

DER BAU DES JACKEL IM OBERVINTSCHGAU,

Von

Richard Lachmann.

Inhaltsangabe.

Es wird der Bau des Jackels¹⁾ hinsichtlich seines Materials, seiner Struktur und seines Reliefs untersucht.

Der erste, einleitende Teil der Arbeit (pag. 1—6) behandelt die methodologische Frage nach den Vorzügen und der Anwendbarkeit der genetischen gegenüber der chronologischen Stratigraphie.

Es folgt (pag. 6—11) eine Beschreibung der kristallinen Schiefer- und Erstarrungsgesteine des Jackelgebietes.

Ein dritter Teil (pag. 11—17) befaßt sich mit den mechanischen Ablagerungen und der vierte Teil mit den organischen Ablagerungen unseres Gebietes (pag. 17—22).

In einem fünften Abschnitt (pag. 22—27) über die Struktur wird der tektonische Aufbau einer Analyse unterzogen und zum Schlusse (pag. 27—32) werden einzelne Betrachtungen über das Relief der näheren Umgebung des Berges sowie über die Entstehung der glazialen und fluviatilen Erosionsformen der Oberfläche angestellt.

Beigegeben sind der Arbeit:

1. Eine geologische Karte des Jackel im Maßstab 1 : 20.000.
 2. Sechs Profile im Maßstab 1 : 10.000.
 3. Sieben Figuren und Photographien.
-

I. Über die chronologische und die genetische Methode der Stratigraphie.

Definition. In den Untersuchungen der Gesteine einer speziell bearbeiteten Gegend treten zurzeit zwei verschiedene Methoden zu Tage: die chronologische Methode, die nach dem relativen Alter eines Gesteines fragt, und die genetische Methode, die die physikalischen Bedingungen erforscht, unter denen ein Gestein entstanden ist und verändert wurde.

¹⁾ Es findet sich zuweilen für den im Titel dieser Arbeit genannten Berg in der Literatur und auf Karten die Bezeichnung »Endkopf«. Weil er im Volksmunde unbekannt ist, wurde der Name hier vermieden. Die Schreibung ist dem Klange der Aussprache angepaßt. Man liest sonst auch: Jackl, Jaggl oder Joggl (Diminutivform von Jakob).

Während durchwegs dieses zweite Prinzip dem ersteren untergeordnet wurde, so soll nun in folgendem die genetische Methode in den Vordergrund treten. Vorher soll eine Begründung dieses Vorgehens statt haben durch Erwägung der Vorteile und Nachteile beider Methoden im allgemeinen und für unseren speziellen Gegenstand.

Vorteile der chronologischen Methode: 1. Vergleichbarkeit in großen Gebieten. Das überwiegende Interesse der Geologen für chronologische Beurteilung namentlich der Sedimentgesteine hat ihre mehrfache Begründung.

Der eine Grund ist ein praktischer: Eine peinliche chronologische Gliederung war für die Geologie unerlässlich, um eine Vergleichbarkeit der Forschungsergebnisse auf der ganze Erde und somit ein erstes Sichzurechtfinden in dem Objekt der Wissenschaft, in den Gesteinsmassen der Erdkruste zu ermöglichen. Hat doch jede geologische Karte die Durchführung der chronologischen Methode zur Voraussetzung.

2. Benützung entwicklungsgeschichtlicher Ergebnisse. Der andere Grund ist ein ideeller: Wir setzen voraus, daß die physikalischen Bedingungen der Stelle, die einer genaueren stratigraphischen Untersuchung unterliegt, im Verlaufe langer geologischer Zeiten sich nicht geändert hat, daß das Antlitz der Erde dort starr geblieben ist, dann sucht der Geologe die Züge zu beleben, indem er die organische Welt in ihrer Entwicklung erforscht und dem Abglanz dieses Lebens in den Zügen des Antlitzes der Erde nachgeht. So wird die Geologie der lithogenetischmonotonen Juraserie Schwabens zu einer Paläozoologie und die geologischen Karten zu Darstellungen »tiergeographischer Provinzen«.

3. Korrelation der Fazies. Walther, dem wir den Hinweis auf diese Einseitigkeit verdanken, hat uns gleichzeitig als Heilmittel das Studium der aktuellen Lithogenese und ihre vergleichende Anwendung auf die Vergangenheit empfohlen. Es sei mir an dieser Stelle eine kurze Darlegung und Erweiterung der Waltherschen Argumentation gestattet, weil sie einerseits die chronologische Methode vertieft andererseits ihren fundamentalen Mangel am deutlichsten entschleiern.

Mängel der chronologischen Methode. Zur Bestimmung der chronologischen Äquivalenz zweier Gesteine sind bisher — so führt er in seiner »Lithogenese«, Seite 982 ff. aus — zwei Wege verfolgt: die Aufsuchung von Leitfossilien und Transgressionsflächen. Beide Beweismethoden kranken an logischen Fehlern.

1. Wert der Leitfossilien. Was die Zeugenschaft der »leitenden« Organismen anlangt, so ersehen wir aus der Jetztzeit, daß die Organismen durchaus nicht überall auf der gleichen Stufe der Entwicklung stehen. Australien z. B. lebt heute noch in der »Beuteltierzeit«, die bei uns schon seit Jahrtausenden überwunden ist. Leitfossilien ergeben daher im besten Falle einer großen horizontalen Verbreitung keinen sicheren Beweis für Gleichzeitigkeit (Homochronie), sondern nur für Zusammengehörigkeit (Homotaxie). Ein Hinweis, der in England schon von Huxley und Spencer betont wurde.

2. Wert der Transgressionsflächen. Nicht anders steht es mit der Beweiskraft der Transgressionen. Beobachtungen an rezenten Küsten ergeben, daß die Meeresabrasion infolge kontinentaler positiver Strandverschiebungen nur sehr langsam landeinwärts schreitet. Wenn man daher für Ablagerungen auf einer alten Transgressionsfläche Gleichaltrigkeit statuieren wollte, so wäre der Fehler, den wir dabei machen würden, direkt proportional der räumlichen Entfernung in der Transgressionsrichtung und indirekt proportional der Geschwindigkeiten der Strandverschiebung.

3. Wert der Korrelation der Fazies. Aus diesem circulus vitiosus führt uns nach Walther die »Korrelation der Fazies«. Es müssen, wie jetzt, zu allen Zeiten die gleichaltrigen, in Sedimentation und Denudation bestimmten »Klimata« in einer gewissen räumlichen Beziehung zu einander gestanden haben. An ein Tiefseeklima kann sich seitlich nur ein Flachseeklima, daran ein Strandklima als Übergang zum Festlandklima anschließen. Alle diese Klimata sind durch gemeinsame Bedingungen der Temperatur und der Organismenwelt miteinander verflochten. Wenn es uns also gelingt, aus den Gesteinen diese »klimatischen« Eigenschaften zu rekonstruieren und miteinander seitlich zu verbinden, so erhalten wir auf einwandfreiem Wege isochrone Linien und Flächen.

Versuchen wir einmal uns diese Beziehungen graphisch darzustellen (Fig. 1), um ihre Anschaulichkeit zu erhöhen.

4. Graphische Darstellung. Auf der Abszisse eines Koordinatensystems wird der Raum s , auf der Ordinate die Zeit t abgetragen, beides zunächst in unbestimmten Maßstab. Es stellen dann die Parallelen zur s -Achse die wahren Linien gleicher Zeit (isochrone Linien) dar, während die Punkte gleicher Lage vertikal übereinander liegen. Die Ebene des Koordinatensystems ist somit ein theoretisch wahres Normalprofil, wenn die Sedimentation in Raum und Zeit als konstant gesetzt wird. Die Altersbestimmung für einen beliebigen Punkt P gestaltet sich somit äußerst einfach. Das Alter ergibt sich durch die Projektion auf die Ordinate. Auf der projizierenden Isochrone liegen aneinandergereiht die anschließenden Klimata mit ihren morphologisch verwandtschaftlichen Eigenschaften der Temperatur, der Organismenwelt u. s. w. Nehmen wir an, der Punkt P liege auf einer Transgressionsfläche. Er verrät also Strandklima und in der Richtung der Transgression und im Richtungssinn einer negativen Strandverschiebung — in Analogie mit der Jetztzeit — stellt sich isochron Flachseeklima und weiterhin Tiefseeklima ein.

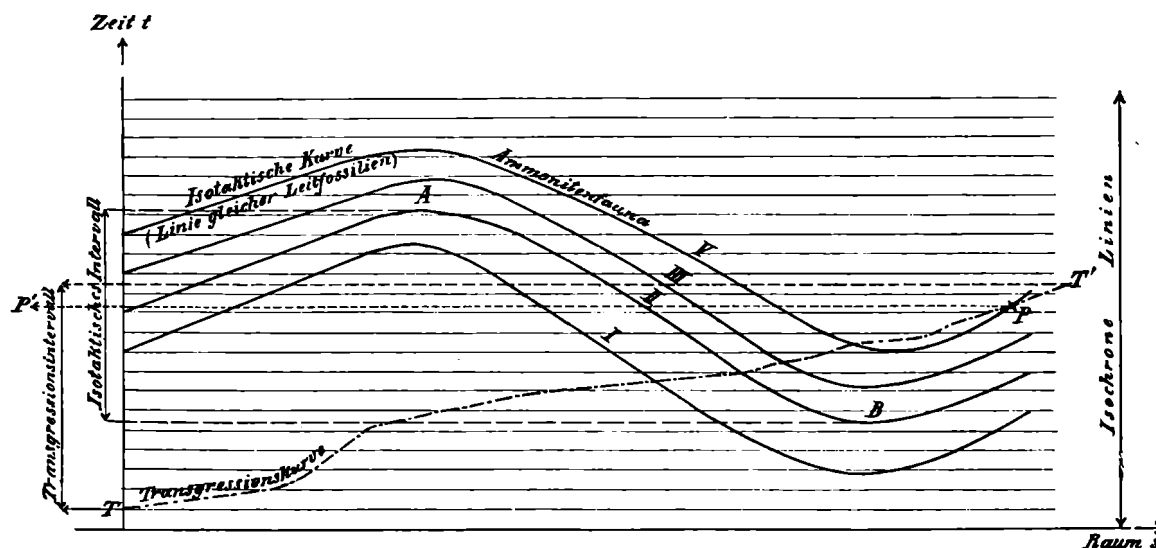


Fig. 1.

Wie verhalten sich nun aber die Leithorizonte in diesem isochronen Normalprofil unter den angenommenen Bedingungen:

1. Kosmopolitismus der leitenden Arten;
2. zeitlich und räumlich konstante Sedimentation;
3. räumlich verschiedene Entwicklung der Leitfossilien?

Wenn man für jede Gegend den Zeitpunkt aufsucht, in dem beispielsweise der Ammonitentyp 2 durch den neueren Typ 3 ersetzt wurde (Fig. 1), so gibt die entstandene Kurve offenbar das Auftreten eines Leithorizontes an. Wollen wir das Abweichen dieser »isotaktischen Kurven« von den isochronen Linien messen, so müssen wir Punkt A , wo der Typ 1 zuerst ausstarb, und den Punkt B , an dem der Typ 2 auftrat, auf die Zeitordinate projizieren. Wir erhalten so das isotaktische Intervall, d. h. die Fehlergrenze jeder chronologischen Horizontierung nach Leitfossilien.

Ähnlich verhält es sich mit der Horizontierung nach Transgressionsflächen. Die Transgressionsrichtung falle mit der Richtung der Abszissenachse auf der Fig. 1 zusammen. Die Geschwindigkeit der Strandverschiebung sei wechselnd. Dann wird die Transgressionsfläche auf unserem Normalprofil durch die Kurve $T \cdots T'$ markiert. Die Geschwindigkeit der Strandverschiebung ist gleich dem reziproken Wert des Differentialquotienten $\frac{dt}{ds}$ der Kurve. Es ergibt sich also das interessante Faktum, daß je langsamer eine Transgression erfolgte und je ebenflächiger und gleichmäßiger daher sich die Abrasionsfläche gestaltete, desto verhängnisvoller ist ihre Verwertung zur chronologischen Horizontierung. Das Transgressionsintervall zwischen den Punkten T und T' oder die Fehlergrenze der chronologischen Horizontierung nach Transgressionsflächen ist dann in ähnlicher Weise, wie vorher, durch Projektion von T' und T auf die Zeitordinate zu finden.

Daß es sich bei dieser Fehlergrenze auch um absolut sehr große Zahlen handelt, erkennt man, wenn man die mittlere Transgressionsgeschwindigkeit an der englischen Küste (etwa 1 Meter im Jahre) auf die riesigen Entfernungen zur Anwendung bringt, über die sich z. B. die Überflutung aller Kontinente zur mittleren Kreidezeit erstreckte. Das isotaktische Intervall beläuft sich bei den untersten Horizonten der oberen Kreide vielleicht auf Jahrtausende, wenn anders die Behauptung Haugs¹⁾ zutrifft, daß die Meeresverschiebung in dem gedachten Zeitalter aus den Gegenden der heutigen Kettengebirge über die ganzen Kontinentalsockel hinübergreifen hat. Wie kommen nun die geschilderten Verhältnisse in tatsächlich beobachteten Profilen zum Ausdruck?

5. Profilmäßige Darstellung. Es sei auf große Erstreckungen hin in ungestörter Lagerung das in Fig. 2 gezeichnete Profil beobachtet worden. Grobe Bodenkonglomerate liegen transgredierend auf älteren Schichten. Im Hangenden wird das Korn feiner und feiner und geht normal durch Mergel und Kalke nach oben zu in Tiefseeton über. Wir erkennen unschwer, daß die Gegend in dem betrachteten Zeitabschnitt sich in kontinuierlicher Senkung befand. Für ein Gestein an dem Punkte *P* der Transgressionsfläche soll nun die isochrone Linie und damit das exakte Alter rekonstruiert werden.

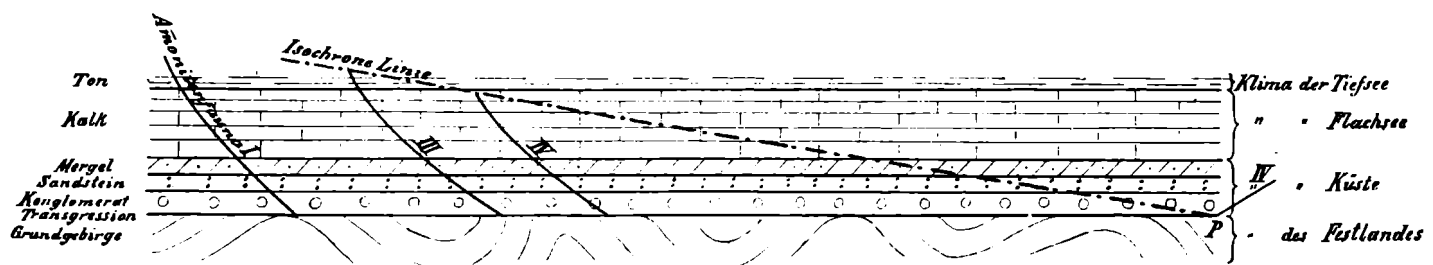


Fig. 2.

Betrachten wir, wie es wohl geschieht, die Transgressionslinie als isochrone Linie, so fügen wir nach Obigem unserer Rechnung die Hypothese ein, daß entweder das Profil senkrecht zur Transgressionsrichtung liegt oder die kontinentale Senkung mit einer dem betrachteten Zeitabschnitt gegenüber immensen Geschwindigkeit erfolgte. Beides dürfte nicht angenommen, sondern müßte erst aus dem Befunde erwiesen werden.

Genau so unsicher ist es mit der Horizontierung nach Leitfossilien. Wenn wir die Verhältnisse der Fig. 1 auf die Fig. 2 übertragen, so ergibt sich zunächst die theoretische Möglichkeit, daß auf einer und derselben Transgressionsfläche in verschiedenen Gegenden Faunen verschiedenen Alters auftreten. Daß dieser Fall in der Praxis vorkommt, ist wenig wahrscheinlich, da die Erhaltungsmöglichkeiten ganzer Faunen in der abradierenden Brandungswelle sehr beschränkt sind. Immerhin drängt sich z. B. der Gedanke auf, daß die Annahme mehrerer, zeitlich gering differenzierter Transgressionen in dem alpinen Senon, welche Annahme auf Grund der faunistischen Verschiedenheit der hangenden Schichten dieser Transgressionen aufgestellt wurde, sich unter Berücksichtigung der dargelegten Verhältnisse zur Annahme einer einzigen Transgression vereinheitlichen lassen können. Wie immer dem sei, es muß an der theoretischen Bedenklichkeit einer Horizontierung in der geschilderten Weise festgehalten werden, und zwar in letzter Linie aus Gründen der geologischen und paläontologischen Entwicklungslehre.

Es sind auf der Fig. 2 die isotaktischen Kurven eingezeichnet, die die Ammonitenfaunen 2, 3 und 4 voneinander trennen. Als isochrone Linie wurde von *P* aus eine Kurve eingezeichnet, längs deren eine Korrelation der Fazies Beziehungen im Klima des Strandes, der Flachsee und Tiefsee ergibt. So läßt sich eine isochrone Fläche aus mehreren Profilen durch den Punkt *P* konstruieren.

6. Berechnung der Transgressionen. Wir erhalten aus dem mittleren Einfallen dieser Fläche gegen die Transgressionsebene die Richtung, aus dem Kontangens des mittleren Neigungswinkels der isochronen Kurve jedes Profils die relative Geschwindigkeit der positiven Strandverschiebung in der Profilsbene.

¹⁾ Haug, Les géosynclinaux et les aires continentales. Bull. Soc. Geol. de Fr. 1901, pag. 685 ff.

Bis zu diesem Punkte läßt sich die Walthersche Verbesserung der chronologischen Methode ausgestalten, und hier hat folglich auch der Hebel der Kritik einzusetzen, wenn man die Berechtigung der chronologischen Methode als solcher einschränken will.

Die genetische Methode. Wir wollen zu dem Ende auf den Ausgangspunkt unserer Betrachtungen zurückkommen. Der im Felde aufnehmende Geologe soll das Gesteinsmaterial seines bearbeiteten Gebirgskörpers in einem ersten Teile seiner Darstellung beschreiben. Er war bisher allein auf die chronologische Methode der Stratigraphie angewiesen und machte die Fossilien und eventuellen Transgressionserscheinungen für die zeitliche Sonderung seiner Gesteinsmassen nutzbar. Seine petrographischen Studien hatten nur beschreibenden Wert, und Erklärungsversuche der Gesteinsbeschaffenheit blieben sporadisch und ohne Zusammenhang, da die — wie erwiesen logisch fehlerhafte — chronologische Methode die Stratigraphie beherrschte. Erst Walther verschaffte dem Gedanken Geltung, daß man durch vergleichende Lithogenese in den Stand gesetzt sei, aus den Eigenschaften der Gesteine die primären genetischen Qualitäten und aus ihnen die klimatischen Absatzbedingungen herauslesen zu können.

Nun können aber in einem Gestein unter den petrographischen Merkmalen die sekundär (durch Diagenese und Metamorphose) erworbenen Eigenschaften in einem Grade überwiegen, daß die Herauslese der primären Eigenschaften willkürlich erscheint. Es verliert dann für den Feldgeologen eine Methode an Wert, nach der er die Hauptmerkmale seiner Gesteine nicht verwerten kann. Der Prozeß der Dolomitisierung, die Frage der Beeinflussung der Gesteine durch die tektonischen Vorgänge, die ganze Frage der Bildung der kristallinen Schiefer¹⁾ sind nach Walther für den Feldgeologen nicht genetisch verwertbar, weil seine stratigraphische Methode letzten Endes immer nur der Ermittlung der chronologischen Äquivalenz dient.

Dabei werden wir zudem nicht einmal in vielen Fällen die Möglichkeit haben, in heteropischen Horizonten jene primären Eigenschaften von den sekundären unterschiedslos zu trennen und so gegenüber der alten Horizontierungsmethode auch nur ein wirksames Kontrollmittel in der Hand zu haben.

Es wird sich daher empfehlen, die chronologische Methode unter Berücksichtigung ihrer notwendigen Fehlergrenze bestehen zu lassen und dafür in einer genetischen Betrachtung der Stratigraphie aus den petrographisch gewonnenen Eigenschaften diejenigen primären und sekundären herauszutrennen, welche uns auf das Wirken von physikalischen Kräften, in welcher Zeit auch immer, hinweisen. Wenn gelegentlich dabei ein Vorteil für die chronologische Stratigraphie herauspringt, desto besser. Im übrigen werden die ermittelten Kräfte weniger auf ihre peinliche, zeitliche Aufeinanderfolge, als auf ihre tatsächlichen Ursachen und Wirkungen zu prüfen sein.

In späten Zeiten wird es die Geologie vielleicht einmal wagen können, die Ergebnisse dieser Methode zu einem Gesamtbild zusammenzufassen. Ob sich dann wirklich alle an der Erdoberfläche wirkenden Kräfte der Tektonik und Sedimentation als »Abbildungen des lebendig-beweglichen Untergrundes« werden auffassen lassen, wie Ampferer²⁾ will, müssen doch wohl erst weitere Untersuchungen und Erwägungen dieser seiner Anschauungsweise uns lehren.

Vorteile der genetischen Methode. Die genetische Betrachtung der Stratigraphie wird in allen Fällen die chronologische ersetzen, wo die für diese im einzelnen geschilderten Vorzüge zurücktreten. Also:

1. Wenn es sich um ein kleines Gebiet handelt, bei dem die Gewinnung neuer geologischer Tatsachen wichtiger ist als ihre Vergleichbarkeit;
2. wenn die besonderen physikalischen Bedingungen eine große Individualisierung der betreffenden Gegend durch lange geologische Zeiträume ergeben oder, um die Terminologie von Mojsisovics³⁾ zu gebrauchen — wenn die Heteropie in der Zeit konstant war.

Alle diese Verhältnisse sind im ganzen Bereiche der Alpen mehr oder weniger zutreffend. Ganz besonders beherrschen sie die Zentralalpen, wie z. B. die Tabelle über die Faziesentwicklung der Trias

¹⁾ cf. Grubemann, Die kristallinen Schiefer, II, pag. 8. Berlin 1907.

²⁾ Ampferer, Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen, pag. 539 620. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt 1906.

³⁾ Mojsisovics, Die Dolomitriffe, 1879.

bei Frech¹⁾ ergibt. In unserem speziellen Gebiete kommt noch hinzu, daß die genetische Einteilung durch die Tektonik betont wird.

Es soll also bei den einzelnen Schichtmassen folgender Gedankengang statthaben: Auf eine chronologische Beurteilung folgt die stratigraphische Horizontierung. Es schließt sich an eine petrographische Beschreibung, aus der zum Schlusse die genetischen Verhältnisse, soweit erkennbar, herausgeschält werden.

II. Kristalline Schiefer und Erstarrungsgesteine des Jackelgebietes.

Altersbestimmung: 1. Die kristallinen Schiefer. Zu einer Altersbestimmung der kristallinen Schiefer reichen die Funde nicht aus, da sich trotz des Auftretens von Eruptivstöcken in ihnen eine chronologisch verwertbare Kontaktmetamorphose nicht auffinden ließ. Immerhin steht einer Deutung der Schiefer als regional metamorphem Paläozoikum kein Grund im Wege. Belege für diese Ansicht im allgemeinen sind von Rothpletz²⁾ angegeben worden.

2. Quarzporphyr. Von den Eruptivis ist ein schwarzer Quarzporphyr nach Stache³⁾ analog den Vorkommnissen weiter im Westen als Lagerstrom zu deuten. Er wäre dann gleichaltrig mit den Phylliten der kristallinen Schiefergruppe, in denen er gefunden wird. Schiller⁴⁾ spricht sich für Gleichaltrigkeit mit dem Rotliegenden aus.

3. Diorit. Ein Dioritstock im Süden unseres Gebietes ist den kristallinen Schiefen kuppelförmig eingelagert. Da er randlich durch Regionalmetamorphose geschiefert erscheint, dürfte er älter sein, als diese Metamorphose und jünger als die Schiefer. Während Rothpletz⁶⁾ einen Diorit im benachbarten Ortlergebirge als posttriassisch anspricht, ist also das Vorkommen von Plawenn möglicherweise jungpaläozoisch.

4. Granit. Der Granit von St. Wendelin im Nordosten der Karte weist deutliche Spuren einer Kontaktmetamorphose auf. Er erfüllt Spalten im Gneisphyllit. Da er trotz der geringen Mächtigkeit seiner Stilgänge und kersantitischen Apophysen nur geringe Einwirkungen der Druckmetamorphose aufweist, ist er wohl jünger als die Zeit der regionalen Metamorphose, also — nach Rothpletz — als das jüngere Paläozoikum. Die Stachesche Bezeichnung als Lagermasse trifft auf ihn so wenig zu als auf den Martellgranit.⁶⁾ Will man seine Eruptionszeit mit dem des Ortlervorkommens übereinstimmen lassen, so ist er also posttriassisch.

5. Orthogneise. Mit dieser Aufzählung ist die Anzahl der in unserem Gebiete vorhandenen Erstarrungsgesteine noch nicht erschöpft. Ein großer Bruchteil der Gneise hat eine so granoblastische Struktur und ist auch von einer solchen Mineralbeschaffenheit, daß sie schon im Felde als Orthogneise mit dem Alter des Diorits (jungpaläozoisch?) angesprochen werden konnten.

Stratigraphische Horizontierung. Die stratigraphische Horizontierung ist, wie in allen kristallinen Schiefergebieten, chronologisch nicht durchführbar, seitdem man durch die neuere Zonenlehre⁷⁾ weiß, daß die — bisher chronologisch verwerteten — textuellen Haupteigenschaften der kristallinen Gesteine nicht eine Funktion des Alters, sondern der Lage während der Regionalmetamorphose sind. Die Textur erlaubt also keine chronologischen Rückschlüsse, sondern weist nur auf die physikalisch-genetischen Bedingungen hin, denen das Gestein durch längere Zeit ausgesetzt war (Tiefenfazies).

Auch soweit sie chemisch verschiedene Gesteinsmassen im Kristallinen trennen, sind die Gesteinsgrenzen Flächen gleicher Genesis eher als gleichen Alters. Es kommt also für jedes kristalline Schiefergebiet weniger die chronologische als die genetische Stratigraphie in Frage.

Diese aus der neueren Petrographie gewonnene Anschauung muß um so schärfer formuliert werden, als zur Zeit die Feldgeologie noch wenig Lust zeigt, ihre chronologische Betrachtung kristallinen Schiefen

¹⁾ Frech, Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen, pag. 18. Wiss. Erg. z. Z. d. D. u. Ö.A.-V., II, 1. 1905.

²⁾ Rothpletz, Alpenforschungen, II, pag. 243 ff. München 1905.

³⁾ Stache und John, Beiträge, 199 ff. Jahrbuch d. R., 1877.

⁴⁾ Schiller, Geol. Unters. im östl. Unterengadin, I, Lischannagr., pag. 8. Ber. d. natf. Ges., Freiburg 1904.

⁵⁾ l. c., pag. 170.

⁶⁾ cf. Rothpletz, l. c., pag. 168.

⁷⁾ Grubenmann, l. c., pag. 9 ff.

gegenüber aufzugeben. Die neueste Arbeit Hammers¹⁾ über kristalline Gesteine in der Nähe des vorliegenden Gebietes zeugt von der Schwierigkeit, selbst unter günstigen Verhältnissen ausgeprägt differenzierter Gesteinsbeschaffenheit und Lagerung eine Altersreihe in kristallinen Schiefen aufzustellen. Die wenigen positiven Ergebnisse dieser Arbeit in chronologischer Hinsicht stehen noch und fallen mit der zweifellos gewagten Auffassung der Eruptiva als »Deckengranit«. Alles das hat uns wenig Mut gemacht, für unser Gebiet, wo ähnliche Verhältnisse vorliegen, die skeptischen Bedenken der neueren Petrographie von der Hand zu weisen. Wir dürfen uns hier der neuen Methode zur Horizontierung um so eher anvertrauen, als uns seit Anfang dieses Jahres in Grubenmanns »Kristallinen Schiefen«, 2. Teil, der erste Versuch vorliegt, die petrographischen Einzelergebnisse im Forschungsgebiet der kristallinen Schiefer zu einem genetischen Gesamtbild zusammenzufassen. So dürfte denn ein Versuch, nach diesen Ergebnissen im Kristallinen zu kartieren, willkommen sein. Es zeigt sich, daß man handgreifliche petrographische Merkmale, die bisher nur lediglich beschreibenden Wert hatten, genetisch für die Feldgeologie nach dem neuen Verfahren benutzen kann. Grubenmann erwähnt drei verschiedene genetische Klassifikationsmethoden:

Einteilung nach primären genetischen Eigenschaften und zwar:

1. Nach dem Chemismus und
2. nach dem geologischen Gesamthabitus (ob sedimentär oder eruptiv) oder Einteilung nach sekundären genetischen Eigenschaften, nämlich
3. nach dem Grade der chemischen und physikalischen Metamorphose.

Das zweite Einteilungsprinzip hat Grubenmann verworfen. Die chemische Zusammensetzung wurde zum obersten Einteilungsprinzip erklärt, als das — gegenüber Struktur und Mineralbestand — im wesentlichen Unveränderliche der kristallinen Schiefer. Es ist das ein merklicher Gegensatz zu der üblichen obersten Einteilung in Phyllite, Glimmerschiefer und Gneise. Diese texturellen Unterschiede, eine Folge der Metamorphose, kommen bei Grubenmann erst in zweiter Linie in Betracht.

Der Feldgeologe wird sich von Fall zu Fall zu entscheiden haben, ob ihm Chemismus, Gesamthabitus oder Metamorphose als genetisches Hauptkriterium bei seiner Kartierung am meisten opportun erscheint. In unserem Falle spricht die räumliche Verteilung für eine erste Zerlegung in chemische Gruppen, die ihrerseits nach dem Grade der Metamorphose in zwei Tiefenstufen zerlegt werden konnten. Die eruptive Herkunft einzelner Glieder wurde nach Grubenmanns²⁾ Vorgang nicht systematisch verwertet, sondern durch Adjektiva bezeichnet.

Von den zwölf Familien der kristallinen Schiefer³⁾ treten im Jackelgebiete fünf verschiedene, zum Teil als Epi-, zum Teil als Mesogesteine auf. (Siehe die Tabelle Fig. 3 und die Karte.)

Erste Gruppe. Die Gruppe der Alkalifeldspatgneise bildet in mächtiger Entwicklung den Kern unseres Gebietes. Seine Vertreter tauchen im Südwesten aus der Etschtalsole auf und ziehen nach NO. als Biotit- oder Zweiglimmergneise bis zum Kirling und der Kapelle des St. Wendelin. An der SW.-Ecke des mittleren Talaiwaldes liegt den Gneisen eine Phyllitkappe als isolierter Vertreter der obersten Tiefenzone auf. Am NW.-Rande, wo die Vertreter der ersten Gruppe die Basis für die sedimentären Massen des Jackel bilden, liegen einige Gangzüge eines granitporphyrischen Augengneises, dessen Alter oben diskutiert wurde. Dieses Vorkommen hat eine große Ähnlichkeit mit dem bei Hammer⁴⁾ beschriebenen Augengneis des Angelus. Hammer vertritt die gleiche genetische Auffassung.

Zweite Gruppe. Die Tonerdesilikatgneise treten im NW.-Zipfel zwischen Etschtal und Langtaufere-Tal als Liegendes der Jackeltrias mit Phyllitvertretern der obersten Tiefenstufe auf. Am Langtaufere-Talrand werden sie eine Weile durch die Trias verdrängt und setzen zwischen Pochen- und Riglbach wieder auf. Die eruptiven Spalten von St. Wendelin liegen an der Grenze der Gebiete der ersten und der zweiten Gruppe. Talaufwärts stellen sich von der Speiker Wand her Glimmerschiefer und weiterhin Gneise als Mesogesteine ein.

¹⁾ Hammer, Geol. Beschr. der Laaser-Gruppe. 497—538. Jahrbuch d. R., 1906.

²⁾ l. c., pag. 21 f.

³⁾ l. c., pag. 172 ff.

⁴⁾ l. c.

Dritte Gruppe. Während so der Kern der ersten Gruppe im N. und O. von Gesteinen der zweiten Gruppe umschlossen wird, dominieren im S die Kalknatronfeldspatgneise. Sie werden vertreten durch einen quarzdioritischen Mesogneis, dessen Entstehung wir schon oben berührt haben. Er tritt als Schale des Plawenner Dioritstockes auf. Ein etwas nördlicher im Zweiglimmergneis gelegenes paralleles Band ist wohl als metamorphe Apophyse des Dioritmagma zu deuten.

Vierte Gruppe. In einem Steinbruche des Arlui treten in Phylliten der zweiten Gruppe einzelne, von Harnischen durchschwärmte, wenig mächtige, gangförmige Einlagerungen eines bläulichen, amorphen Quarzits auf. Da Glimmer in Butzen eingesprengt ist, handelt es sich um ein Quarzitgestein der obersten Tiefenstufe.

Kristalline Schiefer im Jackelgebiet.

	Erste Gruppe	Zweite Gruppe	Dritte Gruppe	Vierte Gruppe	Fünfte Gruppe
	Alkalifeldspatgneise	Tonerdesilikatgneise	Kalknatronfeldspatgneise	Quarzitgesteine	Eisenoxydische Gesteine
Epigesteine (oberste Tiefenzone)	Zweiglimmerphyllit	(Biotit-) Serizitphyllit	—	Serizitquarzit	—
Mesogesteine (mittlere Tiefenzone)	Granitporphyrischer Muskovitgneis Biotitgneis Zweiglimmergneis	Zweiglimmerschiefer	Quarzdioritischer Glimmerplagioklasgneis	—	Eisenglimmerschiefer

Fig. 3.

Fünfte Gruppe. Im SW. des mittleren Talaiwaldes werden lokal Eisenglimmerschiefer, eine Mesoform eisenoxydischer Gesteine, beobachtet.

Die Eruptiva. Die stratigraphische Bedeutung und die geologische Stellung der drei Erstarrungsgesteinskörper unseres Gebietes ist schon bei der Bestimmung ihres Alters behandelt worden. Ein wenig wäre noch zu sagen über die Bedeutung ihres Vorkommens im Felde. Aus der Karte ist ersichtlich, daß hinsichtlich ihres Auftretens die gleiche Beziehungslosigkeit existiert, wie sie hinsichtlich ihres Alters angenommen werden mußte.

1. Quarzporphyr. Wegen der mangelhaften Aufschlüsse müssen wir uns hiebei, was den Quarzporphyr des Arlui anlangt, auf eine offenbar durch Extrapolation mit den Aufschlüssen im N. unseres Gebietes gewonnene Auffassung Staches berufen, die im Profil 6 wiedergegeben ist. Es handelt sich nach diesem Autor um syngenetische Decken, die den Phylliten plattenförmig eingelagert sind.

2. Diorit. Eine auch im Relief der Landschaft erkennbare Bedeutung kommt unter allen Erstarrungsgesteinen nur dem Dioritstock im S. zu, der die ganze Breite des Tales von Plawenn einnimmt und auch — wenigstens mit dem nördlichen Salband — in der Richtung des Tales streicht. Die südliche Begrenzung liegt außerhalb unseres Gebietes und konnte nicht beobachtet werden.

3. Granit. Der Granit von St. Wendelin erfüllt einige annähernd parallele, N. bis NNW. streichende Spalten am Abhang des Kirling zur Wendelinkapelle im Riglbachtal. Es konnten im ganzen fünf dieser steilstehenden, »stielgang«-ähnlichen, graniterfüllten Spalten beobachtet werden. Sie sind bis 100 m lang und 1 bis 20 m breit. Es zeigten sich ferner sehr schmale kersantitische Apophysen und eine Salbandentmischung gegen den Phyllit. Am gleichen Berggehänge klaffen einzelne den Granitgängen parallele Spalten. Da eine Erosion in der Richtung des Tales in einer Höhe von mehreren Hundert Metern über

der Talsohle ausgeschlossen erscheint, so dürfte es sich hier ebenfalls um verwitterte Granitgänge handeln, die vielleicht durch den in paralleler Richtung bewegten diluvialen Riglbachtalgletscher ausgeräumt wurden. Gletscherschrammen bedecken nämlich das ganze Berggehänge und erhöhen die Wahrscheinlichkeit einer starken glazialen Untergrundwirkung.

Petrographische Beschreibung. Eine petrographische Einzelbeschreibung auf Grund optischer und chemischer Untersuchungsmethoden liegt außerhalb des Rahmens dieser Darstellung. Es sollen vielmehr nur die textuellen und mineralogischen Hauptmerkmale, besonders, soweit sie genetisch von Bedeutung sind, aufgeführt werden.

Zweiglimmerphyllit. Der Phyllit des mittleren Talaiwaldes ist fein geschiefert und von bräunlicher Färbung. Er enthält viel Quarz, dichten Muskovit und Biotit, der durch Eisenentlaugung gebleicht ist. Es finden sich in ihm zoll- bis papierdicke Zwischenlagen eines bläulich-amorphen Quarzes porodiner¹⁾ Entstehung.

Granitporphyrischer Muskovitgneis. Der Muskovitgneis des inneren Talaiwaldes hat eine massige Textur und eine blasto- und granitische Struktur. Die Flaserung der Muskovitlagen tritt im Handstück häufig sehr gegenüber der granitisch-körnigen Struktur zurück und weist auf eine Entstehung aus einem granitischen Magma hin. Die Gesamtfärbung wird dem Gestein durch große, rote Plagioklasaugen erteilt, die in kataklastischen Linsen und Lagen eingeordnet sind und in einem Grade die Textur beeinflussen, daß man auf die Herkunft des ganzen Gesteins aus einem Granitporphyr schließen darf. Der Quarz ist bläulicher Färbung, der Muskovit sehr feinschuppig, alle Merkmale, die für die Identität mit den Angelusgneisen sprechen.

Biotitgneis und Zweiglimmergneis. Die Gneise des mittleren Kerns sind feinkörnig und stark geschiefert. Im SW. überwiegt der Biotit, der zum Teil aus Andalusit hervorgeht. An einem Handstück wurde Serizitisierung des spärlichen Muskovits beobachtet. Gegen NO. nimmt im allgemeinen der Gehalt an Muskovit zu. Allen Gneisen dieser Gruppe gemeinsam ist die starke Eisenentlaugung des Biotits, das Vorkommen weißen, großen Quarzes und das starke Zurücktreten des Feldspats.

(Biotit-)Serizitphyllit. Die Phyllite der zweiten Gruppe sind gegenüber denen der ersten Gruppe feinkörniger und reicher an dunklen Gemengteilen. Der Anteil des Serizits ist auch bei ihnen gering und wurde nur in stärkerem Maße am Arlui unmittelbar unter der Triasdecke des Jackel beobachtet. Diese serizitreichen Phyllite sind von Stache auf dem Profil 6 als »Grüne Schiefer« ausgeschieden worden, haben aber mit den sedimentären grünen Gesteinen im S. und O. keine Verwandtschaft. Durch Zirkulation der Tageswässer ist der Kalk und Gips der Triasdecke auf Haarspalten in den Phyllit infiltriert worden.

Zweiglimmerschiefer. Im Riglbachtal steht dieser Phyllit in stratigraphischem Verbande mit einem Tonglimmerschiefer, der viel Biotit und wenig Muskovit enthält. Der Gehalt besonders dieser Gesteine an Tonerde veranlaßte die Einreihung der kristallinen Gesteine im O. und N. des Kernes in die Grubenmannsche Gruppe der pelitischen Tonerdesilikatgneise.

Quarzdioritischer Glimmerplagioklasgneis. Die kristalline Randzone des Plawenner Diorits und ihr nördlicher Parallelarm haben die massige Textur im hohen Grade bewahrt. Die schiefriige Anordnung der Glimmerlamellen ist nur grob angedeutet. Der Mineralbestand und die Färbung ist dem Diorit vollkommen analog.

Eisenglimmerschiefer. Feinschuppiger Eisenglanz, sogenannter Eisenglimmer, verdrängt an der auf der Karte näher bezeichneten Stelle des mittleren Talaiwaldes den ursprünglichen Muskovit. Auf dem Querbruch erscheinen die rötlichen, durch Metasomatose nicht angegriffenen Feldspate des Gneises als helle Einspringlinge in einer rötlich-schwarzen Grundmasse.

Eruptiva. Die Textur und Struktur des Quarz- und Glimmerdiorits ist granitisch-körnig. Die Bestandteile sind von feinsten bis nußgroßer Ausbildung. Unter ihnen ist Quarz in allotriomorpher Ausbildung vorherrschend. Er ist hell bis bläulich gefärbt und von fettig-muschligem Bruche. Der Biotit ist, je nach dem Grade der Eisenentlaugung, von schwarzer, brauner bis metallisch-gelber Färbung. Der Plagioklas ist weiß, idiomorph und stark verwittert.

¹⁾ cf. Kayser, Lehrbuch d. Geol., I, pag. 112. 2. Aufl. Stuttgart 1905.

Der normale Granit von St. Wendelin hat mittelkörnige Textur und granoblastische Struktur. Der Muskovit ist flaserig angeordnet. Er ist von ölgrüner Färbung und bestimmt die Gesamtfärbung des Gesteins. Der Quarz ist glashell und von allotriomorpher Gestalt. Der Hauptbestandteil ist ein prismatischer bis stenglicher Orthoklas. Akzessorisch treten auf: Biotit und Hornblende.

Es konnten an dem Granit einzelne Erscheinungen einer Differentiation des Magmas beobachtet werden. Einmal treten nach O. hin mehrere sehr schmale, kersantitische Gangschizolithe auf. Sie sind feinkörniger als das Hauptmagma und weisen ein Überwiegen der dunklen Gemengteile auf. Sodann tritt eine magmatische Differentiation als Kontaktwirkung in die Erscheinung. Der Granit zeigt nämlich in geringer Entfernung von Nebengestein eine parallele Anordnung der Glimmer- und Quarzpartikel, die auf Druck oder — wahrscheinlicher — auf Fluktuationsprozesse zurückgehen. Unmittelbar am Salband tritt eine saure Entmischung ein: das Magma wird feinkörnig und aplitisch. Der Gneis des Nebengesteins spaltet an der Kontaktfläche parallelepipedisch, welches sich unschwer als Wirkung der Kontaktwärme erklärt. Diese Erscheinung ließ sich nur wenige Dezimeter ins Nebengestein verfolgen und ist ein augenscheinlicher Beweis dafür, daß von diesen intrusiven Magmen ein energisches Temperaturgefälle nach dem Nebengestein zu verzeichnen ist.

Zur »Theorie der Piezokontaktmetamorphose.« Diese Beobachtung scheint uns von Wichtigkeit im Hinblick auf die neuerdings wieder von Weinschenk versuchte Deutung der alpinen kristallinen Schiefer als Produkte der (Piezo-) Kontaktmetamorphose. Dieser Forscher hat bekanntlich¹⁾ eine erhöhte und auf große Entfernung sich erstreckende Wirkung der »agents minéralisateurs« bei gleichzeitigem Auftreten von magmatischer Intrusion und gebirgsbildendem Drucke zu konstruieren sich bemüht und dadurch auf rein induktivem Wege eine Entstehung der kristallinen Schiefer durch plutonische Kräfte angenommen. Nun ist aber eine Wirksamkeit der »agents minéralisateurs« überhaupt nur bei stark durchwärmtem Nebengestein, d. i. bei sehr schwachem Temperaturgefälle, denkbar, da diese Agentien, unter welchen sonstigen physikalischen Bedingungen auch immer, im kalten Nebengestein kondensieren würden. Wenn man daher Fälle geringer Leitungsfähigkeit des kristallinen Nebengesteins für Wärme — und ein solcher Fall liegt hier vor — nachweist, so macht man die Möglichkeit von vornherein indiskutabel, daß sich die Weinschenkschen Vorstellungen für einen größeren Geltungsbereich vollziehen lassen. In diesem Zusammenhang sei noch ausdrücklich betont, daß die kristallinen Gesteine unseres Gebietes weder in chemischer, noch in textureller Hinsicht die geringste Abhängigkeit von den so mannigfaltigen Intrusivmassen zeigen, soweit sie nicht direkt aus ihnen hervorgegangen sind, und daß ferner die Entfernung desjenigen Intrusivkörpers, der zunächst seiner Mächtigkeit wegen für eine Deutung im Sinne von Weinschenk in Betracht käme, des Adamellostockes, 60 km in der Luftlinie beträgt. Bis auf diese Entfernung hin müßte bei der Aufrichtung der Alpen durch die intrusiven Zentralmassive das Nebengestein so stark vorgewärmt worden sein, daß die schmalen Apophysen nicht als Gläser, sondern holokristallin erstarrten. Dem gegenüber scheint uns die Anschauung dafür zu sprechen, daß gerade die Eigenschaft des Nebengesteins als schlechter Wärmeleiter die Kristallinität der Granitstielgänge begünstigte. Ähnlich läßt sich in der Technik die Abkühlung durch Zufuhr von Wärme oder durch Isoliermittel verhindern. Eine holokristalline Ausscheidung erfolgte demnach unter dem Einfluß folgender Faktoren:

1. Langsame Energieabnahme, dadurch hervorgerufen:
2. langandauernde Bewegungsfähigkeit der chemischen Moleküle, die sich
3. durch den Zwang zur Kristallisation bei rascher Diffusion der »agents minéralisateurs« ins Nebengestein zu den beobachteten Mineralien gruppieren;
4. auch der Zeit nach der vollendeten Abkühlung wird ein nicht unerheblicher Einfluß auf die Ausbildung der Mineralien zuzuschreiben sein. Denn falls wirklich bei der stufenweisen und stetig langsamen Abkühlung noch ein Teil des Magmas als Glas, d. h. nach neueren Anschauungen als überkühlte Schmelze erhalten blieb, so wird der an Gläsern beobachtete Prozeß der langsamen »Erblindung« — die »Variolithbildung« der Petrographie — im Laufe der Zeiten zur Angliederung der Glasmasse an die schon ausgeschiedenen Mineralien führen.

¹⁾ Weinschenk, Vergl. Studien über Kontaktmetamorphismus, pag. 441—479. Z. d. d. g. G., 1902.

Genetisches Gesamtbild. Den Kern unseres Gebietes bilden sedimentäre Massen vom chemischen Typus der Alkalifeldspatgneise. Sie gehen nach N. und O. über in Tonerdesilikatsedimente.

An Erstarrungsgesteinen sind diesen Sedimenten eingelagert: syngenetische Quarzporphydecken im NW., epigenetische Granitporphyrlager im W. und ein epigenetischer Quarzdioritstock im S. Lokal erfolgte eine Metasomatose durch eisenhaltige Lösungen auf einer nordstreichenden Spalte.

Dieser vielgestaltige Gesteinskörper wurde in Zeiten des jüngeren Paläozoikums einer regional wirkenden Metamorphose unterworfen. Die randlichen Gebirgsmassen wurden unter den physikalischen Bedingungen der obersten Tiefenstufe zu Epigesteinen, während die mittleren Partien durch Versenkung in größere Tiefe den Charakter von Mesogesteinen annahmen.

Viel später drangen dann auf NS. verlaufenden Spalten die schmalen, stielgangartigen Intrusivmassen des Granits von St. Wendelin empor.

III. Mechanische Ablagerungen des Jackelgebietes.

Chronologische Beurteilung. Zwischen die metamorphen kristallinen Schiefer einerseits und die organischen Kalke andererseits schalten sich als Ablagerungen mechanischer Entstehung Sandsteine und Schiefer verschiedener Zusammensetzung ein, die von Stache als »grüne Schiefer«¹⁾, von Gümbel²⁾ als »chloritische Schiefer« und von Pichler³⁾ als »bunte Schiefer« ohne den Versuch einer chronologischen Deutung bezeichnet wurden.

Schiller⁴⁾ unterscheidet in analogen Schichten der Lischannagruppe, vorwiegend nach der Farbe: Verrukano, Servino und Buntsandstein. Alle drei Bildungen sind aber als ein Glied kartiert, »da sie infolge tektonischer Vorgänge meist schwer trennbar sind.« Wir lesen aus diesen Worten das Zugeständnis heraus, daß eine chronologische Horizontierung nach willkürlichen petrographischen Merkmalen dem tatsächlichen Befunde nicht anzupassen war.

In den liegendsten Schichten unserer mechanischen Ablagerungen, die in durchweg gestörter Lagerung auf der kristallinen Unterlage ruhen, treten grobe Konglomerate auf, wie sie in Graubünden und Glarus bekannt sind, und, weil sie zuweilen über Karbon liegen, als Rotliegendes (Verrukano) gedeutet werden. Diese Analogie darf nur mit Vorsicht übernommen werden, weil das Charakteristikum, die Quarzporphygerölle, fehlt.

Auch im Hangenden sind die mechanischen Ablagerungen unseres Gebietes disloziert. Man erkennt unschwer, daß mit dem Wechsel des Materials der Widerstand gegen die gebirgsbildenden Kräfte gewechselt hat und so eine Dislokation verursacht wurde. Indessen dürften in dem normalen Schichtenverband von dem mechanischen zu den organischen Ablagerungen keine wesentlichen Bindeglieder fehlen, da sich schon in den hangendsten Horizonten ein merkbarer Gehalt an Kalk einstellt.

Mit diesen organogenen Schichten setzt die mittlere Trias ein, und wir sind somit vor die Aufgabe gestellt, Perm und Trias, Buntsandstein und Verrukano in dem Komplex der mechanischen Sedimente auseinanderzuhalten.

Die physikalischen Absatzbedingungen haben nun allerdings in dem betrachteten Zeitraum einmal eine deutliche Änderung erlitten: denn es wurde in der Mitte der Schichten ein deutliches, plötzliches Größerwerden wahrgenommen. Ferner ist dieser obere Teil von dem unteren insofern verschieden, als er sich durch einen Eisengehalt auszeichnet, der einzelne Horizonte intensiv rotfärbt. Wenn wir daher mit der gedachten Schicht den Buntsandstein beginnen, so wird das ein jeder cum grano salis aufnehmen.

Erst nach Aufstellung dieser chronologischen Gruppierung kam mir die von Deninger⁵⁾ aufgestellte Schichtfolge zu Gesicht, die ohne weitere Erklärung bei Schiller abgedruckt ist. Deninger rechnet nur die »obersten Sandsteinlagen, stellenweise mit etwas dolomitischer Rauchwacke und Gips« in einer

¹⁾ Stache, l. c., Taf. II, Fig. 6.

²⁾ Gümbel, pag. 291.

³⁾ Pichler, pag. 436. Verhandlungen d. k. k. g. R., 18⁶⁴77.

⁴⁾ Schiller, l. c., pag. 9 f. Jahrbuch d. R., 1864.??

⁵⁾ Schiller, l. c., II. Piz. Ladgruppe, pag. 9 f., Ber. 1906.

Mächtigkeit von 60 *m* zum Buntsandstein. Die größere Hälfte der bunten Sandsteine weist er offenbar dem Verrukano zu. Es steht natürlich in jedes Belieben, ob er die oben erwogenen Kriterien oder den Beginn chemisch-organischer Sedimentation als Einleitung für die Trias erklären will. Daß aber diese Einteilung »ähnlich, wie an anderen Stellen der Lischannagruppe«¹⁾ erfolgt sei, kann ich nicht zugeben, da im ersten Teil der Schillerschen Arbeit, S. 10, als petrographische Definition des Buntsandsteines ausdrücklich zu lesen steht: »— nur aus Quarzkörnern und tonig-glimmerigen Lagen bestehend nach oben wird er kieselig-dolomitisch und geht in Muschelkalkdolomit über.« Und auch sonst ist mir in den Alpen kein Fall bekannt, wo man Dolomit und Gips als charakteristische Einlagerungen für den ganzen Buntsandstein beobachtet hat.

Stratigraphische Einteilung. Der Verrukano besteht aus Sandsteinen und Arkosen in einer Gesamtmächtigkeit von 250 *m* (vgl. Profil 3). 200 *m* mächtig ist das feinkörnige Material im Hangenden, 35 *m* sind grobkörnig und das Basiskonglomerat hat eine mittlere Mächtigkeit von etwa 15 *m*.

Der Buntsandstein hat, bei einer Gesamtmächtigkeit von 280 *m*, folgendes Profil:

1. Grüner, feinschuppig-serizitischer, stark gefalteter Kalkschiefer 100 *m*.
2. Bituminöser, bläulich-schwarzer Mergelschiefer 1—2 *m*.
3. Gelbe bis graue, gebänderte Sandsteinarkose 80 *m*.
4. Ungeschichtete, gelbrote, eisenreiche Sandsteinarkose 100 *m*.

Petrographische Beschreibung. Ein besonders reiches Material, das sich zudem der eingehenden Betrachtung verlohnt, liegt uns aus dem Gebiete des Verrukano vor. Wir müssen hier eingangs Bezug nehmen auf eine größere Arbeit von Milch²⁾ über den Verrukano. Sie behandelt die petrographisch sehr mannigfaltigen Gesteine des Glarner Gebietes und gab dem Autor Veranlassung zu einer geologisch-petrographischen Einteilung der Verrukanogesteine, die aber leider für unser Gebiet nicht übernommen werden konnte.

Es fehlt zunächst die im Glarner Land stark vertretene Gruppe der permischen Eruptiva und ihre sedimentären Derivate. Die reinen Verrukanosedimente teilt Milch ein in Konglomerate, grobkörnige und feinkörnige Sandsteine und Arkosen, Gesteine des »Sammeltyps« und »Umwandlungsprodukte«. Die Konglomerate werden noch speziell genetisch gruppiert in heterogene und homogene, je nachdem das Material der Ablagerung älterer Entstehung (Granitporphyr) oder zeitgenössischer Provenienz war (Quarzporphyr).

Von den Verrukanosedimenten nach der Milchschen Einteilung sind am Jackel vertreten:

1. Homogene heterochronische Konglomerate.
2. Grobkörnige Sandsteine und Arkosen.
3. Feinkörnige Sandsteine und Arkosen.
4. Gesteine des »Sammeltyps«.

Außerdem wurden lokal bituminöse, feinkörnige Arkosen wahrgenommen.

Wenn man von dieser geringen Ausnahme absieht, so lassen sich alle vorkommenden Gesteine ohne Berücksichtigung ihrer geologischen Position in eine einzige chemische Reihe zusammenfassen. Diese führt — unter Vernachlässigung der färbenden akzessorischen Gemengteile — vom reinen Sandstein mit 100% SiO₂ über die Arkosen mit wechselnden Mengenverhältnissen zum Kaolin mit rund 40% Al₂O₃ bei 50% SiO₂ und 10% H₂O.

Auch der Mineralbestand kann in unserem Falle ungezwungen als eine Reihe aufgefaßt werden. Es ist nämlich der Mineralbestand der Verrukanogesteine bedingt durch den wechselnden Grad eines Metamorphismus, den als Funktion der tertiären Gebirgsbewegung zu deuten wir weiter unten unternehmen werden. Hier soll zunächst nur die Tatsache ins Auge gefaßt werden, daß die Tonerdekomponente unserer Gesteine, die in Verbindung mit einem entsprechenden Gehalte an Alkalien und Kieselsäure den detritogenen Feldspat in den Arkosen und Kaolinlagern ausmachte, in erster Hinsicht der Dynamometamorphose unterlag, und daß der Grad dieser Umwandlung den Gesamthabitus des Gesteinsstückes bestimmt.

¹⁾ Schiller, l. c., II. Piz Ladgruppe, pag. 9 f., Ber. 1906.

²⁾ Milch, Beiträge zur Kenntnis des Verrukano, I, II, Leipzig 1892, 1896.

Diese Umwandlungsreihe konnte als eine Doppelreihe aufgefaßt werden. (Vgl. die Tabelle Fig. 4.) Die eine Gruppe von Gesteinen neigt nur Ausbildung von Muskovit aus Feldspat, die andere zur Serizitierung. Daß zuweilen beide Glimmerarten an einem Handstücke nebeneinander vorkommen, ist in diesem, rein beschreibenden Zusammenhange nicht von Wichtigkeit und wird sich später leicht genetisch verstehen lassen.

Man kann die unter diesen Gesichtspunkten aufgestellte Tabelle auch als ein Koordinatensystem auffassen, bei der die Ordinatenachse die stoffliche Zusammensetzung jedes einzuordnenden Minerals (oder primäre genetische Eigenschaften) und die Abszissenachse nach zwei Richtungen hin vom Nullpunkte

Petrographische Deutung der Verrukanogesteine.

		Schwachkristalline						
		Erste vollkristalline Zone	Erste halbkristalline Zone	Zweite halbkristalline Zone	Zweite vollkristalline Zone			
				Zonale Al ₂ O ₃ [bis 40%]				
		·25 <i>Serizit-Schneire</i>	<i>Serizit- paraphyllit</i>	<i>Kaolin?</i>	<i>Muskovit- paraphyllit</i> ·13	·24 <i>Muskovit- Glimmerschiefer</i>		
← Serizit- Bildung	·21 ·19 ·17 <i>Serizit- phyllitgneis</i> ·14 ·20 ·18 ·15	·9 <i>Serizit-Arkose- sandstein und -Grauwacke</i> ·3 ·10	<i>Arkosen</i> ·1 ·2	<i>Muskovit-Arkose- sandstein</i> ·5 ·6, 7	·8 <i>Muskovit- Gneisphyllit</i> ·16	→ Muskovit- Bildung		
		·22 <i>Serizitquarzit</i>	·11 <i>Muskovit-Serizit- Sandstein</i>	·4	·12 <i>Muskovitquarzit</i>	·23		
		·26 <i>Quarzit</i>	Si O ₂ [bis 100%]	·26 <i>Quarzit</i>				

Fig. 4.

aus den Grad der mechanischen Beanspruchung (oder sekundäre genetische Eigenschaften) angibt. So läßt sich jedes Gestein gleichsam diagrammatisch festlegen.

Es liegen in der Mittelachse übereinander: die Kaolinbildungen mit dem höchsten Gehalte an Al₂O₃ (bis 40%). Sie sind ebenso, wie die Quarzitsandsteine, differenzierte Aufbereitungsprodukte gegenüber den normalen Arkosen, die die Mittelfläche um die Zentralachse einnehmen.

Alle diese Ausgangsprodukte der wirklich vorliegenden Gesteine sind aber nur mehr oder weniger ideell gedacht, da der Feldspat in keinem Handstück mehr unverändert vorkommt. Es wurde daher die mittlere Kolonne als schwach kristalline Zone bezeichnet. Rein ideell ist die Gruppe der reinen Kaoline. Das nimmt keineswegs Wunder, wenn wir bedenken, daß hier der Hauptträger der Metamorphose, der Feldspat, in reiner und dazu noch verwitterter und deshalb leichtest angreifbarer Form vorliegt. Dagegen konnte manches schwach beanspruchte Gestein noch ohne weiteres als Arkose angesprochen werden, da auf dem frischen Bruche die typische, körnig-weißliche Farbe den Glimmergehalt überwog. Ganz aufgezehrt wurde hingegen der geringe Gehalt der tieferen Gruppe, der Sandsteine, an Feldspat, so daß wir hier schon in der mittleren Zone zwischen Muskovitsandstein und Serizitsandstein unterscheiden mußten.

Weiter nach außen folgt eine erste und zweite halbkristalline Zone. Ihre Vertreter sind in der Kaolinreihe: Serizitphyllit und Muskovitphyllit, in der Arkosereihe: Serizit- (Muskovit-)Arkosesandstein und in der Sandsteinreihe: Serizitquarzit und Muskovitquarzit.

Die äußeren Kolonnen werden durch eine erste und zweite vollkristalline Zone gebildet. Es gehören hierhin: von der Kaolinreihe: einerseits einzeln beobachtete Serizitschnüre, anderseits ein sehr quarzarmes Muskovitglimmerschiefer. Es entspricht übrigens diese Stufe der Metamorphose ungefähr dem, was Schiller im Lischannagebiet als »Servino« für einen chronologischen Horizont erklärte. Die Arkosereihe weist als extremste Glieder der Metamorphose Serizit- und Muskovit-Gneisphyllit auf. Andererseits bedeuten in der dritten Reihe die Quarzite die extremsten Glieder der metamorphen Sandsteine. Der Glimmergehalt kann hier in einer Weise zurücktreten, daß schließlich nur ein reiner Quarzit als Endprodukt einer der Metamorphose unterworfenen Quarzsandablagerung resultiert.

Zur Bekräftigung der vorgetragenen Ansicht von der Genesis der Verrukanogesteine soll nun im folgenden eine Reihe von Handstücken, die uns vorliegen, in das System eingereiht werden, und eine kurze Charakterisierung des Mineralbestandes soll diese Einreihung rechtfertigen. Für jedes Gestein wurde auf der Tabelle eine Stelle markiert. Der Abstand dieser Stellen vom Mittelpunkte der Tabelle, der eine normale Arkose repräsentiert, ist dann sozusagen das Maß für den Ungleichförmigkeitsgrad des betreffenden Handstückes. Nach dessen Zunahme sind die zu beschreibenden Stücke geordnet.

Nr. 1 ist ein feinkörniges Gestein aus weißem Quarz, viel kaolinisiertem Feldspat und wenig Serizitschüppchen. Der Kern des Handstückes ist umgeben von einer eisenreichen Verwitterungskruste mit vermindertem Kaolingehalte. Unter »Kaolin« wird hier und im folgenden, ungeachtet der mineralogischen Ungenauigkeit des Ausdruckes, jener durch Verwitterung erzielte Erhaltungszustand des Feldspats verstanden, bei dem Härte und Eigenfarbe verloren gehen und ein weißliches Pulver resultiert. Präziser wäre: Feldspat mit Kaolinflecken.

Nr. 2. Die Korngröße ist die gleiche. Der Quarz hat gelbliche Färbung und überwiegt den Feldspat. Glimmerpartikelchen fehlen.

Nr. 3 zeichnet sich aus durch einen kubischen bis rundlichen Rosenquarz in Körnern bis 5 *mm* Durchmesser. Der kaolinisierte Feldspat ist linsenförmig eingeordnet. Er steht in deutlichem Zusammenhang mit den Kaolinnestern, ebenso wie der Serizit, der in grünlichen Schichten von 0,3 bis 0,7 *mm* angeordnet ist und dem Gestein den Charakter eines schwach ausgeprägten Schiefers verleiht.

Nr. 4 setzt sich zusammen aus rundlichem, brecciösem, glashellem Quarz und wenig Feldspat. Die Serizitschüppchen treten zurück.

Nr. 5. Ein Gestein aus weißem klarem Quarz, wenig Kaolin und fein verteiltem, schuppigem Muskovit.

Nr. 6. In diese Stellung des Systems gehört ein Teil der bituminösen Arkosen. Ihre Mineralzusammensetzung ist ähnlich, wie die in Nr. 5 beschriebene. Die kohlige Substanz begleitet entweder den fein geadelten, in Schieferenebenen eingeordneten Muskovit oder sie umhüllt die Quarzkörnchen.

Nr. 7. An einem anderen Stücke durchsetzt das Bitumen das ganze Gestein.

Nr. 8. In die gleiche Abteilung gestellt wurde ein Gestein aus bläulichem Quarz, gelblich verwitterndem Kaolin und feinschuppigem Muskovit.

Nr. 9. Der Milchquarz tritt stark zurück hinter dem lagen- und plattenförmigen Serizit.

Nr. 10. Ein Phyllit mit vorherrschendem Serizit und eisenoxydischer Färbung.

Nr. 11. Der Quarz ist weißlich und durch Zement von Kieselsäure verkittet. Der Feldspat verschwindet. Der Serizit verleiht, zusammen mit dem glashellen Bindemittel, dem Gestein eine hellgrüne Farbe.

Nr. 12. Ähnliche mineralische Zusammensetzung, bei Vertretung des Serizits durch Muskovit, zeigt ein anderes Handstück. Auf Verwitterungsflächen zeigt sich, daß die Quarzlagen durch Druck parallel gelagert sind. Das Gestein weist auf alten Verwitterungsflächen und Bruchflächen einen Überzug von Brauneisenstein (Dendriten) auf.

Nr. 13. Runder bis linsenförmiger Quarz von weißer Farbe und wenig kaolinisierter Feldspat sind von grünlich gelbem Muskovit in deutlicher Schieferung umhüllt. Auffallend ist eine bänderförmige, offenbar auf sekundärer Infiltration beruhende Eisenoxydfärbung.

Nr. 14. Ein grünliches Gestein, bestehend aus weißem Quarz, wenigen rundlichen Kaolintüpfchen und einem das Gestein gleichsam durchtränkenden Serizit.

Nr. 15. Bläulicher Quarz, wenig Kaolin, Serizitschüppchen.

Nr. 16. Weißer Quarz und Muskovit.

Nr. 17. Das Gestein hat eine Grauwackengrundmasse von Feldspat und Quarz und schließt größere Nester von Serizit ein.

Nr. 18. Ein feinkörniges, gefälteltes, phyllitisches Gestein aus weißem Quarz, wenig Feldspat und hellgrünem Serizit. Kiesel säure-Zementation.

Nr. 19. Der Serizit ist in Platten bis Fasern angeordnet. Der Quarz ist auf den Schieferflächen verteilt.

Nr. 20 kann als das Endprodukt der Umwandlung der Arkosen angesehen werden. Er besteht rein aus Serizit und Quarz, die völlig getrennt voneinander gangförmig zusammengewachsen sind.

Nr. 21. Der Serizit kann auch überwiegen. Die Verteilung ist in diesem Exemplar etwas feiner.

Wir kommen jetzt zu den Handstücken, die den stärksten Ungleichförmigkeitsgrad vertreten.

Nr. 22 ist ein zementierter Quarzit, der teilweise schwach grün gefärbt ist. Sein Analogon ist

Nr. 23 mit geringen Spuren von Muskovit.

Nr. 24 besteht aus plattig verwachsenen, dünnen Linsen von Muskovit.

Nr. 25. Es liegt uns eine größere, schichtungslose Niere reinen Serizits vor.

Nr. 26. Endlich ist zu erwähnen ein reiner, blendend-weißer, zuckerkörniger Quarzit, der sowohl in der linken, wie in der rechten Hälfte ganz unten seinen Platz findet.

Die Herkunft der Gesteine wechselt sehr. Alle aber entstammen dem schmalen Verrukanostreifen, dessen Lage auf der Karte zu ersehen ist. Alle Gesteine sind natürlich bei aller Mannigfaltigkeit der Bezeichnung »Epigesteine« im Grubenmannschen Sinne, d. h. ihre Umwandlung vollzog sich in der obersten Tiefenstufe.

Genetische Verhältnisse. Aus dem angeführten Tatsachenmaterial läßt sich ein guter Teil von physikalischen Bedingungen des Absatzes und der Umwandlung ableiten.

Was zunächst die stoffliche Zusammensetzung der fraglichen Schichten anlangt, so weisen sie eine deutliche Abhängigkeit von den kristallinen Schiefen im Liegenden auf. Man kann sie sich unschwer als Aufbereitungsprodukte der Phyllite und Gneise der ersten bis dritten Gruppe vorstellen. Eine fremde Stoffzufuhr braucht nicht angenommen zu werden, abzüglich der lokalen Imprägnation mit kohligter Substanz.

Die mineralogische Zusammensetzung macht also die Annahme wahrscheinlich, daß ein jungpaläozoisches Meer über das Alpengebiet nach Vollendung der Metamorphose transgredierte.

Die Abnahme der Gesteinselemente vom Liegenden zum Hangenden erklärt sich unschwer durch eine kontinentale positive Strandverschiebung. Zu ähnlichen Resultaten gelangte Milch für die Verrukanogesteine der Glarner Alpen.¹⁾

Schon gelegentlich der petrographischen Beschreibung wurde betont, wie außerordentlich verschieden, im Gegensatz zu der gleichförmigen Metamorphose des Kristallinen, der Grad der Umwandlung bei den Verrukanogesteinen sei. Während jene das Produkt regionaler Kräfte waren, müssen wir uns also hier nach lokal wirkenden Kräften umsehen, und zwar drängen alle Anzeichen zu der Anschauung, daß das wirkende Agens die tertiäre Gebirgsbildung war.

Es zeigt sich bei Verfolgung dieses Gedankens, daß die mikromechanische Umwandlung, wie sie in der Formveränderung der Gemengteile (Kataklase) sich zeigt, und die chemische Umwandlung, wie sie in der Bildung der Glimmer zum Ausdruck kommt, zunächst abhängig ist von der Intensität des Gebirgsdruckes. So zwar, daß die Umwandlung der Massen abhing sowohl von dem Gewichte der auflastenden bewegten Massen (hydrostatischer Druck), als von der Intensität des gerichteten Druckes (Streß).

Einfluß des hydrostatischen Druckes. Die zahlenmäßige Abschätzung des ersten Faktors (hydrostatischer Druck) läßt sich nicht vornehmen, da die verschobenen Massen zum großen Teil durch die Erosion entfernt sind. Aus den erhaltenen Resten ergibt sich, wie weiter unten dargetan wird, nur so viel

¹⁾ l. c., II. Schlußkapitel.

mit Sicherheit, daß die gesamte Masse, die der gebirgsbildenden Kraft unterlag, aus sehr inkongruenten Teilen zusammengeschweißt war, so daß für die einzelnen Gebiete der darunterliegenden Verrukanoschichten der hydrostatische Druck sehr schwankend war, vielleicht sogar durch größere Beschleunigung der hangenden Massen in den verschiedenen Stadien der Gebirgsbildung an einzelnen Stellen zeitlich sich veränderte. Die betrachteten Gesteine scheinen — das geht aus der Mannigfaltigkeit ihrer Ausbildung auf so außerordentlich beschränktem Raume ohne weiteres hervor, eine sehr feine Reaktionsfähigkeit auf die Massenverteilung über ihnen in den Zeiten der Umwandlung besessen zu haben. Man kann sie als feinste Manometer ansehen für Druckkräfte, deren Träger uns vollkommen entzogen sind, so daß die Fülle des beschriebenen Materials auch nicht annähernd genetisch ausmünzbar ist. Auf welchem Wege man hier unter günstigeren Bedingungen des einzelnen vorgehen müßte, liegt auf der Hand. Greifen wir wieder auf unsere Tabelle zurück und denken wir uns wieder das chemisch-physikalische Koordinatensystem, so gibt für jedes Gestein der absolute Betrag des zugehörigen Abszissenabschnitts den relativen Maßstab ab für den wirklichen hydrostatischen Druck.

Einfluß des Streß. Dem gerichteten Drucke bin ich geneigt, nur einen geringen Einfluß auf die Gesamtmetamorphose zuzuschreiben. Der Gedanke liegt ja verführerisch nahe, aus Zonen gleicher Umwandlung im Felde die Richtungen des Streß und damit die tektonischen Kraftlinien zu rekonstruieren. Gerade das Beispiel der Arbeit von Milch wirkt hier wenig ermunternd. Auch er hat am Schluß seiner Arbeit eine völlige Übereinstimmung des durch den Grad der Metamorphose seiner Verrukanoschichten ermittelten Kraftlinienbildes mit der tektonischen Theorie der Glarner »Doppelfalte«, die sich damals auf dem Höhepunkte ihrer Anerkennung befand, erkennen zu können geglaubt und wird jetzt, wo diese Theorie verlassen ist, wo nicht die tatsächlichen Beobachtungen, so doch die Schlußfolgerungen daraus revidieren müssen.

Fehlerquellen: 1. Rückwandlung. Vielleicht darf hier auf zwei mögliche Fehlerquellen hingewiesen werden, deren Bedeutung durch Beobachtungen am Jackel nahe gelegt wurde.

Das logische Korrelat der Theorie von der Metamorphose der Gesteine in Tiefenzonen ist der als »rückläufige Metamorphose« bezeichnete Vorgang. Findet unter gewissen physikalischen Bedingungen gesteigerter Krafteinwirkung eine intramolekulare Veränderung der Gesteine nach dem Volumengesetze statt, so muß notwendigerweise bei einer Abschwächung dieser äußeren Kräfte eine Rückwandlung im umgekehrten Sinne stattfinden. Denn wenn die Stoffe des Gesteins genügend intramolekulare Elastizität besaßen, um sich einer Tiefenzone anzupassen, so müssen die gleichen Elastizitätskräfte den Gleichgewichtszustand der Oberfläche wieder anstreben, falls die Gesteine durch Erosion wieder Luft bekamen. Nun ist offenbar die Zeit, die zur Erreichung dieses Ausgangsstadiums nötig ist, am geringsten bei Epigesteinen wie sie im Verrukano vorliegen. In diesem Zusammenhange stelle ich die Wahrnehmung, daß im allgemeinen in orographisch höheren Partien die Schichten scheinbar weniger metamorph sind, da sie längere Zeit bloßliegen. Obwohl sich hieraus ein Argument für die unten vorzutragende tektonische Konstruktion nach dem Vorgang von Milch ableiten ließe.

2. Tektonik. Die andere Fehlerquelle liegt darin, daß man vom Standpunkt der Petrographie aus zu leicht das geologische Gesamtbild der Wirkungen aus den Augen verliert. Wenn man zu sehr nur die Ausbildung der Gesteine im Auge hat, vergißt man, daß im Felde die Kräfte des Streß zunächst einmal in den makromechanischen (molaren) Massenbewegungen, d. h. in Falten, Brüchen und Überschiebungen, ihren Ausgleich suchen. Nur wo die Ausweichmöglichkeit beschränkt ist, also vor allem in größeren Tiefen, wirkt der gerichtete Druck mikromechanisch (molekular und intramolekular) bewegend. Es treten also die Erscheinungen der Kataklyse und der chemischen Umwandlung nur subsidiär auf. Und es ist sehr wohl der Fall denkbar und auch öfters nachgewiesen, daß ein Gesteinsfetzen in eingeklemmter Lage und beschränkter Ausweichmöglichkeit der Moleküle unter gelindem Streß stärker metamorph wurde, als eine unter sehr intensivem, seitlichem Drucke frei gewölbte Platte.

Nach alledem muß man annehmen, daß die Metamorphose, wenn man darunter Kataklyse und Konzentration des Molekularvolumens begreift, vor allem dem hydrostatischen Drucke zuzuschreiben ist, in zweiter Linie erst durch Streß verursacht wurde, und daher für die Tektonik nur untergeordnete Bedeutung hat.

Eine Erscheinung der Metamorphose allerdings muß hier ausgenommen werden.

Oben war von einer doppelten Ausbildung des Glimmers die Rede, einer muskovitischen und einer serizitischen. Es muß als eine sehr auffällige Erscheinung hervorgehoben werden, daß sämtliche Vorkommen von Serizit an eine einzige Störung in unserem Gebiete geknüpft sind, die sich als eine Schubfläche erwies. Dabei findet sich dieser, teilweise geradezu als Imprägnation und Zement auftretende Serizit sowohl im Kristallinen wie im Verrukano, und hat daher zu dem irrigen gemeinsamen Namen »grüne Schiefer« Veranlassung gegeben. Alle auf der rechten Tabellenhälfte beschriebenen Gesteine liegen, relativ zur Schubfläche, über den Serizitgesteinen, und auch im Kristallinen wurde in größerer Entfernung von der Hauptschubfläche Serizit nur in Spuren festgestellt.

Diese Verknüpfung des grünen Kaliglimmers mit Flächen sehr starken gerichteten Druckes wurde übrigens auch von Rothpletz ähnlich an mehreren Stellen der Alpen beobachtet. Der Serizit erscheint so gleichsam als Leitmineral in Alkalitonerdesilikatgesteinen, in denen ein ungewöhnlich starker, gerichteter Druck sich weder in molaren Bewegungen noch durch Kataklase erschöpfen konnte.

Einen gedrängten Gesamtüberblick über alle diese genetischen Beziehungen erhalten wir, wenn wir uns noch einmal schematisch den Werdegang des Feldspats im Laufe der Zeiten vergegenwärtigen.

Umwandlungsreihe des Feldspats im Verrukano.

	Produkt:	Bildungszeit:
Erste Phase:	Herkunft: Kristalline Schiefer	Älter. Paläoz.?
Zweite Phase: Primäre Genesis: Ablagerung	Feldspat in Arkosen, Kaolin	Perm.
Dritte Phase: Sekundäre Genesis		
1. Agens: hydrostatischer Druck	Muskovit	Tertiär.
2. Agens: gerichteter Druck	Serizit	Tertiär.
Vierte Phase: 3. Rückläufige Metamorphose	Feldspat	Seither.
Fünfte Phase: 4. Verwitterung	Kaolin	Seither.

Es liegt uns dieselbe Substanz in allen sechs Formen vor.

Den Buntsandstein zeichnete bei der Ablagerung stellenweise ein größerer Gehalt an Eisen syngenetischer Entstehung aus. Er ist der Dynamometamorphose in weit geringerem Maße unterworfen, wie der Verrukano. Der Komplex mergeliger und kalkiger Sandsteine, der noch zum Buntsandstein gerechnet wurde, weist auf das Einsetzen der gesteinsbildenden Tätigkeit der Organismen hin und leitet zu den organischen Ablagerungen über.

IV. Organische Ablagerungen des Jackelgebietes.

Chronologische Beurteilung. Die organischen Ablagerungen liegen uns im Jackelgebiete in einer sehr reichen petrographischen und einer sehr armen paläontologischen Entwicklung vor. Es wurden an Versteinerungen gefunden:

1. Korallenspuren, *Encrinus* und *Cardila crenata* von Pichler.¹⁾
2. Crinoiden und *Gyroporella pauciforata* von Gumbel.²⁾
3. Enkrinusstielglieder, kleine Gastropoden und große Diploporen von Deninger.³⁾
4. *Cyathocrinus?*, *Dactylopora*, *Apiocrinus?*, Brachiopoden, *Retzia ferita?*, *Retzia trigonella?*, *Terebratulula trigonella* von Stache.⁴⁾

Läßt man die Crinoiden und Brachiopoden Staches außer acht, da sie in alle möglichen geologischen Zeiträume weisen und nie wiedergefunden worden sind, so deuten alle sicheren Funde in ihrer Gesamtheit darauf hin, daß jüngere als triassische Ablagerungen nicht vorkommen. Innerhalb der Trias können wiederum zu einer chronologischen Zerlegung in Betracht kommen: die Kalkalgen nach der

¹⁾ l. c.

²⁾ l. c., pag. 292.

³⁾ Schiller, II, pag. 11.

⁴⁾ l. c., pag. 164.

spezifischen Bestimmung von Gümbel und die leider seither nicht wieder gefundene *Cardita crenata*, die höchst wahrscheinlich mit der neuerdings als *Cardita subcrenata* bezeichneten Form identisch ist.

Von den Funden des Verfassers verdienen eine Beschreibung einzelne Crinoidenstielglieder. Sie sind teils rund, teils fünfeckig, entstammen also den unteren bzw. den oberen Partien des Seelilienstiels.¹⁾ Ihre Größe schwankt zwischen 2 und 10 mm in der Längsrichtung und 1.5 bis 7 mm im Durchmesser. Auf einer Gelenkfläche konnte durch Ätzung mit Salzsäure eine feine Skulptur beobachtet werden. Sie wies eine schwache konvexe Aufwölbung mit fünfmal fünffacher Radialstreifung auf. In die Aufwölbung war kraterähnlich eingesenkt ein fünffach gegliederter Ausschnitt, der die randlich gezackte Erweiterung des Zentralkanals darstellt. Im übrigen konnten die Funde unbestimmbarer Korallen und schlecht erhaltener Kalkalgen nur bestätigt werden.

Vom rein paläontologischen Standpunkte aus dürfte die Einteilung in sechs Stufen, wie sie neuerdings v. Arthaber gegeben hat,²⁾ dem heutigen Wissen zufolge das beste Vergleichsschema für die ganze alpine Trias darstellen. Es soll daher diese Einteilung für den Jackel auch kartographisch durchgeführt werden.

In allgemein geologischer Beziehung ist bezüglich der Einteilung der Trias für mich die Kritik maßgebend, die Rothpletz, pag. 131, der zweiten »Alpenforschungen« in dieser Hinsicht an der Arbeit von Schiller über das Lischannagebirge ausübt. Ich würde die dort vorgeschlagene Bündner Gliederung in Muschelkalk und obertriassischen Dolomit einfach übernommen haben, wenn nicht am Jackel konstant die Rauhacken dazwischen lägen, und wenn sich mir nicht die — wenigstens einigermaßen vertretbare — Stuteneinteilung bei der kartographischen Darstellung wegen ihrer besseren Vergleichbarkeit empfohlen hätte.

Es läßt sich demnach für die Triasmassen des Jackels auf Grund seiner Fossilien und der Vergleiche mit anderen alpinen Gebieten nur eine Dreiteilung nach Ausscheidung des Buntsandsteines (der skythischen Stufe) rechtfertigen.

Zu oberst liegt obertriassischer Dolomit, den wir der kartographischen Darstellung zuliebe der norischen Stufe zuweisen wollen, obzwar wir der Behauptung, er gehöre zum Teil oder ganz der karnischen Stufe an, nichts entgegenzusetzen hätten. Es folgen Rauhacken mit der *Cardita subcrenata*. Sie gehören in die karnische Stufe. Zu unterst liegen dolomitische Kalke, Mergel und Sandsteine der anisischen und ladinischen Stufe. In ihnen ist leitend die *Gyroporella pauciforata*.

Stratigraphische Einteilung und petrographische Beschreibung. In den organogenen Ablagerungen konnten folgende Horizonte unterschieden werden:

A. Obertriassischer Dolomit der norischen? Stufe.

Er bildet den Gipfel des Jackel und ist in größter Mächtigkeit von etwa 250 m von der Erosion verschont geblieben. Auf frischem Bruche ist er von weißlich-grauer Farbe und verwittert bräunlich bis bläulich-grau. Zum Teil besteht er aus nur schwach dolomitisierter Kalke, der dann in der Regel von einem Adernetz von Dolomitspat durchsetzt ist, das vielfach herauswittert und dann dem Gestein das Aussehen von Honigwaben verleiht. Vielfach ist der Dolomit auch von reinem Kalziumkarbonat durchschwärmt. Die Verwitterung ist dementsprechend würfelförmig und stenglig-prismatisch.

B. Rauhacken der karnischen Stufe. Gesamtmächtigkeit 240 m.

1. Die hangendste Schicht dieser Serie ist ein 50 m mächtiger Komplex von Rauhacken mit Hohlverwitterung. Sie wechsellagern mit bläulichen bis gelblichen Kalkschichten, die zwischen die groben Bänke der Rauhacke eingeschaltet sind.

2. Wir treffen dann auf eine Schicht von gelb verwitterndem, klingend hartem Glimmerkieselkalk, den man als »Cipollino« bezeichnen kann und der von Pichler als »oberer Alpenkalk« bezeichnet und

¹⁾ cf. von Koenen, Beiträge zur Kenntnis der Crinoiden des Muschelkalkes. *Nachr. Ges. d. Wiss., Göttingen* 1895, pag. 283 ff.

²⁾ von Arthaber, Die alpine Trias des Mediterrangeb. *Leth. geogn.*, Stuttgart 1906.

mit dem Hallstätter Kalk verglichen wurde. Beschrieben wird er als ein »lichteres, fast marmorartiges Gestein mit Glimmerblättchen wie Cipollin«. Pichler erwähnt davon weiters den Einfluß der starken Dynamometamorphose und das Vorkommen von Korallenspuren. Das Gestein zeigt Schichtung bis Bankung von 1 bis 2 *dm* Breite. Es besitzt bis zu 100 *m* Mächtigkeit und bietet das erste Beispiel einer heteropischen Differenzierung, da es schon am Osthang des Jackel aussetzt.

3. Hier im O. und überwiegend auch im W. des Berges wird der Cipollino durch Rauhackenbildungen vertreten, die petrographisch mit der unter 1. genannten übereinstimmen. Die Schichten sind nur durch auftretenden Gipsgehalt weicher als die hangenden und neigen zu feinpolygonaler Zersplitterung. Ihre größte Mächtigkeit beträgt im Marbelbachtal etwa 100 *m*. In diesen Lagen findet sich eine Dolomitbreccie mit einem Anflug von Eisenoxyd, die von Schiller¹⁾ und Steinmann²⁾ geradezu als petrographische Leitschicht der Raibler Schichten angesehen wird.

4. Als Zellendolomit kann eine vierte Schichtfolge von etwa 40 *m* Mächtigkeit bezeichnet werden, die ungeschichtet und undeutlich gebankt ist und als eine dolomitische Rauhacke mit Kalkligament und netzförmiger Flächenverwitterung sich darstellt.

5. Die recht bedeutende Mächtigkeit von 150 *m* erreicht in seiner maximalen Entwicklung der Gipsdolomit, der unweit der Steinbrüche am Arlui eigentümliche Verwitterungsformen bildet. Er besteht aus einer innigen Mischung kohlen- und schwefelsaurer Kalkmagnesiumsalze. Zuweilen kann man beobachten, wie der Gips netzförmig oder butzenförmig durch die Masse verteilt ist, zum Teil kann man nur noch von einer innigen Mischung sprechen. Das Gestein zerfällt fast zusehends unter dem Einflusse der Tageswässer in feinsten Polygonzersplitterung, wobei der imprägnierte Gips ausgelaugt wird. So entstehen die abenteuerlichsten Höhlenformen, von denen eine auf Profil 3 angedeutet wurde. Auf dem Boden dieser Höhlen sammelt sich der Gips in Form von Staub und Klumpen in amorpher Ausbildung an, während an den Wänden der Höhlen der widerstandsfähigere Dolomit und Kalk in dunklen, nierenförmigen, leicht ablösbaren Wülsten heraustritt. Die Lösungsfiguren dieser Gebilde beherrschen vor allem das Landschaftsbild des Marbelbachtals.

Die aufgezählten Vertreter der karnischen Stufe sind an keiner Stelle in der angegebenen Mächtigkeit gleichmäßig entwickelt, sondern sie ersetzen einander in der mannigfachsten Weise. Die unter 2. und 5. beschriebenen Gesteine fehlen im O. gänzlich, dagegen treten 3. und 4. im W. zurück. Die Mächtigkeit konnte im Mittel zu 260 *m* eingeschätzt werden.

C. Dolomitische Kalke, Mergel und Sandsteine der anisischen und ladinischen Stufe. Gesamtmächtigkeit 500 *m*.

1. Der Gipsdolomit ist mit mannigfachen Übergängen verbunden mit einer etwa 20 *m* mächtigen Schicht schwarzer, plattiger, zum Teil dolomitischer Kalke, deren Oberfläche nierenförmig verwittert ist. In ihnen hat G ü m b e l die Gyroporellen gefunden, und vergleicht daher diesen Komplex mit den Partnachschichten. Petrographisch ist die Verschiedenheit mit den Mergeln der Nordalpen aber zu groß, als daß die Einführung dieser Bezeichnung in unser Gebiet zur Klärung des Baues dienen könnte.

2. Es folgt das mächtigste einheitliche Glied der Jackeltrias: ein grob gebankter bis geschichteter, schwarzer bis grauer Dolomit, der in steilen Kluftflächen verwittert und, in hohen Steilabfällen die Paßstraße begleitend, einen der Hauptcharakterzüge der Landschaft des Rechenscheideck bildet. Die Photographie Fig. 7 gibt davon eine Vorstellung. Das Gestein ist bituminös und stellenweise marmorhart. Es verwittert in großen Schutthalden in sehr hellen, weißen und graugelben Farben. Seine Mächtigkeit erreicht etwa 400 *m*.

3. Die Wände des Dolomits werden unterzogen von gelben, fein geschichteten und leicht verwitternden Kalken, die teilweise Rauhackenstruktur annehmen. Ihre Mächtigkeit ist maximal 30 *m*.

4. Ein bituminöser, bläulich-schwarzer Kalkstein. Er erreicht 40 *m* Mächtigkeit und ist von außerordentlicher Feinheit des Kornes, so daß er in weichen und dem Gebirgsdrucke geringer ausgesetzten Par-

¹⁾ l. c., II, pag. 16.

²⁾ Steinmann, *Gedl. Beobacht. in den Alpen*. Forts. u. Schluß, pag. 231. Ber. natf. Ges., Freiburg 1898.

ten mit dem Messer schneidbar ist. Wo er direkt durch Dislokation dem Buntsandstein am Pleißköpflgrad aufliegt, ist er zu klingend hartem, dunklem Marmor umgewandelt.

5. Wir beobachten dann in geringer Mächtigkeit (5 m) einen gleichmäßig feinkörnigen, schnee-weißen bis grauen Dolomit von großer Zähigkeit, in dem sich unbestimmbare Korallenreste fanden. Die Erscheinung der Suturlinien¹⁾, die durch Druck bei gleichzeitiger Lösung zweier Gesteinsstücke aneinander hervorgerufen wird, fand sich bei der Gleichmäßigkeit des Kornes in besonderer Schönheit.

6. Hier schaltet sich lokal eine Reihe von Gesteinen ein, die durch das Vorkommen von Enkrinusstielgliedern sich als mitteltriadisch dokumentieren, ihrer Gesteinsbeschaffenheit nach aber eher zum Bunt-



Fig. 5.



Fig. 6.

sandstein zu rechnen wären, von dem sie jedoch noch durch Schichten mit zunehmendem Kalkgehalte getrennt sind. Man wird wohl nicht fehl gehen, wenn man sie als Umlagerungsprodukte von Verrukano- und Buntsandsteingesteinen auffaßt, da sie neben Quarz gelegentlich auch Feldspat und seine Glimmerumwandlungen aufweisen. Man kann in dieser Reihe unterscheiden:

- a) 25 m groben, quarzitäen Sandstein mit Feldspat und Seelilien-Stielgliedern aus Dolomit.
- b) Eine 10 m mächtige feinere Varietät der nämlichen Zusammensetzung mit stärkerem Gehalte an Feldspat: ein halbkristalliner Arkosesandstein. Auf Haarspalten führt er dolomitischen Kalk organischer Herkunft.
- c) Ein schwach metamorpher Kalkmergel von 10 m Mächtigkeit.
- d) Ein bituminöser Mergeldolomit mit fraglichen Kalkalgen. Er ist durch den Gebirgsdruck zu klingend harten Marmor verwandelt, und der ursprüngliche Feldspatgehalt des Mergels ist zwischen den einzelnen Bruckstücken zu Muskovit und Serizit gleichsam zerquetscht.

Dieser Gesteinsfolge, die die Spuren starker mechanischer Beanspruchung offenbar dem, wenn auch geringen Gehalte an dynamometamorph sehr reaktionsfähigem Feldspat verdankt, gehört auch höchstwahrscheinlich ein ganz eigentümliches Gestein an, dessen Anstehendes leider sich nicht ermitteln ließ. Es ist ein vollkristalliner Glimmerkalk, wenn man diese Bezeichnung auf ein Gestein anwenden kann, das bei vollkommen gneisartigem Habitus folgende mineralogische Zusammensetzung hat:

¹⁾ cf. Rothpletz, Ein Querschnitt d. d. Ostalpen. Schlußkap. München 1892.

Lagen von zuckerkörnigem Quarz.

Linsen und Lagen von Muskovit und Serizit und unzweifelhaft organogene Schnüre von marmorisiertem Kalk.

Es wurde in den Schutthalden im S. des Pleißköpfls aufgelesen.

Die Gesteine der anisichen und ladinischen Stufe erreichen eine Gesamtmächtigkeit von etwa 500 *m*.

Ein Vergleich mit Deningers stratigraphischer Einteilung der behandelten Schichten erscheint so lange zwecklos, als mir die Stelle nicht bekannt ist, auf Grund derer das bei Schiller angegebene Schichtenprofil gewonnen wurde.

Gegen die Einteilung in »Wettersteindolomit« und »Muschelkalk« dürfte man wohl a priori geltend machen, daß im Wetterstein die Dolomite ebenso selten sind, wie unter den hier als »Muschelkalk« beschriebenen Schichten die Muscheln und die Kalke. Mit solchen petrographisch, wie paläontologisch nicht fundierten chronologischen Bezeichnungen erweckt man, um mit Rothpletz zu reden, das Gefühl einer stratigraphischen Sicherheit, die gar nicht vorhanden ist.

Heteropie. Die Gesteine der mitteltriadischen Stufe sind am Hengst in einer ganz anderen Entwicklung vertreten, als am Jackel und am Pleißköpfl. Diese Verschiedenheit braucht nicht notwendig durch eine starke Heteropie erklärt zu werden, da die beiden Gebirgsmassen tektonisch voneinander getrennt sind und die Möglichkeit besteht, daß die Bildungsräume der beiden Massen einst bedeutend weiter auseinanderlagen.

Am Hengst treten über den Arkosesandsteinen des Verrukano und des Buntsandsteines Schichten von gelbem Glimmermergel auf. Dieser enthält ausgelaugten Biotit und Serizit in Schnüren und zeigt Reste von Arkosekonglomeraten. Seiner Entstehung nach ist er unter den 6. beschriebenen Felsarten analog. Er wird nach oben lokal durch eine schwache Schichtendiskordanz abgeschnitten, und dann folgen die gleichmäßigen Schichtlagen eines bituminösen dolomitischen Kalkes, der stellenweise wie gespickt ist mit Encrinusstielgliedern. Hier könnte man allenfalls von Muschelkalk reden. Als Hangendstes ist eine Rauhackenschicht erhalten, die mit den unter 3. beschriebenen Gesteinen zu vergleichen ist. Die Gesamtmächtigkeit der am Hengst erhaltenen Trias beträgt etwa 70 *m*.

Genetische Verhältnisse. Die Beschaffenheit der organischen Ablagerungen sowie ihre große Mächtigkeit lassen auf ein Flachseeklima bei positiver Verschiebung der Strandlinie schließen. Nur so läßt sich die Tatsache erklären, daß die Lebensbedingungen für Tiere geeignet blieben, deren körperliche Reste den beträchtlichen Komplex in seiner ganzen Mächtigkeit zusammensetzen.

Die Einlagerungen von Rauhacken und Gips deuten an, daß in einzelnen eine Hebung des Meeresbodens stattfand.

Einen Augenblick wollen wir noch bei der Frage verweilen, wie wir uns die soviel umstrittene Frage nach der Entstehung des Dolomits für unser Gebiet zu beantworten haben. Für den Verfasser ist in dieser Hinsicht ein Fund entscheidend, der eben jener Aufbereitungsserie entstammt. Es sind in diesen Schichten, in den ursprünglich sehr feinen Schlamm sorgsam eingebettet, viele der kleinen zylindrischen Encrinusstielglieder isoliert zwischen Quarzkörnern und Feldspatdetritus erhalten. Eine Untersuchung mit Salzsäure ergab, daß nur die Hülse und der Zentralkanal aus kohlen-saurem Kalke bestand, während der eigentliche Körper durch spätigen Dolomit eingenommen wurde. Dessen rhomboedrische Spaltflächen waren senkrecht zum Zentralkanal orientiert und hatten jede Spur einer feineren Struktur verwischt.

Dieses Vorkommen läßt wohl nur die Annahme¹⁾ zu, daß die kohlen-saure Magnesia auf diagenetischem Wege aus dem Meereswasser niedergeschlagen wurde, und zwar liegt es nicht fern, zu vermuten, daß auch hier ein durch Bakterien veranlaßter spezifischer Fäulnisprozeß die angreifbaren Organe innerhalb der Hülse zerstörte und die Bittererde aus der im Seewasser enthaltenen schwefelsauren Magnesia zum Absatz brachte. Nimmt man nämlich nur ein einfaches Eindringen zwischen die Maschen des ursprünglichen Kalkskelettes an, so ist nicht recht einzusehen, warum bei sonst günstigen Bedingungen der Erhaltung in einem heterogenen Medium so wenig von dem inneren Aufbau²⁾ übrig geblieben ist.

¹⁾ cf. Walther, Lithogenesis, pag. 708, Jena 1893.

²⁾ cf. Stelzner, Über Crinoidenskelette, pag. 575. Neues Jahrbuch. 1864.

Eine letzte genetische Frage bleibt noch zu beantworten, nämlich die nach dem Verhältnis zu den anderen triassischen Faziesbezirken.

Der Jackel ist vom Engadiner Triasbezirk (Bündner Fazies) etwa 10 *km*, vom Ortler und Brenner (Zentralalpine Fazies) 25 beziehungsweise 60 *km* und von den Lechtaler Alpen (Arlberg-Fazies) etwa 35 *km* entfernt.

Am größten ist die Übereinstimmung mit dem Lischannagebiet im östlichen Unterengadin, wie schon von Schiller mit Recht hervorgehoben wurde. Obzwar ich aus den dargelegten Gründen mich nicht entschließen konnte, seine Terminologie zu übernehmen, so wird doch die große Übereinstimmung des Baumaterials beider Gebiete ohne weiteres hervortreten. Unterschiede von Bedeutung sind nur vorhanden: einmal in dem Vorkommen der lokalen »Aufbereitungsserie« der anisoladinischen Stufe. Sie beweist, daß wir uns, relativ zum Engadin, dem Gebiete der festländischen Erosion zur mittleren Triaszeit nähern. Ähnliches ergibt sich aus dem Schwächerwerden der mitteltriadischen Horizonte im O. unseres Gebietes, sowie aus dem Vorkommen einer stratigraphischen Diskordanz am Hengst, wie sie im W. niemals gefunden wird und eine Oszillation des Meeresbodens bis in den Bereich der Erosion andeutet.

Die aufgeführten Unterschiede sind aber meines Erachtens doch wohl nicht genügend, um eine Zuordnung unseres Gebietes zum zentralalpinen Triasbezirk — so Rothpletz¹⁾ auf seiner Übersichtskarte — mit Sicherheit zu rechtfertigen. Noch weniger, so will mir scheinen, dürfte sich, wie Frech²⁾ sagt, erweisen lassen, daß am Reschenscheideck nur obertriadische Horizonte vorhanden sind. Auch die von demselben Autor für die gesamten Zentralalpen Tirols in Anspruch genommene »Transgression des Hauptdolomits« läßt sich für den Jackel meines Erachtens nicht annehmen. Denn während sonst in diesen Gebieten der obertriadische Dolomit (Hauptdolomit) über älteren Schichten, zum Teil über kristallinen Schiefen direkt transgredierend liegt, lagern die hier beschriebenen obertriadischen Dolomite eben konkordant den Rauhwacken karnischen Alters auf. Eine vorübergehende Festlandsbildung ist zwar möglich,³⁾ aber doch nicht erwiesen. Auch weiter im SW. ziehen sich mitteltriadische Kalke und Dolomite in einzelnen »Knetwellen«, soweit mir bekannt ist, mindestens bis gegen Schlinig hin.

V. Die Struktur des Jackels.

Die Struktur oder Tektonik des behandelten Gebietes wird durch eine als »Zwischenfuge« bezeichnete Trennungsfläche beherrscht, die (die Karte ist zu vergleichen, siehe auch Fig. 5, 6 und 7) vom Großen Becken her in ost-nordöstlicher Richtung über den Pleißköpfigrat und den Vivantiboden zum Grat zwischen Hengst und Angerlikopf hinauf ausstreicht und dann in nördlicher Richtung am Poschenbachtal entlang läuft. Diese gleiche »Zwischenfuge« tritt im N. am Arlui bis zum Marbelbachtal zu Tage. Sie trennt, abgesehen von einzelnen im Mittleren Talaiwald eingefalteten Verrukanofetzen, die sedimentären Gesteine von den Kristallinen.

Beide Gebiete sind auch tektonisch völlig voneinander verschieden und wurden demnach, um zugleich ihre Hauptbeziehung zueinander zu kennzeichnen, als »Unterbau« und »Oberbau« bezeichnet.

Der Unterbau. Im Gebiete der kristallinen Schiefer können wir drei verschiedene Faltungssysteme wahrnehmen, wie aus der Karte und den Profilen 1—3 zu ersehen ist.

Das Profil 1 zeigt einen Schnitt durch den mittleren Talaiwald und die nördliche Umrahmung des Plawenner Talkessels. Im SW. unterlagert eine schwach nach SO. geneigte Scholle des Zweiglimmerphyllits die Mesogesteine der gleichen Mineralbeschaffenheit. Diese, vorwiegend in der Form der Biotitgneise, bilden den Kamm der Höhe bis zu dem Punkte, wo er sich zum Großhorn aufschwingt. Die Gipfelkuppe bildet flach geneigter blauer Gneis, ebenfalls in flacher Lagerung. Weiter nach O. stellt sich das Ursprungsgestein, der Diorit, ein, um spiegelbildlich auf dem jenseitigen Gehänge wieder vom blauen Gneis und vom Biotitgneis umschlossen zu werden.

¹⁾ Beilage z. d. Alpenfl., II.

²⁾ l. c., pag. 16.

³⁾ cf. Schiller, l. c., I, pag. 14.

Ein ganz anderes Bild zeigt uns das Profil 2. Das Streichen ist NW. Der tonige Zweiglimmerschiefer schießt mit 15° flach unter den Biotitgneis ein und wird seinerseits mit 30° vom Serizitphyllit unterlagert. Dieses Gestein begleitet dann weiterhin den Riglbach in flacher Lagerung. Diese Überkipfung ist auf eine sehr alte Faltung zurückzuführen, denn diese Falten werden von den ganz senkrecht stehenden Stielgängen des St. Wendelin-Granits durchsetzt.

Hingegen steht die Tektonik der Gesteinsmassen unmittelbar unterhalb der »Zwischenfuge« in deutlichem Zusammenhang mit der tertiären Faltung, die den »Oberbau« beherrscht. Wenn wir auf dem Grat vom Großhorn zum Pleißköpfl vorwärts schreiten, so beobachten wir ein allmähliches Umdrehen der Streichrichtung von N. nach O., bis in der Gegend, durch die das südliche, rechte Ende des Profils 3 gelegt ist, ein vollkommenes Einrenken in die ONO-Richtung der Zwischenfuge erreicht ist. Diese gewaltsame Umlenkung der Gneismassen dokumentiert sich auch in der ungewöhnlich starken Zertrümmerung des Gneises, der zufolge der Grat streckenweise geradezu in Blöcke aufgelöst ist.

Nimmt man noch die allgemeine Richtungslosigkeit des Streichens hinzu, der zufolge, hier wenigstens, die Sueßsche Annahme eines Generalstreichens¹⁾ als gänzlich undurchführbar erscheint, und die so auffallend willkürliche Verteilung von Gesteinen zweier Tiefenstufen und verschiedenster chemischer Gruppierung, so erscheint der Gedanke unabweisbar, daß die kristallinen Schiefer wiederholt und zu verschiedenen Zeiten dem faltenden Gebirgsdrucke ausgesetzt gewesen sind. Diese Faltungen haben zum Teil vor, zum Teil nach der Metamorphose stattgehabt. Für diese Ansicht spricht, wenn wir uns wieder die Anordnung der verschiedenartigen Gesteinsmassen um den Reschenscheideck vergegenwärtigen, die quasi radiale, nur durch horizontale Gebirgsbewegung (vor der Umwandlung) bewirkbare Konzentration chemisch verschiedener, aber gleichmäßig metamorpher Gesteinsmassen und an anderen Stellen wieder der fleckenweise Wechsel der Tiefenzonen bei gleichem Chemismus (Faltung nach der Umwandlung). Gleiche Schlußfolgerungen postuliert auch die von Weinschenk beschriebene »Reliktstruktur« der kristallinen Schiefer der Alpen, durch die auf mikroskopischem Wege eine vor der Umwandlung erfolgte Faltung der Gesteine erwiesen wurde.

Die Zwischenfuge. Ich fasse die in ihrem Verlaufe näher beschriebene Trennungsfläche zwischen Ober- und Unterbau als eine Überschiebungsfläche und die Sedimente des Jackel demnach als eine Schubmasse auf, die aus O. kam. Die Schubfläche war ursprünglich horizontal und wurde in einer späteren Phase der Alpenbildung durch eine Pressung aus SO. gefaltet und schwach nach NW. überkippt.

Für diese Auffassung kann ich folgende sieben Gründe anführen:

1. Die Auflagerung auf der Zwischenfuge ist eine zweiseitig-diskordante. Nicht nur, daß der Jackel auf kristallinen Schiefen von verschiedener Tiefestufe und verschiedenem Chemismus aufruht, sondern die überlagernde Schicht gehört streckenweise zu den mechanischen, streckenweise zu den organischen Ablagerungen und unter diesen wieder allen möglichen Stufen bis zur mittleren Obertrias an. Es wurde aber oben dargelegt, daß beispielsweise zur mittleren Triaszeit die Transgressionslinie (Küste) weiter in SO. lag. Wenn daher die Obertrias in unserem Gebiete oberhalb der Zwischenfuge direkt auf kristallinen Schiefen liegt, wie am Arlui, so läßt sich dies nur durch eine tektonische Diskordanz deuten.

2. Am Arlui liegen die Gipsdolomite und Rauhacken nicht ebenflächig auf dem Phyllit, sondern neigen sich nach außen hin immer steiler (vgl. Profil 3) der Trennungsfläche zu. Ebenso laufen die Schichtflächen des Phyllits unter schwachem Winkel an die Zwischenfuge heran.

3. Auch im Marblbachtale wurde ein steiles Auslaufen, ein Aufstemmen der karnischen Schichten auf den Phyllit wahrgenommen. Kleine Stückchen des Muskovitgneises, der hier nirgends ansteht, wurden wie zwischen den Borsten eines Besens aufgelesen und waren offenbar auf der Überschiebungsfläche mitgeschleift worden.

4. Eine ganze Reihe von entscheidenden Beweisen dafür, daß der süd-östliche Ausstrich der Zwischenfuge die gleiche tektonische Funktion erfüllt, wurde bei Verfolgung der fraglichen Störungslinie vom kleinen Becken hinauf zum Pleißköpfl gewonnen. Aber auch im O. ließ sich ein schräges Verlaufen

¹⁾ Sueß, Über das Inntal bei Nauders, pag. 709 ff. Sitzungsbericht d. k. A. d. W. zu Wien. Math.-natw. Kl., 1905, Bd. 114.

der Buntsandsteinschichten gegen die senkrechte Trennungsfläche beobachten. Ebenso fallen die Kalke auf dem linken Ufer des Riglbachtales ohne die Neigung zu einer Auflagerung auf die Zwischenfuge am rechten Talgehänge zu. Unterhalb des Pleißköpflgrats läßt sich die Schubfläche durch eine ganze Reihe von Quarzitblöcken festlegen, die zwischen Verrukano und Muskovitgneis eingeschaltet sind, ihres sporadischen Auftretens halber aber weder auf der Karte noch auf den Profilen ausgeschieden werden konnten. Die sicher ortsfremden Massen eines milchigen bis trüb durchsichtigen Quarzits sind mit einem eisenreichen Phyllit verfilzt, der nirgends aus unserem Gebiete bekannt ist. Die Quarzitblöcke zeigen die deutlichen Spuren einer ungewöhnlichen mechanischen Beanspruchung auf.

5. Die Verrukanoschichten zeigen auf der bezeichneten Strecke mannigfache Spuren mechanischer Kräfte, die nicht nur in der Normale der überkippten Fläche, also aus SO. gewirkt haben können. Die doppelte Schlepfpaltung weist auf zwei verschiedene Richtungen des Druckes hin. Die eine läßt sich nach der Lage des Fundstückes durch die Faltung aus SO. erklären, indes die andere nur durch eine Stauchwirkung aus O. erklärt werden kann, die durch die Überschiebung hervorgerufen wurde. Wo die mechanischen Kräfte nicht auf Faltung, sondern auf Zusammenpressung und Druckspaltung hinzielten, konnten ebenfalls zwei interferierende Spaltrichtungen (und zwar in den Gesteinsbänken der Verrukanokonglomerate hart an der Zwischenfuge) festgestellt werden: rhombische Spaltpolyeder. Eine gleiche Erklärung, wie für die sich kreuzenden Faltungen, liegt nahe.

6. Längs der Zwischenfuge wurde, wie bereits geschildert, die Serizitisierung der Feldspate und Glimmer beobachtet. Da diese intramolekulare Umwandlung der Gesteine an eine Fläche geknüpft ist, so kann auch hier nur eine in der Fläche wirkende Ursache, wie sie die Überschiebung ist, als Erklärung herangezogen werden. Eine Serizitisierung bei Faltung und synklinalem Schichtenbau wäre beispielsweise nur im Muldentiefsten, d. h. auf einer Linie denkbar, in der die Wirkungen der faltenden Kräfte ihr Maximum zeigen.

7. Ein letzter und, wie mir scheint, entscheidender Beweis für die vorgetragene Meinung ist in der außerordentlichen Komplikation des Oberbaues zu finden, der — wie gleich darzutun ist — aus einzelnen Schollen und Fetzen wie zusammengeschweißt ist, während der Unterbau durch Risse so gut wie gar nicht zerlegt ist.

Der Oberbau. Bevor wir den Oberbau in den Einzelheiten seiner Struktur untersuchen, müssen wir uns noch einmal die Beschaffenheit seiner Begrenzungsflächen vergegenwärtigen. Die Zwischenfuge stellt sich als eine Schale dar, deren nordwestliche Hälfte flach geneigt ist, während der südöstliche Teil steil einfällt. Es muß noch ausdrücklich bemerkt werden, daß das ursprüngliche Vorkommen in seinem Grundriß noch fast ganz erhalten ist. Denn weder am jenseitigen Gehänge des Langtauferer Tales, noch auf dem westlichen Gehänge der Reschentaltung wurden auch nur Spuren sedimentärer Reste gefunden. (Die Schillersche Angabe von Verrukano und Casannaschiefern westlich vom Mittersee auf Fig. 13 der zweiten Arbeit muß auf einem Irrtum beruhen.) Die Begrenzungslinien laufen also offenbar im N. und W. unter stumpfem Winkel aufeinander zu. Es hat ferner den Anschein, als ob die kristalline Decke auch von oben die Sedimente einhüllte, so daß das Vorkommen das einer durch Erosion freigelegten, angeschnittenen Linse ist. An Stellen nämlich, wo die Zwischenfuge nach N. überkippt ist; auf der Hochfläche des Hengst und auf dem nördlichen Talgehänge des Pleißköpfls (siehe Profil 3) wurden größere Mengen von Gneisblöcken gefunden, die kaum durch Wassertransport oder Schuttströme (Gletschertransport ist ausgeschlossen) hieher gelangt sein können, sondern bei denen sich die Deutung als Erosionsrest einer Muskovitgneisdecke unmittelbar aus der Anschauung ergibt.

Es ist somit in ungefähren Grenzen möglich, den Grundriß und die durchschnittliche Mächtigkeit der ganzen Linse sich vorzustellen. Der Inhalt würde von der Erosion vielleicht 20 km^3 , augenblicklich noch $8\text{—}10 \text{ km}^3$ betragen.

An dieser Stelle kann auch einer gelegentlichen Beobachtung gedacht werden, die die Möglichkeit eröffnet, daß sich auch noch weiter im S. in größeren Bergestiefen solche Linsen eingeschlossener Sedimentärmasse erhalten haben. Im oberen Vivanitalbecken wurde im Geröll ein größerer Brocken eines Aragonittuffs gefunden, der Gneisfetzen durch Inkrustation verkittet enthielt. Leider konnte das Anstehende

dazu trotz langen Suchens nicht ermittelt werden. Dies Stück läßt auf eine warme Quelle schließen, die erst Kalkschichten in größerer Tiefe und dann darüber lagernden Gneis durchbricht. Ein gleiches Vorkommen kann von dem rechten Gehänge des Langtauferer Tales, ebenfalls in großer Entfernung von anstehender Trias, gemeldet werden. Es muß allerdings ebenso mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß die Quellen einen kristallinen paläozoischen Kalk oder etwa die Bündner Schiefer, die unweit im N. denselben Gneis unterteufen und gleichfalls Kalkkarbonat führen, berührt hatten.

Der Oberbau läßt sich in zwei, auch stratigraphisch verschiedene Hauptteile zerlegen: die Jackelmasse und die Hengstmasse. Sie werden durch jene hakenförmige, flach südostfallende Überschiebung getrennt, deren Ausstrich vom Joch zwischen den beiden Gipfeln nach NW. und SO. zur Zwischenfuge hinläuft.

Die Hengstmasse besteht aus einer flachen, liegenden Mulde, deren Kern von karnischer Rauhwaacke gebildet wird. Die Hauptmasse besteht aus Sandsteinen und Kalken der mittleren Trias und wird im SO. von Buntsandstein und Verrukano bis zur Zwischenstufe hin umrahmt, die sich gegen S. immer steiler am Berghang heraufziehen und schwach in der Richtung des Schubes (nach NW.) überkippt sind (Profil 4). Durch Erosion abgetrennt ist eine flache Scholle mitteltriassischen Sandsteins, die dem verwickelten Schichtenbau des Jackels eben aufliegt (Profil 4 und 5).

Die Jackelmasse selbst ist wieder durch mannigfache Brüche tektonisch geteilt.

Vom Gipfel des Pleißköpfls zieht sich zunächst eine stark verbogene Verwerfung zum Vivanibach herunter und schließt wahrscheinlich am jenseitigen Talgehänge — die Aufschlüsse sind hier durch starke Grasbedeckung verwischt — an die Auflagerungsfläche der Hengstmasse an. In Profil 3 ist zu sehen, wie die hangendsten Buntsandsteinschichten an der Verwerfung mitgeschleppt sind.

Die Ausläufer des Pleißköpfls gegen SW. zeigen an den mächtigen Wänden, die sich zu den Schutthalden herabsetzen, die Spuren einer gewaltigen mechanischen Pressung in Verschlingungen und Verbiegungen der Kalkschichten an. Es scheint nach dieser Richtung hin — weil vielleicht die auflastende Gneisdecke hier am schwächsten war — sich der Hauptdruck entlastet zu haben, so daß die Gesteinsmassen hier wie Eingeweide herausquollen. Am Fuße dieser Felswand konnte wieder eine Reihe von schuppenförmigen Überschiebungen konstatiert werden, die vielleicht mit der Hauptstörung über den Pleißköpflgrat in Zusammenhang standen. Wo diese Hauptstörung den Kamm direkt durchsetzt, zeigt sich bei ungleichförmiger Auflagerung ein schräges Verlaufen von Rutschstriemen.

Eine ganz eigenartige Störung, deren Deutung einige Schwierigkeiten macht, ist durch eine Trockenrunse aufgeschlossen, die unterhalb der Grauner Alm von rechts auf den Vivanibach einströmt. Zwischen zwei ziemlich steil und parallel zueinander gegen O. einfallenden Brüchen sind mitten im Gebiete der anisich-ladinischen Kalke die Schichten der Obertrias eingebrochen (Profil 3). Auch hier sind Flexuren und Schleppungen an der westlichen Bruchfläche zu sehen. Die norischen Dolomite fallen steil und wie überstürzt in diesen Grabenbruch hinein.

An dem Steilabfall der mitteltriadischen Kalke im W. ist eine Reihe von senkrechten Brüchen vorhanden, wie sie bei mächtigen Gebirgsplatten nicht ungewöhnlich sind und eine Folge von Zerrungen der nach unten lastenden Gesteinsmassen zu sein scheinen. Im übrigen ist dieser Teil unseres Gebietes, die Grauner Platte, die wenigst gestörte und weist im allgemeinen flache Lagerung auf. Offenbar beruht das auf der Starrheit dieser mächtigen Kalkquader, denn die Rauhwaacken, die sie unterlagern und die am Fuße der Wand über dem Haider Kreuz durch Erosion freigelegt sind, erscheinen wieder sehr zerfalte und zerquetscht (Fig. 5).

Die größten Schwierigkeiten bei der Entwirrung der Lagerung bieten sich im Gipfelbau des Jackels selber (Profile 4 und 5).

Vom Tale aus scheint alles sehr ruhig zu liegen, wie aus der Photographie 5 ersichtlich. Die Zinne des Berges wird von den bläulichen Dolomitmassen der norischen Stufe gekrönt. Sie fallen allseits bergauswärts. Die gleiche einfache Lagerung beobachten die unter ihnen hervorbrechenden Rauhwaackemassen, die in mittlerer Bergeshöhe einen nach O. sich verbreiternden Streifen anisoladinischer Kalke entblößen. Die karnischen Gesteinsschichten sind in der NW.-Ecke zu Massen von ganz ungewöhnlicher Mächtigkeit zusammengestemmt worden und haben daher von Gumbel, der sein Profil hier ausnahm, eine Überschätzung hin-

sichtlich ihrer Mächtigkeit erfahren. Allen diesen Schichten gemeinsam ist die zwiebelartige Anordnung und die allmähliche Drehung des Streichens von N. nach O. um den NW.-Fuß herum bis ins Langtauferer-Tal. So erklärt sich, daß Sueß¹⁾ auf Grund von Beobachtungen aus der Ferne einen einfachen synklinalen Schichtenbau annehmen und die Lagerung als »kofferförmig« bezeichnen konnte.

Auf dem breiten Rücken des Jackel treten dann aber noch einmal (Profil 4), sehr eng zu einem Sattel und einer steilen Mulde gesammengefaltet, die Schichtglieder in der Reihenfolge: Norisch — Karnisch — Anisoladinisch — Karnisch — Norisch — Karnisch zu Tage, teilweise bedeckt von dem oben erwähnten »Vorkopf« des Hengst.

Die Komponenten dieser Faltung streichen allesamt NO., halten aber eigentümlicherweise nicht über die ganze Breite des Jackelrückens durch, sondern brechen mit einer Umbiegung an einer quer über den Rücken hinwegsetzenden Störung ab. Jenseits dieser ist die Lagerung eine völlig andere.



Fig. 7.

Das Profil 5, das die Verhältnisse des südlichen Teiles der Jackelmasse darstellt, gibt auch ungefähr den Anblick wieder, den der Jackel und das Joch zum Hengst etwa vom Pleißköpfl aus gewährt. Die anisich-ladinischen Kalke greifen unter spitzem Winkel unter eine horizontale Überschiebungsfläche unter, auf der die karnischen und norischen Bildungen konkordant auflagern. Von O. her legt sich der Hengst mit Vorkopf auf das System des Jackel, und in seinem Bereiche sind die Schichten über der tieferen Schubfläche empor- und nach NW. umbogen worden. Sehr deutlich schlingt sich die Rauhwaacke und unter ihr im Zwickel zwischen den beiden Schubflächen der Kalk zum Paß und zum Gipfel empor.

Die Nahtlinie, die die Nord- und Südhälfte des Gipfels trennt, greift nicht bis zum Westrand der Gipfelkrone durch. Denn in der norischen Kuppe hängen Nord- und Südteil des Gipfels zusammen. Hingegen besteht die Möglichkeit, daß sie sich unter dieser höchsten Kuppe und unter den Schuttmassen des Westabhanges hindurch auf die westliche Schulter des Jackel fortsetzt, und daß das Nebeneinander-Herlaufen

¹⁾ Sueß, l. c., pag. 727.

von karnischen und anisoladinischen Bildungen im NW. der Grauner Platte durch eine Störung verursacht wurde, die im Steinbruche am Arlui ansetzt und innerlich mit jener Gipfelnaht in Zusammenhang steht.

Die tektonische Geschichte des Oberbaues ist somit die folgende: Die sedimentäre Masse des Jackel wird aus O. in die Senke hineingeschoben, in die sich später die Reschenscheidecktalung hineinfraß. Etwas weiter im O. folgte die kleinere Hengstmasse. Die Jackelmasse wird durch Schubbewegung in organische und mechanische Ablagerungen zerlegt. Infolge von Unebenheiten des Bodens sinkt in der Mitte der Masse in einem kleinen Grabenbruch Obertrias ein.

Dann beginnt die Faltung aus SO. Sie überschiebt den Körper des Hengst auf den Jackel, beugt die Überschiebungsfläche, die Trennungsfläche von Organischem und Mechanischem, sowie den Grabenbruch nach NW. hinüber und stemmt den Hauptkörper der Jackelmassen gegen jetzt erodierte kristalline Schiefer im W. an. Die Gneissmassen hüllen bei der Weiterstauung den Jackelkern auch von oben ein (Überwälzung) und die Faltungsmasse zerlegt sich unter dem Gegendrucke der Schieferkörper im W. in eine nördliche und südliche Hälfte.

Die nördliche Hälfte wird zwiebelförmig in die Lücke eingeklemmt und verfaltet. In der Südhälfte gleitet die Gipfelmasse in festem Zusammenhang mit der sich verfaltenden Nordhälfte auf einer horizontalen Scherfläche auf dem zur Ruhe gekommenen Unterteil weiter, bis auch sie durch Reibung ihre lebendige Kraft aufgezehrt hat und von der noch weiter nachdrängenden Hengstmasse in den unteren Schichten aufgepflügt und nach NW. übergelegt wird.

In dieser Höhe von etwa 2400 *m* kamen die letzten, rein horizontal wirkenden gebirgsbildenden Kräfte zur Ruhe.

VI. Das Relief des Jackel.

Wenn nun in folgendem einiges über das Relief des hier untersuchten kleinen Gebietes berichtet werden soll, so muß über den engen Rahmen der Arbeit hinausgegriffen und eine Reihe von Beobachtungen aus der Umgebung des Jackel herangezogen werden, die erst in ihrer Gesamtheit zur Klärung der Frage nach der Entstehung der Oberflächenformen auch des Jackel beitragen können.

Eine größere Arbeit von Müllner¹⁾ beschäftigt sich speziell mit der Hydrographie unseres Gebietes, verbreitet sich aber von ihr aus auch auf die Oberflächenformen des Gebirges. Seit Erscheinen dieser Arbeit ist aber unsere Kenntnis von der Geomorphologie des Hochgebirges namentlich des Glazialreliefs durch die Arbeiten von Richter²⁾ und Penck³⁾ hauptsächlich in einer Weise gefördert worden, daß wir uns einer Neuuntersuchung einzelner von Müllner angeschnittener Fragen unter Berücksichtigung gerade der Talformen der höheren Gebirgspartien nicht entziehen konnten.

Der Schlüssel für das Verständnis von Talformen im Hochgebirge beruht auf der Feinfühligkeit der Unterscheidung zwischen den Formen der glazialen und der fluviatilen Erosion, worin uns das Studium der genannten Autoren die Sinne zu schärfen lehrt. Es soll hier zunächst als Paradigma eine Formenanalyse der Gehänge des Langtauferer Tales versucht werden, an dessen Ausgang sich der Jackel erhebt.

Der Karlinbach, welcher das Tal durchströmt, hat in seinem Oberlaufe zwischen der Malager Alp und Patzein, d. h. auf eine Länge von 6 *km* nur 200 *m* Gefälle (33‰). Er fließt zwischen Wiesen und Feldern dahin, auf denen sich die Hauptansiedlungen des Tales (84% nach Löwl⁴⁾) befinden. Bei Malag hat dieser Haupttalboden ein Gehängegefälle von etwa 200‰. Dann folgt — beiläufig etwa bei der Isohypse 2000 *m* — die erste Gefällsknickung, und die Talwände steigen mit einer Steilheit von 450‰ bis etwa 2500 *m* empor. Diese Gehänge sind in regelmäßigen Abständen von 200 bis 300 *m* von Wildbächen durchsägt, deren kontinuierliche Schuttkegelreihe den untersten Talboden geschaffen hat.

Beide Gehängeflächen sind in bedeutend weiteres oberes Tal eingesenkt, welche Erscheinung Richter einen Taltrog genannt hat, und die das Charakteristikum aller ehemals vergletschter Alpentäler ist. Die Linie, an welcher der Gefällsbruch vom höheren zum tieferen Talsystem vor sich geht, heißt

¹⁾ Müllner, Die Seen am Reschenscheideck. Geogr. Abh., III, I. Wien 1900.

²⁾ Richter, Geomorphologische Studien in den Hochalpen. Petermanns Geogr. Mitt., III. Ergl.

³⁾ Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, pag. II. Im Ersch. begr.

⁴⁾ Löwl, Siedlungsarten im Hochgebirge. Forsch. z. d. Landesk., II. Bd., Stuttgart 1888.

der Trogrand. Er ist natürlich bei uns durch die erwähnten Wildbäche zerkerbt, aber an einzelnen, ganzrandig erhaltenen Partien läßt sich noch wahrnehmen, wie er sich langsam von 2400 *m* (bei Hinterkirch) bis auf 2200 *m* (bei Kapron) talauswärts senkt; das sind nur 40‰.

Wir wollen hier einen Augenblick mit der Beschreibung einhalten, um die Schlußfolgerungen zu ziehen.

Das Ziel der fluviatilen Erosion in einem Gebirgstale ist, in groben Zügen betrachtet:

1. Die Herabschaffung des Schuttes auf die Talsohle.
2. Der Transport des Schuttes in der Flußrinne.

Die erste Arbeit strebt einen Gleichgewichtszustand an, der durch die physikalischen Konstanten des Tales: seine Niederschlagsmenge, Gesteinsbeschaffenheit, Höhenlage, Bewaldung u. s. w. gegeben ist. Alle diese Faktoren, zu denen sich noch als wichtigster der Zeit hinzugesellt, streben einen bestimmten Böschungswinkel an, der demnach — in erster Linie als Funktion der Hauptveränderlichen: der Zeit — in der Regel langsam, zuweilen katastrophenartig (Muren) abnimmt.

Die zweite Arbeit, der Transport im Talboden ist in ihrer Geschwindigkeit von der Steilheit der Sohle und diese in letzter Linie nicht von Konstanten, sondern von der sogar im Verhältnis zur Zeit veränderlichen Geschwindigkeitsgröße der Gebirgshebung abhängig.

Man könnte so auf mathematisch-aprioristischem Wege die a posteriori-Beobachtung begründen, daß die Neubelebung der Talbildung von unten nach oben vor sich geht, indem die Vertiefung sich aus den Haupt- in die Nebentäler hineinfrisst; daß in ihnen dadurch die Transportgeschwindigkeit erhöht wird und durch Unterschneidung der Gehänge der Prozeß 1 in ein neues Stadium eintritt.

Diese normale Dynamik der fluviatilen Erosion wird nun durch den Eingriff der Vergletscherung unterbrochen oder wenigstens wesentlich modifiziert. Der Gletscher wirkt in den engen, nicht sehr steilen Hochtälern der Alpen, von denen wir im Langtauferer Tal eines vor uns haben, auskolkend, eine trogförmige Wanne schaffend. Die Regeln der Übertiefung sind äußerst verwickelt, und man ist von einer begrifflichen Auffassung des Vorganges noch weit entfernt. Als Tatsache liegt vor, daß das Trogtal die Neigung des präglazialen Talbodens bald verschärft, bald mildert. Tatsache ist ferner, daß der Gletscher vorwiegend nicht mit seinem ganzen Körper, sondern nur mit seinen untersten Schichten erodiert, so daß nur ein unteres Zylindersegment innerhalb des entstehenden Troges sich fortbewegt.

Oben ist der Langtauferer Trog in der Form beschrieben worden, die ihm die postglaziale Fluviatilerosion aufgeprägt hat. Wie sehr aber noch die alte Gletschertrogform überwiegt, beweist am besten der aus den Gefälldaten ersichtliche Parallelismus zwischen dem Trogrand und der Talsohle. Es ist vorläufig noch die Energie des rinnenden Wassers vollauf in Anspruch genommen, um — den Querschnitt betrachtet — aus der Trogkurve eine Hanglinie zu schaffen. Der Prozeß 1 ist also noch nicht durch einen einleitenden Prozeß 2 bedingt, sondern von den Wirkungen einer ganz anders gearteten Dynamik abhängig.

Wir kommen zur Beschreibung des höheren Talsystems. Seine durchschnittliche Gehängeneigung ist 200‰. Diese hält von 2500 auf 2850 *m* an. Es unterscheidet den eigentlichen Gebirgskamm, der eine durchschnittliche Höhe von 3000 *m* erreicht.

Diese wenigen Zahlen geben von der Mannigfaltigkeit der Geländeformen keine Vorstellung und bedürfen noch einer ergänzenden Beschreibung.

Auch in dieser oberen Partie muß zwischen fluviatilem und glazialem Relief unterschieden werden. Die Formen des alten Gletscherbodens überwiegen natürlich bedeutend in dieser Höhenlage. Genetisch primär sind aber alte, präglaziale Gehängeflußadern, die zum Teil durch die rückwärts einschneidenden Wildbäche des Trogtales wieder aufgewältigt, zum Teil nur durch ein schwaches Zurücklaufen der Isohypsen auf dem oberen Talboden sich zu erkennen geben. Ihre bedeutend geringere Zahl sowie ihre Zugehörigkeit zu den Karnischen im Hauptkamm verbietet aber, sie mit den ganz jungen Wildbächen weiter unterhalb genetisch zu verbinden. Einzelne von diesen fressen sich überdies auf die Rippen zwischen den höheren Gehängeflußläufen zu, so daß die Altersverschiedenheit der beiden Rinnensysteme außer Frage steht.

Zur Zeit der maximalen Vereisung hat nun jedes dieser Seitenflüsschen in seinem Oberlaufe einen Kargletscher in einer sich ausweitenden Nische getragen. Der oberste Gefällsbruch bei 2850 *m* war die

Verschneidung zwischen dem Firnfeld und dem schneefreien Gebirgskamm. Die ununterbrochene Reihe der Kargletscher bewahrte in den oberen Partien die isolierten Formen der präglazialen Gehängetälchen. Der Haupttalgletscher selbst hobelte nur sehr schwach (wir befinden uns ja oberhalb des Trograndes, also in den Gebieten verminderter Korrasion) die Rippen zwischen den präglazialen Seitenläufen ab, so daß man nur von einer »gewellten Trogschulter« sprechen kann. Bei 2700 *m* etwa wird der Kamm zwischen den Karen ganz von der Abschleifung frei, so daß wir hier die Schließkehle anzusetzen haben. Es ergeben sich somit folgende

Daten für die Erosion im oberen Langtauferer Tale:

	Präglaziales Tal	Trogtal
Boden (über dem Meere)	2200 <i>m</i>	1700 <i>m</i>
Breite	6000 <i>m</i>	2000 <i>m</i>
Tiefe	800 <i>m</i>	600 <i>m</i>
Übertiefung		500 <i>m</i>
Maximaler Gletscherstand		1000 <i>m</i>
Höhe der Firnfeltar (Kare) über den Gletschern		150 <i>m</i>
Eisfreie »Nunataker«		150 <i>m</i>

In den Hennesiegelköpfen haben wir die schmalen Rippen vor uns, die zur Eiszeit zwischen den Karen des Langtauferer Tales und denen des Pfundser Tales noch übrig geblieben sind. Diese Grate, deren Masse nur den drei- bis viertausendsten Teil des Gesteinskörpers zwischen den beiden Tälern repräsentieren, sind die einzigen, deren Erosionsformen rein durch Verwitterung und Erosion aus präglazialer Zeit bestimmt sind.

Es liegt auf der Hand, daß diese Rippen bei längerem Anhalten der Eiszeit ganz verschwunden wären. Dann würde eine flache Jochverschneidung oder — wo die Karböden verschiedene Höhe besitzen — eine Oberflächenform entstanden sein, wie wir sie weiter talaufwärts oberhalb der Weißkugelhütte in den sogenannten »Eisbrüchen« vor uns sehen. Dort hat der tiefer gelegene Langtauferer Gletscher durch einen ähnlich verlaufenen Entwicklungsprozeß den flachen Gepatschgletscher buchstäblich untergraben. Die beiden Gletscher haben im Verlaufe der Vereisung den Grat zwischen sich ganz aufgezehrt, indem sie ihre Kare nach rückwärts verlegten. Jetzt zehrt der tiefere Gletscher nicht mehr an einem Felsgrat, sondern nimmt »in den Eisbrüchen« und an der Vernaglwand mit den Gesteinstrümmern, die auf sein Firnfeld herabsausen, gleichzeitig die Eismassen des überlastenden Gepatschgletschers mit talab. Der Gepatschferner selber ist dadurch endgültig seiner Felsumrahmung beraubt und nähert sich im Anblick dem Endziel der glazialen Erosion: der norwegischen und grönländischen Inlandvereisung.

Der Langtauferer Gletscher führt ein außerordentlich charakteristisches und in die Augen springendes Grundmoränenmaterial: einen schneeweißen Tonalit mit tintenklecksartigen Hornblendeinspringlingen. So kann man den Verlauf der Vergletscherung recht gut verfolgen und es bietet sich auch Gelegenheit zu Beobachtungen glazialer Einzelheiten. Es soll davon nur erwähnt werden, daß der Langtauferer Gletscher während einer Interglazialperiode mindestens die Hälfte des Tales zurückgewichen ist. Denn noch die Seitenarme des Karlinbaches bei Kapron sind mit dem Grundmoränenmaterial des Talgletschers ausgeschmiert. (Siehe die Karte: Mündung des Poschenbaches.) Da das Vorkommen innerhalb des Troges liegt, so läßt sich diese Beobachtung nur erklären, wenn diese seitlichen Erosionsrinnen schon in einer Interglazialzeit bestanden und bei einer späteren Vereisung in der geschilderten Weise verbaut wurden.

Auf der Karte sind des ferneren noch auf der westlichen Talseite des Obervintschgaus verschiedene Orte eingetragen, wo Moränen mit dem Dolomit des Jackels angetroffen wurden oder das Schuttmaterial der Gehänge wegen der gleichen Gesteinsbeschaffenheit auf solche früheren, jetzt verwaschenen Moränen hinwies. Der höchste Fundpunkt ist nur 2000 *m* hoch.

Alle Talbildungen unseres Gebietes, mit Ausnahme der beiden Becken und des Plawenntales, sind nur als Rudimente präglazialer Talbildung zu verstehen. Denn sie münden, soweit sie dem Langtauferer Tal tributär sind, mit einer Steilstufe in der Höhe des Trograndes. Sie stehen daher mit jenem höheren Tal-

system des Langtauferer Tales in morphologischer Verbindung, wenn auch in ihnen die ganze Reihe der Bildungen mangels einer lokalen Vergletscherung und besonderen Übertiefung nicht zu finden ist.

Nur das hintere Riglbachtal hatte seinen Lokalgletscher von einiger Bedeutung. Dieser zeigt sogar Rückzugsmoränen des Gschnitz- oder Daunstadiums (auf der Karte vermerkt). Sonst dürfte zwar unser ganzes Gebiet stark verfirnt gewesen sein, ohne daß es aber zu einer Ausbildung von Karen oder Gletschern gekommen wäre.

Ein völlig anderes Formengepräge als das, wovon bisher die Rede war, trägt die südliche Hälfte unseres Gebietes. In den drei als Ausnahme genannten Schluchten im S. ist keine Spur einer Gletscherwirkung zu sehen. In gleichmäßigem Böschungswinkel ziehen die Gehänge bis zum Boden der Täler nieder, die nur aus lockerem Gehängeschutt bestehen. Für diese Talhälfte ist ferner der große Mangel an Quellen charakteristisch, der die Bewohner zwingt, das Wasser zum Teil von der anderen Talseite über die Etsch herüberzuleiten. Es geht aus dieser Tatsache und unmittelbar aus der Anschauung hervor, daß die eigentlichen Talflanken tief im Talschutt begraben sind. Jedes der seitlichen Talstücke erscheint wie erstickt im Geröll, und die wenigen Runsen auf den weiten Talflanken konvergieren nach einem tieferen Punkte zu. Dabei beweist der reife Zustand dieser Täler, verglichen mit dem Mangel einer heutigen Erosion, ihre durchweg präglaziale Bildung.

Die Haupttschtalung kann deshalb nicht durch glaziale Übertiefung so tief eingegraben sein — wenigstens nicht, soweit wir sie heute übersehen können —, weil diese Seitentäler bis zum gleichen Niveau rein fluvial sind und älter als diese mögliche Eiswirkung. Es will mir daher scheinen, daß Penck's Versuch hier auf Widerstand stoßen muß, durch die präsumptive Eiswirkung eine eigenartige Erscheinung zu erklären, auf die schon Müllner¹⁾ hinwies.

Eine ganze Reihe von Flüssen nämlich, die heute der Etsch tributär sind, deuten der Richtung ihres Oberlaufes und ihres Gefälles nach über den Reschenscheideckpaß hinweg und flossen früher zum Inn. Nur durch eine plötzliche Gefällsknickung werden sie zum Verlassen ihres alten Laufes veranlaßt. Einige, wie auf unserer Karte der Zerzerbach, vereinigen sich sogar in einem mächtigen Wasserfall mit dem Haupttalssystem.

Zu diesen Flüssen gehört auch in unserem Gebiete der Vivanibach und der Karlinbach des Langtauferer Tales.

Müllner meint, daß der Karlinbach seiner Wassermenge wegen die anderen Bäche anzapfte und zur Entsendung ihrer Wassermassen nach S. zwang, so daß die Wasserscheide nach N. verrückt wurde. Dem ist entgegenzuhalten, daß der Vivanibach, der ebenfalls mit einer Steilstufe endet, dann den Karlinbach hätte kreuzen müssen, bevor er durch diesen nach S. abgelenkt wurde. Außerdem war es Müllner noch unbekannt, daß die tiefe Lage des Karlinbaches nicht seiner eigenen Erosionskraft, sondern der Trogtalbildung zur Glazialzeit zuzuschreiben ist. Vorher mündete er 200—300 m höher in das Haupttal und hatte daher gar kein Gefälle genug, um den auch in seinem Oberlaufe sehr tief gelegenen Rojenbach zu unterschneiden.

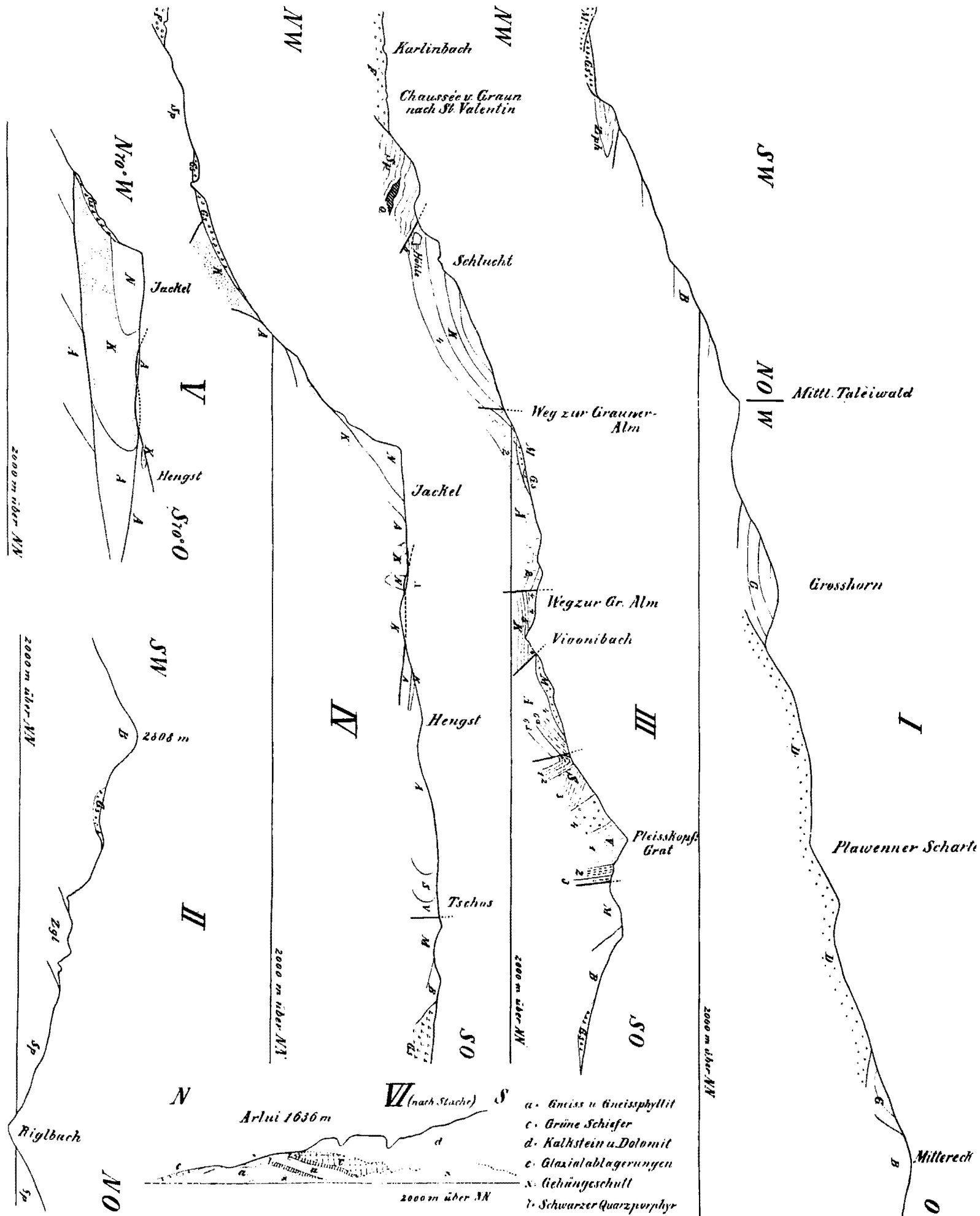
Es war nun seit langem bekannt, daß ein Zug des Inntalgletschers über den Reschenscheideckpaß in das Obervinschtal übertrat und, vereinigt mit dem Gletscher des Langtauferer Tales, das heutige Etschtal hinunter bis in die Gegend des Gardasees vorstieß.

Penck nahm daher an,²⁾ daß alle in Frage kommenden Bäche vor der Vereisung nach N. flossen, daß also die alte Wasserscheide im S. unseres Gebietes bei Burgeis lag. Der Seitenarm des Inntalgletschers wurde nun über die Paßsenke gedrängt und schliff, mit dem Langtauferer Gletscher vereinigt, einen Trog in die Paßtalung ein. Infolgedessen enden die Seitenflüsse (*Hängetäler*) mit einem Absturze in das übertiefte Haupttal, und die Wassermassen bahnten sich einen Weg nach S.

Diese Ansicht wird, wie mir scheinen will, angesichts der rein fluvialen Natur der südlichen Seitentäler nicht aufrecht erhalten werden können. Denn wenn, um ein Beispiel anzuführen, dem Zerzerbach im gleichen Talzuge gegenüber und kaum 2 km von dem zu deutenden Gefällsknick entfernt ein präglazial auf

¹⁾ l. c., pag. 10.

²⁾ l. c., pag. 295.



das tiefste Talniveau durch rinnendes Wasser erodiertes Seitental liegt, so bedarf es wohl keiner Gletscher, um das Entstehen des Wasserfalles zu erklären.

Ein Punkt ist noch zu berühren, wo die neuere Forschung eine Vertiefung der Müllnerschen Argumentation erlaubt. Diesem Forscher¹⁾ war aufgefallen, daß gerade die kürzesten Seitenflüsse der Etsch die größten Schuttkegel bei ihrem Einströmen in das Haupttal aufgetürmt haben — und es ist das in der Tat eine ganz eigenartige Erscheinung.

So münden z. B. das Plawenntal und das Planailtal parallel in das Etschtal. Das Einzugsgebiet des Plawenntales beträgt etwa nur $\frac{1}{5}$ von dem des Planailtales und doch hat es vor seinem Austritt ins Haupttal den riesigen, in den Alpen einzigartigen Schuttkegel der Malser Heide aufgebaut, der nicht nur die Etsch selber, sondern auch den größeren Nachbarfluß ganz auf die Seite drängt. Hingegen scheint aus dem Planailtal kein einziger Block ausgetreten zu sein. Die Erklärung, die Müllner hierfür gibt, daß nämlich in den kleineren Nebentälern ein stärkeres Gefälle gegenüber dem Haupttal zu überwinden gewesen wäre, ist in diesem Falle nicht stichhaltig, da das Hinterland des Planail sich um 400 m höher erhebt, als das des Plawenn. Es mündet außerdem das größere Tal mit einer Steilstufe, die doch zunächst hätte verschüttet werden müssen. Plawenn trägt hingegen bis hoch hinauf einen Schuttmantel.

Die Erklärung für dieses Phänomen ist nicht schwer, sobald wir erfahren, daß das Planailtal im Gegensatz zum Nachbartal zur Eiszeit einen Lokalgletscher mit deutlicher Ausbildung des Troges geführt hat. So konnte sich während der Eiszeit hier kein Schutt ansammeln, da die Transportarbeit durch den Gletscher verrichtet wurde, während sich das nicht vergletscherte Plawenn allmählich mit Schutt erfüllte.

Es ist in toto nach unserer Meinung die hydrographische Geschichte der Reschenwasserscheide die folgende:

Die ältesten Urkunden für die geomorphologische Vergangenheit reichen nur bis kurz vor die Zeiten des Diluviums. Vorher geht vielleicht schon eine große Geschichte wechselnder Erosionsvorgänge, denen unser Gebiet als Zone tektonischer Depressionen vor den benachbarten ausgesetzt war, aber jede Spur davon ist verloren gegangen. Wir sehen zur gedachten Zeit zwei Flußsysteme im Kampfe um die Wasserscheide, das eine der Etsch, das andere dem Inn tributär. Die alte Grenze lag südlich des Zerzerbaches und nördlich des kleinen Beckens, also in der Gegend des heutigen St. Valentin. Das Etschsystem drang vor, weil es den tieferen Talboden besaß, und zapfte der Reihe nach die Nebenflüsse des Stillebaches (Inntalsystem) an, bis die Wasserscheide in die heutige Gegend nördlich des Reschensees verlegt war. Die präglaziale Oberflächenform kann nicht wesentlich von der heutigen verschieden gewesen sein. Nur mündete der Karlinbach mit einer Stufe in das Haupttal, und dieses war noch nicht durch seitliche Schuttströme verbaut. Der verstärkte Inntalgletscher übertiefte das Haupttal in einer heute nicht mehr meßbaren, wahrscheinlich aber unbeträchtlichen Weise. Es kann das aus der Höhe der Gletscherschrammen am Boden der Paßkehle, nämlich über 1500 m, geschlossen werden.

In den größten Tälern mit höherem Einzugsgebiet (»Hängetäler« Pencks) formierten sich Lokalgletscher mit Trogwannen. In den kleineren entstanden in Zeiten der Abschmelzung Stauseen (»Verbaute Hängetäler« Pencks), die sich mit Schuttmaterial füllten. Diese Massen kamen nach dem endgültigen Schwinden der Vereisung in Form von mächtigen und gleichmäßigen Schuttkegeln zur Ausströmung und stauten die heutigen Paßseen auf. So entstand der ganz eigenartige Charakter der Landschaft, die der Jackel im Obervintschgau beherrscht.

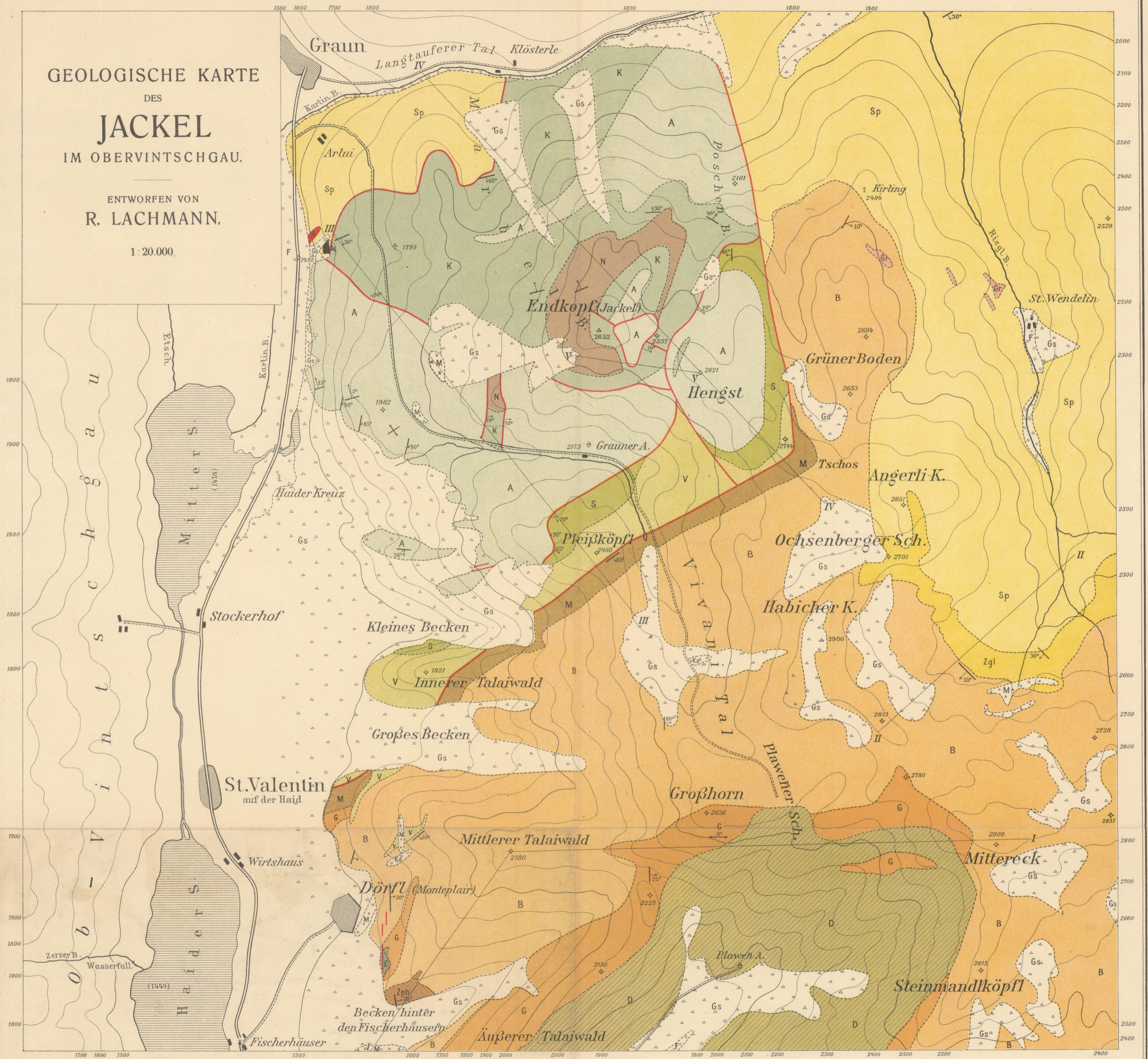
¹⁾ l. c., pag. 12.

Im Schlußkapitel mußte eine Argumentation gegen die Möglichkeit einer zentralalpinen Triasbedeckung wegen Raummangels in Fortfall kommen. Dieselbe ist in der gleichnamigen Dissertation des Verfassers (Berlin 1907, bei Pilz) einzusehen.

GEOLOGISCHE KARTE
DES
JACKEL
IM OBERVINTSCHGAU.

ENTWORFEN VON
R. LACHMANN.

1:20.000.



Farben - Erklärung.

Erstarrungsgesteine			Krystalline			Schiefer			Mechan. Ablagerungen			Organ. Ablagerungen								
Q	D	Gr	Zph	M	B	Sp	Zgl	G	Sq	E	V	S	A	K	N	F	Gs	M	Ka	
Quarzporphyr	Quarzdiorit	Granit	Zweigliedriger Muscovitgneiß	Muscovitgneiß	Biotitgneiß im NO Zweigliedriger Mergneiß	Serizitphyllit	Zweigliedriger Schiefer	Glimmer-plagioklas-gneiß	Serizit-quarzit	Eisenglimmer-schiefer	z. T. metamorphe Arkosen u. Sandsteine des Verrukano	Arkosen u. Sandsteine der arkaischen u. ludinischen Stufe	Dolomitische Kalkmergel u. Sandsteine der arkaischen u. ludinischen Stufe	Rauhackener u. Karnischen Stufe	Obertriassischer Dolomit der norischen Stufe	Flußschotter	Gehängeschutt	Moränenreste	Kalksinter u. Aragonit	
																				1 = erste Tiefenstufe l = lokal