrenzten, dreieckigen Raume sowohl im Untermiocän als im Obermiocän oder Pliocän um durchschnittlich 200—300 *m* tiefer liegen als am Dachsteinplateau einerseits, in der nördlich der Roßalpenverwerfung gelegenen Partie der Plassengruppe andererseits.

Die altmiocäne Landoberfläche liegt am Dachsteinplateau in der Hochfläche „Am Stein“ 1900—2000 *m*, am Hierlatz noch 1800—1900 *m*, am Plassengipfel 1800—1900 *m* hoch; hingegen am Plankenstein in 1550 *m*, am Plateau des Hochauwaldes in 1600—1700 *m* Seehöhe. Der jungmiocäne oder pliocäne Talboden liegt im Koppentale nach der Höhenlage der Ausgänge der Dachsteinriesenhöhlen in 1400—1500 *m* Seehöhe, desgleichen am Plateau zwischen Schreyer- und Roßalm und in der Mulde zwischen Blekarkogel und Karrwand, hingegen durchschnittlich 1200—1300 *m* hoch im Echerntale bei der Durchgang- und Blaickenalpe sowie im Brieltale bei der Veiten- und Katzhofhütte.

Daraus geht hervor, daß diese Scholle an den beiden oben genannten Verwerfungen noch im Pliocän abgesunken ist. Die Bildung der Verwerfungen begann jedoch sicherlich bereits früher; denn die sich aus der Höhenlage der zu beiden Seiten der Verwerfungen anstehenden Schichten ergebenden Sprunghöhen derselben (p. 142) sind wesentlich größer als diejenigen, welche sich durch Vergleichung der Höhenlage der Flächenstücke ableiten lassen. Besonders klar wird das jugendliche Alter der Schlaipfenmoos-Ebnerbergverwerfung, wenn man bedenkt, daß die Fläche des Hochauwaldes im Südosten von den mächtigen, durch diese Verwerfung verursachten Wänden des Gams- und Grünkogels begrenzt wird. Mit dem jugendlichen Alter dieser Verwerfungen steht ihre außerordentlich große, morphologische Frische im besten Einklange. Wir gewinnen so durch morphologische Erwägungen einen Anhaltspunkt, wie lange tektonische Vorgänge in der Plassengruppe andauert haben.

5. Das Gosautal.

Das Gosautal zeigt einen prächtigen, wohl jüngeren, mit Moränen bedeckten, aber jedenfalls noch präglazialen 1000—1100 m hoch gelegenen Talboden, auf welchem im Westen des Tales die Falnberg- und Leutgebalm, im Osten desselben die Ebenalphütten und die Beereibhütte liegen, und der auch in der Gestaltung des Gehänges westlich der Schleifsteinbrüche auf der Ressen deutlich hervortritt. Dieser Talboden setzt sich nun auffallenderweise nicht in den unterhalb des Dorfes Gosau gelegenen Teil des Gosautales fort; denn weder die Gehänge des Leutgeb-, Sulz- und Schreyerkogels, noch diejenigen des Grazenkogels und Kalmberges zeigen an der entsprechenden Stelle eine Gefällsknickung. Hingegen können wir die 900—1000 m hoch gelegenen Flächen von Horneck, Oberstöckl und Triebeneck auf diesen präglazialen Talboden beziehen¹⁾.

Daraus scheint hervorzugehen, daß das Gosautal vor der Eiszeit nicht zum Hallstätter See abfloß, sondern über den Paß Gschütt und das Rußbachtal zur Lammer. Es besaß nur einen der Synklinale des zwischen Brandwirt und Klaushof gelegenen Teiles des Gosautales folgenden, von Osten aus der Gegend des Rettengrabenkogels kommenden Zufluß, der sich in der Gegend des Brandwirtes mit dem Gosautale vereinigte.

Unabhängig von diesem westwärts gerichteten Bach im Gosautalstück Brandwirt—Klaushof floß im vorderen Gosautale unterhalb des Gosauteges ein Bach ostwärts, der bei der heutigen Gosaumühle ins Trauntal mündete.

Infolge der diluvialen Gletschererosion wurde die Erosionsbasis im Trauntale bedeutend tiefer gelegt als im Gosautale und infolgedessen — vermutlich in einer der ersten Interglazialzeiten — der westwärts fließende Bach des Gosautalstückes Klaushof—Brandwirt

¹⁾ E. Spengler, Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut. Verhandl. der Geol. R.-A., 1918, p. 137—140.

durch den ostwärts fließenden Bach des untersten Gosautales angezapft.

Dadurch erklärt sich leicht der Durchbruch des vorderen Gosautales durch den Dachsteinkalk.

6. Der präglaziale Talboden.

Nach A. Penck¹⁾ liegt im Trauntale in der Umgebung des Hallstätter Sees der präglaziale Talboden in einer Höhe von 800—900 *m* Höhe; die Erosion hat also in der Zeit, die seit der Bildung des obermiocänen oder pliocänen Talbodens vergangen ist, die Talböden im Flußgebiete der Traun um etwa 400 *m* tiefer gelegt.

Im Bereiche der Plassengruppe gehören diesem präglazialen Talboden an (auf Taf. XVII, Fig. 2 vertikal schraffiert):

1. Der weite Talkessel, der durch die Klausalpe (845 *m*) bezeichnet wird. Die Grenzen dieses Talbodens folgen etwa der Linie: Punkt 916 am Franz-Josefs-Reitweg—Waldbachursprung (913) — westlich der Klausalpe -- Punkt 935—Werkstatt. Von der Werkstatt steigt ein Seitental dieses Talbodens bis zum Schlaipfenmoos (1100 *m*) an. Die Mitterwand ragt über diesen Talboden empor.

Da dieser Kessel natürlich vom eiszeitlichen Gletscher erfüllt war, wie schon die mächtigen Grundmoränen, die ihn erfüllen (Profile V—VI), andeuten, mußte er durch die Glazialerosion beträchtlich umgestaltet werden, und kann daher nur mehr ganz im allgemeinen die Lage des präglazialen Talbodens erkennen lassen.

2. Das Tal des Mühlbaches, in welchem die Berghäuser des Hallstätter Salzberges liegen, und welches derzeit beim Rudolfsturm (865 *m*) scharf über dem erst durch die Glazialerosion des Traungletschers entstandenen, jüngeren Taltrog des Hallstätter Sees abbricht (Profile VIII, IX). Da dieses Tal jedenfalls von weit geringeren Eismassen erfüllt war als der Talkessel der Klausalpe, welche keine nennenswerte erosive Tätigkeit entfalten konnten, ist die präglaziale Form hier weit besser erhalten geblieben als dort.

3. Der bereits oben erwähnte, 1100 *m* hoch gelegene Talboden des mittleren Gosautales, von welchem nur der östliche, weniger deutliche Rand in den Bereich unserer Karte fällt.

Daß der präglaziale Talboden im Gosautale wesentlich höher liegt als im Traungebiet, ist bei der damals noch vorhandenen Unabhängigkeit beider Talgebiete voneinander sehr leicht erklärlich.

7. Die Glazialerosion.

Eine weitere Umgestaltung erfuhren die Täler durch die Erosion der Gletscher in den Glazial- und des fließenden Wassers in den Interglazialzeiten. Letztere wirkte im wesentlichen nur in die Tiefe und schuf Täler mit V-förmigem Querschnitt, erstere schnitt nicht nur in die Tiefe ein, sondern erweiterte gleichzeitig auch die Täler, so daß Trogtäler mit U-förmigem Querschnitt entstehen.

¹⁾ A. Penck und E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. I. Bd., p. 312.

So hat zunächst nur eine Erweiterung ohne nennenswerte Vertiefung das oben erwähnte, präglaziale Tal der Klausalpe erfahren, denn dieses zeigt typische Trogform.

Als Trogwände desselben sind erkennbar:

1. Die Nordwand des Ursprungkogels³⁾ oberhalb des Weges Waldbachursprung—Landneralpe.
2. Die Ostwand des Klauskögerls (Landnerkogels), die auch als Klauswand bezeichnet werden kann.
3. Die Felswand westlich des Scheiblingmooses.
4. Die Südwand des Klauskogels (1368 m).
5. Die Felswände und Steilabhänge des Solingerkogels unterhalb der 1100 m Isohypse.

Außerdem wurden in diese trogartig umgestalteten, präglazialen Täler tiefere Trogtäler eingeschnitten, bei denen nicht nur die Trogform, sondern auch die Höhenlage des Talbodens ein Werk der Glazialerosion ist.

Die glazialen Täler unseres Gebietes sind⁴⁾:

1. Das vom Hallstätter See erfüllte Trauntal.
2. Das Echerntal vom Waldbachstrub und dem Nordostabhänge der Mitterwand an.
3. Der mit einer Stufenmündung gegen das Echerntal abbrechende Trog des Dürrenbachtals.
4. Das Gosautal oberhalb des Klaushofes.
5. Das Brieltal.
6. Ein mit Moränen zugeschüttetes Seitental des Brieltales im Bereiche der Kropfalpe (Kropfblaikenalpe, p. 113).

Da in den genannten Tälern der durch die Glazialerosion geschaffene Felsboden nicht mehr offen zu Tage liegt, sondern mit diluvialem und alluvialem Sediment erfüllt ist, ist es nicht ohne weiteres möglich, den Betrag der glazialen Uebertiefung in diesen Tälern anzugeben. Doch kann folgendes festgestellt werden: 1. Der Seeboden des Hallstätter Sees wurde jedenfalls durch das rezente Bodensediment nicht sehr bedeutend erhöht, so daß wir bei Gleichsetzung des heutigen Seebodens mit dem glazialen Erosionsniveau keinen allzu großen Fehler begehen. Der Boden des Hallstätter Sees liegt nun gegenüber der Mündung des Mühlbaches in 380 m, der Rudolfsturm, bei welchem das präglaziale Mühlbachtal endigt, in 865 m Seehöhe, so daß sich als Betrag der glazialen Uebertiefung des Trauntales an dieser Stelle etwa 500 m ergeben. 2. Dieselbe Zahl gilt wohl auch für das Echerntal, das ja nichts anderes ist als ein zugeschütteter Teil des Hallstätter Sees. 3. Im Dürrenbachtal liegt am Ausgange der durch die Glazialerosion geschaffene Felsboden in 780 m, der Rand des präglazialen Talbodens an der Mitterwand in 900 m, so daß wir eine Uebertiefung von 120 m vor uns haben. 4. Das mittlere Gosautal oberhalb des Klaushofes war sicherlich in

³⁾ Siehe Alpenvereinskarte!

⁴⁾ Auf Taf. IV, Fig. 2 horizontal schraffiert.

postglazialer Zeit von einem langgestreckten See erfüllt, dessen Sediment eine beträchtliche Erhöhung des durch die Glazialerosion geschaffenen Talbodens bewirkte. Wenn wir annehmen, daß in der Gegend der Brandmühle die Mächtigkeit der postglazialen und alluvialen Sedimente etwa 100 m beträgt, so erhalten wir für diesen Teil des Gosautales eine glaziale Uebertiefung von 500 m, also denselben Betrag wie für das Trauntal bei Hallstatt. 5. Auch im Brielgraben ist besonders oberhalb des Roßalpenbruches der durch die Glazialerosion geschaffene Talboden durch postglazialen Schutt erhöht. 6. Das Brieltal besaß im Diluvium am rechten Ufer einen vielleicht ebenso tief wie das Haupttal eingeschnittenen Seitengraben, der unterhalb der „blauen“ und „roten“ Wand¹⁾ entsprang und sich unterhalb der vorderen Brielalpe mit dem Haupttale vereinigte: Wie bereits an anderer Stelle (p. 135) erwähnt wurde, war damals wohl der beide Quelltäler des Brielgrabens trennende Rücken der Kaunwände, ein scharfer, beiderseits mit Felswänden abfallender Grat; bei der postglazialen Erosion jedoch wurde nur aus dem linken Quellgraben, dem heutigen oberen Brielgraben, die Moräne entfernt, aus rechtem jedoch nicht, so daß letzterer heute orographisch gar nicht mehr als Graben erkennbar ist. Er wird nur von einem ganz seicht in die Moräne eingeschnittenen, höchst unscheinbaren Wasserlauf durchzogen.

Sämtliche dieser glazialen Täler zeigen typische Trogform. Es ist klar, daß der U-förmige Querschnitt bei den in den Dachsteinkalk eingeschnittenen Tälern deutlicher ist als bei dem in den weichen Gosauschichten eingesenkten mittleren Gosautale; doch ist die U-Form auch hier deutlich, nur konvergieren die beiden Schenkel des U hier stärker als im Dachsteinkalk. Der Trog des Brielgrabens ist der geringen Bedeutung des Grabens entsprechend aber doch unverkennbar.

Die Plassengruppe lag nicht nur während der eigentlichen Eiszeiten zum größten Teil unter den Eismassen des diluvialen Dachsteingletschers verborgen, sondern auch noch während des Bühlstadiums. Wie bereits an anderer Stelle (p. 133) ausgeführt wurde, gehört wohl die in 1200 m Höhe am Ostfuße des Plassen erhaltene Ufermoräne dem Traungletscher des Bühlstadiums an. Während des Gschnitzstadiums, dessen Endmoränen im Goiserner Becken²⁾ liegen, erfüllte der Traungletscher wohl nur mehr das glaziale Trogtal, die Wanne des Hallstätter Sees fungierte als Zungenbecken — der weitaus größte Teil der Plassengruppe ragte bereits über das Eis empor. Hingegen trug der Plassengipfel an der Nordwest-, Nordnordost- und Ostseite (Eisgrube) noch kleine Lokalgletscher, wie die daselbst vorhandenen, kleinen Kare bezeugen. Da nach Penck³⁾ die Schneegrenze im Daunstadium bereits 2000 m hoch lag, blieb damals sogar der Plassengipfel bereits unter der Schneegrenze und konnte daher keine Gletscher mehr tragen.

¹⁾ Siehe Alpenvereinskarte.

²⁾ A. Penck u. E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, I. Band, p. 367.

³⁾ A. Penck u. E. Brückner, l. c., p. 369.

8. Die postglaziale Umgestaltung der Formen.

Mit Erreichung des durch die Glazialerosion geschaffenen Talbodens stehen wir bereits auf der untersten Stufe der, wie wir gesehen haben, besonders im Echerntale außerordentlich deutlich entwickelten Taltreppe im Sinne Hilbers¹⁾. Im postglazialen Diluvium und im Alluvium wurden die Täler im Bereiche unserer Gebirgsgruppe nicht mehr vertieft, sondern im Gegenteil der Talboden durch Akkumulation erhöht. Die postglaziale Erosion beschränkt sich darauf, schluchtartige Gräben in die Seitenwände der glazialen Tröge einzuschneiden. Zu diesen postglazialen Erosionsrinnen gehört unter anderen die Schlucht des Waldbaches beim Waldbachstrub, die „Höll“ genannte Schlucht des Mühlbaches nördlich des Rudolfsturmes, der Steingraben an der Ostseite der Steingrabenschneid, der Rettengraben, der Schreyergraben unterhalb der Schreyeralm, das schluchtartige Stück des Roßalpgrabens unterhalb der Roßalpe.

Viel wichtiger als die postglaziale Erosion ist die postglaziale Sedimentation.

Nach Rückzug der Gletscher füllten sich die durch die Glazialerosion geschaffenen Wannen mit Wasser, es entstehen der Hallstätter See, der ursprünglich auch den größten Teil des Echerntales einnahm, und der See des mittleren Gosautales. Nun begann die Zuschüttung dieser beiden Seen durch folgende drei gleichzeitig tätige Faktoren:

1. die vom Hauptbach herbeigetragenen Talalluvionen,
2. die durch die Seitengräben gelieferten Schuttkegel und
3. die von den Talgehängen abgestürzten Schutthalden.

Von diesen drei Faktoren arbeiten die unter 2 angeführten Schuttkegel weitaus am raschesten; es bilden sich zunächst in den See vorspringende Deltas, wie es der Schuttkegel des Mühlbaches, auf dem der größte Teil des Marktes Hallstatt liegt, und der Schuttkegel des Gosaubaches, der die Gosaumühle trägt, zeigen; später wird der See durch die das gegenüberliegende Ufer erreichende Spitze des Deltas in zwei Teile gespalten werden; endlich bleibt nur mehr die vom Hauptfluß durchflossene Rinne übrig, die durch die von beiden Seiten vorspringenden Schuttkegel abwechselnd auf die linke und rechte Talseite gedrängt wird. In diesem Stadium befindet sich bereits das Seebecken des mittleren Gosautales unterhalb des Brandwirtes: Der Schuttkegel des Hoferggrabens (Sattelgrabens) zwingt den Bach zu einer nach links konvexen Kurve, die vereinigten Schuttkegel des Tiefen-, Edl-, Kreuz- und Färbergrabens drängen ihn wieder nach rechts²⁾, der mächtige, sehr regelmäßige Schuttkegel des Brielgrabens drückt ihn wiederum ganz an das linke Ufer des Tales an, derjenige des Bärenbaches abermals an das rechte, die vereinigten Schuttkegel des Schreyer- und Rettengrabens endlich wieder an das linke Ufer. Neben diesen von den Seitengräben

¹⁾ V. Hilber, Taltreppe, Graz 1912.

²⁾ Der heutige, geradlinige Verlauf des Gosaubaches an dieser Stelle besteht erst seit der künstlichen Regulierung desselben.

gelieferten Schuttkegeln spielen die vom Gosaubache selbst herbeigetragenen, eigentlichen Talalluvionen nur eine sehr geringe Rolle. Anders ist die Zuschüttung des Sees im Echerntale erfolgt. Da der Waldbach mit Ausnahme des Dürrenbaches und des äußerst wasserarmen Spraterbaches keine Zuflüsse erhält, fehlen eigentliche Schuttkegel; die Zuschüttung vollzieht sich teils durch die Talalluvionen des Hauptbaches (unterer, ebener Teil des Echerntales, der die Ortschaft Lahn trägt), zum größten Teil aber durch die von der Echernwand und der Hierlatzwand gelieferten Schutthalden.

Schutthalden aber kamen nicht nur auf den jüngsten Talböden, sondern auch auf den dieselben umsäumenden älteren Talböden zur Ablagerung. Wie bereits p. 95 erwähnt wurde, neigt insbesondere der Plassenkalk des Plassen infolge seiner starken Klüftung, seiner in Steilwänden die ganze Umgebung hoch überragenden Stellung und nicht zuletzt infolge seiner labilen, aus Haselgebirge gebildeten Unterlage sehr stark zum Steinschlag und zur Bildung von Schutthalden. Doch gelangen höchstens sehr vereinzelt Stücke dieser mächtigen Schuttmassen bis ins Tal herab, das meiste bleibt in 1200—1600 *m* Höhe liegen, und zwar im Nordwesten, Nordnordosten und Osten auf den Böden der oben beschriebenen, glazialen Kare, im Süden jedoch auf dem p. 172 beschriebenen, obermiocänen oder pliocänen Talboden des Echerntales, hier in sehr großer Ausdehnung die Aufschlüsse älteren Gesteines verhüllend (Profil IV), was für die Erkenntnis der schwierigen Tektonik dieser Gegend sehr von Nachteil ist.

Die in diesem Abschnitt dargestellten geologischen Faktoren sind die letzten, die den Formenschatz, den heute die Plassengruppe bietet, entscheidend beeinflusst haben, und sie sind auch in der Gegenwart noch rastlos tätig in der Verfolgung ihres Zieles, der Erniedrigung und Einebnung des Gebirges.

VII. Anhang.

A. Versuch einer geologischen Prognose für die weitere Fortführung des Hallstätter Salzbergbaues.

Die Frage, wie lange der Hallstätter Salzbergbau noch rentabel bleiben wird und in welcher Richtung sich die weiteren Aufschlüsse werden bewegen müssen, hängt im wesentlichen von den Vermutungen ab, die wir auf Grund der geologischen Aufnahmen an der Erdoberfläche und der bisher gemachten Grubenbeobachtungen über

1. die Ausdehnung des derzeit in Abbau befindlichen Salzstockes,
2. über das eventuelle Vorhandensein weiterer abbauwürdiger Salzstöcke in der Plassengruppe aufstellen können.

1. Die Ausdehnung des Hallstätter Salzstockes.

Vor allem sei hier zunächst darauf aufmerksam gemacht, daß ein Salzstock, besonders in einem so außerordentlich intensiv gestörten

Gebirge, wie es der Hallstätter Salzberg ist, ein in seiner Ausdehnung und Form derart unberechenbares und von unzähligen, jeder Beobachtung entrückten Umständen abhängiges Gebilde ist, daß eine geologische Prognose hier unvergleichlich unsicherer ist als bei einer flözartigen Lagerstätte oder auch bei einem Erzgang. Es sollen daher die folgenden Angaben über die mutmaßliche Ausdehnung des Hallstätter Salzstockes nur als ein gänzlich hypothetischer Versuch aufgefaßt werden, der im besten Falle in gröbster Annäherung das Richtige treffen kann.

Wenn man auch nach der älteren tektonischen Auffassung, die im Hallstätter Haselgebirge ein autochthones Gebilde, und zwar entweder einen Antiklinalkern (Sueß¹⁾, Aigner²⁾ oder einen Horst (Mojsisovics³⁾) sieht, selbstverständlich nicht annehmen konnte, daß sich das Haselgebirge in die „ewige Teufe“ fortsetzte, sondern in mehr oder minder großer Tiefe zunächst von Werfener Schiefiern unterlagert werde, die nun ihrerseits wieder auf paläozoischen oder archaischen Gesteinen aufruhon, so sind doch durch die Erkenntnis, daß das Haselgebirge einer dem Dachsteinkalke der Dachsteingruppe aufsitzenden Deckscholle angehört, die Aussichten für eine große Ausdehnung des Hallstätter Salzlagers ganz gewaltig gesunken. Denn nach der älteren Auffassung konnte man annehmen, daß sich das Haselgebirge, wenn auch zum Teil in sehr großen und praktisch nicht in Betracht kommenden Tiefen unter der gesamten Dachsteinkalkplatte des Dachsteingebirges⁴⁾ ausbreite. Nach der hier vertretenen, und wie sich aus den Ausführungen im tektonischen Teile (p. 117) ergibt, sehr gut begründeten Auffassung jedoch wäre es im besten Falle möglich, daß das Haselgebirge die gesamte juvavische Deckscholle unterlagert und daher höchstens einen Flächenraum von 19·2 km² bedeckt. Dazu käme allerdings noch der Teil der Deckscholle, der westlich des oberen Brieltales und des Gosautales unterhalb der Gosauschichten verborgen liegt.

Doch wird der theoretisch mögliche Umfang des Salzlagers in der Natur sicherlich nicht annähernd erreicht. Das geht aus folgenden Beobachtungen hervor: Wäre nämlich die gesamte Deckscholle tatsächlich von Haselgebirge unterlagert, so müßte dieses an deren Umfang überall hervorquellen. Tatsächlich beobachten wir dies nur an vier Stellen: bei der Werkstatt⁵⁾, am Fuße des Klauskogels, bei der Sattelalpe⁶⁾ und an der Nordseite des Sulzkogels (Profil II); an allen übrigen Stellen des Umfanges der Deckscholle treten Werfener Schiefer oder jüngere Gesteine (meist anisischer Dolomit) als liegendstes Schichtglied der Deckscholle auf.

¹⁾ E. Sueß und F. v. Hauer, Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino, Sitzber. der Akad., XXV (1857), Taf. III.

²⁾ A. Aigner, Der Salzbergbau in den österreichischen Alpen. Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch. Bd. 40 (1892).

³⁾ E. v. Mojsisovics, Uebersicht der geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. Bau und Bild Oesterreich-Ungarns, p. 391.

⁴⁾ O. v. Buschmann, Das Salz. I. Bd., p. 219., Z. 10 von unten.

⁵⁾ E. Kittl, Exkursionsführer, p. 72.

⁶⁾ O. v. Buschmann, Das Salz. I. Bd., p. 244.

Aber auch an den Stellen des Umfanges der Deckscholle, wo Haselgebirge erscheint, tritt dieses in einer so außerordentlich geringmächtigen Schicht auf, daß wir sagen können, daß das praktisch in Betracht kommende Haselgebirge ausschließlich auf das Ekzem beschränkt ist.

Welchen Umfang besitzt nun das Ekzem? Wie p. 152 gezeigt wurde, wurde das Ekzem durch den Roßalpenbruch hervorgerufen; es wird daher eine langgestreckte Form besitzen, deren längste Dimension durch die Streichungsrichtung des Roßalpenbruches gebildet wird, daher sich von Ost gegen West erstreckt. Das östliche Ende des Ekzems liegt nun beim Rudolfsturm, das westliche Ende hingegen in der Gegend des „Sauern Wassers“ unterhalb der Roßalpe. Daß das Salzlager in dieser Gegend längstens sein westliches Ende erreicht, geht daraus hervor, daß bei der niederen Maxenhütte und im Brieltale der anisische Dolomit unmittelbar durch Werfener Schiefer unterlagert wird. Das Salzlager besitzt also eine Länge von höchstens 6 km.

Die Breite desselben wechselt im Verlaufe der Längserstreckung desselben außerordentlich stark. Vom Rudolfsturm bis zum Mundloch des Josefstollens besitzt der Salzstock an der Oberfläche eine Breite von nur 150 m (Profil VIII), gegen die Tiefe zu dürfte diese Breite noch abnehmen. Vom Josefstollen an schwillt die Breite des Salzstockes rasch an, um im Profile der 5. Querparallele (Plenerkehr) an der Oberfläche eine Breite von 1 km (Profil VI), im Franz-Josefs-Horizont eine solche von 800 m zu erreichen. Noch weiter gegen Westen ist die Oberfläche des Salzstockes nicht mehr aufgeschlossen, da sie unter dem Plassenkalke des Plassen verborgen liegt. Doch haben die Grubenaufschlüsse, die gegenwärtig bereits ein beträchtliches Stück über den Meridian des Plassengipfels nach Westen fortgeführt wurden, ergeben, daß sich die Breite des Salzstockes wieder verschmälert, im Profile des Plassen (Profil IV) dürfte sie den Betrag von 700—800 m erreicht haben.

Für die Beurteilung der Breite des Ekzemes in der Umgebung der Roßalpe wurden vor allem die beiden im Jahre 1911 vorgenommenen, nur wenig westlich der Profillinie III angesetzten Bohrungen von Bedeutung. Diese Bohrungen haben die folgenden Profile ergeben, welche mir Herr Hofrat K. Schraml in Linz in liebenswürdigster Weise zur Verfügung stellte:

Südliche Bohrung:

0 — 24 m Gehängeschutt mit gelbem Lehm ¹⁾ ,
24 — 86·7 „	. grauschwarzer Mergel, von weißen, bis 1 cm starken Kalkadern durchzogen (Liasfleckenmergel),
86·7— 99·8 „ Anhydrit, ausgelaugtes Haselgebirge mit Gips,
99·8—103	. . . harter, grauer Kalk mit dunklen Flecken (Liasfleckenmergel).

¹⁾ In diesem sind die p. 112 beschriebenen Tertiärkonglomerate als Gerölle enthalten.

Nördliche Bohrung:

- 0— 2 m Schutt,
 2— 68 „ ausgelaugtes, gipsreiches Haselgebirge,
 68— 71 „ roter und weißer Kalk (offenbar blockförmiger
 Einschuß von Hallstätter Kalk im Haselgebirge),
 71— 76 „ ausgelaugtes, gipsreiches Haselgebirge,
 76— 90 „ „Zlambachkalk“ (wohl Liasfleckenmergel der
 Sulzkogelmasse, am Tage in dem Wiesentälchen
 zwischen der Bohrung und dem Sulzkogel aufge-
 schlossen), in mehrfachem Wechsel mit schwarzem
 Schieferton und Haselgebirgs Spuren,
 90—106 „ roter Kalk (offenbar der am Ostrande des Sulz-
 kogels aufgeschlossene norische Hallstätter
 Kalk der Sulzkogelmasse)¹⁾.

Aus diesen Angaben geht hervor, daß beide Bohrungen nahe am Kontakte des Haselgebirges mit dem südlich, beziehungsweise nördlich anschließenden Nebengesteine angesetzt sind. Die südliche Bohrung liegt fast genau an dem im allgemeinen saiger verlaufenden Kontakt gegen die Liasfleckenmergelzone des Strennhags (vgl. p. 88 und Profil III), die nördliche bezeichnet die Grenze gegen die Liasfleckenmergel- und Hallstätter Kalkzone der Sulzkogelmasse (Gleitbrett I, vgl. p. 180 und Profil III). Da nun die beiden Bohrpunkte, deren Lage auf der geologischen Karte verzeichnet ist, in meridionaler Richtung etwa 300 m voneinander entfernt sind, können wir daher auch als Beite des Ekzemes bei der Roßalpe den Betrag von 300—350 m annehmen. Von der Roßalpe bis zum „Sauern Wasser“ scheint das Haselgebirge (Profil II) gänzlich auszuspitzen. Die Haselgebirgsmasse bedeckt also einen Flächenraum von etwa $2\frac{1}{2}$ —3 km². Doch sei ausdrücklich bemerkt, daß hier auch das ausgelaugte Haselgebirge, welches das Salz führende in einer Breite von durchschnittlich 150 m umgibt (p. 55), dazugerechnet wird. Dieser breite Mantel von ausgelaugtem Haselgebirge bewirkt auch, daß schmalere Partien des Ekzemes, wie z. B. diejenige westlich des Rudolfsturmes, auch in ihrem Kern kein Salz führen. Dasselbe dürfte auch bei dem Haselgebirgstreifen westlich der Roßalpe der Fall sein. Tatsächlich wurde bei den nächst der Roßalpe angesetzten Bohrungen nur ausgelaugtes Haselgebirge angetroffen.

Wenn wir überall einen 150 m breiten Mantel von ausgelaugtem Haselgebirge annehmen, würde sich der Flächenraum, den der eigentliche Salzstock einnimmt, auf etwa $1\frac{1}{4}$ — $1\frac{1}{2}$ km² reduzieren. Hiervon wären rund zwei Drittel bereits bergmännisch aufgeschlossen.

Wie weit erstreckt sich nun der Salzkörper in die Tiefe? Da die juvavische Deckscholle der Plassengruppe nicht flach dem tirolischen Dachsteinkalk aufsitzt, sondern zu einer tiefen Mulde verbogen und an Verwerfungen versenkt ist, dürfte die Haselgebirgsmasse im

¹⁾ Siehe p. 88. Das aus diesem Bohrprofil ersichtliche Uebergreifen der Haselgebirgsmasse über das Gleitbrett des Sulzkogels (I) ist in Profil III zur Darstellung gebracht.

zentralen Teil des Ekzemes bis in recht beträchtliche Tiefen hinabreichen, welche selbstverständlich nicht unmittelbar zu bestimmen sind. Doch möchte ich folgendes vermuten. Wie p. 155 gezeigt wurde, fällt nach den Beobachtungen von A. Hořinek¹⁾ der Kontakt zwischen dem Haselgebirge und dem tirolischen Dachsteinkalk im Franz-Josef-Stollen 45° gegen Westen ein, der Ausbiß des Kontaktes am Tage hinter dem Rudolfsturm zeigt jedoch, daß sich diese Kontaktfläche gegen oben steiler stellt. Wenn wir nun umgekehrt annehmen, daß sich der Fallwinkel der Kontaktfläche unterhalb des Franz-Josef-Horizontes in gleichmäßiger Weise weiter ermäßigt, so können wir annehmen, daß die Sohle des Haselgebirges unterhalb des Mundloches des Josef-Stollens etwa in 500 *m* Seehöhe liegt (Profil IX). In zweifellos viel bedeutenderer Tiefe liegt die Basis des Haselgebirges westlich des Schlaipfenmoos-Ebnerbergbruches, an welchem, wie p. 145 gezeigt wurde, der Westflügel um 250 *m* abgesenkt wurde. Wir können daher für die Region westlich dieses Bruches, etwa das Profil der Bilinskikehr, die Sohle des Haselgebirges in etwa 250 *m* Seehöhe verlegen (Profil VII). Das Haselgebirge würde also im Falle des Zutreffens dieser Annahme in dieser Region etwa 250 *m* unter den Spiegel des Hallstätter Sees hinabreichen. Von hier an gegen Westen dürfte die Sohle der Haselgebirgsmasse wieder allmählich ansteigen, um endlich unterhalb des „Sauern Wassers“ die Seehöhe von 900 *m* zu erreichen (Profil II).

Als Ergebnis dieser — wie hier nochmals betont werden soll — äußerst hypothetischen Schätzung der Ausdehnung des Hallstätter Salzstockes möchte ich hier die Vermutung aussprechen, daß man bei der Fortführung des Bergbaues in der Richtung gegen die Roßalpe bis nahe an dieselbe, also durch etwa $1\frac{1}{4}$ — $1\frac{1}{2}$ *km*, noch salzreiches Haselgebirge antreffen dürfte, bevor man in ausgelaugtere Partien desselben eintritt, die bis in die Gegend des „Sauern Wassers“ reichen. Querschläge von der Blaschkekehr würden vermutlich sowohl gegen Norden als gegen Süden sehr bald die Salzgrenze anfahren, und zwar dürfte sich der Salzkörper gegen Westen allmählich verschmälern. Diese Verschmälerung des Salzkörpers gegen Westen zeigt besonders deutlich die Aufschlüsse der 9. Querparallele im Franz-Josef-Horizont (etwa 150 *m* westlich des Profiles V), bei welcher nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Oberbergkommissärs O. Schmidt bereits 286 *m* südlich der Hauptschachtricht die südliche Salzgrenze, 297 *m* von derselben Liasfleckenmergel angetroffen wurde. Da andererseits die Hauptschachtricht hier bereits außerhalb der nördlichen Salzgrenze liegt, hat der eigentliche Salzkörper hier keine größere Breite mehr als 250—300 *m*.

Oberhalb des Maria-Theresienhorizontes dürfte das salzführende Haselgebirge, sich gegen oben immer mehr verschmälernd, vielleicht noch bis 1000—1150 *m* emporreichen, jedoch nur unmittelbar am Roßalpenbruch, der dem Südfuß des Plassen folgt, also etwa 100—200 *m* südlicher als der Verlauf der Blaschkekehr; denn weiter im Norden wird gewiß schon in viel geringerer Höhe zunächst die Salzgrenze

¹⁾ A. Hořinek, l. c. Verh. der Geol. R.-A., 1870, p. 77.

und ein Stück höher die eingesunkene Plassenkalkmasse erreicht (Profil IV, V, IX). Allerdings ist es nach den bisherigen Erfahrungen sehr wahrscheinlich, daß sich diese höheren Partien des Haselgebirges als sehr salzarm erweisen und nur größere Mengen von Anhydrit führen wird.

Ein nicht unbeträchtlicher Teil des Salzlagers liegt jedenfalls auch unterhalb des Franz-Josef-Horizontes. Zur Aufschließung desselben wäre es meiner Ansicht nach geraten, aus der Gegend des Binderwirtes (aber westlich der Verwerfungen des Spraterbaches!) in etwa 600 m Seehöhe gegen Nord einen Stollen vorzutreiben. Doch wäre es vorher unbedingt nötig, vom Franz-Josef-Horizont aus etwa in der Gegend der 3. oder 7. Querparallele¹⁾ einen Schacht bis in 500 m Seehöhe hinab anzusetzen, um das tatsächliche Hinabreichen des Haselgebirges in die Tiefe zu konstatieren. Da der „zentralen Einlagerung“ entsprechende, fremde Gesteinskörper unterhalb des Franz-Josef-Horizontes jedenfalls häufiger auftreten als in den höheren Horizonten, wäre selbst nach Erreichen eines solchen fremden Gesteines die Bohrung nicht aufzugeben, sondern so lange fortzusetzen, bis man einigermaßen die Gewißheit hat, daß der tatsächliche Untergrund des Salzlagers erreicht ist und nicht vielleicht nur ein allseits im Haselgebirge schwimmender Block vorliegt. Sollte eine solche Bohrung den Erweis erbringen, daß das Haselgebirge westlich des Schlaipfenmoos-Ebnerbergbruches tatsächlich bis in das Niveau des Hallstätter Seespiegels hinabreicht, so möchte ich noch darauf aufmerksam machen, daß auch in diesem Falle die Salzgrenze in dem vom Binderwirt aus vorgetriebenen Stollen schwerlich vor der Roßalpenverwerfung, das heißt $1\frac{1}{2}$ km vom Eingang entfernt, angetroffen werden dürfte. Andererseits aber wären bei Erreichung der juvavischen Schubfläche (etwa 800—1000 m vom Eingang entfernt) Wassereinbrüche in den Stollen zu befürchten.

2. Das Vorhandensein weiterer abbauwürdiger Salzstöcke

außerhalb des Salzbergkzems an der Basis der juvavischen Deckscholle ist äußerst unwahrscheinlich. Denn wenn auch an einzelnen Stellen dieser Schubfläche Spuren von Haselgebirge nachgewiesen wurden (zum Beispiel Sattelalpe, Werkstatt), so handelt es sich hier jedenfalls um so geringmächtige Massen, daß wahrscheinlich das eventuell hier vorhanden gewesene Salz gänzlich der Auflösung, beziehungsweise der Abwanderung in das benachbarte Salzbergkzem verfallen ist. Auch diese Frage würde übrigens der in der Gegend des Binderwirtes angesetzte Stollen einer Lösung näherführen, da er ja die an der Werkstatt zutage tretende Haselgebirgsmasse an der Basis der juvavischen Deckscholle (800—1000 m vom Eingang entfernt) anfahren müßte.

Schließlich wäre noch die Frage zu erörtern, ob auch außerhalb der juvavischen Schubfläche das Vorkommen von Salzmassen möglich wäre. Hier käme nur die Basis der tirolischen Serie in Betracht. Da

¹⁾ Der dazwischen liegende Teil des Franz-Josef-Stollens eignet sich hierzu nicht wegen der „zentralen Einlagerung“.

jedoch dort, wo diese Basis tatsächlich zu beobachten ist, das heißt am Arikogel bei Steg, die Werfener Schiefer nicht mit Haselgebirge in Verbindung stehen, ist auch das Auftreten desselben an der Basis der tirolischen Serie der Dachsteingruppe nicht wahrscheinlich. Außerdem ist zu bedenken, daß diese Basis unterhalb der Hierlatzwand in etwa 200 m unter dem Meeresspiegel unterhalb des Hallstätter Salzberges aber noch 1200—1500 m tiefer gelegen ist, also in praktisch gänzlich unerreichbaren Tiefen.

Daraus geht hervor, daß in der Plassengruppe keine Hoffnung besteht, außerhalb des bereits in Abbau befindlichen Salzstockes auf ein nennenswertes Steinsalzlager zu stoßen und auch dieser schon mindestens zur Hälfte aufgeschlossen ist.

B. Paläontologische Bemerkungen.

Nautilus Hallstattensis n. sp.

Taf. XVIII (V), Fig. 1 a, b.

M a ß e :	a	b	c
Durchmesser	110 mm	77 mm	60 mm
Höhe des Umganges in % des Durchmessers	66%	64%	62%
Breite des Umganges in % des Durchmessers	58%	67%	70%
Nabelweite	3%?	3%?	2%?

Die Form liegt in den roten Mittelliasmergeln der Lokalität „Zwischen den Kögeln“ in einem sehr gut erhaltenen Steinkern eines vollständig ausgewachsenen Exemplars vor, welches sämtliche (oder fast sämtliche) Luftkammern zeigt, die das Tier im Leben besessen hatte, so daß gerade nur die Wohnkammer fehlt. Dies ergibt sich daraus, daß die letzte Luftkammer nur etwa ein Drittel so breit ist wie die vorhergehenden¹⁾.

Sämtliche oben angegebenen Messungen wurden an dem einzigen vorliegenden Stücke ausgeführt, und zwar bedeuten:

- a die Maße des letzten Umganges des vollständigen (nur der Wohnkammer beraubten) Luftkammerexemplars
- c die Maße des vorletzten Umganges
- b die Maße, welche zu dem zwischen a- und c gelegenen und auf beide normal stehenden Durchmesser gehören.

Die Umgänge sind vollständig gerundet, ohne jede Kantenbildung. Die Flanken sind leicht abgeflacht, ohne jedoch vollständig eben zu werden und konvergieren gegen die Externseite. Die größte Breite der Umgänge liegt unmittelbar oberhalb des Nabels. Wie aus den obigen Maßangaben b und c hervorgeht, wird die Höhe der Umgänge von der Breite derselben im allgemeinen um einen ganz geringen Betrag übertroffen; die Dimensionen a zeigen jedoch, daß unmittelbar vor Erreichung des erwachsenen Zustandes die Umgänge plötzlich

¹⁾ J. v. Pia, Untersuchungen über die liassischen Nautiloidea (Beiträge zur Paläontologie u. Geologie Oesterreich-Ungarns u. des Orients. Bd. XXVII, p. 38).

derart rasch in die Höhe wachsen, daß die Umgangshöhe größer wird als die Breite und dadurch die Gehäuse eine schlankere und hochmündigere Gestalt bekommen. Der Abfall zum Nabel ist ebenso wie der übrige Umriß vollkommen gerundet.

Der Nabel selbst ist gegenwärtig vollkommen geschlossen. Doch läßt das Gehäuse in der Richtung von links oben nach rechts unten eine leichte Zusammendrückung erkennen, welche sich darin äußert, daß die Außenwand des vorletzten Umganges gegenüber derjenigen des letzten um etwa 3 mm eingedrückt wurde. Durch diesen Vorgang wurde auch der ursprünglich am Steinkern vorhandene offene Nabel gänzlich geschlossen. Doch muß der Steinkern auch vor dem Eintritt der Deformation einen außerordentlich engen Nabel besessen haben, der den Betrag von 3% nicht überschritten haben konnte. Die Schale dürfte gänzlich ungenabelt gewesen sein.

Der letzte Umgang zeigt 18 Luftkammern. Die Lobenlinie zeigt am Nabel einen leichten Sattel, dann folgt der die ganze Flanke überspannende, sehr flache Laterallobus. Externlobus fehlt; auch ein Internlobus ist nicht vorhanden.

Der Siphon ist ziemlich groß, kreisrund und liegt sehr tief ($e:i = 7:3$, auf der letzten Scheidewand sogar $e:i = 10:3$)¹⁾.

Da die Schale vollkommen fehlt, ist die Oberflächenskulptur unbekannt; der Steinkern ist vollständig glatt und skulpturlos.

Die vorliegende Form stimmt mit keiner der in J. v. Pias prächtiger Monographie²⁾ dargestellten liasischen Nautiliden vollständig überein und ist daher als eine neue Art zu bezeichnen. Die Form der Umgänge gleicht fast vollkommen derjenigen bei *Nautilus simillimus* Foord u. Crick³⁾ und *Nautilus Paretoi* Gemm⁴⁾; auch zeigen beide Arten einen sehr engen, wenn auch nicht so engen Nabel wie die vorliegende Form. Doch unterscheidet sich ersterer *Nautilus* von *Nautilus Hallstattensis* durch das Vorhandensein eines Internlobus auf den inneren Umgängen und die bedeutend höhere Lage des Siphos, letzterer ebenfalls durch das Vorhandensein eines Internlobus und die wesentlich anders gestaltete Lobenlinie. Eine ähnliche Umgangsform und Lage des Siphos zeigt ferner *Nautilus julianus* Fuc.⁵⁾; doch unterscheidet sich diese Art durch gewölbtere Flanken, das Vorhandensein eines Externlobus, den weiteren Nabel und vielleicht auch durch die viel geringere Größe.

Zahl der untersuchten Exemplare: 1.

Fundort: Mittellias „Zwischen den Kögeln“.

¹⁾ J. v. Pias, l. c., p. 21.

²⁾ J. v. Pias, Untersuchungen über die liasischen Nautiloidea, II. Vergleichende Uebersicht der liasischen Nautiloidea. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Oesterreich-Ungarns und des Orients, Bd. XXVII (1914), p. 34–86, Taf. VIII–X.

³⁾ J. v. Pias, l. c. p. 53, Taf. VIII, Fig. 9.

⁴⁾ J. v. Pias, l. c. p. 63, Taf. VIII, Fig. 12.

⁵⁾ J. v. Pias, l. c. p. 68, Taf. VIII, Fig. 8.

Nautilus Geyeri Prinz.

Taf. XVIII (V), Fig. 2 a, b.

- 1893 *Nautilus inornatus* p. p. Geyer, Die mittelliasische Cephalopodenfauna des Hinter-Schafberges. Abhandl. der Geol. R.-A. 15, Taf. 9, Fig. 5.
 1906 *Nautilus Geyeri*. J. Prinz, Die Nautiliden in der unteren Jura-Periode. *Annales Musei nationalis Hungarici* 4, p. 215.
 1914 *Nautilus Geyeri*. J. v. Pia, Untersuchungen über die liasischen Nautiloidea, Beitr. zur Pal. und Geol. Oest.-Ung. und des Orients, Bd. XXVII, p. 73. Taf. VIII, Fig. 18.

Maße:

Durchmesser ¹⁾	.	54 mm
Höhe des letzten Umganges in % des Durchmessers	.	50%
Breite "	" " "	65%
Nabelweite	" " "	17%

In den roten Mittelliasmergeln der Lokalität „Zwischen den Kögeln“ liegt der Steinkern eines mit einem Teile der Wohnkammer erhaltenen, völlig erwachsenen *Nautilus* vor, der in seinen Dimensionen sehr gut mit dem von Geyer als *Nautilus inornatus* aus der Mittelliasfauna des Schafberges beschriebenen und auf Taf. 9, Fig. 5 abgebildeten Stück übereinstimmt, das aber von J. Prinz und J. v. Pia mit Recht von den übrigen, zweifellos zum echten *Nautilus inornatus* d'Orb. gehörigen Formen abgetrennt und als *Nautilus Geyeri* beschrieben wurde. Ich glaube die Identifizierung der vorliegenden Form mit der von Geyer beschriebenen um so eher durchführen zu können, als letztere aus der Mittelliasfauna des Schafberges stammt, welche auch sonst so viele mit der vorliegenden Fauna übereinstimmende Formen aufweist.

Da sich nun aus den Beschreibungen bei Pia und Prinz ergibt, daß bei *Nautilus Geyeri* die Beschaffenheit der Lobenlinie und die Lage des Siphos bisher unbekannt war, das vorliegende Stück jedoch beide Merkmale gut erkennen läßt, dürfte es nicht ohne Nutzen sein, an dieser Stelle die Form nochmals zu beschreiben und abzubilden.

Der Umriss der Windungen zeigt eine sehr gleichmäßig gerundete Wölbung. Die Breite der Umgänge ist etwas größer als deren Höhe. Die größte Breite liegt unterhalb der Mitte. Die senkrechte Nabelwand ist von den Flanken durch eine gerundete Kante getrennt. Der Nabel selbst ist von mittlerer Breite und sehr tief eingesenkt.

Der letzte Umgang zeigt 19 Luftkammern, von welchen die letzte, wie so häufig (siehe die vorhergehende Form) eine geringere Breite erlangt als die vorhergehenden. Die Lobenlinie bildet an der Nabelkante einen sehr seichten Sattel, hierauf einen recht ausgesprochenen Laterallobus, der jedoch nicht die Tiefe desjenigen von *Nautilus inornatus* erreicht. Ein sehr flacher Externlobus ist vorhanden, ein Internlobus hingegen fehlt.

Die Siphos ist kreisrund und liegt etwas oberhalb der Mitte ($e:i = 6:7$).

¹⁾ des der Wohnkammer beraubten Exemplares.

Ein unbedeutender Unterschied gegenüber Geyers Fig. 5 b liegt in der etwas stärkeren Rundung der Nabelkante bei der vorliegenden Form; dieser Unterschied ist vielleicht darauf zurückzuführen, daß in der Schafbergfauna ein Schalenexemplar, hier nur Steinkerne vorliegen. Ein weiterer Unterschied, auf welchen mich Freund Pia aufmerksam machte, scheint darin begründet zu sein, daß bei der Taf. XVIII, Fig. 2 a abgebildeten Form die größte Breite des Querschnittes etwas tiefer liegt als bei Geyers Fig. 5 b; doch ist auch dieser Unterschied meiner Ansicht nach viel zu geringfügig, um eine Abtrennung zu rechtfertigen, und zwar besonders deshalb, weil sich ein anderes sonst übereinstimmendes Stück in dieser Hinsicht noch näher an Geyers Form anschließt. *Nautilus striatus* Sow., der eine ähnliche Rundung der Umgänge, einen annähernd gleichweiten Nabel und eine übereinstimmende Lage des Siphos zeigt, unterscheidet sich durch geringere Breite und vor allem durch das Vorhandensein eines Internlobus.

Zahl der untersuchten Exemplare: 2.

Fundort: Mittellias „Zwischen den Kögeln“.

Harpoceras (Arieticeras) nitescens Young und Bird var. *Horzineki* Mojs.

Taf. XVIII (V), Fig. 3 a, b; 4 a, b.

1868 *Ammonites Horzineki* Mojsisovics, Ueber Versteinerungen des mittleren Lias vom Hallstätter Salzberg. Verhandl. der Geol. R.-A., p. 11 (Nr. 8).

1876 *Harpoceras Algovianum*, R. Tate und J. F. Blake, The Yorkshire Lias p. 302, Taf. VIII, Fig. 1.

M a ß e.

Durchmesser	53 mm	46 mm
Höhe des letzten Umganges in % des Durchmessers	30%	33%
Breite " " " " " "	21%	22%
Nabelweite des letzten Umganges in % des Durchmessers	45%	41%

E. v. Mojsisovics hat die vorliegenden Stücke bereits an der oben angeführten Stelle nach dem Entdecker der Schichten benannt und auch kurz charakterisiert; da sich aber nirgends eine ausführliche Beschreibung und eine Abbildung dieser Form findet, soll beides an dieser Stelle nachgetragen werden.

Das Gehäuse besteht aus sich nur sehr wenig umhüllenden Umgängen, welche eine bedeutend größere Höhe als Breite besitzen; da die stark abgeplatteten Flanken mit kurzer Wölbung in den schmalen Externteil und in den niedrigen Abfall zum Nabel übergehen, besitzt der Querschnitt die Gestalt eines Rechteckes mit abgerundeten Ecken.

Der Nabel ist weit und seicht.

Die Externseite ist mit einem sehr schmalen, scharfen Kiel versehen, der beiderseits von schmalen Kielbändern begleitet ist. Zur Ausbildung eigentlicher Kiefurchen scheint es nicht zu kommen; leider ist infolge einer leichten Verdrückung der Stücke der Charakter der Externseite nicht mit Sicherheit erkennbar.

Die Zahl der Rippen auf einem Umgang beträgt bei einem Durchmesser von etwa 50 cm 21 bis 22. Die Rippen sind schmaler

als ihre Zwischenräume; dabei aber überaus kräftig, jedoch stumpf und in gleichmäßiger Rundung in die Zwischenräume übergehend. Sie zeigen einen nur undeutlich S-förmigen Verlauf und bleiben — ähnlich wie bei *Arieticeras retrorsicosta* — etwas hinter der Radialrichtung zurück. An der Externkante endigen sie mit knotenartigen Verdickungen.

Die Lobenlinie konnte nur auf der Strecke zwischen dem Externsattel und der Naht freigelegt werden; sie läßt, wie alle Formen dieser Gruppe, einen sehr tiefen 1. Laterallobus erkennen, der in 3 steile Spitzen ausläuft und auch mit seitlichen Spitzen versehen ist. Der 2. Laterallobus ist viel kleiner, aber auch in mehreren Spitzen endigend, außerdem ist noch ein Auxiliarlobus vorhanden. Der 1. Laterallobus ist durch einen kleinen Sekundärlobus symmetrisch geteilt.

Die vorliegende Form muß infolge ihres weiten Nabels und der nur sehr undeutlich S-förmig gekrümmten Rippen zur Gattung *Arieticeras* gestellt werden. Die Lobenlinie ist allerdings stärker gezackt als bei den meisten Formen von *Arieticeras*, ist aber eine echte Harpocerenlinie und nähert sich mehr derjenigen bei der Untergattung *Grammoceras*.

Die vorliegende Form stimmt völlig mit der von Tate und Blake aus der Margaritatuszone von Yorkshire unter dem Namen *Harpoceras Algovianum* beschriebenen und auf Taf. VIII, Fig. 1 abgebildeten Art überein. Wie jedoch E. Haug¹⁾ gezeigt hat, ist die bei Tate und Blake abgebildete Form von *Harpoceras Algovianum* Oppel verschieden und nur mit dem von Young und Bird²⁾ beschriebenen, aber nicht abgebildeten *Ammonites nitescens* identisch. Eine Abbildung des Original-exemplares von *Ammonites nitescens* Young und Bird bringt erst S. S. Buckman³⁾; ein Vergleich der vorliegenden Form mit dem Typus von *Harpoceras (Arieticeras) nitescens* bei Buckman läßt Übereinstimmung in allen wesentlichen Merkmalen erkennen: Der Windungsquerschnitt, die Nabelweite, die Beschaffenheit der Externseite zeigt keine Unterschiede; kein *Arieticeras* außer der vorliegenden und der englischen Form zeigt so grobe, weit voneinander abstehende Rippen; auch die Lobenlinie ist fast völlig übereinstimmend ausgebildet. Der einzige Unterschied, den sowohl die vorliegende Form als die von Tate und Blake abgebildete gegenüber dem Typus bei Buckman erkennen läßt, ist das Zurückbleiben der Rippen hinter der Radialrichtung, so daß eine Abtrennung als Varietät wohl gerechtfertigt erscheint. Eine Abtrennung als neue Art hingegen scheint mir nicht berechtigt zu sein, da sich dieses Merkmal als sehr variabel erweist. Fig. 4 zeigt es zum Beispiel in geringerem Maße als Fig. 3, und selbst auf demselben Stück ist diese Rückbiegung der Rippen in verschiedenen Altersstadien nicht gleich stark.

¹⁾ E. Haug, Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*. Neues Jahrb. für Mineral. etc., III. Beil.-Bd. (1886), p. 631.

²⁾ Young und Bird, Geological Survey of the Yorkshire Coast, 2nd edition, Whitby 1828, p. 257.

³⁾ S. S. Buckman, Yorkshire type Ammonites (1913), Nr. 74, Taf. LXXIV.

E. Haug und in noch schärferer Weise O. Haas¹⁾ sind dafür eingetreten, daß *Ammonites nitescens* überhaupt nicht zu *Harpoceras* gehöre. Dies ist sehr gut verständlich, da beide Autoren Buckmans Abbildung noch nicht kannten und sich in erster Linie auf Wrights²⁾ Abbildungen stützten. Nun zeigt aber die von Wright abgebildete Form — insbesondere in der Lobenlinie — Merkmale, welche eine Einreihung derselben bei *Harpoceras* tatsächlich unmöglich macht; man kann daher annehmen, daß sowohl die von Wright als *Harpoceras nitescens* als das von O. Haas³⁾ als *Acanthopleuroceras af. nitescens* beschriebene Form mit *Ammonites nitescens* nicht identisch sind und wohl tatsächlich zu *Acanthopleuroceras* gehören.

Arieticeras Algovianum Opp. und *Arieticeras retrorsicosta* Opp., mit welchem Mojsisovics die vorliegende Form vergleicht sowie sämtliche anderen Arten von *Arieticeras* unterscheiden sich von *Arieticeras nitescens* durch die größere Zahl und geringere Stärke der Rippen; *Arieticeras Algovianum* besitzt 35—40 Rippen auf einem Umgang, *Arieticeras retrorsicosta* etwa ebensoviel.

Zahl der untersuchten Exemplare: 3.

Fundort: Mittellias der Dammhöhe.

Inhaltsverzeichnis.

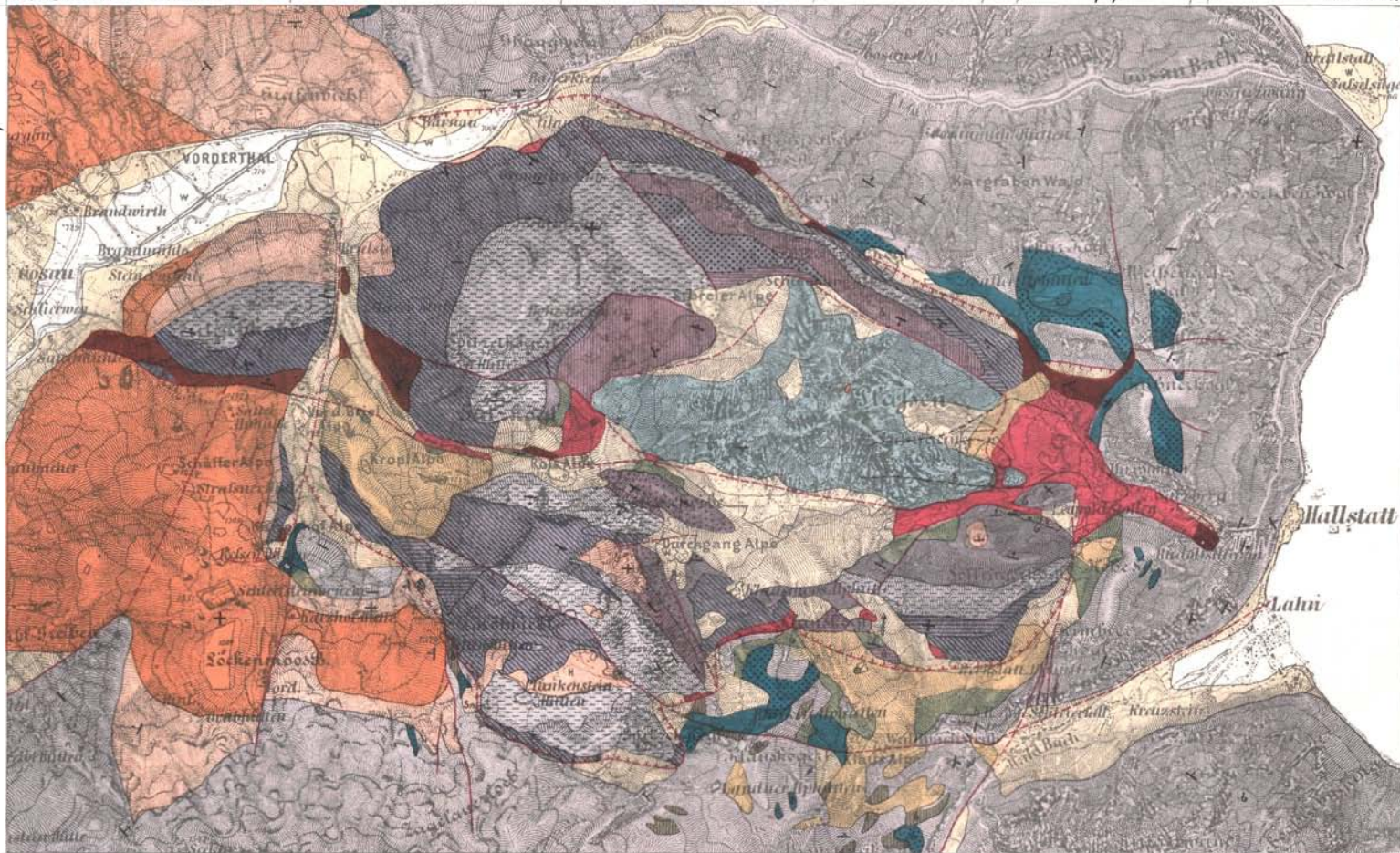
	Seite
I. Einleitung . . .	1
II. Literaturverzeichnis	4
III. Erforschungsgeschichte der Plassengruppe von den ältesten Anfängen bis Hauer (1846)	13
IV. Stratigraphischer Teil.	
A. Erforschungsgeschichte der Stratigraphie der Plassengruppe von 1846 bis zur Gegenwart.	
1. Trias .	18
2. Jura .	24
3. Kreide	26
B. Stratigraphie der Tirolischen Einheit.	
1. Dachsteinkalk	26
2. Lias	31
a) Hierlatzkalk .	31
b) Fleckenmergel	36
c) Verbreitung der beiden Fazies des unteren Lias .	37
3. Dogger und Malm . .	39
a) Klauschichten	39
b) Macrocephalusschichten	42
c) Sonstige Vorkommnisse von rotem Cephalopoden- u. Crinoidenkalk	43
d) Lichte Jurakalke und Breccien mit Hornsteinwarzen	44
e) Radiolarite	45
f) Bemerkungen über die Verbreitung und Transgression des tirolischen Doggers und Malms in der Plassengruppe	46

¹⁾ O. Haas, Die Fauna des mittleren Lias von Ballino in Südtirol. Beiträge zur Paläont. und Geol. Oest.-Ung. und des Orients, Bd. XXVI (1913), p. 53.

²⁾ T. Wright, Monographie of the Lias Ammonites of the British Islands, Palaeontographical Society 1882, Taf. XLIX, Fig. 2—7.

³⁾ O. Haas, l. c., p. 52; Taf. II, Fig. 7; Taf. VII, Fig. 16.

	Seite
C. Stratigraphie der juvavischen Einheit	53
α. Stratigraphie der untersten Triasstufen	54
1. Werfener Schiefer	54
2. Haselgebirge	55
3. Anisischer Dolomit	60
β. Stratigraphische Detailprofile in der juvavischen Einheit.	
1. Profil des Solinger- und Someraukogels	61
2. Profil des Steinbergkogels	74
3. Profil der Lauterbachscholle	78
4. Profil des Klauskogels	79
5. Profil des Schiechlingkammes	80
6. Profil der Schreyeralpe	84
7. Profil des Sulzkogels und Leutgebkogels	87
8. Der Taubenstein	89
9. Profil der Kaunwände	90
10. Profil der Hohen Scheibe	91
11. Profil des Plassen	92
γ. Stratigraphische und paläogeographische Bedeutung der Profile durch die juvavische Einheit der Plassengruppe	97
D. Stratigraphie der Gosauschichten	104
E. Tertiär (?)	112
F. Diluvium und Alluvium	113
V. Tektonischer Teil.	
A. Aeltere Ansichten über die Tektonik der Plassengruppe	114
B. Kretazische (vorgosauische) Tektonik.	
1. Die juvavische Hauptüberschiebung	117
2. Sekundäre Ueberschiebungen und Faltungen in der Deckscholle	126
3. Mechanik der juvavischen Ueberschiebung	133
4. Vorgänge der kretazischen Tektonik, welche dem juvavischen Ueberschiebungsakte nachfolgten	135
5. Vorgosauische nachtektonische Erosion	138
C. Tertiäre Tektonik.	
1. Faltungen mit im Alpenstreichen gelegener Achse	139
2. Verwerfungen	140
a) Längsbrüche	141
b) Querbrüche	143
3. Ekzenbildung	146
4. Der Melaphyr	153
5. Der Haselgebirgsstreifen westlich vom Rudolfsturm	154
D. Die Stellung der Plassengruppe in der Regionaltektonik des Salzkammergutes.	
1. Fortsetzung der juvavischen Deckscholle gegen Westen u. Osten	158
2. Ausblick auf die Tektonik der Gegend zwischen Ischl u. Aussee	165
VI. Morphologischer Teil.	
1. Die vorgosauische Landoberfläche	166
2. Die altmiocäne Landoberfläche	168
3. Die Entstehung der Täler	170
4. Jungmiocäne oder pliocäne Talböden	171
5. Das Gosautal	173
6. Der präglaziale Talboden	174
7. Die Glazialerosion	174
8. Die postglaziale Umgestaltung der Formen	177
VII. Anhang.	
A. Versuch einer geologischen Prognose für die weitere Fortführung des Hallstätter Salzbergbaues	178
1. Die Ausdehnung des Hallstätter Salzstockes	178
2. Das Vorhandensein weiterer abbauwürdiger Salzstöcke	183
B. Paläontologische Bemerkungen	184



	Dachsteinkalk	} juravische Einheit.
	Hieratschichten	
	Lias-Fleckenmergel	
	Horsteinkalke und Breccien des Dogger	
	Klanakalke	
	Radiolarite	
	Werfener Schiefer	
	Hammelsberge und Gips	
	anischer Dolomit	
	Beidinger Kalk (und Horsteinkalk der Kanawand)	

	Hallstätter Rifkalk (verschiedener Niveaus)	} juravische Einheit.
	Schneierskalk	
	Drazeber Kalk	
	norische Hallstätter Kalk	
	norischer (?) Plattenkalk, bzw. Horsteinkalk der Plattensteine	
	Ziambachschieben	
	Liasfleckenmergel (und roter Mütellias)	
	Plattenskalk	
	Konglomerate und Breccien	
	Sandsteine und Mergel	

	Morken.
	Schutt, Talalluvien.
	steigere, steile (89°-60°), mittelsteile (60°-80°), flache (20°-1°), horizontale Lage der Schichten.
	Fossilfundorte. — f — Schnittmergel.
	Rand der juravischen Deckenschale
	sonstige Dislokationen.
	Bohrungen, Bergwerkstollen.
	Galgrenze und Umfang der „zentralen Einlagerung“ im Maria Theresien-Horizont.

Tafel XV (II).

Dr. E. Spengler:

**Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges
im Salzkammergut.**

Erklärung zu Tafel XV (II).

Trias (und Quartär) Jura Oberkreide s = Schutt und Alluvien. q = Moränen.	weiß. dunkelgrün. hellgrün. gs = Gosausandstein. gc = Gosaukonglomerat und -breccie.
---	--

Juvavische Deckscholle.

ti = Plassenkalk. fl = Liasfleckenmergel und Mittellias. pk = Hornsteinkalke der Nied. Scheibe. pk = Plattenkalke der Nied. Scheibe. z = Zlambachschichten. hk = norischer Hallstätter Kalk. rk = Hallstätter Riffkalk. kk = Draxlehner Kalk.	ak = Schreyeralmkalk. rf = Reifinger Kalk (und Hornsteinkalk der Hohen Kaunwand [Profil II]). ad = anisischer Dolomit. ha = ausgelaugtes Haselgebirge. hs = salzreiches Haselgebirge. w = Werfener Schiefer.
--	---

Tirolische Basis.

r = Radiolarit. k = Klauschichten. d = Doggerbreccien u. -hornsteinkalke fl = Liasfleckenmergel.	lh = Hierlitzkalk. dk = Dachsteinkalk. c = Carditaschichten. rd = Ramsaudolomit.
---	---

Verwerfungen.

Pl = Plankensteinbruch. D = Durchgangbruch. S = Schlaipfenmoosbruch.	R = Roßalpenbruch. Re = Rettengrabenbruch. B = Brietalbruch.
--	--

Bergwerksstollen.

- Profil IX: *HW* = Hoher Wasserstollen (Eingang 1219 m).
 NW = Niederer Wasserstollen (Eingang 1181 m).
 J = Josef-Stollen (Eingang 970 m).
 M = Maria-Theresia-Stollen (Eingang 892 m).
 FJ = Franz-Josef-Stollen (Eingang 785 m).
 Profil VIII: (oben) Maria-Theresia-Stollen (897 m).
 (unten) Franz-Josef-Stollen (740 m).
 Profil VII: (oben) Josef-Horizont (980 m).
 (Mitte) Maria-Theresia-Horizont (Bilinskikehr 913 m).
 (unten) Franz-Josef-Horizont (751 m).
 Profil VI: (oben) Niederer Wasserstollen (1181 m).
 Josef-Horizont (1007 m).
 Maria-Theresia-Horizont (Plenerkehr 931 m).
 (unten) Franz-Josef-Horizont (Marekkehr 762 m).
 Profil V: (oben) Maria-Theresia-Horizont (8. Querparallele 948 m).
 (unten) Franz-Josef-Horizont (772 m).
 Profil IV: (oben) Maria-Theresia-Horizont (Blaschkekehr 959 m).
 (unten) Elisabeth-Horizont (Kirnbauerkehr 916 m) } 11. Querparallele.

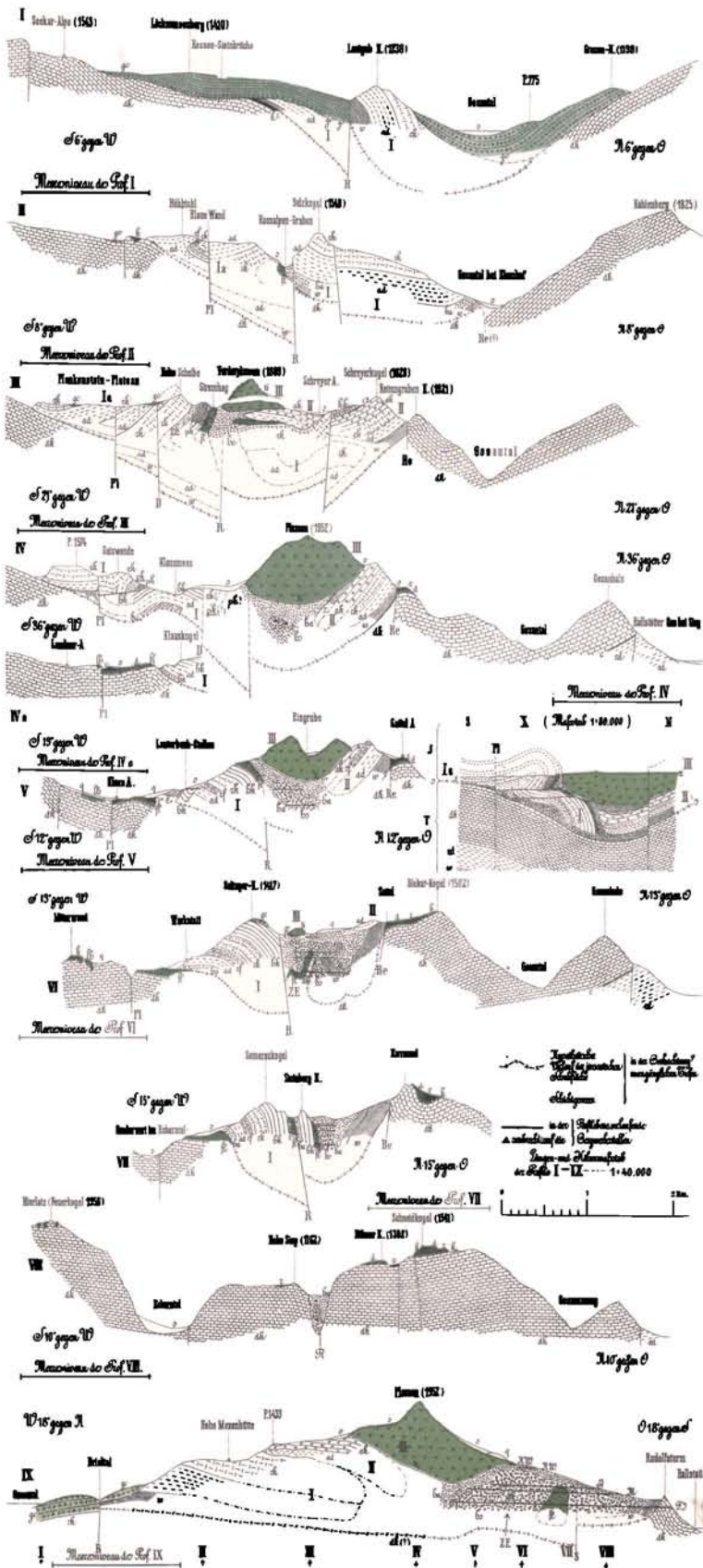
Die Pfeile und römischen Ziffern (I—VIII) unterhalb des Längsprofils IX entsprechen den Schnittpunkten dieses Längsprofils mit den Querprofilen I—VIII. (*ZE* = zentrale Einlagerung.)

Profil X stellt einen etwa dem Profile IV entsprechenden Querschnitt durch die Plassengruppe nach Eintritt der vorgosauischen Gebirgsbildung unmittelbar vor Ablagerung der Gosauschichten dar. I, Ia, II, III = die einzelnen Gleitbretter der juvavischen Decke (p. 132) (*xx* = vorgosauische Landoberfläche, *T* = tirolische, *J* = juvavische Einheit, *ss* = juvavische Schubfläche)

Maßstab der Profile I—IX (1 : 40.000), Maßstab des Profils X (1 : 80.000).

Berichtigung zu Profil VI und IX.

In der „zentralen Einlagerung“ (*ZE*) ist die Signatur *dk* (Dachsteinkalk) durch *hk* (Hallstätter Kalk) zu ersetzen. Der „Liasfleckenmergel“ (*fl*) der zentralen Einlagerung des Profils VI enthält zum Teil auch Zlambachmergel. Da die zentrale Einlagerung, wie p. 148 gezeigt wurde, wahrscheinlich juvavisch und nicht tirolisch ist, wie auf Profil VI dargestellt wurde, muß in diesem Profil die juvavische Schubfläche unterhalb der zentralen Einlagerung verlaufen.



Tafel XVI (III).

Dr. E. Spengler:

**Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges
im Salzkammergut.**

Erklärung zu Tafel XVI (III).

Fig. 1. Einlagerung von Gosaukonglomerat in ein vorgosauisches Karrenfeld im tirolischen Dachsteinkalk. (Hintergrund des Brieltales, etwa 150 m nördlich vom „ü“ von „Katzhofhütte“.)

Im Vordergrund enthält der Dachsteinkalk einen *Megalodus* (herzförmiger Durchschnitt rechts neben dem Hammer). Das Gosaukonglomerat unterscheidet sich im Bilde durch seine dunklere Farbe vom hellen Dachsteinkalk; auch sind die größeren Gerölle des Konglomerates deutlich zu erkennen. Der unterhalb des abgebildeten Aufschlusses liegende Abhang besteht aus felsbildendem Dachsteinkalk, der Hang oberhalb desselben aus Gosauschichten. (Siehe p. 105, 124.)

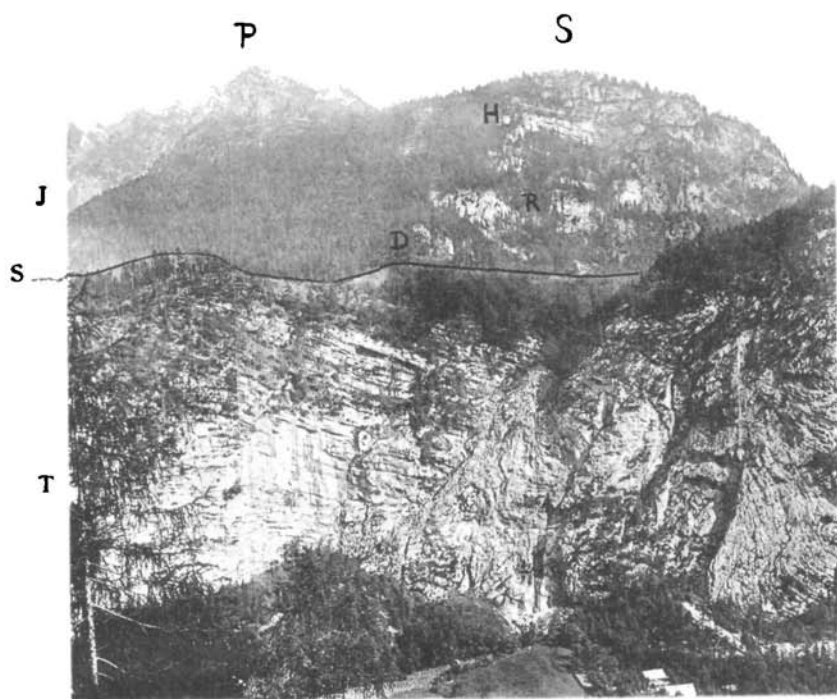
Fig. 2. Plassengruppe von Süden gesehen (vom Nordfuße der Hierlatzwände im Echerntal). Ueberschiebung der juvavischen Deckscholle (*J*) auf die tirolische Basis (*T*).

Vordergrund: Tirolischer Dachsteinkalk (*T*), welcher in der linken (westlichen) Hälfte und in der Mitte des Bildes auf der durch die Ueberschiebungsfläche (*s*) gebildeten Terrasse eine Auflagerung von Liasfleckenmergel trägt. In der rechten Hälfte des Bildes ist die Felswand des Dachsteinkalkes, über welche der wasserarme Schleierfall herabstürzt, von der in vier Parallelsprünge gespaltenen Schlaipfenmoos—Ebnerberg-Verwerfung zerschnitten; Schleppung des Dachsteinkalkes am östlichsten dieser Sprünge. Rechts unter den Wänden der Binderwirt.

Hintergrund: Juvavische Deckscholle (*J*), an der juvavischen Schubbfläche (*s*) über die tirolische Einheit (*T*) überschoben. *S* = Someraukogel, *P* = Plassen. Die überschobene, juvavische Serie baut sich aus der p. 61⁷ beschriebenen Schichtfolge auf: anisischer Dolomit (*D*) (darunter eine Spur Haselgebirge), Keiflinger Kalk (nicht wandbildend), Hallstätter Riffkalk (*R*), wohlgeschichteter norischer Hallstätter Kalk (*H*). (Siehe p. 120 und Taf. XV (II), Prof. VII.)



Fig. 1



Autor phot

Fig. 2

Lichtdruck v Max Jaffe, Wien.

Tafel XVII (IV).

Dr. E. Spengler:

**Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges
im Salzkammergut.**

Erklärung zu Tafel XVII (IV).

Fig. 1. Versuch einer Rekonstruktion der gegenwärtigen Lage der vorgosauischen Landoberfläche (Auflagerungsfläche der Gosauschichten) in Form einer Isohypsenkarte (p. 166).

Fig. 2. Morphologische Karte der Plassengruppe:
punktiert: untermiocäne Landoberfläche (p. 168),
schief schraffiert: obermiocäne oder pliocäne Talböden (p. 171),
vertikal schraffiert: präglaziale Talböden (p. 174),
horizontal schraffiert: glaziale Trogtäler (p. 175).

L. M. B. = Löckenmoosberg (auf beiden Karten).

L. = Leutgebkogel (auf Fig. 1).

V. H. = Veitenhütte (auf Fig. 2).

Maßstab beider Karten 1 : 75.000.

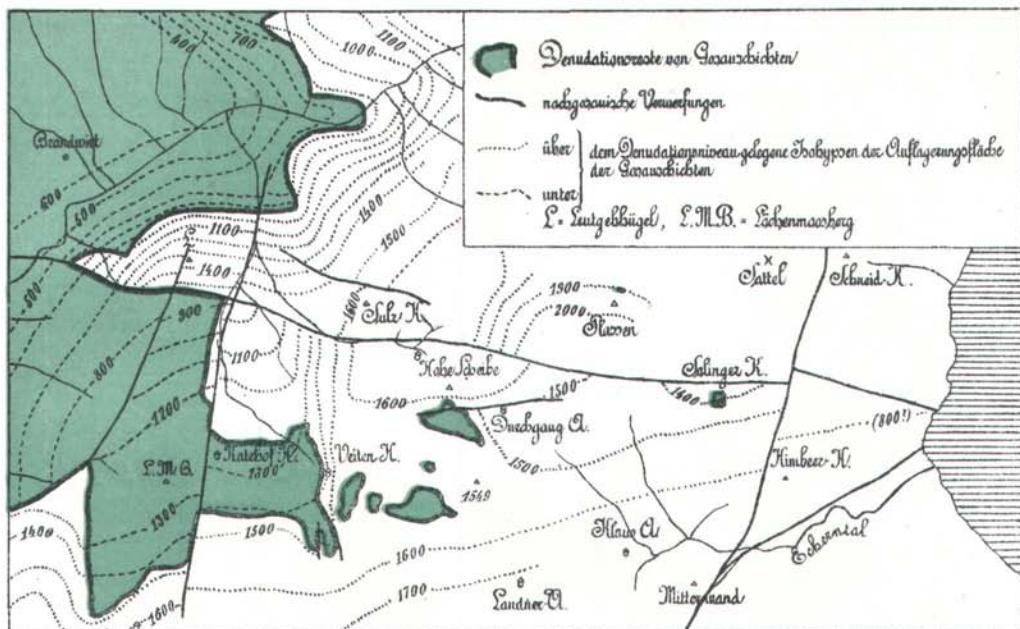


Fig. 1

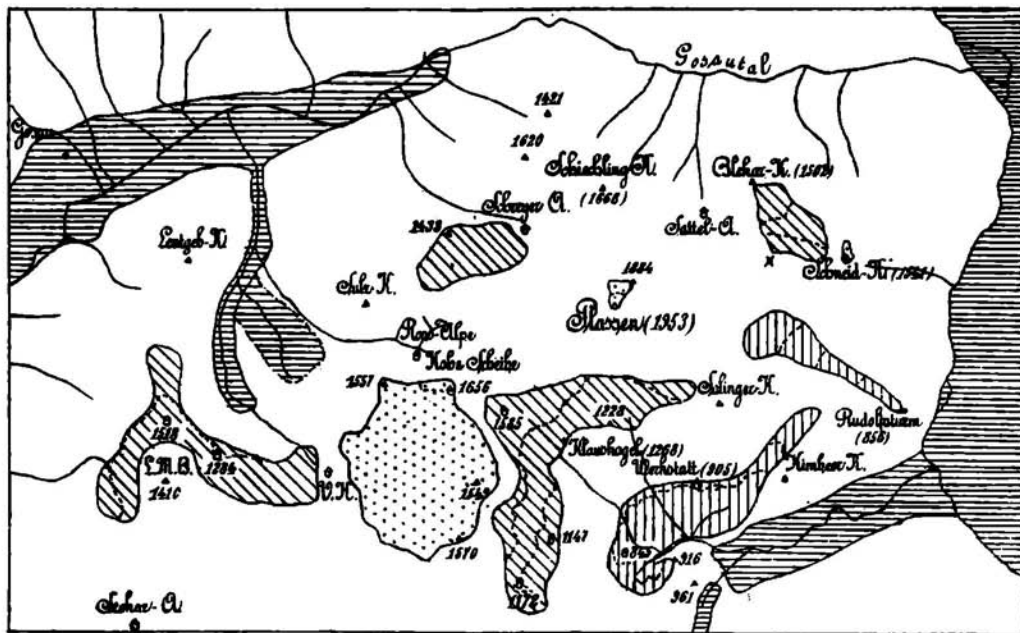


Fig. 2

Tafel XVIII (V).

Dr. E. Spengler:

**Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges
im Salzkammergut.**

Erklärung zu Tafel XVIII (V).

	Seite
Fig. 1 a. <i>Nautilus Hallstattensis</i> n. sp. Mittellias „Zwischen den Kögeln“. Sammlung des naturhistorischen Hofmuseums	184
Fig. 1 b. <i>Nautilus Hallstattensis</i> n. sp. Querschnittsbild desselben Exemplares, auf eine Höhe von 50 mm reduziert, um einen direkten Vergleich mit den von J. v. Pia (Untersuchungen über die liasischen Nautiloidea, Beiträge zur Paläontologie und Geologie Oesterreich-Ungarns und des Orients, Bd. XXVII, Taf. VIII–X), gegebenen Querschnittsbildern zu ermöglichen	184
Fig. 2 a. <i>Nautilus Geyeri</i> Prinz (ohne Wohnkammer). Mittellias „Zwischen den Kögeln“. Sammlung der Geologischen Reichsanstalt.	186
Fig. 2 b. <i>Nautilus Geyeri</i> Prinz (dasselbe Exemplar mit teilweise erhaltener Wohnkammer)	186
Fig. 3 a. <i>Harpoceras (Arietoceras) nitescens</i> Y. und <i>B. var. Horzineki</i> Mojs. Mittellias, Dammhöhe. Sammlung der Geologischen Reichsanstalt	187
Fig. 3 b. <i>Harpoceras (Arietoceras) nitescens</i> Y. und <i>B. var. Horzineki</i> Mojs. Lobenlinie desselben Exemplars.	187
Fig. 4 a, b. <i>Harpoceras (Arietoceras) nitescens</i> Y. und <i>B. var. Horzineki</i> Mojs. Kleineres Exemplar. Mittellias, Dammhöhe. Sammlung der Geologischen Reichsanstalt.	187

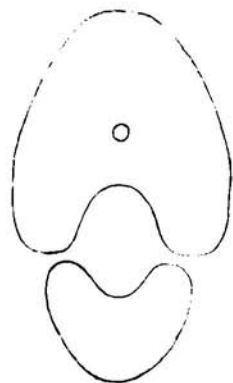
Sämtliche Figuren mit Ausnahme von 1b in natürlicher Größe.



2 a



2 b



1 b



3 a



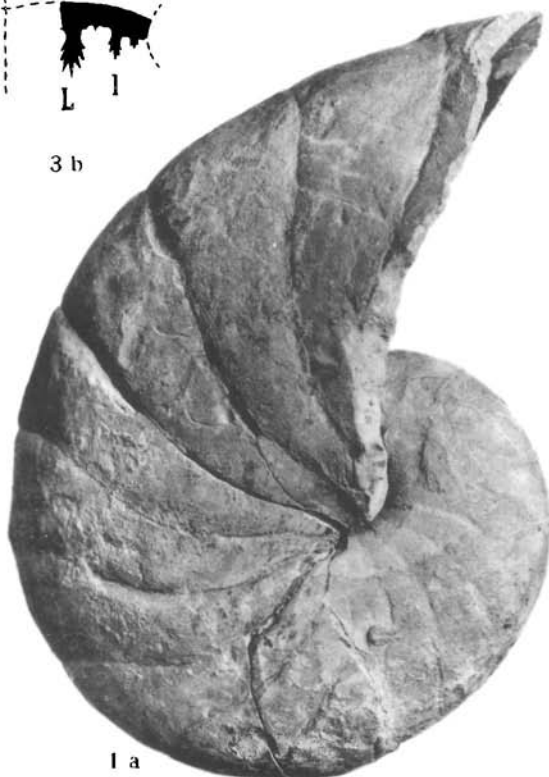
3 b



4 a



4 b



1 a

Lichtdruck v. Max Jatte, Wien.