

## Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges.

Mit 3 Tafeln (Nr. XII—XIV), 41 Profilen und Ansichten im Text.

Von Dr. O. Ampferer.

Die Beobachtungen, welche in dieser Beschreibung zusammengefaßt wurden, sind in einer längeren Reihe von Jahren bei zahlreichen Wanderungen und Klettereien gesammelt worden, welche mich mit allen Höhen und Tiefen dieses Berglandes vertraut gemacht haben.

So ist es nicht verwunderlich, wenn manche neuen Tatsachen aufgestöbert wurden, welche nunmehr gestatten, unsere Kenntnisse vom Baue dieser Gebirge in einheitliche Beleuchtung zu bringen.

Der Beginn meiner Aufnahmestätigkeit fällt schon in die Jahre 1894—1898, wo jedoch nur gelegentlich der Hochtouren in allen Gebirgen vereinzelte Aufzeichnungen zustande kamen. Eine planmäßige Untersuchung trat im Sommer des Jahres 1899 in Kraft, in welcher Zeit ich und mein Freund W. Hammer meistens getrennt im Mieminger Hochgebirge arbeiteten. Als Ausgangsstelle diente uns die Seebenalpe, da die Koburgerhütte am Drachensee damals noch nicht erbaut war. Im Spätherbst desselben Jahres unternahm W. Hammer allein einen geologischen Streifzug in das Gebiet des Gaistales, des südlichen Wettersteins und des Wannecks. In großem Umfange brachte dann der Verfasser die Untersuchungen im Jahre 1901 in Gang, wo beträchtliche Teile des Frühjahres, Sommers und Herbstes mit Unterstützung durch die k. k. geologische Reichsanstalt dieser Aufgabe zugewendet werden konnten. Im Jahre 1902 sind ebenfalls einige Unternehmungen zu verzeichnen. Im Jahre 1903 vollendete ich im Auftrage der k. k. geologischen Reichsanstalt die Aufnahme im Bereiche des Blattes „Zirl—Nassereith“, soweit das Gebirge nördlich vom Inn in Betracht kommt.

Ich hatte dabei Gelegenheit, die ausgezeichnete geologische Karte des Wettersteins zu benutzen, welche von O. Reis neu aufgenommen wurde und vom kgl. bayr. geognostischen Oberbergamt in München veröffentlicht wird. Diese Karte (1:25.000) bringt auch den österreichischen Anteil jenes Gebirges zur Darstellung. Ich statue an dieser Stelle dem genannten Herrn meinen herzlichen Dank ab, da mir durch seine wertvollen Arbeiten so vieles erleichtert wurde.

Es mag gleich hier erwähnt werden, daß meine Begehungen fast ausnahmslos seine Angaben bestätigten. Im Jahre 1904 streifte ich noch von Westen her das Gebiet in einigen Touren. In der Darstellung schließt sich diese Arbeit den geologischen Beschreibungen des südlichen und nördlichen Karwendels an, als deren Fortsetzung sie auch gedacht ist.

Damit liegt nunmehr das Kalkhochgebirge zwischen Achenseetalung und Fernpaß in neuer geologischer Bearbeitung vor und der Verfasser hat es sich nicht versagen können, seine eigenen Anschauungen über die Bildung dieser durch die mächtige Vorherrschaft des Wettersteinkalkes ausgezeichneten Bergwelt anzufügen. Die Trennung zwischen Beobachtetem und Hinzugedachtem ist natürlich so streng als möglich vollzogen worden. Die Einteilung der Arbeit folgt den naturgemäßen Formengruppen des Landes, die Beschreibung strebt vor allem die neuen Erfahrungen zu verwerten.

Die stratigraphischen Angaben sind mit in die Beschreibung einbezogen, da sie nichts so erheblich Neues bringen, daß eine Einzeldarstellung gerechtfertigt würde. In die Zeichnung der Profile ist so viel Sorgfalt gelegt worden, daß sie als ein wesentlicher Teil der Arbeit gelten können. Die Tafeln sollen für einige Erscheinungsformen eine größere Anschaulichkeit hervorrufen, als dies durch irgendeine Art von Beschreibung erreichbar wäre. Der Dank für jegliche Vorarbeit in der Erforschung dieser Gebirge ist schon in der freudigen Wiederaufnahme und Weiterbelebung derselben Arbeit gelegen.

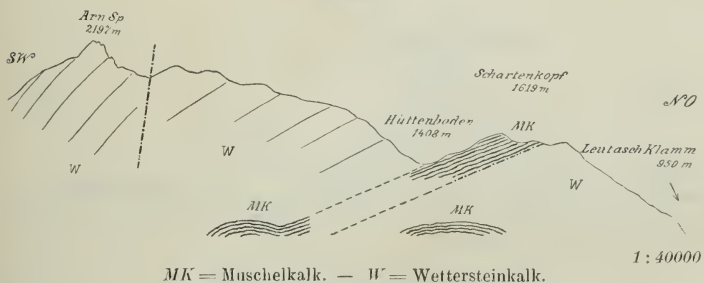
### Der Arnspitzenkamm.

Im Osten des Isardurchbruches zwischen Scharnitz und Mittenwald endet das Karwendelgebirge mit breitem Absturz. Jenseits dieses Durchbruches erhebt sich der Kamm der Arnspitzen, deren ostwestlich streichender Hauptwall eine ungebrochene Fortsetzung des Vomper—Hinterautaler Zuges darstellt, während der gegen Nordosten gerichtete Zweig jene schuppenförmigen Überschiebungen zeigt, welche wir auch im Karwendel an der entsprechenden Stelle gefunden haben. Um diese Verhältnisse besser in ihrem Zusammenhange verfolgen zu können, sei nochmals in Kürze auf die wesentlichsten Strukturzüge aufmerksam gemacht, die uns östlich des Isardurchbruches entgegentreten. Wir sehen hier im Gebiete der Brunnsteinköpfe gewaltige, wenigstens dreifach übereinandergeschobene Wettersteinkalkplatten, unter denen gegen Norden gefaltete Massen von Muschelkalk und Reichenhaller Schichten emporstreben. Diese mächtigen, durchaus südfallenden Schichtschuppen bilden eine Decke, welche teilweise über steilgestellte Wettersteinkalk-, Muschelkalk- und Reichenhaller Schichten lagert. In der tief eingerissenen Sulzelklamm begegnen wir unter dieser Decke und über dem saiger gepreßten Grundgebirge größeren Resten von Kössener und Aptychenschichten. Bei der Erforschung des Karwendelgebirges konnten wir aus einer ganzen Reihe ähnlicher Vorkommnisse den Schluß ableiten, daß wir in diesen Resten jüngerer Schichten einen Streifen tief eingesunkenen Landes vor uns haben, der in jenem Gebirge von Süden her durch Massen älterer Trias-

gesteine überschoben wurde. Von diesem Gesichtspunkte aus treffen wir nun im Westen des Isardurchbruches Verhältnisse, die als eine Fortsetzung dieser Erscheinung am leichtesten begreiflich werden.

Der große Wettersteinkalkwall der Brunnsteynköpfe hängt ohne Zwischentritt von Störungen unmittelbar mit dem Arnalkopfe und dem Hauptkamme der Arnspitzen zusammen. Der von der Arnspitze (2197 m) gegen Nordosten abzweigende Seitenkamm (Fig. 1) zeigt uns von Süden gegen Norden Wettersteinkalk, dann Muschelkalk und endlich wieder Wettersteinkalk, in den die tiefe Schlucht der Leutascher Ache eingesenkt ist. Der Wettersteinkalk beherrscht in größtenteils ungeschichteten Massen den ganzen Nordostkamm der Arnspitze, welcher eine Anzahl unbedeutender Grathöcker bildet (Punkt 2026 m — Punkt 2015 m — Riedkopf 1973 m — Zwölferspitze 1933 m — Achterkopf 1743 m) und zum Sattel des Hüttenbodens (1406 m) absinkt. An diesem Sattel streichen in flach südfallender Neigung deutliche Muschelkalk-

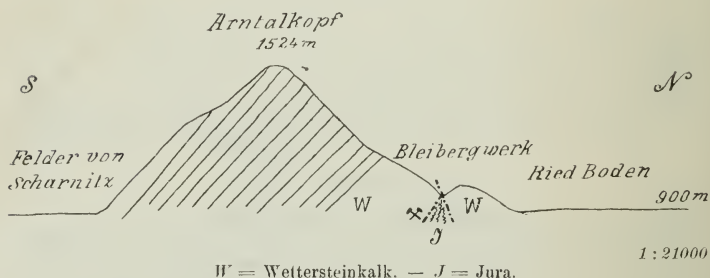
Fig. 1.



bänke (Kiel- und Knollenkalke) aus, welche sich nordwärts am Kamm bis über den Gipfel des Scharnenkopfes (1619 m) hinaus verfolgen lassen, während sie sich vom Hüttenboden an sowohl an der West- als auch an der Ostseite des Achterkopfes und der Zwölferspitze zusammenhängend einerseits bis an die Sohle des Leutascher Tales, andererseits bis an jene des Isartales hinab verfolgen lassen. Die Grenze ist weder gegen den hangenden noch den liegenden Wettersteinkalk gut aufgeschlossen. Der mächtige nordwärts und unter diesen Muschelkalkbänken lagernde Klotz von Wettersteinkalk entbehrt fast durchaus der Schichtung, so daß er sehr wohl einen verwickelteren Aufbau besitzen kann, als aus den Aufschlüssen mit Notwendigkeit zu folgern ist. An der West- und Nordseite ist unter dieser Masse von Wettersteinkalk keine andere Schichtgruppe mehr erschlossen, wohl aber an der Ostseite, wo wir an den untersten Felsabsätzen des Scharnenkopfes ein flaches, gewölbtes Gewölbe von Muschelkalk aus der Tiefe hervorragen sehen. Ebenso wie der höhere Muschelkalkzug mit den hangenden Wettersteinkalkschichten in engstem Zusammenhange steht, so ist auch dieser tiefliegende Muschelkalkkern mit dem darüber liegenden Wettersteinkalke regelmäßig verbunden. Schon aus diesen Aufschlüssen

geht neben dem schuppenförmigen Übergreifen großer Gesteinsplatten eine bedeutende Senkung gegenüber dem Westrande des Karwendelgebirges hervor. Für diese Senkung haben wir aber noch einen viel wertvolleren Beweis. Im Nordabhange (Fig. 2) des Arntalkopfes (1524 m) befinden sich an der Bergsohle aufgelassene Stollen eines Bergbaues auf Blei und Zink. Hier treten nun in charakteristischer Entwicklung rote und grünliche, dünnschuppige Kalkmergel auf, wie wir solche im Karwendel häufig im Schichtsystem des oberen Jura enthalten finden. Das ganze Vorkommen ist von sehr geringer Ausdehnung (15—20 m Breite und 40—50 m Länge) und zwischen Wettersteinkalk eingeschlossen, der mit Rutschflächen dagegen grenzt. Diese steil stehenden Rutschflächen nähern sich gegen Westen und bilden so einen Winkel, der von den jungen Schichten ausgefüllt wird, welche dabei steile und verbogene Schichtstellungen einnehmen. In diesen jurassischen Schichtresten eine Fortsetzung der jungen Schicht-

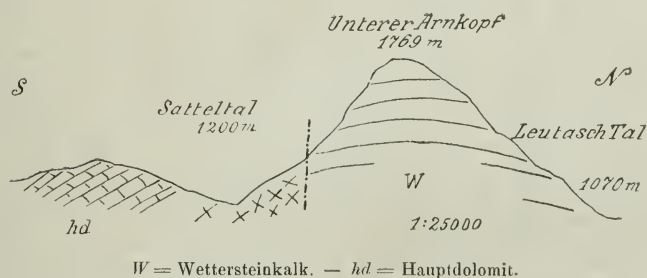
Fig. 2.



einschlüsse der Sulzelklamm zu erblicken, liegt wohl sehr nahe. Machen wir die Annahme, daß sie ungefähr an der Sohle der Überschiebungsdecke ihre Lage haben, wie alle ähnlichen Vorkommnisse im Karwendel, so können wir daraus einen Einblick in den Betrag der Senkung gewinnen, welcher der Gebirgskamm der Arntspitzen wenigstens im nordöstlichen Teile ausgesetzt war. In der Sulzelklamm treffen wir die jungen Einschaltungen in rund 1600, hier in 950 m Höhe. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, daß das zweite Vorkommen auch beträchtlich südlicher als das erste ansteht und die Überschiebungsdecke im allgemeinen von Süden gegen Norden ansteigt. Wenn wir aber die flache Lagerung der über und nordwärts von dieser Jurascholle lagernden Schichtmassen beachten und in ihnen Bestandteile der großen Überschiebungsdecke erkennen, so erscheint eine allgemeine Senkung um 500—600 m als sehr wahrscheinlich. Diese Senkung hat indessen kein sehr großes Gebiet ergriffen, denn schon im Hauptkamme der Arntspitzen ist sie bedeutend geringer und nördlich des Leutaschtales im Kamme der Wettersteinwand überhaupt nicht mehr von Belang.

Der Hauptkamm der Arnspitzen, der sich von der Porta Claudia bei Scharnitz bis zum Durchbruch des Leutaschtales erstreckt, zeigt einen ziemlich einfachen Aufbau. Im Gebiete des Arntalkopfes herrscht noch wie in den Brunsteinköpfen ein steiles Südfallen, das sich gegen Westen stark verringert. Infolgedessen verlieren auch die südlich angelagerten Raibler Schichten, welche anfangs unterhalb des Sattels zwischen Arntalkopf und Arnspitze ziemlich regelmäßig vorliegen, bald den ursprünglichen Zusammenhang und stoßen gegen die Wettersteinkalke ab. Schon in der Sattelklamm treffen wir nur mehr Rauchwacken der Raibler Schichten, welche an den wandförmigen Südabbruch der flachgelagerten, dickbankigen oder ganz ungeschichteten Wettersteinkalke stoßen. Westlich des Hohen Sattels (1483 m), in dem Abhange gegen Leutasch, liegen bereits Wettersteinkalk und zerdrückter Hauptdolomit unmittelbar nebeneinander. Die Grenzlinie des Wettersteinkalkes gegen Raibler Schichten und Hauptdolomit verläuft stets ober-

Fig. 3.



halb der Taleinrisse im Südgehänge der Arnspitzen. Aus ihrem Verlaufe (Fig. 3) am Westabfall des Unteren Ahrenkopfes (1769 m) bei Leutasch kann man erkennen, daß die Verwerfung zwischen Hauptdolomit und Wettersteinkalk nahezu saiger steht. Der Nordabhang des Arnspitzenkammes gegen das Leutaschtal wird fast ausschließlich von Wettersteinkalk zusammengesetzt, denn der Muschelkalkzug des Hüttenbodens reicht nur bis zu dem großen Schuttkegel an der Nordseite der Arnspitzen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß in den mächtigen Kalkmassen vielfach kleinere Störungen durchlaufen, doch vermögen sie nicht den einheitlichen Bauplan zu verändern.

Wir haben nach diesen Ausführungen in dem Zuge der Arnspitzen einen mächtigen, ostwestlich streichenden Wall aus Wettersteinkalk vor uns, der sich im Osten unmittelbar an die Brunsteinköpfe und damit an das Gefüge der Vomper—Hinterautaler Platte anschließt. Während er im östlichen Teile noch steiles Südfallen aufweist, geht dasselbe gegen Westen in ein sehr flaches über. Dementsprechend legen sich nur im östlichen Abschnitte die steil südfallenden Raibler Schichten konkordant an die Wettersteinkalke an.

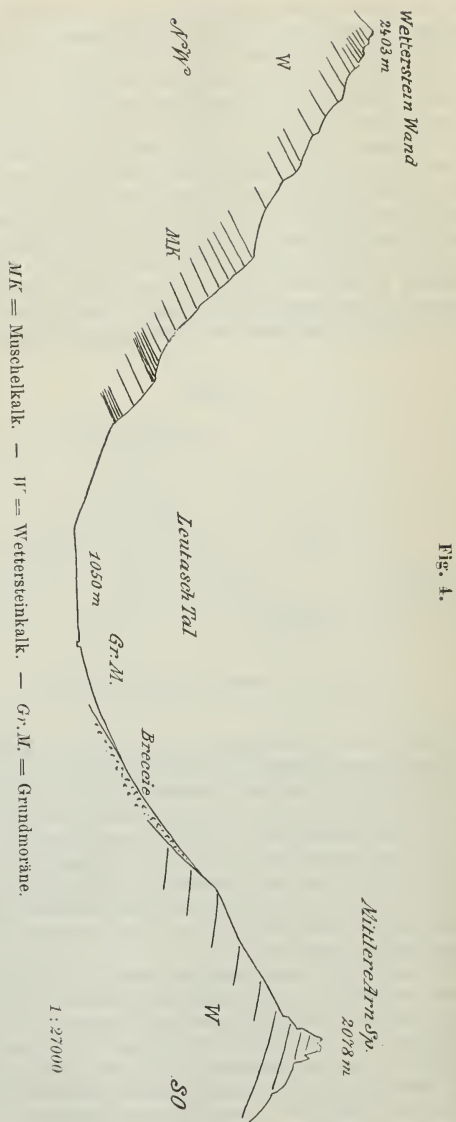


Fig. 4.

während sie und der Hauptdolomit weiter westlich schräg dagegen stoßen. Der von der Arnspitze gegen Nordosten ausstrahlende Seitengrat zeigt uns unter dem Wettersteinkalke einen Muschelkalksockel, welcher wieder einem Klotz aus Wettersteinkalk mit einem Muschelkalkkern aufgelagert ist. Im Norden des Arntalkopfes verrät eine kleine Scholle jurassischer Gesteine, daß wir auch hier noch eine Decke von älteren Triasschichten vorliegen haben, welche teilweise über eingesunkene jüngere Schichten hingeschoben wurde. Auf diese Weise bildet der Zug der Arnspitzen ein wichtiges Übergangsglied zwischen dem Karwendel- und Wettersteingebirge. Der Niedrigkeit der Gipfelhöhen angemessen finden wir weder ein typisches Kar noch ausgedehntere glaziale Ablagerungen.

Der bedeutendsten Glazialablagerung dieses Gebietes begegnen wir am Nordabfall des Kammes (Fig 4.) Hier ziehen sich von den drei Felsgipfeln breite Furchen hinab, die durch vorspringende Berghänge zu einem großen Trichter zusammengedrängt werden. Unterhalb dieses Trichters breitet sich nun ein großer Schuttkegel aus, der auch ältere Bestandteile enthält. Steigen wir am östlichen Rande dieses Schuttkegels empor, so treffen wir bald eine festverkittete Breccie aus Wettersteinkalkbrocken, welche sich von 1080 *m* bis gegen 1600 *m* an dem steilen Gebänge verfolgen läßt. Ich konnte in dieser Gehängebreccie keine erratischen Stücke entdecken, dafür ist sie bis in 1300 *m* Höhe reichlich von kleineren zentralalpinen Geröllen überstreut, soweit dieselben nicht durch ganz junge Schuttströme überschüttet sind. Die Breccie zieht sich in einer tieferen Felsfurche am Gebänge empor, die teilweise auch jetzt noch als Schuttbahn in Benutzung steht. Bemerkenswert ist der Umstand, daß die Spitze des heutigen Schuttkegels um mehr als 200 *m* tiefer als die obersten Reste der Breccie endigt. Die Leutascher Ache hat auf einer langen Strecke den Fuß des Schuttkegels angeschnitten und dabei besonders im westlicheren Teile unter dem Gehängeschutte deutliche Grundmoräne mit gekritzten und zentralalpinen Geschieben erschlossen. Diese lehmige Grundmoräne reicht unter das heutige Bett der Leutascher Ache hinab. Reste von deutlicher Grundmoräne finden wir auch in spärlichem Ausmaße im Süden der Arnspitzen in dem Graben, der von Leutasch zum Hohen Sattel (1483 *m*) emporzieht. Im unteren Teile dieses Grabens sowie besonders in der Schlucht östlich vom Hohen Sattel (Sattelklamm) begegnen wir großen Massen von Hauptdolomitschutt. An der Westseite des Hohen Sattels treten jedoch zwischen 1200—1400 *m* Höhe stark bearbeitete Grundmoränen mit erratischen Geschieben auf. Sie besitzen eine nur sehr geringe Mächtigkeit. Zentralalpine Geschiebe sind weit verbreitet und fehlen nur dem höchsten Teile der Felsgipfel. Ich konnte dieselben auf der Ostseite der Arnspitze von Scharnitz bis zum Punkt 1961 *m*, auf der Westseite von Leutasch bis Punkt 1945 *m*, auf der Nordseite von der Leutaschklamm bis zum Scharntalkopf 1619 *m* und zum Hüttenboden verfolgen. Diese erratischen Geschiebe haben sich an dem steilen Gebänge nur dadurch erhalten können, daß sie in kleinen Felswannen liegen blieben. Interessant ist die Verteilung dieser Erratika im Zusammenhange mit der Oberflächenform der Bergkämme.

Soweit sich die Erratika verfolgen lassen, haben wir ausgesprochen abgerundete, stark abgenutzte Bergformen, rundliche Felsköpfe und dazwischen flache Mulden. Höher setzen dann sofort die scharf umrissenen, furchigen, zackigen reinen Verwitterungsformen ein. So deutlich wie am Kamm der Arnspitzen tritt der Gegensatz der beiden Formenreiche selten in die Erscheinung und ist hier auch zugleich durch die Funde von Erratika bis nahe an die obere Grenze der Abrundungen als glaziale Wirkung belegt. Auffallend ist an allen Kämmen der lebhaft Wechsel von Felsköpfen und Einsattelungen. Um einen Einblick in diese Verhältnisse zu geben, habe ich im folgenden von den drei Kämmen der Arnspitzen die stärker hervortretenden Felsköpfe mit ihren Höhen in Reihen so angeordnet, daß den Höckern jedes Kammes je eine Reihe entspricht.

	M e t e r						
Westgrat . . . .	1080	1769	1889	1945	2000	—	
Ostgrat . . . .	960	1287	1330	1524	1750	1963	
Nordostgrat . . .	1022	1550	1619	1743	1933	1973	

Weitaus die größten Unterschiede bemerken wir am Beginne der jeweiligen Höckerung. Außer diesen großen Höckern finden sich auch noch kleinere, welche jedoch in der Nähe der größeren liegen. Die zwischenliegenden Mulden sind am Ost- und am Nordostgrat stellenweise zu großen Furchen ausgeweitet, welche alle Anzeichen glazialer Entstehung an sich tragen. Zwischen Arnspitze und Arntalkopf ist die größte dieser Furchen eingesenkt, welche über dem Steilabbruche des Südhanges bei 1350 *m* einsetzt und sich erst flach, dann jedoch steil gegen Norden neigt. Diese Furche streicht nahezu genau in derselben Richtung wie der Taldurchbruch bei Porta Claudia. Eine Anzahl größerer Furchen finden sich dann im Norden des Schartenkopfes, welche jedoch entsprechend der Richtung des Leutascher Tales von West gegen Ost streichen. Diese Furchen greifen erst ansteigend an der Nordwestseite des Schartenkopfes ein, senken sich dann und ziehen vereint gegen Osten, wo sie über steilen Abbrüchen ausgehen. Diese Furchen sind hier noch mit zahlreichen erratischen Geschieben versehen, welche sich in ihren Wannen vor dem Absturze bewahrten. Die Furchen beginnen in 1500 *m* Höhe, steigen etwa 50 *m* an und sinken jenseits wieder bis 1500 *m* herab.

### Das Seefelder Gebirge.

(Fig. 5—8.)

Während nördlich von Scharnitz das Karwendelgebirge sich durch das Bindeglied der Arnspitzen mit dem Wetterstein verbindet, begegnen wir südwärts bis zum Inn einer bedeutenden Einsenkung, welche vor allem durch gefaltete Schichten des Hauptdolomits ausgefüllt wird. Diese Einsenkung erstreckt sich gegen Westen bis zum Sattel von Buchen, wo bereits wieder der Hochgebirgskamm der Mieminger Kette mit dem mächtigen Gewölbe der Hohen Munde sich emporhebt. Die Begrenzung dieses tiefliegenden Gebietes wird durch die im Osten, Westen und Norden in ziemlich steiler Neigung ab-



sinkenden Wölbungen von Wettersteinkalk gegeben, denn in den Mulden greift der Hauptdolomit nach Ost und West weit in die benachbarten Gebirge hinein. Der Abfall dieser Rücken aus Wettersteinkalk, von denen die Raibler Schichtendecke stark zurückgewittert ist, schwankt zwischen  $45^{\circ}$ — $25^{\circ}$  Neigung. Da in der ostwestlichen Richtung zwischen den Gewölben des Gleierschkammes und der Hohen Munde eine Strecke von 16 km Länge sich ausdehnt, welche von Hauptdolomit beherrscht wird, so würde man bei der Annahme, daß sich das Gefälle nach unten gleichsinnig fortsetzt, auf eine ganz ungeheuerliche Tiefe dieser Einsenkung schließen müssen. Gegen eine solche spricht wohl allein schon der Umstand entscheidend genug, daß diese Einsenkung nur von Hauptdolomit und nicht noch jüngeren Schichten erfüllt wird. Wir haben uns eine breite, flache Einsenkung vorzustellen mit relativ sehr steil aufgebogenen Rändern, welche durch die Aufwölbungen der angrenzenden Gebirge gebildet werden. Dazwischen greift die Einsenkung durch die angegliederten Muldenzüge gleichsam nach beiden Seiten in die höher gefalteten Gebirge hinein. Damit ist aber auch schon die Charakteristik dieser Einsenkung gegeben, welche darin besteht, daß die Muldenzonen ohne bedeutendere Niederbiegung darüberziehen, während die Gewölbescheitel dazwischen eine beträchtliche Erniedrigung erleiden. Dadurch wird im Gebiete der Einsenkung der Höhenunterschied zwischen gewölbten und eingebogenen Schichtstücken stark verändert, es verschwinden die Überhöhungen der Sättel zwischen den Mulden.

Vergleichen wir den Bau dieses Gebirges mit den östlichen und westlichen Faltungsgebieten, so fällt uns auf, daß das erstere Gebirge gegen die letzteren viel enger zusammengefaltet, gleichsam ganz zusammengeklappt ist. Zeichnen wir uns zum Beispiel einen Querschnitt durch die Karwendelfalten, so geht unmittelbar aus dem Anblicke hervor, daß die weitgeöffneten Mulden noch Raum für jüngere Schichten hätten. Das Gebirge ist nach oben noch einer weiteren Ausstattung durch jüngere Schichten fähig, wobei natürlich nur eine Ausstattung gemeint ist, welche sich noch vollkommen an die Baulinien des Untergrundes anschließt. Treten jedoch in einem Gebirge Mulden auf, welche so weit zusammengepreßt sind, daß sich ihre Schenkel berühren, so schließen dieselben die Beteiligung von jüngeren Schichten, welche nicht im Muldenkern enthalten sind, an diesem Faltsystem aus. Ein gleiches gilt natürlich für eng zusammengedrückte Gewölbe, welche nach unten die Grenze der Schichten bestimmen, welche noch in den betreffenden Faltenzug einbegriffen sein können. Aus dieser Überlegung kann man die Mittel gewinnen, die ungefähre Mächtigkeit eines gefalteten Systems zu erkennen, da eben die Größe und der Inhalt von Mulden und Sätteln in einem strengen, mechanisch notwendigen Verhältnis zur Dicke der gebogenen Schichtplatten stehen. In der Natur liegen freilich die Faltungen nicht in so einfachen Mächtigkeiten vor, da durch das vielfache Eingreifen von Brüchen und Verschiebungen Störungen entstehen, welche den Einblick erschweren. Außerdem sind ganze Schichtverbände häufig durch Erosion herausgenommen. In anderen Fällen haben sogar mehrere Faltungen auf demselben Gebiete stattgefunden, welche manchmal verschiedene

Schichtgruppen beherrschen. Auf diese Weise sind Stellen, wo man aus Mulden und Sätteln mit größerer Genauigkeit die Dicke der gleichsinnig gefalteten Schichtlagen ablesen kann, nicht gerade häufig.

Aus den Größenverhältnissen der meisten Sattel- und Muldenzüge der nördlichen Kalkalpen kann man sofort den Schluß ziehen, daß an einem gleichsinnigen, einheitlichen Falten-system durchaus nicht etwa alle Schichtgruppen der Alpen, sondern jeweils nur ein bestimmter Teil derselben beteiligt ist. Daraus geht mit Notwendigkeit das Vorhandensein von Überschiebungen hervor, da die geschlossenen Mulden und Sättel, je nach der Lage ihres Faltsystems, entweder tiefer liegende oder höhere Schichtgruppen oder beides zugleich an der Befolgung einer gleichartigen Faltung verhindern. So müssen unter enggepreßten Gewölben Überschiebungen vorhanden sein und ebenso oberhalb von zugeklappten Mulden, sobald darüber noch Schichten sich zur Zeit der Faltung befunden haben. Das Ausmaß dieser Überschiebungen ist natürlich ein sehr verschiedenes, je nach dem Umfange und der Gestalt der sie bedingenden Faltwellen. Wenden wir diese Überlegungen auf das Seefeld der Gebirge an, so erkennen wir aus seinen geschlossenen Mulden, daß auf ihm zur Zeit der Faltung entweder überhaupt keine jüngeren Schichten lagen oder daß dieselben eine von der Unterlage abweichende, nicht in dieselbe eingreifende Struktur besaßen. So bildet das Seefeld der Gebirge, da sich dasselbe in die Karwendelfalten hinein fortsetzt, auch für diese Falten einen Abschluß nach oben. Die geringeren Höhenunterschiede zwischen Mulden und Sätteln in dem Seefeld der Gebirge entspringen ebenfalls aus dem Umstande, daß die Faltung immer nur beschränkte Schichtgruppen umfaßt. In einer solchen Schichtgruppe müssen die mittleren Schichtlagen die höchsten Wellen beschreiben, während nach unten und oben die Wellenausschläge abnehmen. Mit diesen Ausführungen stimmt die Beobachtung überein, daß zum Beispiel weder im Karwendel noch im Mieminger Wetterstein oder Lechtaler Gebirge zu einem einheitlichen Falten-system gleichzeitig Schichten vom Muschelkalk bis zur Kreide verwendet sind, obwohl diese Schichtserie über das ganze Gebiet verbreitet ist. Allenthalben begegnen wir einer Zerlegung dieses großen Verbandes in zwei Teile, von denen meistens der eine die Trias bis einschließlich des Hauptdolomits, der andere den Hauptdolomit und die jüngeren Schichten umfaßt. Dabei ist indessen nicht jene Zerlegung gemeint, welche daraus entspringt, daß manchmal Zonen aus verschiedenartigen Schichtfolgen nebeneinander zu liegen kommen.

Wenn wir das Seefeld der Gebirge als tektonische Vervollständigung und oberen Abschluß der Karwendelfaltung betrachten, so gewinnen wir den Eindruck, daß wenigstens jener Teil des Karwendels, welcher mit diesem Gebirge verbunden ist, bereits zur Zeit der Auffaltung der Schichten vom Hauptdolomit aufwärts entbehrte. Dadurch wird der Gegensatz der hochgefalteten Ketten gegenüber den Streifen eingesunkener jüngerer Schichten noch bedeutend verschärft, indem sein

Ursprung in viel ältere Zeiten zurückverlegt werden muß. Ob nun aber das Fehlen der Schichtserien durch nachträgliche Erosion zu erklären ist oder ob dieselben in den betreffenden Gebieten nie zur Ablagerung gelangten, konnte im Seefelder Gebirge nicht ermittelt werden. Die hier in Betracht kommenden Muldenstücke, meistens wildzerrissene Felsflanken, konnten zur Entscheidung dieser Fragen nicht eingehend genug untersucht werden. Dem Anscheine nach sind übrigens kaum daraus Aufschlüsse zu gewinnen.

Schon gelegentlich der geologischen Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges (siehe Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1898, Bd. 48, Heft 2) wurde darauf hingewiesen, daß sich sämtliche Strukturlinien des angrenzenden Karwendels auch im Seefelder Gebirge wieder erkennen lassen.

Wir finden Fortsetzungen der Zirlermäher Mulde, des Solsteingewölbes, der Gleierschalmulde, des Gleierschkammsattels und der Hinterautalmulde. Ebenso streben von Westen die Mulde des Gaisales, das Gewölbe des Mieminger Kammes und teilweise noch die Mulde der Mieminger Hochfläche mit ihrer Struktur in das Gebiet der Einsenkung herein.

Die Einsenkung selbst, welche durch die Mulde sich nach beiden Seiten in die höher gefalteten Gebirge hinein fortsetzt, zeigt im östlichen kleineren Teile ein scharfgratiges Gebirge, im westlichen eine weite, von flachen Höhen- und Talzügen gewellte Hochfläche. Das erstere Gebiet, das Seefelder Gebirge, hat bereits in der früher angeführten geologischen Beschreibung des Karwendels auf pag. 366—368 eine von drei Profilen begleitete kurze Darstellung erhalten. Dieselbe soll hier noch weitere Ergänzungen und Berichtigungen erfahren.

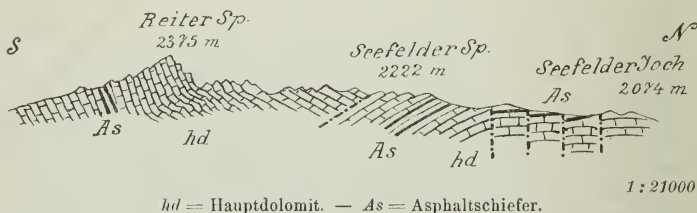
Das Seefelder Gebirge bildet die Umrandung des großen mächtigen Eppzirler Doppelkares. In einem gegen Norden geöffneten Luifeisenförmigen Bogen umschließen die bedeutendsten Erhebungen diesen Hohlraum und strahlen zugleich gegen außen viele, aber durchaus unbedeutende Absenker aus. In dem Bogenstück Erlspitze—Kuhlochspitze—Freiung—Reiterspitze sehen wir aus einem mächtigen System von meist saiger stehenden Hauptdolomitplatten nicht nur die höchsten, sondern auch die schroffsten Berggestalten herausgeschnitten. Verfolgen wir diese steilgestellte Zone gegen Osten, so sehen wir, daß wir darin den Südflügel der Gleierschalmulde vor uns haben, an welchen der Nordflügel ganz eng herangepreßt wurde. Südlich von dieser zusammengepreßten, hochgestellten Gleierschalmulde treffen wir an den Südgraten der Kuhloch- und Reiterspitze flachgewölbte, von meist senkrechten Sprüngen durchsetzte Schichtstellungen, welche eine unmittelbare Fortsetzung des Solsteingewölbes bilden. Noch weiter südlich stoßen diese flachgelagerten Hauptdolomitschichten an saiger stehende Hauptdolomit- und Raibler Schichten, welche sich als Fortsetzung der Zirlermäher Mulde angliedern. Gehen wir von dem Hauptkamme (der zusammengefügten Gleierschalmulde) nach Norden, so treffen wir ebenfalls wieder auf mächtige flachgelagerte Schichtmassen, die dem Gewölbe des Gleierschkammes entsprechen.

Diese flachgelagerten Massen von Hauptdolomit treten auf den von der Reither und Erlspitze nach Norden strebenden Bergkämmen

in gleicher Weise auf und an beiden Graten kann man erkennen, daß die steilgestellten Schichten der südlichen Mulde etwas über das nördliche Gewölbe vorgeschoben sind. Dieses Verhältnis ist in der früher erwähnten Darstellung des Seefelder Gebirges übersehen worden und muß durch die hier mitgeteilten Beschreibungen und Profile (Fig. 5) berichtigt werden.

Steigen wir von der Reither oder der Erlspitze über die zackigen Grate nach Norden, so begegnen wir immer weniger steil nordfallenden Schichtgruppen, bis wir plötzlich vor südfallenden weitgewölbten Bänken stehen. Strebt man nun entlang den südfallenden Schichtbänken gegen das Kar von Eppzirl hinab, so bemerkt man, daß sich diese Schichtbänke beträchtlich unter die äußersten nordfallenden Schichtgruppen hineinschieben. Wir erkennen eine kleine Überschiebung der Mulde über das nördlich vorliegende Gewölbe, welche durch die beiliegenden Profile ersichtlich gemacht wird. Dieselbe Überschiebung ist auch an dem Gratabsenker zu erkennen, welcher von

Fig. 5.

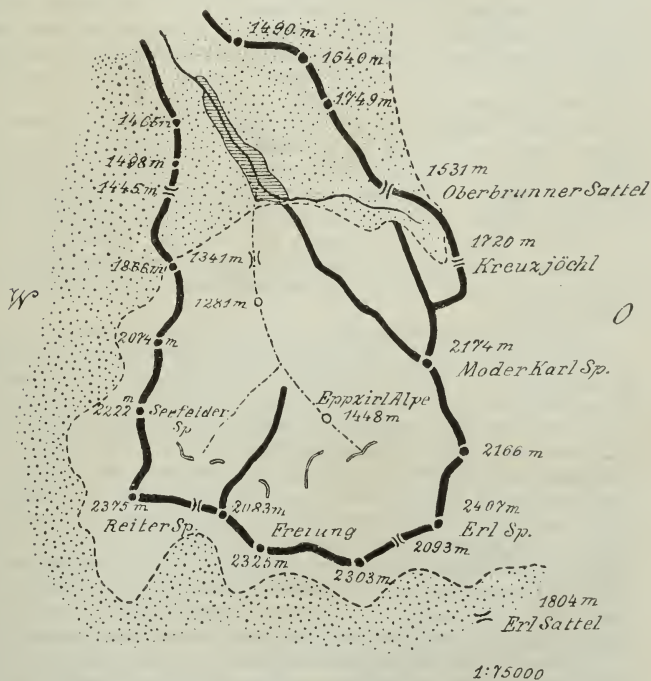


der Reither Spitze gegen Nordwesten abzweigt und als Harmelesgrat bezeichnet wird.

Das Gewölbe des Gleierschammes prägt sich noch in deutlicher Weise in den flachgewölbten Schichtbogen aus. Die nördlich anschließende Hinterautalmulde ist jedoch viel undeutlicher ausgesprochen. An die flach aufgewölbten Schichten schließen sich mit plötzlichem Übergang nahezu saiger stehende, welche den vorderen Teil des Eppzirler Tales von der Hohen Schwelle bei 1341 m an zu beiden Seiten beherrschen. Außer steilen Schichtstellungen treffen wir in diesem niedrigeren nördlichen Abschnitte des Seefelder Gebirges noch große ungeschichtete Hauptdolomitmassen. Fassen wir die Betrachtungen über den Schichtbau des Seefelder Gebirges kurz zusammen, so finden wir die Aufwölbungen des Karwendelgebirges als flachere Schichtbogen wieder, zwischen denen die Mulden meist ganz zusammengedrückt eingefügt sind. Daß der Unterschied zwischen hohen Sätteln und tiefen Mulden bedeutend verändert ist, kommt wohl am besten in der Lage der höchsten Erhebungen in einer Muldenzone zum Ausdruck. Es erscheinen gleichsam die Mulden, da ihre Flügel ganz aneinandergedrückt sind, zwischen den Sätteln emporgehoben. Auch bezüglich der glazialen Ablagerungen müssen hier noch einige Beiträge hinzugefügt werden.

Das große Eppzirler Kar (Fig. 6), welches durch den Felsgrat des Sonntagskopfes in einen größeren östlichen und kleineren westlichen Raum zerlegt wird, hat eine hufeneisenförmige Bergumrandung, welche vom Seefelder Joch bis zur Moderkarlspitze nirgends erheblich unter 2100 m Höhe hinabsinkt. Wir finden am Seefelder Joch eine Höhe von 2074 m, am Ursprungsattel 2083 m, an der Eppzirler Scharte 2093 m, an

Fig. 6.



Skelettkarte der Seefelder Gruppe.

Die dicken Striche bezeichnen Bergkämme, die doppelten Moränenwälle. Das punktierte Gebiet zeigt die Verbreitung von zentralalpinen Findlingen, das schraffierte die Einlage von Inntaler Grundmoräne an.

den Scharten zwischen Fleischbankspitze und Moderkarlspitze 2141 m und 2140 m. Der breite Kamm der Moderkarlspitze erhebt sich zu 2199 m und 2174 m. An der Außenseite dieses von zackigen Felsgraten besetzten Bergkranzes treffen wir allenthalben sehr reichlich verstreut zentralalpine Geschiebe, welche sich jedoch nirgends über 1900 m hinauf verfolgen lassen. Stellen wir die höchsten Fundorte zusammen,

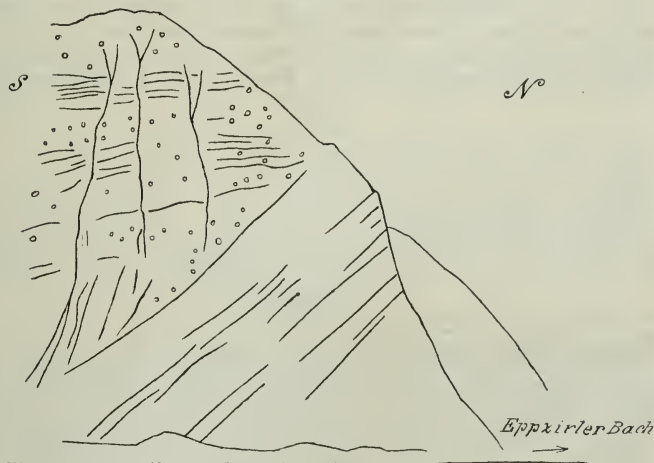
so begegnen wir am Westhange des Seefelder Joches erratischen Trümmern bis über 1700 *m*, am Südgrat der Reither Spitze, am Schoasgrat und am Rauhen Kopf bis 1900 *m*, am Südhange der Erlspitze oberhalb des Erljoches ebenfalls bis 1900 *m* und im Norden der Moderkarlspitze, im Graben des Kreuzjöchel bis gegen 1700 *m*. Die West- und Südseite dieses Bergwalles ist natürlich, da an ihr die Eismassen des Inntalgletschers unmittelbar vorbeiströmten, weit reicher als die Nord- oder Ostseite. Dafür geben die Verhältnisse am Erlsattel einen klaren Einblick. Vom Inntale herauf ist das ganze Gehänge bis zur Höhe des Sattels 1804 *m* mit zahlreichen und häufig großen zentralalpiner Blöcken übersät. Am Südhange der Erlspitze habe ich noch 100 *m* über dem Sattel (1900 *m*) ein Stück stark verwitterten Glimmerschiefers gefunden. Knapp unterhalb des Sattels auf der Inntalseite häufen sich die erratischen Trümmer zu besonderer Dichte. Der flache Sattel ist ebenfalls davon bestreut und auch am Abhange gegen das Gleierschtal begegnen wir ihnen bis etwa in die Höhe von 1700 *m*. Von dort abwärts fehlen sie nahezu vollständig. Der flache Boden, auf welchem die Zirler Christentalpe liegt, setzt sich talab in Resten von Terrassen fort, die fast ausschließlich aus dem Gesteinsmaterial der nächsten Umgebung zusammengesetzt sind. Mehrfach verraten besonders die tieferen Lagen eine grundmoränenartige Struktur.

Das Gleierschtal selbst ist von der Amtssäge an auswärts besonders auf der östlichen Talseite von Schuttstufen begleitet, die in der Nähe der Amtssäge und auch an anderen Stellen deutliche gekritzte Geschiebe aus Wettersteinkalk enthalten. Während diese Schuttmassen in der Umgebung der Amtssäge mehrfach bis zum Bach hinabsteigen, senkt sich der letztere talauswärts immer mehr in eine schmale, tiefe Felsklamm ein. So liegen die Grundmoränenreste am Ausgange des Gleierschtales zu beiden Seiten hoch über der schmalen Schlucht des Baches auf breiteren Felsschultern der Talgehänge. In den Grundmoränen des Gleierschtales finden sich nördlich von der Amtssäge unterhalb des Jagdschlusses als Seltenheit kleinere erratische Geschiebe. Gegenüber an der anderen Talseite ist in 1207 *m* Höhe knapp über dem Bache ein Lager von Bändertönen aufgeschlossen, in dem gekritzte Geschiebe und zentralalpine Gesteine eingebettet sind.

Aus diesen Vorkommnissen können wir schon schließen, daß das große Eppzirler Kar schwerlich vom Eise des Inntalgletschers erreicht worden sein kann. Wohl reichen die deutlich abgerundeten Felsformen noch über 1900 *m*, ja sogar etwas über 2000 *m* empor, aber die zackigen Grate der Karumrandung zeigen keine Erniedrigung, welche erheblich über 2100 *m* herabsinkt. Diese Annahme wird nun auch durch die Beobachtung bestätigt, daß sich im Grunde dieses Kares keine zentralalpiner Gesteine finden. Desto reicher daran ist der nördliche Teil des Eppzirler Tales. Wandern wir von Norden in diesem Tale aufwärts, so begegnen wir erst einer schmalen, in saiger stehenden Hauptdolomit eingefressenen Klamm. Die Felshöhen zu beiden Seiten sind mit Resten stark bearbeiteter Grundmoräne bekleidet, welche sich besonders an dem westlichen Höhenzuge bis gegen 1400 *m* Höhe verfolgen lassen. Im Tale treffen wir allent-

halben Blöcke und Trümmer von zentralalpinen Gesteinen in solchem Reichtum, daß die Trümmer des Hauptdolomits dagegen geradezu zurücktreten. Von 1120 *m* aufwärts (die Höhe der Felsschwelle am Taleingang beträgt 1118 *m*) lagern nun erst auf der östlichen, dann auf beiden Seiten Stufen von Grundmoränen, welche meistens bis zum Bach herabreichen. Der Bach läuft nicht mehr auf Fels, sondern auf Schuttgrund. Bei Punkt 1174 *m* war im Jahre 1896 nach einer starken Regen- und Gewitterzeit ein Profil (Fig. 7) in diesen Schuttmassen entblößt, welches für ihre Erklärung von Wichtigkeit ist. Da im Jahre 1903 bei einem neuerlichen Besuche diese Stelle durch Abschwemmung und Vernutzung bereits vernichtet war, soll ihre Darstellung

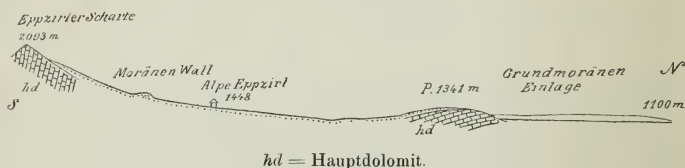
Fig. 7.



stellung durch eine bei der ersten Begehung aufgenommene Zeichnung festgehalten werden. An dem etwa 20 *m* hohen Aufriß, der bis zum Bach herabzieht, bemerken wir eine untere aus feinem schlammigem Material aufgebaute Abteilung, über welcher eine obere aus bedeutend gröberem Schutt lagert. Die untere Masse zeigte eine deutliche steil gegen Süden (25—30°) gerichtete Schichtung, während die obere durch den Wechsel von Lagen dunkleren und helleren Schuttes eine Art von annähernd horizontaler Bänderung aufwies. Einzelne Lagen dieser oberen Abteilung waren lose verkittet, so daß sie als steilere Stufen hervortraten. Die obere als auch die untere Ablagerung enthielt gekritzlé Geschiebe und erratische Gesteine. Das Vorkommen ist nur von beschränkter Ausdehnung, doch läßt sich besonders von dort taleinwärts die Scheidung einer unteren feinschlammigen von einer oberen gröberer Ablagerung überall erkennen. Von 1190 *m* aufwärts war damals am Bachbette auf mindestens 100 *m* Länge unter

der feinschlammigen, stark bearbeiteten Grundmoräne fester feiner Bänderton mit vereinzelt gekritzten und zentralalpiner Geschieben zu erkennen. Indessen dürfte auch die obere größere Lage nach ihrem Inhalte von gekritzten Geschieben und zentralalpiner Gesteinen als Grundmoräne anzusprechen sein, die jedoch gegenüber der unteren bedeutend weniger stark bearbeitet erscheint. In den meisten Fällen findet jedoch zwischen beiden ein allmählicher Übergang statt. Die harten Bändertonlager ziehen bis zur Teilung des Tales am Grunde des Bachbettes hinein. Der Bach wendet sich nun in scharfem Buge gegen Osten und streckt seine Quellarme zum Moderkarl und gegen das Kreuzjöchel empör. In der geraden Fortsetzung des Tales begegnen wir einer hohen Stufe, welche größtenteils von Hauptdolomit erbaut wird und von etwa 1210 *m* bis 1341 *m* aufsteigt. Nur kleine Quellen treten an dem untersten Absatze dieser Schwelle aus, welche das ganze Tal sperrt und hinter sich einen langen flachen Talboden mit einem gegen 50 *m* hohen Wall abschließt. Zu wasserreichen Zeiten füllt sich dieser Boden mit einem See. Die Ausdehnung dieses

Fig. 8.



Hohlraumes muß früher eine bedeutend größere gewesen sein, da von den steilfelsigen Bergseiten allenthalben mächtige Schuttströme sich darein ergießen. Ein solcher Schuttkegel breitet sich auch auf der Höhe der Schwelle aus, deren obere Teile wohl ihm ihre Entstehung verdanken. Man darf jedoch nicht übersehen, daß die Schwelle zum größten Teil aus Fels erbaut wird. Die große Einlage von Grundmoränen findet schon in halber Höhe der Schwelle ihr Ende. Von der Schwelle aufwärts ist das Eppzirler Kar frei von zentralalpiner Geschieben, während dieselben dem Bache entlang in großer Menge bis zum Sattel von Oberbrunn (1531 *m*) und weiter im Graben gegen das Kreuzjöchel bis nahe an 1700 *m* verstreut liegen.

Im Eppzirler Kar begegnen wir ausgedehnten, in steter Fortbildung begriffenen Schuttströmen, unter denen sämtliche Quellen des Hintergrundes verschwinden. Im Hintergrunde selbst treten aus diesen gleichmäßig geneigten Schuttlehnen Querwälle hervor, die ihrer Form und Anlage nach als Ringwälle eines hochgelegenen Gletscherstadiums anzusehen sind. Ihre Verteilung ist ganz interessant, indem den größeren Auffangräumen auch größere und tiefer gelegene Wälle entsprechen. Die beigegegebene Abbildung (Fig. 8) zeigt ihre Anordnung besser als eine Beschreibung. Die Wälle setzen in Höhen zwischen 1500 *m* bis 1840 *m* ein. Man könnte beim Anblick dieser Querwälle auch an Schuttwälle denken, welche am Fuße lang anhaltender Schneefelder



durch darüber heruntergleitende Trümmer entstehen. Dem entspricht jedoch weder ihre Form noch ihre Verteilung. Ich habe zahlreiche Schneestreifen, welche in den Karen auf den Schuttfeldern oft bis in den Herbst sich erhalten, begangen und beobachtet, ohne einen größeren Schuttwall zu entdecken, der durch sie veranlaßt worden wäre. Einmal ist die Form dieser Schneestreifen meist die einer gegen unten schmal ausgezogenen Zunge und anderswärts ist bei ihrer steilen Neigung die Geschwindigkeit der darüber abschießenden Steine zu groß, um knapp am Rande liegen zu bleiben und einen bogenförmigen Wall zu bilden. Solange der Schnee weich ist, bleiben alle Steine darin stecken, die genügende Härte zum Gleiten ist aber nur einen kleineren Teil der Bestandszeit über vorhanden. Außerdem entspricht die Anlage eines Querwalles gar nicht der starken und fortwährenden Formveränderung eines Schneestreifens.

Ein Schneefeld, das auf einem gleichmäßig geneigten steilen Hange zusammenschmilzt, kann unmöglich darauf einen einzelnen größeren Querwall anlegen, da es bei seinem Rückzuge an keiner Stelle genügend lang unverändert verbleibt und daher den abgleitenden Schutt ziemlich regelmäßig verstreut.

In dieser Hinsicht gleicht die Schuttverteilung eines steilen Schneefeldes ganz der einer steilen Schutthalde, wo auch die größeren rundlicheren Stücke weiter hinabkollern als der feinere Gries und scharfeckige Splitter. Im übrigen hemmt ein Schneefeld, welches ja immer wieder an der Sonne erweicht wird, in sehr bedeutendem Maße die rasche Bewegung von daraufstürzenden Trümmern, da sich dieselben leicht darin einwühlen.

Ebenso kann es auf einem flachgeneigten Hange nicht zur Bildung eines bedeutenderen Randwalles kommen, weil hier wieder die Ursache zum Abgleiten fehlt. Es gibt indessen Stellen, wo bei besonderen lokalen Ursachen durch Schneefelder Schuttwälle angelegt werden. Der größte Teil der Ringwälle auf den Karschwellen und an den Berghängen ist jedoch durch die Schuttlieferung vorübergehender Schneefelder sicherlich nicht zu erklären.

Nachdem wir so die Verteilung der namhafteren glazialen Ablagerungen im Seefelder Gebirge vorgeführt haben, müssen noch die eigentlichen Beziehungen der Grundmoränen und Bändertone des Eppzirler Tales zum Innalpgletscher hervorgehoben werden.

Die noch jetzt erhaltene mächtige Einlage von stark bearbeiteter Grundmoräne im vorderen Teile des Eppzirler Tales kann nicht als die Ablagerung eines aus dem Eppzirler Kar vordringenden Lokalglatschers aufgefaßt werden. Dagegen spricht sowohl die reichliche allseitige Vermischung von Dolomit und Kalk mit zentralalpinen Geschieben als auch die zahlreich enthaltenen prächtig entwickelten gekritzten Geschiebe. Wenn man vor den großen Grundmoränenresten des Eppzirler Tales steht, glaubt man Vorkommnisse des Innaltes vor sich zu haben, so stark bearbeitet sind die Geschiebe und so innig ist kalk- und zentralalpines Material vermennt. Vergleichen wir die Größe des Eppzirler Kares mit der Ausbildung dieser Grundmoränen, so müssen wir gestehen, daß ein so unbedeutender Gletscher

unmöglich eine Grundmoräne von solcher Mächtigkeit und Bearbeitung zu erzeugen in stande ist.

Die Mächtigkeit der Grundmoränen beträgt noch jetzt trotz der fortwährenden starken Erosion stellenweise über 40 m. Ebensovienig wie diese Massen von stark bearbeiteter Grundmoräne als Erzeugnisse des Eppzirler Gletschers angesehen werden dürfen, können sie vom Inntalgletscher von Süden her über den hohen Bergkranz herübergeschleppt worden sein. So bleibt für ihre Ablagerung nur die Einführung von Westen oder von Norden übrig.

Vergleichen wir die Richtung der großen Tallinie von Seefeld gegen Scharnitz, welche die Hauptstromlinie des Inntalgletschers bestimmte, mit der Lage unseres Tales, so sehen wir, daß beide Richtungen ungefähr einen Winkel von  $70^{\circ}$ — $80^{\circ}$  miteinander einschließen. Dieser Richtungsunterschied schließt von vornherein für einen Gletscherstrom, welcher sich von der Höhe von Seefeld gegen Scharnitz bewegt, die Möglichkeit aus, entlang dem Seitentale eine erodierende Wirkung auszuüben. Solange der Strom des Inntalgletschers den westlichen Seitenkamm nicht zu überschreiten vermochte, konnte von ihm Eis und Schutt nur durch Hereinstauen von Norden weiter in das Eppzirler Tal hineingelangen. Eine von Norden hereingepreßte Eismasse verlor dadurch nahezu ihre ganze Bewegungsfähigkeit. Mit dem Hörschwelken des Inntaleisstromes war notwendigweise ein Überschreiten des westlichen Seitenkammes in seinen niedrigeren, nördlich vom Seefelder Joch gelegenen Teilen verbunden. Daß hier in bedeutendem Umfang Inntaleismassen über den Kamm vordrangen, beweisen die zahlreichen erraticen Geschiebe sowie die an der Westseite dieses Kammes vielfach vorhandenen kleinen Reste von stark bearbeiteter Grundmoräne, welche bis zu 1400 m Höhe emporsteigen. Die Eismassen, welche den Kamm im Westen des Eppzirler Tales überschritten hatten, konnten sich nicht demselben entlang bewegen, sondern mußten quer darüber und über die östlichen Höhen weitergeschoben werden. Auch sie konnten in dem quer auf ihre Bewegungsrichtung laufenden Talgrunde keine bedeutendere Erosionswirkung erlangen. Mit dem Überschreiten des westlichen Seitenkammes mußte die früher allenfalls vorhandene Rückstauung von Eis ein Ende finden.

Aus diesen Überlegungen geht der Schluß hervor, daß die gewaltigen Massen stark bearbeiteter Grundmoränen nicht durch Eiserosion im Grunde des Eppzirler Tales geschaffen sein können, sondern durch das Eis hereingeschleppt und hier abgelagert worden sein müssen. Die Anhäufung von so großen Grundmoränenmassen erfolgte an einer Stelle, wo sie nicht durch Aufarbeitung des Grundes entstehen konnte, an einer Stelle fast ganz aufgehobener Erosion. Aus dieser Tatsache kann man folgern, daß am Grunde des Inntalgletschers große Mengen von Grundmoränen vorwärts, und zwar auf- und abwärts bewegt wurden, welche an einzelnen geschützten Stellen abgelagert werden konnten.

Da diese Grundmoränenmassen höchstwahrscheinlich zum weit-aus größten Teil von Eismassen herbeigeschafft wurden, welche den westlichen Seitenkamm überschritten hatten, der im Durchschnitt das vordere Eppzirler Tal um 300 *m* überragt, so erkennen wir daraus, daß es diesem Eisstromen möglich war, Grundmoränen bergauf und bergab zu bewegen. Anfangs kann auch Grundmoräne durch von Norden hereingestautes Eis abgelagert worden sein. Sobald jedoch die Eismassen bis zur Höhe des westlichen Seitenkammes angeschwollen waren und diesen überschritten, mußte eine solche rückläufige Bewegung wenigstens größtenteils aufgehoben werden. Für die Annahme, daß der größte Teil der Grundmoränen von der Westseite hereingetragen würde, stimmt auch das Zuordnungsverhältnis der Höhen des westlichen Bergkammes und der Grundmoränenverbreitung. Die Grundmoränen reichen im Eppzirler Tale fast genau bis zu jener Stelle, wo sich der westliche Seitenkamm von Höhen unter 1500 *m* bis zu solchen über 1800 *m* hinaufschwingt. Die Auffindung reichlichen zentralalpiner Trümmerwerkes in der Gegend von Oberbrunn und im Graben des Kreuzjöchls bis nahe an 1700 *m* Höhe beweist weiters, daß die Eismassen, welche von Westen her ins Eppzirler Tal gelangten, sich über den Sattel von Oberbrunn weiter bewegten und jenseits dann wohl wahrscheinlich mit dem Karwendel-eise zusammenstießen. Man könnte hier wohl auch vermuten, daß die zahlreichen Erratika der Gegend von Oberbrunn von Süden über den Erlsattel hergetragen worden seien. Dem steht jedoch entgegen, daß nur die Westseite des Oberbrunner Sattels reich an Erratika ist, während sie auf der Ostseite überaus selten sind. Dann befindet sich die Verbreitung der erratischen Trümmer auf der Westseite in unterbrochenem Zusammenhang mit den Grundmoränen des vorderen Eppzirler Tales. Während wir so von Westen her eine dichte geschlossene Überstreuung mit erratischen Geschieben vom Inntal über Seefeld ins Eppzirler Tal bis nach Oberbrunn verfolgen konnten, fehlt an der Ostseite des Seefelder Gebirges vom Erlsattel nach Oberbrunn ein solcher Zusammenhang. Es überquerte, nach dieser erratischen Saat zu schließen, ein mächtiger Teil des Eisstromes das nördlichste Seefelder Gebirge und lagerte in dem vor seiner Erosion geschützten Eppzirler Tale gewaltige Massen mitgeschleppter Grundmoränen ab.

Diese Erscheinung findet überhaupt an zahlreichen Orten dadurch eine Bestätigung, daß die Vorkommnisse von größeren Massen von Grundmoränen größtenteils sich hinter vorspringenden Felsnasen, angelehnt an höhere Felsstufen oder in Vertiefungen befinden, welche von Felshöhen überragt werden. Wenn wir uns eine unebene Fläche vorstellen, welche mit Schmirgel abgeschliffen werden soll, so wird beim Gebrauche eines größeren Schenerkörpers, solange die Bewegung ungefähr in derselben Richtung erfolgt, sich in den Eintiefungen und hinter Vorsprüngen Schmirgel sammeln, während die vorragenden Stellen blank gefegt werden. Es bilden sich gleichsam von der Bewegung unbetroffene Stellen, Bewegungsschatten, heraus, in denen sich das Schleifmaterial so lange ablagert, bis der schützende Vorsprung abgetragen ist. Die Verteilung der Grundmoränen ähnelt nun jener des Schmirgels auf einer abgeschliffenen unteren Fläche.

Die große Anhäufung von Grundmoränenmaterial des Inntalgletschers in dem Winkel des Eppzirler Tales ist aber auch noch in anderer Hinsicht sehr bemerkenswert. Wie wir aus der Erforschung des benachbarten Karwendelgebirges wissen, besaßen die Kare und Täler hier eine sehr beträchtliche Eigenvergletscherung. Die Verhältnisse im Eppzirler Tale scheinen nun darauf hinzuweisen, daß hier der Talgletscher vollständig vom Inntaleise zurückgedrängt wurde. Denn ohne Entfernung der Eppzirler Gletscher aus dem vorderen Teile des Tales hätte die Inntaler Grundmoräne doch unmöglich eingelagert werden können.

Die feingeschlammten Bändertone, welche über den Grundmoränen auftreten, beweisen, daß auch vor Beginn der Grundmoränenablagerung hier kein Talgletscher sich ausbreitete. Aus dem Vorkommen dieser Bändertone muß man einerseits auf eine Versperrung des unteren Talausganges und andererseits auf Eisfreiheit des mittleren Tallaufes schließen. Da sich die ausgezeichnet entwickelten Grundmoränen unmittelbar über den Bändertonen ausbreiten und talabwärts sie ersetzen, liegt es nahe, anzunehmen, daß durch das Eis des Inntalgletschers, welches von Seefeld gegen Scharnitz strömte, der Talausgang verstaute wurde, während noch der Eppzirler Gletscher weit zurück im Kargrunde lag. Durch das höher anschwellende und hereindrängende Eis wurde dann die Ablagerung von Bändertonen beendet und mit Grundmoränen bedeckt. Die im vorderen unteren Teile der Grundmoränen eingeschaltete geschichtete Zone ist vielleicht auch durch diesen Vorgang erklärbar.

Der Gletscher des Eppzirler Kares kann sich, nach den Ablagerungen, des vorderen Eppzirler Tales zu urteilen, während der Anwesenheit des Inntalgletschers nicht entlang der Talsohle herausgeschoben haben. Auch in keinem Rückzugsstadium erstreckte er sich über die hohe Talschwelle (Punkt 1341 *m*) nach Norden. Wenn wir den bedeutenden Umfang des Eppzirler Kares in Betracht ziehen, möchte man nach diesem Firngebiete auf einen weit größeren Gletscher schließen. Bedenken wir aber die verhältnismäßig geringe Höhe der Umwallung (nur einzelne scharfe Felsgipfel erheben sich bedeutend über 2200 *m* mittlere Höhe) und ihren raschen steilen Abfall, so wird uns die geringe Entfaltung der Eigenvergletscherung leicht verständlich. Der mächtige Eisstrom, welcher quer über das Eppzirler Tal hinwegzog, vermochte wohl den Eppzirler Gletscher zurückzuhalten, aber nicht in seinen Kargrund hineinzudringen. Die Verdrängung des Eppzirler Gletschers von seinem Talabfluß hat zur Voraussetzung, daß beim Zusammenstoßen der fast senkrecht gegeneinander fließenden Eisströme der Inntalgletscher einen Überdruck oder wenigstens Gleichdruck gegen den Eppzirler Gletscher besaß. Dieser Überdruck mußte sich leicht geltend machen, weil ja die vom Eppzirler Gletscher durch die Talöffnung gedrückte Eismasse weit kleiner war, als die in derselben Zeit vom Inntalgletscher geförderte.

Ohne die stauende Wirkung des großen vorbeiströmenden Gletschers würde der Eppzirler Gletscher nie so bedeutende Standhöhen haben erreichen können. Um sich einen Abfluß zu ermöglichen, mußten seine Massen bis wenigstens zur Höhe des vorbeistreichenden

Gletschers aufgedämmt werden. Aber auch dann konnte kein stationärer Zustand sich ergeben, da immer noch der Zufluß des Eppzirler Gletschers dem Abfluß des Inntalgletschers nicht gleichkommen konnte. Als das Ergebnis dieses Zusammenwirkens ist wahrscheinlich ein periodischer Wechsel zwischen dem Vordringen des Inntal- und Eppzirler Eises anzusehen. Jedenfalls wurde der Abfluß des Eppzirler Gletschers in der Richtung des Hauptgletschers ganz gegen Osten gedrückt.

### Die Seefeld—Leutascher Hochfläche.

Das Seefelder Gebirge nimmt nur ungefähr die östliche Hälfte der großen Einsenkung ein, welche sich zwischen Karwendel- und Mieminger Gebirge ausdehnt. Die westliche Hälfte wird von einer Hochfläche gebildet, in deren Formen sich der Bau der Unterlage nur ganz unbedeutend verspüren läßt. Wer zum erstenmal den scharfen Formengegensatz zwischen dem Seefelder Gebirge und der Hochfläche von Seefeld-Leutasch gewahrt, ist versucht, den grellen Unterschied vielleicht in einem sehr verschiedenen Schichtenbau zu vermuten. Dem ist indessen nicht so, da wir bei genauem Nachforschen so ziemlich alle tektonischen Elemente des Seefelder Gebirges in den verschiedenen Schichtstellungen wieder verfolgen können. Freilich sind die Aufschlüsse infolge reicher Wald- und Wiesendecken viel seltener, kleiner und außerdem scheinen schichtungslose Massen hier weiter verbreitet.

Trotzdem läßt sich erkennen, daß das Schichtstreichen wie im Karwendel- und in dem Seefelder Gebirge durchschnittlich ein ost-westliches ist. Da nun das Inntal, welches die Südgrenze unserer Hochfläche bildet, von Nordwest gegen Südost strebt, so schneiden die südlicheren Schichtzüge der Hochfläche schräg daran ab. Wenn wir von Südosten her den Anschnitt des Inntales verfolgen, so treffen wir von Zirl bis etwas oberhalb von Unter-Pettnau saiger stehende Schichten, und zwar erst Raibler Schichten, die allmählich in Hauptdolomit übergehen. Es ist die unmittelbare Fortsetzung der Zirlermäher Mulde. Schroff daran gesetzt folgen weiter aufwärts mächtige Schichtmassen, welche bei nordsüdlichem Streichen meistens flach gegen Osten fallen. Größere Gesteinsverbände des Hauptdolomits entbehren hier jeglicher klaren Schichtung. Die gerade angegebene Schichtstellung beherrscht den Raum von Unter-Pettnau bis zum Kochental bei Telfs, wobei noch zu bemerken ist, daß sich im allgemeinen weiter westlich das Schichtfallen gegen Osten versteilt. Das Kochental ist gerade an jener Stelle eingeschnitten, wo unter den Bänken des Hauptdolomits die Rauchwacken und Tonschiefer der Raibler Schichten wieder empor tauchen. Jenseits des Rochentales tritt am Birkenkopf sogar noch eine Scholle von Wettersteinkalk unter den Raibler Schichten zutage, welche indessen nur die eben genannte Anhöhe zusammensetzt. Im Süden, Westen und Norden wird diese Einzelscholle von Brüchen begrenzt, welche sie sowohl von dem westlich angrenzenden Hauptdolomitgebiete als auch von dem nördlich hochaufragenden Gewölbe der Hohen Munde trennen. Dieser ganze

Schichtzug bildet die Fortsetzung des Solsteingewölbes und der kleine Birkenkopf zwischen Kochental und Erzbergklamm kann als Äquivalent des Solsteingewölbes angesehen werden. Die im Seefelder Gebirge entlang dem Hauptkamme durch einen mächtigen steilgestellten Schichtverband vertretene Mulde des Gleierschtales finden wir in einem Zuge steilgestellter Hauptdolomitschichten wieder, welcher von der Gegend des Seefelder Sattels gegen Buchen hinüberstreicht. In diesem Zuge setzen sich auch die Asphaltchiefer der Reither und Seefelder Spitze fort. Die ersteren werden westlich des Seefelder Sattels, die letzteren westlich von Seefeld bergmännisch abgebaut. In der tiefen hinteren Schlucht des Kochentales, nordwestlich von Buchen, sehen wir diesen Schichtzug in steil südfallender Neigung mit einer Unterlage von Raibler Schichten an das Gewölbe der Hohen Munde angepreßt. Damit ist schon die Zuordnung des Gewölbes des Gleierschkammes und der Hohen Munde (des Mieminger Kammes) gegeben. Zwischen diesen beiden machtvollen Aufwölbungen sehen wir sowohl im Gebiete des Seefelder Gebirges als auch der Hochfläche eine breite Zone von flachgewölbtem Hauptdolomit die tektonische Verbindung herstellen. Dieser Zone entragt auch die höchste Erhebung der eigentlichen Hochfläche, die breite wellige Kuppe von Hochmoos (1555 m). Nördlich von dieser Zone flacher Sättel folgt die Fortsetzung der Mulde des Hinterautales. Während hier die Struktur der Mulde im Hauptdolomit nur sehr schwer erkennbar ist, haben wir an dem zusammenhängend bis ins Wettersteingebirge streichenden Zuge des Hinterautal—Arnspitzenkammes, welcher den Nordflügel zu dieser Mulde vorstellt, einen sicheren Leitfaden, welcher uns lehrt, daß wir die Hinterautalmulde über den hohen Sattel und das Becken von Leutasch mit der Mulde des Gaistales zu verbinden haben.

Aus diesen Ausführungen sehen wir, daß sich am Aufbau der Hochfläche von Seefeld-Leutasch drei Muldenzüge und zwei Aufwölbungszonen beteiligen, daß also dieselben Elemente des Aufbaues vorhanden sind wie im Seefelder Gebirge. Die Ursache der bedeutenden Erniedrigung des westlichen Teiles der großen Einsenkung dürfte daher höchstwahrscheinlich als eine Erosionswirkung anzusehen sein, da sich auch keine deutlichen Querbrüche erkennen lassen, an denen ein Absinken stattgefunden hätte. Die Hochfläche von Seefeld-Leutasch ist die Rumpffläche eines tief abgetragenen Faltegebirges.

Um nun in die Art und Ursache dieser Abtragung einigen Einblick zu erlangen, müssen wir die Oberflächenformen der Hochfläche, vor allem die Verteilung und Anordnung von Höhenzügen und Talungen mit denen des Seefelder Gebirges vergleichen. Beide Gebiete bestehen aus denselben Gesteinen, besitzen ungefähr denselben Schichtbau, so daß die Annahme sehr wahrscheinlich ist, daß sie unmittelbar nach erfolgter Aufaltung und so lange, als sie von der Erosion gleichmäßig angegriffen wurden, Gebilde von ziemlich ähnlichen Formen und Höhen darstellten. Im Seefelder Gebirge beherrscht das große Eppzirler Kar die Anlage der Bergkämme und Täler. Es lehnt sich im Süden an den höchsten Schichtwall, öffnet sich gegen Norden und zeigt sein Gefüge in derselben Weise wie die Nachbar-

kare der Inntalkette und die Nordkare des Mieminger Kammes. Von dem hufeisenförmigen Bergrande dieses Kares strahlen in ziemlich unregelmäßiger Verteilung kleinere Tahrinnen nach allen Seiten aus. Dieser unregelmäßigen, von einem Bergkranz ausstrahlenden Talverteilung steht im Gebiete der Hochfläche eine streng nordwestlich gerichtete Anordnung der Talfurchen gegenüber. Sehen wir vom Kochental ab, dessen Richtungen vor allem von dem Auftreten der Raibler Schichten geleitet werden, so begegnen wir von Westen gegen Osten der doppelten Furche des Sattels von Buchen, dem Talzuge von Wildmoos sowie der großen Furche von Mösern Seefeld-Leutasch. Der Sattel von Seefeld sowie das von dort ins Inntal hinabsinkende Tal des Mühl- und Niederbaches sind noch in ihrer Anordnung vom Seefelder Gebirge abhängig. Die Furchen des Sattels von Buchen stehen mit dem Zuge des Leutaschtales in Verbindung, das ebenfalls in nordöstlicher Richtung den Verbindungskamm der Arn- und Gerenzspitzen durchbricht. Der Talzug von Wildmoos mündet in jenen von Seefeld-Scharnitz. Vergleichen wir diese Talläufe mit dem Schichtbau und Schichtreichen, so finden wir, daß sie über Sättel und Mulden quer darübersetzen. Ihre höchste Erhebung besitzen diese Talzüge nahe am Abbruch gegen das Inntal. Sie beginnen oberhalb jenes Steilabfalles, heben sich dann zu einem Sattel empor, von dem sie jenseits in flachen Wannen mit steileren Zwischenstufen hinabstreben. Die Höhen zwischen diesen großenteils wasserleeren oder wasserarmen Furchen zeigen flach gerundete Formen, welche in auffallender Weise in nordöstlicher Richtung langgestreckt sind und ausnahmslos ihre schroffen Abbrüche an der Nordseite zur Schau tragen.

Die eigentümlichen Talformen der Seefeld-Leutascher Hochfläche haben bereits in den Studien über die Inntalterrassen (Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1904, Bd. 54, Heft 2) eine genauere Beschreibung erfahren. Jeder dieser Talzüge besteht aus einer Reihenfolge von größeren und kleineren Wannen, welche durch Talengen und Stufen voneinander geschieden werden. Einzelne dieser Felsbecken, wie die von Wildmoos, von den Möserer Mähdern und von Seefeld enthalten Torfablagerungen, welche abgebaut werden können. Nicht selten treten in diesen Felsfurchen Verdoppelungen auf, indem sich ein Felsrücken einschiebt, der meist nach kurzem Verlaufe wieder verschwindet. Die Wasserarmut der Hochfläche steht in grellem Gegensatz zu diesen energischen, geradlinigen Talstraßen, zu ihren Wannen und Zwischenstufen, die viel zu groß und einheitlich in ihrer Anlage sind, als daß man sie als Werke bescheiden hinschlängelnder Bächlein begreifen könnte. Wie ich schon in der obenerwähnten Arbeit betonte, haben wir hier die unzweifelhaften Spuren eines gewaltigen Gletscherbettes vor uns und die nachträgliche Wassererosion war nicht imstande, den Charakter dieser Formen in bedeutenderem Umfange zu verändern. Man könnte vielleicht auf den Gedanken kommen, daß diese Talfurchen Reste von alten, längst aufgegebenen Innläufen sind. Abgesehen davon, daß eine Verlegung des Innlauftaltes durch die Engpässe von Scharnitz und der Leutaschkamm überhaupt äußerst unwahrscheinlich und unbeweisbar ist, können diese Talformen auch schwerlich durch Flußerosion erklärt werden. Die Anlage von

drei fast parallelen abgetrennten Furchen, die Wannen und Stufen, sowie endlich die sattelförmige Talbiegung blieben da unerklärlich. Besonders spricht die Erscheinung gegen Innerosion, daß alle drei Furchen anfangs ansteigend und erst später absteigend verlaufen.

Im Einklang mit den typisch glazialen Berg- und Talformen steht auch die reiche Bedeckung einzelner Stellen mit Grundmoränen. Außer den noch jetzt in Fortbildung befindlichen Schuttablagerungen der Bäche treffen wir im Gebiete der Hochfläche (das Leutaschtal ausgenommen) nur auf Grundmoränen, welche sehr gleichmäßig entwickelt und stark bearbeitet sind. Gegenüber dem massenhaften Hauptdolomitmaterial treten die zentralalpinen Geschiebe bedeutend zurück, wenn sie auch nirgends fehlen. In den Grundmoränen selbst sind nur äußerst selten große Gesteinstrümmen (stets zentralalpine) eingeschlossen, dagegen finden sich solche häufig frei über das ganze Gehänge verstreut.

Was nun die Verteilung dieser Grundmoränenmassen anbelangt, so ist zu bemerken, daß die höher aufragenden Rücken nur sehr dünne spärliche Reste tragen oder überhaupt ganz davon frei sind. Erratische Geschiebe finden sich jedoch fast überall. Die größten ausgebreitetsten Vorkommen von Grundmoränen sind in einer Einsenkung erhalten, welche quer auf die nordöstlichen Talfurchen von Seefeld nach Leutasch zieht. Es ist kein eigentliches Tal, da seine Sohle wellig auf- und absteigt. Wenn es ein Tal war, so ist es von den quer darüber streichenden Talfurchen zerschnitten worden, welche danach sich als jünger entpuppen würden. Dieser Einsenkung folgt die Landstraße, welche von Seefeld nach Leutasch leitet, und sie gewährt auch einen guten Einblick in die vielfach erschlossenen Grundmoränen. Große Massen von Grundmoränen sind von Gras überzogen und lassen sich an den Hängen durch den lebhaften Wechsel von flachbodigen Tälchen und zahlreichen Hügeln leicht erkennen. Nahe von der höchsten Stelle bei Punkt 1252 *m* ist östlich der Straße in einer Sandgrube horizontal geschichteter, leicht verkitteter Schotter erschlossen. Die abgerundeten Gerölle bestehen meistens aus Hauptdolomit, es fehlen jedoch auch zentralalpine Gesteine nicht. Wenn man die Lage dieses sehr beschränkten Vorkommens auf einem Sattel inmitten weitverbreiteter Grundmoränen bedenkt, so ist es am wahrscheinlichsten, daß es sich um eine beim Rückzug der letzten Vergletscherung (Pencks Bühlstadium) von Schmelzwassern geschaffene Anschwemmung handelt. Entlang dieser Einsenkung steigen die Grundmoränen auch ins Leutaschbecken hinab, wo sie dann westwärts bis über den Weidacher See hinaus ein horizontal gebanktes Konglomerat aus Rollsteinen der Leutascher Ache überlagern. Weitere, aber nicht mehr so bedeutende Reste von Grundmoränen finden wir südlich des Seefelder Sattels zu beiden Seiten des Mühlbaches, wo sie am östlichen Gehänge zusammenhängend bis Reith herabreichen und dann in einzelnen Resten, besonders an der Ostseite des Buchwieselskopfes bis nahe an die Ruine Fragenstein vorliegen. Am westlichen Talhange setzt die Grundmoränenendecke bei den Gehöften Mühlberg aus, beginnt aber wieder an der Umbiegung des Tales und zieht längs einer Felsstufe ganz ins Inntal herab, das sie zwischen Leibfing und



Unter-Petttau erreicht. Hier setzt dieser Grundmoränenstreifen hinter einem vorspringenden Felseck plötzlich in großer Mächtigkeit ein. Dieses Auftreten in geschützten Felswinkeln zeigen ebenfalls ganz in der Tiefe des Inntales die Grundmoränenreste von Eigenhofen und Ober-Petttau. Wenn man entlang den kahlen felsigen Abstürzen der nördlichen Inntalwand zwischen Telfs und Zirl talab wandert, so ist man sehr erstaunt, plötzlich hinter vorspringenden Felsecken Reste hineingekneteter gelblichgrauer Grundmoräne zu finden. Die Anhäufung der Grundmoränen in dem Tale südlich des Seefelder Sattels sowie die in der Einsenkung zwischen Seefeld und Leutasch kann nicht allein durch Erzeugung an Ort und Stelle erklärt werden, da beide Vertiefungen quer zur Stromrichtung des Eises verlaufen. Wir haben auch hier wenigstens teilweise wie im Eppzirlerale eine Hereinschleppung und Ablagerung von Grundmoränenmaterial vor uns. Größere Massen von Grundmoränen treten uns auch nördlich von Unter-Seefeld bis gegen die Steinölbrennerei entgegen. Sie bekleiden den Abhang von der Straße gegen den Seebach, der selbst auf flachen Hauptdolomitplatten dahinfließt. In dem Talzug von Mösern nach Seefeld finden wir einzelne kleine Grundmoränenreste in der Umgebung dieser Ortschaft, eine größere Menge hat sich angelehnt an die Steilstufe zwischen den Möserer Mähdern und den Seewiesen erhalten. Der Talzug von Wildmoos ist größtenteils sehr arm an Grundmoränen. Er besitzt kleine Reste an seinem Ausgang über dem Inntale und dann weitere nahe an seiner Sattelhöhe. Weiter nordöstlich, wo seine geteilten Furchen die Einsenkung zwischen Seefeld-Leutasch kreuzen, stellen sich reichliche Massen von Grundmoränen ein. In der Hauptfurche „Durch den Boden“ reichen die Grundmoränen unterhalb der Straßenkreuzung bis zum Ende der Mäher. In dem unteren Tallaufe finden sich nur Spuren von Grundmoränen sowie auch von Bänderthon. Hier herrscht der frische von den Wänden abgewitterte Schutt vor. Am Sattel von Buchen haben wir an den obersten Hängen gegen das Kochental bescheidene Reste von Grundmoräne und dann bedeutend größere jenseits des Sattels am Steilabfall gegen das Sumpfbecken von Moos. Südlich von Buchen sind am Abhang gegen das Inntal hin und wieder Spuren von Grundmoränen, von denen die ausgedehntesten die Stufe von Baierbach bedecken. Damit ist die Verteilung der noch jetzt erhaltenen Grundmoränen auf der Hochfläche mit Ausnahme jener des Leutaschtales, die zugleich mit diesem Tale besprochen werden sollen, angegeben.

Die Formen von Höhen und Tälern, die Richtung, welche als Fortsetzung jener des Inntales oberhalb des scharfen Talbuges von Telfs entspricht, und die glazialen Ablagerungen charakterisieren zusammen die Hochfläche als die Bahn gewaltiger Eismassen, welche hier vom Inntalgletscher gegen Nordosten abzweigten. Es kann als sehr wahrscheinlich bezeichnet werden, daß auch im Bereiche der heutigen Hochfläche sich ein Gebirge von der Art des Seefelder erhob. Da durch das Hereinschneiden des Inntales die Breite seiner Basis eine weit geringere war, mag dasselbe wohl eine bescheidenere Höhe besessen haben, welche gestattete, daß das Eis des Inntales hier die Kämme zu überschreiten vermochte. Damit war der mächtigen

Gewalt des bewegten Eises das Tor geöffnet und im Laufe der verschiedenen Eiszeiten und Interglazialpausen wurde allmählich aus einem scharfgratigen Gebirge ein grobwelliges Hochland, in dem die Spuren des ehemaligen Reliefs nicht mehr erkennbar sind. Man könnte als Vermutung aufstellen, daß die nunmehr zerschnittene Einsenkung zwischen Seefeld und Leutasch den Rest eines alten Tales vorstelle, welches analog dem Eppzirler Tale gelagert war. Indessen lassen sich dafür keine Beweise erbringen. Für die Annahme, daß das Gebiet der Hochfläche überhaupt bedeutend tiefer eingesenkt ist, sind mir keine Gründe bekannt geworden. Durch Wassererosion aber hätte aus einem höheren Gebirge unmöglich die heutige Formenverbindung der Hochfläche hervorgehen können. Zudem ist nicht einzusehen, warum der westliche Teil der Einsenkung so viel stärker niederoferodiert sein sollte als der östliche. An eine Mitwirkung von seiten des Inn ist ebenfalls nicht zu denken. Für die glaziale Gebirgsniedrigung sprechen jedoch alle Anzeichen.

### Der Mieminger Hauptkamm.

(Fig. 8—16.)

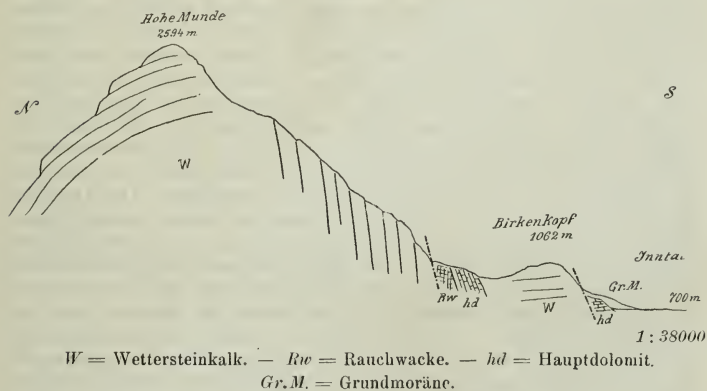
Das mächtigste tektonische Glied unseres gesamten Gebietes, welches sich über 40 km weit verfolgen und dabei allenthalben seinen Zusammenhang klar erkennen läßt, ist der Mieminger Kamm mit seiner westlichen Fortsetzung in der Heiterwand. Vom Sattel von Buchen bis in die Gegend von Boden im Bschlabsertal bildet dieser Kamm eine machtvolle hohe Bergmauer, in welche nur südlich des Fernpasses bei Nassereith eine tiefe Pforte eingefügt ist. Schon in dem Streichen dieser großen Wettersteinkalckerhebung treten zwei verschiedene Teile hervor, welche sich aber auch sonst wesentlich voneinander unterscheiden. Der östliche Teil, welcher vom Sattel von Buchen bis zum Mariabergjoch reicht, streicht in etwas geknickter Linie fast genau ostwestlich, während der westliche Teil des großen Zuges vom Mariabergjoch an gegen Süden zu abbiegt. Das Mariabergjoch bildet aber auch eine wichtige tektonische Scheidung, indem der östliche Bergkamm, das Mieminger Gebirge, im großen und ganzen aus einem Gewölbe besteht, wogegen im westlichen Abschnitte durchaus nur der Südflügel eines solchen vorhanden ist. Dem östlichen Abschnitte ist nördlich des Gaistales das Wettersteingebirge vorgelagert, welches ebenso noch größtenteils von Wettersteinkalk aufgebaut wird. Dem westlichen Kamm aber schließt sich im Norden längs einer großen Störungslinie unmittelbar ein aus jüngeren Schichten aufgefaltetes Bergland der Lechtaler Alpen an. Der tiefe Durchbruch des Kammes bei Nassereith, welcher längs der bedeutendsten Querstörung des ganzen Zuges einsetzt, bildet trotzdem keine wesentliche Grenze, da die Bergteile östlich und westlich einander im Aufbau sehr ähnlich sind. In den nachfolgenden Beschreibungen soll besonders das Gebiet östlich des Fernpasses behandelt werden, während das westliche nur zum Vergleiche herangezogen wird.

Das Mieminger Gebirge stellt, wie ich schon in einer Übersicht seines Aufbaues in den Verhandlungen der k. k. geologischen Reichs-

anstalt, Wien 1902, Nr. 6, angeführt habe, ein keilförmiges Gewölbe dar, dessen breiter Teil gegen Westen gerichtet und dessen Spitze der Kegel der Hohen Munde ist. Mit dem Auseinanderweichen der Gewölbe ist zugleich eine Einsenkung des Gewölbescheitels verbunden. Von einer regelmäßigen Entwicklung der Aufwölbung kann daher nicht die Rede sein, denn auch der Beginn, das Gewölbe der Hohen Munde, entbehrt der vollen ungestörten Ausbildung.

Es taucht aus der Seefelder—Leutascher Einsenkung mit einem Vorkopfe (1598 *m*) empor, auf welchem das Mooser Alpe liegt. Erst oberhalb von diesem Vorkopfe steigen die Wettersteinplatten in einheitlichem Schwunge zum östlichen Gipfel der Hohen Munde (2594 *m*) empor. Betrachten wir den Schichtenbau dieses Abhanges, so sehen wir sofort, daß der Vorkopf nicht ein Stück des Mundegewölbes,

Fig. 9.



sondern einen eigenen Klotz aus Wettersteinkalk darstellt, welcher hier den gewölbeförmig aufgebogenen Schichten vorgelagert ist. Die im Süden am Fuße der Hohen Munde (Fig. 9) zwischen Kochental und Erzbergklamm aufragende Wettersteinkalkscholle des Birnenkopfes haben wir schon früher erwähnt. Während aber der Wettersteinkalk des östlichen Vorkopfes unmittelbar an den der Hohen Munde anschließt, streicht zwischen ihr und dem Birnenkopfe eine Zone von Rauchwacken und zertrümmertem Dolomit hindurch.

Soweit die vorhandenen Aufschlüsse zwischen den von Schutt oder Vegetation bedeckten Stellen erkennen lassen, ist das Gewölbe der Hohen Munde von einem Kranze tief zurückgewitterter Raibler Schichten umgeben, welche im Süden des Niedermundesattels bis 1800 *m* emporreichen, dann größtenteils überschüttet mit absteigender oberer Grenze in die Erzbergklamm ziehen. Von ihr streben sie über den Sattel nördlich des Birnenkopfes ins Kochental, dann gegen die nördliche Furche des Buchener Sattels (Katzenloch) und umsäumen den Fuß des Mundevorkopfes bis in die Gegend des Weilers Moos.

Von hier bis ins Gaistal bedecken gewaltige glaziale Schuttmassen alles Anstehende.

Das Gaistal ist so angelegt, daß es in dem Gebiete der Hämmermoosalpe zwischen Sulz- und Leitenbach, den Wettersteinkalk des Mundegewölbes gerade knapp vor seinem Rande durchschneidet. Dadurch wird es erklärlich, daß wir längs dem Gaistal hinter den Öfen erst in Hauptdolomit, dann in die Rauchwacken der Raibler Schichten, in Wettersteinkalk und endlich wieder in Mergelkalke, Rauchwacken der Raibler Schichten und in Hauptdolomit gelangen. Gegenüber der Mündung des Leitenbaches kehren die Raibler Schichten wieder auf die Südseite des Gaistales zurück und bilden hier gegenüber von Tillfuß eine Gehängestufe, die stark von Schutt übergossen ist. Zwischen Tillfuß und der Mündung des Schwarzbachkares verschwinden auf der Südseite des Gaistales die spärlichen Reste von Raibler Schichten am Nordfuße der Hochwand völlig. Während so die Raibler Decke des Mundegewölbes südlich des Niederwundesattels noch bis 1800 *m* emporreicht, ist sie nördlich davon bis auf 1500 *m* hinab vollständig entfernt. Im Abhange gegen das Gaistal weicht diese Decke bis 1222 *m* Tiefe, im Hintergrunde des Rochentales bis nahe an 1000 *m* hinab. Das mächtige, so tief entblößte Mundegewölbe zeigt darum, soweit es überhaupt von Schichtung beherrscht wird, in deutlicher Weise sein Gefüge, das von der regelmäßigen Gewölbeform in bedeutendem Umfange abweicht. Die Ost- und Nordseite ist als regelrechte Wölbung entwickelt. Der Ostgipfel der Hohen Munde trägt deutlich einen Teil einer flachgewölbten Kuppe, welche jedoch an höheren Westgipfel und dem langen Westgipfel nirgends mehr vorhanden ist. Hier strebt der steile Nordschenkel vom Gaistal bis zum Grat empor. Suchen wir auf der Südseite nach der entsprechenden Gegenwölbung, so finden wir dieselbe nur undeutlich ausgeprägt. Der tiefe Einriß der Erzbergklamm zeigt uns hier statt nordwestlichem Schichtstreichen ein gegen Südwestgerichtetes. Dasselbe beherrscht eine große Wettersteinkalkmasse zwischen Birkenkopf und Erzbergklamm. In letzterer stoßen die Rauchwacken der Raibler Schichten an einer steilen Südost—Nordwest streichenden Verwerfung quer an die Schichtköpfe der Wettersteinplatten. Westlich von dieser Wettersteinkalkmasse, die mit ihrer Schichtung vom Gewölbe weg gegen Südwesten weist, herrschen Schichtungen vor, welche sich dem Nordschenkel im Streichen mehr anschmiegen.

Dieses aus verschiedenen streichenden Schichtmassen zusammengestellte Gewölbe wird durch die darum gebogenen Raibler Schichten als eine tektonische Einheit bezeichnet. Freilich wechselt der Bestand der Raibler Schichten fast von einem Aufschlusse zum anderen, jedoch nicht so, daß man diese Verschiedenheiten als solche der Ablagerung auffassen kann. Vollständig entwickelt treffen wir die Serie der Raibler Schichten nur im Hintergrunde des Kochentales am Südfuße der Hohen Munde. Sie lehnen sich hier etwa 60° südfallend an den Wettersteinkalk.

Das Gebiet dieser vollständigen Serie ist jedoch ein sehr beschränktes, indem wir bereits in der innersten Erzbergklamm zwischen Hauptdolomit und Wettersteinkalk nur Rauchwacken und etliche Spuren

eingekneteter Tonschiefer und Sandsteinbrocken finden. Östlich vom Kochentale am Buchener Sattel stoßen Hauptdolomit und Wettersteinkalk unmittelbar zusammen, noch weiter östlich schiebt sich ein Keil von Rauchwacken dazwischen. Beim Weiler Moos stellen sich Spuren von Sandsteinen, Oolithen und Kalken ein. Im Gaistale sind Rauchwacken fast allenthalben und in ziemlicher Mächtigkeit vertreten. Über ihnen liegen häufig graue Kalke, während die Tonschiefer, Oolithe und Sandsteine in größerer Ausdehnung nur am Nordfuß des Niedermundesattels anstehen. Von der Erzbergklamm gegen Westen im Südabhänge der Niedermunde treffen wir ebenfalls wieder eine vollständigere Entwicklung, welche Kalke, Tonschiefer, Oolithe und Sandsteine umfaßt. Der rasche Wechsel in dem Schichtreichtume fällt an den meisten Stellen mit tektonischen Störungen zusammen.

Das prägt sich am deutlichsten in den Aufschlüssen der Erzbergklamm aus, wo der Wettersteinkalk mit einer gewaltigen, auf mehrere 100 *m* Länge erschlossenen Verwerfungswand gegen die arg zerknieteten Rauchwacken der Raibler Schichten stößt. Zudem steht hier das Streichen des Wettersteinkalkes nahezu senkrecht auf dem der Rauchwacken und der Verwerfung, welche letztere von einer Anlagerungszone fein zerdrückter, zerriebener Gesteine begleitet wird. Als Regel kann gelten, daß sich für die sehr verschiedene Vollständigkeit der Raibler Serie stets aus den mehr oder weniger starken tektonischen Störungen der betreffenden Stellen eine Begründung ergibt. Das Gewölbe der Hohen Munde setzt sich am Niedermundesattel (2065 *m*) über den Karkopf zur Hochwand (2724 *m*) fort. Während am Niedermundesattel, der noch kleine erratische Geschiebe trägt, steil nordfallende Wettersteinkalkplatten den Grat bilden, schwingen sich weiter westlich flach südfallende auf den Grat, die nicht nur den rechteckigen Gipfel des Karkopfes, sondern auch noch den Verbindungsgrat zur Hochwand beherrschen. In diesen südfallenden Wettersteinkalkschichten haben wir den Südflügel des Gewölbes vor uns, der über den Nordflügel emporgeschoben ist. Bereits vor dem Gipfel der Hochwand strebt wieder der Nordflügel mit steil nordfallender Schichtung bis zum Grate hinauf. Die Gipfel und der Westgrat der Hochwand zeigen ungeschichteten Wettersteinkalk. Auch die Südseite der Hochwand, welche mit einer gewaltigen Wand abschließt, entbehrt der Schichtung. Die Anlagerung der Raibler Schichten ist am Fuße ihres Südgrates eine ziemlich regelmäßige. Entlang der großen Wand zieht eine bedeutende Verwerfung in die Alpelscharte (2309 *m*) empor. Diese schmale Scharfe ist in die Zertrümmerungszone (häufig dolomitische Druckbreccien) zwischen der eben genannten Verwerfung und einer zweiten eingewittert, welche etwas schräg dazu am Fuße der Ostwand der oberen Platte einschneidet. Wir werden eine ganz ähnliche Durchbrechung des Hauptkammes an der Grünscharte wiederfinden, die auch zwischen Verwerfungswänden eingesenkt liegt. Während wir aber hier zwischen den Verwerfungen nur dolomitische Reibungsbreccien entdecken, stellen sich dort zertrümmerte, stark bituminöse Dolomite ein.

Im Nordabfall der Hochwand gegen das Gaistal offenbaren sich nur steil nordfallende Schichtstellungen des Wettersteinkalkes, die bis

zur Talsohle hinabreichen. Besonders an dem großartigen Strebepfeiler des Nordgrates ist der Aufbau klar erschlossen und wir sehen die mächtigen steilen Schichten von südfallenden Schnittflächen zerlegt. Mit der Hochwand endet der geschlossene Aufbau des Gewölbes, indem schon am Nordgrate der oberen Platte die beiden Gewölbeschenkel ein selbständiges Mittelstück einschließen. Der lange Kamm der oberen Platte wird von nahezu saiger stehenden Wettersteinkalkmassen aufgebaut, die jedoch kein einheitliches Streichen besitzen. In der Nordwand dieses Berges bemerken wir ein gegen Südwest gerichtetes Streichen, welches mit dem auf der Südseite hervortretenden, mehr ostwestlichen einen spitzen Winkel von etwa 20° einschließt. Infolge dieses gegen Südwesten zielenden Streichens überquern die Schichten zwischen dem Westecke der oberen Platte und den Mitterspitzen den Hauptkamm. Indessen ist auch zwischen dem Wettersteinkalke und den saiger daran lagernden Raibler Schichten eine Diskordanz im Streichen vorhanden. Durch die großartige Schlucht des Judenbaches, welche die unteren Südgehänge der oberen Platte entzweireißt, erhalten wir einen tiefen Einblick in den Aufbau. Mit lotrechter Wand hebt sich im Hintergrunde der helle Wettersteinkalk empor, der den hohen breitschmeidigen Kamm bildet. Diese Wand stellt sich nun bei genauer Betrachtung nur im Westen als eine einheitliche Schichtfläche dar, während gegen Osten eine Reihe von Schichttafeln schräg davon abgeschnitten werden. Längs dieser Wand sind nun die saiger aufgestellten Raibler Schichten angepreßt, die ebenfalls auf der Westseite mächtiger entwickelt sind als auf der Ostseite. Südlich der Sandsteine, Oolithe und Tonschiefer bilden die Rauchwacken kühn aufragende Turmreihen. An die Rauchwacken stoßen die mächtigen Massen von Hauptdolomit, welche zu beiden Seiten der tiefen Schlucht die Kämme der Judenköpfe und des Henneberges zusammensetzen.

An der Nordseite der oberen Platte haben wir bis zum Ansatz des Verbindungsgrates zum Breitenkopf nahezu saiger stehenden Wettersteinkalk. Eine steile Verwerfungszone scheidet denselben von flacher südfallendem Wettersteinkalke, unter dem auf beiden Seiten des Breitenkopfes dunkelgraue Kalke sowie Knollen- und Wulstkalke mit dünnen Mergellagen (Muschelkalk) auftauchen. Längs einer steil südfallenden Verwerfung stoßen diese Schichten an den mächtigen, nordfallend geschichteten Wettersteinkalkklotz des Breitenkopfes. Diese Verwerfung schneidet zwischen den zwei Gipfeln des Breitenkopfes hindurch und da sie steiler einfällt als die Mittelscholle, so erreicht der liegende Muschelkalk nicht den Grat, sondern bildet einen schmalen Keil von zerknitterten, dunkler gefärbten Kalklagen, welcher sich auf beiden Bergseiten weithin bemerkbar macht. Die hohe Felsstufe im hintersten Schwarzbachkar, welche genau in der Streichrichtung des Muschelkalkkeiles des Breitenkopfes liegt, besteht aus dunklen Kalken, die wahrscheinlich zum Muschelkalke oder zum untersten Wettersteinkalke zu rechnen sind. Der Nordflügel des Breitenkopfes besteht bis in die Tiefe des Gaistales hinab aus hellem Wettersteinkalke, dem jede Spur von angelagerten Raibler Schichten mangelt. Ebenso wie am Nordgrate der Hochwand sehen wir das

Gefüge der kahlen Felsen durch mächtige, südwärts neigende Rutschflächen zerschnitten. Von der oberen Platte strebt der Hauptkamm in kühn getürmtem Grate zu den Mitterspitzen, welche nach Norden einen Seitenkamm entsenden, der im Igelseekopf gipfelt. Mächtige Verwerfungen zerteilen dieses Gratstück und heben zwischen rot verwitternden Scharten (Zertrümmerungszonen) hohe Felstürme hervor. Diesem Umstande verdankt der Grat seine auffallend reiche Zackung. Die Schichtung tritt in ihrer Deutlichkeit im Bereiche der Mitterspitzen mehr zurück.

Nach Süden entsendet die westliche Mitterspitze einen kurzen Seitengrat, an den sich in der Tiefe ein kleiner Vorberg anschließt. Dieser Vorberg besteht aus Hauptdolomit und zwischen ihm und der hohen Wettersteinkalkwand zieht ein schmaler Streifen von Raibler Schichten hindurch. Die Wettersteinwand ist von steilen Querverwerfungen zerschnitten, so daß die Grenzfläche gegen die Raibler Schichten in einzelnen Ecken vorspringt. Rauchwacken fehlen hier im Hangenden, der zertrümmerte Hauptdolomit stößt unmittelbar an die Schiefer, Oolithe und Sandsteine.

Im Norden ist der Absturz der Mitterspitzen ein sehr schroffer. Am Fuße des Absturzes stellen sich hier als Liegendes des nahezu saiger stehenden Wettersteinkalkes ziemlich mächtige, flacher geneigte Muschelkalkschichten ein, welche dem Nordhange der oberen Platte noch fehlen. Sie bilden einen kleinen Vorsprung unter der hohen Wand, an den sich der Nordgrat anlegt, welcher zum Igelseekopf (2219 *m*) hinausstrebt. An diesem Kamm tritt der eingesunkene Mittelteil des Mieminger Gewölbes schon äußerlich scharf hervor, indem er sowohl gegen Süden als auch gegen Norden durch tiefe Scharten abgegrenzt wird. Im Süden stoßen an die Muschelkalkschichten der Mitterspitzen längs einer Störung eine Folge von südfallenden Kalk- und Mergellagen, welche nach ihrem petrographischen Bestande sich als Muschelkalk erweisen. Wir finden von Süden gegen Norden dünnblättrige Kalke und Mergel, dunkelgraue, weißadrigte Kalke, dünnblättrige Kalke mit langen verschlungenen, federkielartigen Wülsten auf den Schichtflächen sowie graue, rötlich verwitternde Kalke. Dieses ganze System fällt ungefähr 20—30° gegen Süden und bricht mit einer steilen Wand im Norden zu einer Scharte ab, deren Grund von gelblichen Rauchwacken eingenommen wird. Nördlich von dieser Scharte erhebt sich eine Gruppe steil aufgestellter Schichtbretter eines festen dunkelgrauen Kalkes, welcher unmittelbar dem hellen Wettersteinkalke des Igelseekopfes anlagert.

Diese Anlagerungsfläche ist nun aber eine Verschiebungsfläche, welche auf der Ostseite des Kammes 20—25°, auf der Westseite dagegen 50—60° gegen Süden fällt. Besonders auf der Ostseite ist diese Fläche gut erschlossen und man sieht auf ihrer geglätteten Bahn die steil aufgerichteten, verbogenen Schichtplatten aufsitzen. Der Wettersteinkalk des Igelseekopfes ist anfangs nur wenig (5°) gegen Norden geneigt, jedoch vergrößert sich seine Neigung in dieser Richtung talab bis etwa 20°. Immerhin ist seine Schichtneigung gegen die der benachbarten Seitenkämme (Breitenkopf 2478 *m* und Tajakopf 2461 *m*) eine erheblich geringere. Damit im Einklang steht auch

seine um mehr als 200 *m* niedrigere Erhebung (2210 *m*). Ebenso wie dem Breitenkopfe sind auch ihm im Norden keine Raibler Schichten angelagert. Allerdings verhüllen hier mächtige glaziale Ablagerungen in der Umgebung des Igelsees das anstehende Gebirge, indessen sehen wir etwas nördlich wieder den Wettersteinkalk emportauschen, welcher hier zwischen Gaistal und dem Sattel der Pestkapelle einen Scheiderücken bildet. Dadurch wird gezeigt, daß dem Mieminger Sattel auch hier im Norden eine Mulde angegliedert ist, aus welcher jedoch der Kern von Raibler Schichten und Hauptdolomit heraus-erodiert wurde, der im östlichen Abschnitt des Gaistales sich noch darin befindet. Die Ursache dieser Erosion ist in der starken Hebung der Muldensohle gegen Westen zu erblicken, welche bemerkenswert

Fig. 10.



W = Wettersteinkalk. — WD = Wettersteindolomit. — hd = Hauptdolomit.

genug ganz gleichsinnig mit jener des Wettersteingebirges verläuft. Auch dort sehen wir die Mulde des Reintales gegen Westen immer höher emporgehoben.

In dem Igelskar (zwischen Breitenkopf und Igelseekopf) begegnen wir einer Trennungslinie von hellem nordfallenden Wettersteinkalk und dunklerem südfallenden Muschelkalk, welche ungefähr die Störungsfläche des Igelseekopfes mit jener des Breitenkopfes verbindet. So besteht das ganze innere Kar aus Muschelkalk, während die vorderen Abhänge von Wettersteinkalk gebildet werden. Entlang der Westseite des Kammes des Igelseekopfes verläuft eine Verwerfung, welche von den Mitterspitzen durch die ganze Nordwand herabscheidet.

Von den zerhackten Mitterspitzen hebt sich der Hauptkamm nach einer Einschaltung zu den Griesspitzen, den höchsten Gipfeln des Mieminger Gebirges, empor (2759 *m*, 2744 *m*).



Jenseits der Griesspitzen bricht der Hauptkamm zum Grünsteintörl nieder, das durch mächtige Verwerfungen eingebrochen wird.

Gegen Süden stürzen die Griesspitzen in steilen Wänden nieder, in denen jedoch in einer Karnulde ein kleiner Gletscher sich zu halten vermag. Gegen den Städtelbachquellgrund beträgt die Höhe der Wettersteinwand hier über 1300 *m*. Während wir noch am Südfuße der Mitterspitzen eine deutlich entwickelte Zone von Raibler Schichten antreffen, fehlt eine solche im Süden der Griesspitzen. Den Fuß der Wände begleiten gewaltige Schuttstreifen, welche einen Graben zwischen dem Wettersteinkalke und den Hauptdolomitschichten des Wankberges erfüllen. Am Städteltörl schließt der große Seitenkamm des Wankberges an die Südwand der Griesspitzen. Der meist ungeschichtete Wettersteinkalk der letzteren geht im Süden in einen schichtungsarmen, weißlichen, kristallinen Dolomit über, welcher manchmal dem Schlerndolomit im Aussehen ähnlich wird. Er verbreitet beim Zerschlagen keinen bituminösen Geruch. Dieser Wettersteindolomit, den wir im Karwendel häufig als Vertreter der obersten Horizonte des Wettersteinkalkes gefunden haben, nimmt hier die unteren Südhänge der Griesspitzen und des Grünsteines ein. Am Städteltörl (Fig. 10) stößt nun dieser Dolomit an ganz zertrümmerten bituminösen Hauptdolomit, welcher südlich der Einschaltung in feste, 50—60° südfallende Platten übergeht. Aus einzelnen Schichtfugen zu schließen, steht der Wettersteindolomit saiger und bildet so mit dem Hauptdolomit einen Winkel von 40—30°. Steigt man den gewaltigen Schuttgraben im Osten des Städteltörls hinunter, so sieht man an zwei Stellen ganz an die Wettersteinwand gepreßte kleine Fetzen von dunklen Raibler Kalken, Mergeln und Rauchwacken. Am Westhang des Städteltörls ist zwischen Haupt- und Wettersteindolomit alles verschüttet. Mögen auch die Schutthalden das meiste verhüllen, so geht doch aus den vorhandenen Aufschlüssen hervor, daß die Raibler Schichten eine stark gestörte Stellung einnehmen und stellenweise ganz verschwinden.

In der Nordwand der Griesspitzen treten im unteren Teile die liegenden Muschelkalkschichten besonders deutlich hervor. Sie treten am Fuße der Nordwand an jenem Sporn hervor, der ins Prantlkar vorspringt, und ziehen dann bis zum Grünsteintörl, wo sie von Querwerfungen abgeschnitten werden. Ihr Schichtbestand ist am besten an dem Nordgrate erschlossen, der zum Tajatörl herabsetzt. Diese Einschaltung liegt ganz in einer porösen gelblichen Rauchwacke, welche auch den nördlich aufragenden Gratturm zusammensetzt. Südlich der Scharte beginnt die Serie des etwa 80° gegen Südost fallenden Muschelkalkes mit einem dunklen, wildzerklüfteten, fast ungeschichteten Kalk (10 *m*). Darauf in einem Einschnitt leicht verwitternde, dunkle, dünn-schichtige, knorpelige Kalke. Auf ihren Schichtflächen sind Wülste und gelblicher Mergelbelag (10 *m*). Darüber schwärzliche, Kalk, der im Bruche glänzende Kristallflächen zeigt (24 *m*). Eine hochaufragende Wand von lichtem festen Kalk (15 *m*) und knollige Kalke (4 *m*) folgen dahinter. Diese letzteren enthalten zahlreiche Crinoidenquerschnitte und außerdem Spuren von Rhynchonellen. Daran schließen sich eine Bank hellgrauen Kalkes (8—10 *m*),

dünnschichtige, hornsteinreiche Knollenkalke, welche unten mehr schwarz, oben rot gefärbt sind (12 *m*). Diese Knollenkalke führen zwischen den Schichtfugen gleichfarbige Mergellagen. Lichtgrauer, dünngeschichteter Kalk (15 *m*) sowie dunkle Kalke bilden den Übergang zu den mächtigen Wettersteinkalkmassen.

Verfolgen wir den vom Tajatörl gegen Norden hinausstrahlenden Seitenkamm, so finden wir nördlich der gelben Rauchwacke einen Grathöcker, der größtenteils aus einem hellen Kalke aufgebaut wird. An seiner Nordseite liegt zertrümmerter bituminöser Dolomit angepreßt, welcher etwa 120 *m* lang den Grat beherrscht. Dieses Gestein ist innerlich vollständig zu Grus zerrieben und zerfällt daher bei jedem kräftigeren Stoß. Dieser Dolomit stößt im Norden wieder an hellen Wettersteinkalk, welcher den südlichen Tajakopf (2408 *m*) bildet. Die Fläche, längs welcher der Dolomit an den Wettersteinkalk grenzt, streicht von Nordosten gegen Südwesten quer über den Grat und zeigt ein steiles, gegen Südost gerichtetes Einfallen. Der mächtige Klotz des südlichen Tajakopfes besteht auf der Ostseite nur aus Wettersteinkalk, dagegen tritt an seiner Westseite in der Tiefe wieder Muschelkalk hervor.

Da dieses Vorkommen von Muschelkalk nicht unmittelbar mit dem Wettersteinkalke des südlichen Tajakopfes in Berührung kommt, beruht die Annahme, daß es in dessen Liegendes gehöre und somit der südliche Tajakopf ein Gewölbe darstelle, lediglich auf Analogieschlüssen mit den daran grenzenden westlicheren Aufschlüssen. Schon am Drachensee und noch viel deutlicher am nördlichen Drachenkopf bildet die Fortsetzung des südlichen Tajakopfes ein Gewölbe mit einem Muschelkalkkern.

Gegen Osten springt vom südlichen Tajakopf ein Felssporn hinaus, der senkrechte Schichtung bei einem Streichen von Nordwest—Südost aufweist. Der ganze übrige Wettersteinkalk entbehrt der Schichtung.

Auf der Westseite ist oberhalb des Drachensees das Becken eines kleineren verlandeten Sees erhalten. Auf der Osteite dieses Beckens treten nun flachgelagerte, hornsteinreiche Knollenkalke des Muschelkalkes hervor.

Gegen Norden bricht der südliche Tajakopf mit schroffer Wand in eine breite Scharte hinab, deren Grund wieder hauptsächlich von gelbgrauen Rauchwacken ausgefüllt wird, welche einzelne Kalkrippen enthalten.

Von dieser Scharte ziehen nach Osten und Westen breite Furchen bis in die beiderseits angrenzenden Kare hinunter. Die östliche, viel breitere Furche ist ganz von Schutt und Trümmerwerk erfüllt, wogegen die westliche sehr interessante Aufschlüsse bietet. Die südliche Begrenzung der Furche bildet der helle Wettersteinkalk des südlichen Tajakopfes, der mit einer ungefähr 40° gegen Norden geneigten Fläche abfällt. Die nördliche Begrenzung wird durch eine mächtige steil aufgerichtete Serie von Muschelkalkgesteinen gegeben, die von einer großen, schief liegenden Schubfläche abgeschnitten werden, welche ungefähr parallel mit der Grenzfläche des Wettersteinkalkes des südlichen Tajakopfes verläuft. Der Raum zwischen diesen beiden

Flächen wird nun im unteren Teile der Furche von einem arg zerdrückten, bräunlichen, stark bituminösen Dolomit, im oberen von einem Haufwerk von Raibler Gesteinen erfüllt. Die Raibler Schichten umfassen Sandsteine mit Kohlenspiuren, Oolithe, schwarze Kalke mit Wülsten, schwarze Kalke mit weißen Adern, brecciöse Dolomite und Rauchwacken. Auf den gelblichen Schichtflächen dunkler Kalke wittern Versteinerungen hervor, unter denen sich *Cardita Gumbeli* und *Ostrea montis caprili*s sicher erkennen lassen. Die Lagerung ist eine sehr gestörte. An der Scharte herrschen die Rauchwacken vor. Etwa 80–100 *m* tiefer liegen auf der Südseite der Furche die besten Aufschlüsse von Sandsteinen und Kalken. Der nördliche Tajakopf besteht aus steil nordfallenden gewundenen Muschelkalkschichten, an die sich undeutlich geschichteter Wettersteinkalk schmiegt. Dieser Wettersteinkalk setzt in steiler Wand zur Stufe der Seebenalpe nieder. Die mächtigen Felsabbrüche im Norden dieser Alpe zeigen uns wieder hellen Wettersteinkalk, der eine sehr flache Lagerung einnimmt. Wir haben darin den Rest der angegliederten Gaistalmulde vor uns, welche westlich im Norden der Sonnenspitze noch einmal einen etwas vollständigeren Umriß gewinnt.

Die Muschelkalkserie des nördlichen Tajakopfes ist eine reiche Folge von verschiedenen, leider an Fossilien armen Gesteinslagen. Die härteren dickbankigen Kalke bilden vorspringende Rippen, zwischen denen die dünngeschichteten, mit Mergeln wechsellagernden Kalklagen als Schluchten eingewittert sind. Die ganze Serie ist in Schlangendwindungen verbogen und von zahlreichen Rutschflächen entlang den Grenzen weicherer und härterer Gesteinszonen zerschnitten.

Um einen Einblick in die Zusammensetzung dieser mächtigen Serie zu erlangen, benutzen wir die Aufschlüsse der Westseite und gehen von dem nördlichen Wettersteinkalke aus.

An die hellen Kalkmassen, die vom Nordgipfel des nördlichen Tajakopfes gegen den Seebensee in gewelltem Schwunge herabziehen, legen sich dunklere, feste, graue Kalke. Dieselben nehmen gegen oben Schichtung an und bilden eine mächtig vorspringende Mauer, welche eine Schlucht begrenzt. Im Grunde dieser Schlucht treten dünngeschichtete, dunkle Knollenkalke, dann Kalke, welche auf den Schichtflächen verschlungene dünne Wülste tragen, sowie Knollenkalke mit schwarzen und grünen Mergellagen zutage. Diese dünngeschichteten Kalke sind kräftig verbogen, geknickt und häufig verworfen. Die 15–40 *m* breite Schlucht hat größtenteils Rutschwände zur Einfassung.

Der südliche Abschluß dieser Schlucht wird durch einen Felssporn gegeben, der unten über 60 *m* breit ist, nach oben sich immer mehr verschmälert und endlich ganz verschwindet. Dieser Sporn besteht im nördlichen Teile noch aus dunklen harten Knollenbänken, im südlichen aus einem ungeschichteten hellgrauen Kalk, an den im untersten Teile ein Fetzen von bituminösem Dolomit angepreßt liegt. Die Schlucht, welche auf diesen Felssporn folgt, besteht wiederum in fast gleicher Zusammenstellung aus verschiedenartigen dünngeschichteten Knollenkalken. Sie ist etwa 35 *m* breit und zeigt ebenfalls lebhaft Schichtenbiegungen und Rutschflächen an den Seitenwänden.

Die Südbegrenzung dieser Schlucht bildet eine dicke, dunkle, graue Kalkmasse, welche nur im nördlichen Teile Schichtung aufweist. Der Fuß dieser Kalkmasse wird von der großen Schubfläche abgeschnitten, längs der bituminöser, bräunlicher Dolomit daran grenzt. Die Mächtigkeit dieses Kalkkeiles verringert sich von etwa 80 m in der Tiefe bis auf 30 m am Grat. Die Schubfläche ist am Fuße dieses Kalkkeiles ausgezeichnet scharf entwickelt und die Rutschstreifen verlaufen in der Richtung vom Berg gegen das Tal. An manchen Stellen nahe der Rutschfläche ist auch der Kalk bituminös.

Südlich dieses Kalkzuges stellt sich nochmals eine Zone von dünn geschichteten, meist knolligen Kalken ein, die bis zur Scharte zwischen nördlichem und südlichem Tajakopf emporreicht.

Steigen wir von der Rauchwackenscharte zum Gipfel des nördlichen Tajakopfes empor, so begegnen wir nach den Rauchwacken bituminösen, grauen Kalken, dünn schichtigen, dunkelgrauen Kalken mit zahlreichen verschlungenen schmalen Wülsten, grauen Kalken und endlich einer sehr mächtigen Folge von dunklen Knollenkalken mit reichlichen Hornsteinkauern. Diese Knollenbänke nehmen auch auf der Gratschneide noch kühn gebogene Stellungen ein. Der südliche Gipfel wird ausschließlich von diesen Knollenkalken aufgebaut. Eine wilde Scharte trennt ihn vom nördlichen Gipfel, der aus ungeheuren Blöcken von Wettersteinkalk besteht. Längs der Scharte zieht eine ungefähr ostwestlich streichende Störungszone zwischen Wettersteinkalk und Muschelkalk hindurch.

Wir haben nach diesen Angaben am nördlichen Tajakopf einen dreifachen Wechsel zwischen mächtigen, fast ungeschichteten grauen Kalkzügen, welche eine ähnliche Verwitterungsfarbe wie Wettersteinkalk besitzen, und dunklen, dünn schichtigen, meist knolligen Kalken mit Mergeleinlagen. Es läge nahe, darin den Ausdruck von Schuppenstruktur zu finden, doch scheint mir eher nur eine Schichtserie vorzuliegen, in der ein Wechsel von petrographisch ähnlichen Gesteinen vorliegt. Die Schichtstörungen lassen sich auch aus dem Wechsel von nachgiebigen und härteren Gesteinslagen erklären. Auch das rasche Wechseln in der Mächtigkeit der großen Kalklinsen zwischen den dünn schichtigen Kalken scheint dafür zu sprechen. Außerdem werden wir ähnlich reichen Schichtverbänden in der Nähe an den Mariabergspitzen und am Wanneck begegnen.

Bevor wir nun die geologischen Verhältnisse der Umgebung des Drachen- und Seebensees besprechen, müssen die des Hauptkammes vom Grünsteintörl bis zu den Mariabergspitzen erläutert werden.

Der Einschnitt des Grünsteintörls ist ein tektonischer und der Aufbau des Hauptkammes zu beiden Seiten ein verschiedener. Der Westgrat der Griesspitzen bricht in steiler Wand zu der Einschaltung herab, die von einer Anzahl von Felstürmen besetzt wird. Der Muschelkalkzug der Nordwand bildet den untersten Teil des Grates und streicht über denselben auf die Südseite der Scharte, wo er an einer Querwerfung abgeschnitten wird. Auf der Grathöhe schieben sich zwischen diesen vorzüglich aus Knollenkalken bestehenden Muschelkalkstreifen und die tiefste Scharte mehrere kleine Felstürme ein, die durch Rutschflächen voneinander geschieden werden. Die öst-

lichste Zackengruppe wird von schwarzen Knollenkalken mit schwarzen, grünen, seltener roten Mergellagen aufgebaut. Die drei kleineren, westlich daranstoßenden Zacken bestehen aus hellgrauem Kalk, der letzte niedrige Höcker vor der Scharte aus zerdrücktem bituminösem Dolomit. Die Scharte wird ebenfalls von diesem Dolomit ausgekleidet, welcher auf beiden Abhängen der Scharte bis zu den geschlossenen Schutthalden hinabreicht. An der Nordseite zieht er sich am Fuße der Kalktürme längs einer Rutschfläche gegen Osten. An der Westseite der Scharte baut er einen kleinen Höcker auf, an den der kühne, aus hellem Wettersteinkalk bestehende Grünsteinturm stößt. Auch dieser Turm ist von den westlich aufragenden Grünsteinköpfen durch eine Spalte abgetrennt. An der Südseite wird dieser große Turm noch eine Strecke weit von dem Dolomit der Scharte umgriffen. Jenseits des Grünsteinturmes erhebt sich der Hauptkamm wieder und leitet über die Grünsteinköpfe zum Gipfel des Grünsteines (2667 m). Dieser Kamm zeigt keine scharfen, hochzackigen Formen, sondern einen mehr treppenförmigen Anstieg. Fläche, gegen Westen zu immer höhere Gratstücke, getrennt durch scharfe Einrisse, liegen hier vor. An der obersten großen Einschaltung, wo eine gangbare Schneerinne von Norden heraufreicht, ist ein bituminöser zerdrückter Dolomit eingelagert. In den Bau dieses Bergkammes gewähren die Nordabstürze den besten Einblick. Wir finden hier eine Anzahl von ungefähr parallelen senkrechten Querverwerfungen vor, welche die Bergmasse in einzelne verschieden hohe Stücke zerlegen. Die Schichtung ist eine flach südfallende und am Wandsockel treten hie und da noch Teile des liegenden Muschelkalkes hervor. An diesen Muschelkalksohlen verrät sich am deutlichsten das treppenförmige Emporrücken der einzelnen Bergschollen gegen Westen.

Der Südabfall des Grünsteinkammes wird von meist undeutlich geschichtetem Wettersteinkalk und Dolomit eingenommen. Die breite Furche, welche vom Grünsteintörl in die Hölle hinabzieht, ist von Verwerfungswänden eingefäßt. Von der Hölle zieht am Südfuße des Grünsteinkammes eine breite Schuttgasse zur Scharte zwischen Grünstein und Höllkopf empor. Unter ihrem Schuttstrome müßten die Raibler Schichten liegen, falls sie nicht überhaupt fehlen. An der Scharte nördlich des Höllkopfes finden wir sie nur durch Rauchwacken vertreten. Ebenso wie am Wankberg fällt auch hier der Hauptdolomit flacher (30—40°) von der steil aufragenden Wettersteinkalkwand gegen Süden. Der Wettersteinkalk des Grünsteinkammes dürfte nach den Aufschlüssen an der Westwand des Grünsteines gegen Süden seine Neigung sehr verstein. Wie wir schon erwähnt haben, heben sich die einzelnen Bergschollen ruckweise gegen Westen, so daß diejenige, welche den Gipfel des Grünsteines trägt, am höchsten liegt. An diese Scholle ist nun im Norden der niedrige, aber scharf gezackte Grat der Drachenköpfe (Fig. 11) angelehnt. Eine schmale Scharte trennt ihn von der Nordwand des Grünsteines, deren untere Hälfte von Muschelkalk gebildet wird. In der Scharte sehen wir diese flach gelagerten Muschelkalkbänke mit steil nordfallenden zusammenstoßen, welche gegen den südlichen Drachenkopf zu ein Vorwerk wilder Schichtbretter aufrichten. Es sind dunkelgraue Knollenkalke, welche unter

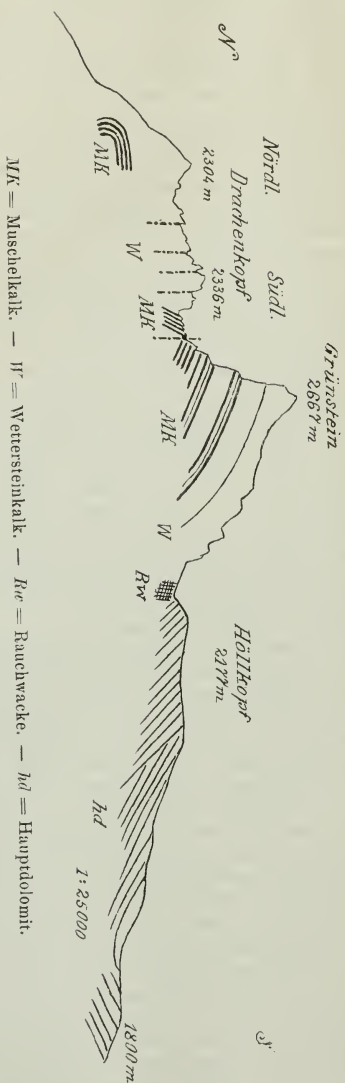


Fig. 11.

den Wettersteinkalk des südlichen Drachenkopfes steil hinabtauchen. Der Kamm der Drachenköpfe wird von mehreren steilen Spalten durchquert und besteht auf der Westseite ganz aus Wettersteinkalk, während auf der Ostseite unter dem Gipfel des nördlichen Drachenkopfes ein deutlich ausgeprägtes einseitiges Gewölbe von Muschelkalk vorschaut. Sein Nordflügel ist ein wenig gegen Norden überkippt, der Südflügel dagegen liegt ganz flach. Dieses Gerölle zeigt uns auch in deutlicher Weise, wie die Lagerung der Schichten in der Umgebung des Drachensees aufzufassen ist. Dieser See liegt östlich von diesem Gewölbe des nördlichen Drachenkopfes, und wird auf allen Seiten von ziemlich steilen Felsufern eingefäßt. Die Süd- sowie teilweise die West- und Ostumrandung bilden hornsteinreiche Knollenkalke des Muschelkalkes, während die Nord- sowie teilweise die Ost- und Westgrenze heller und dunkler graue Kalke ausmachen.

Wo an der Südostecke des Sees der Abfluß des kleinen über der Stufe gelegenen Schmelzwassersees herabfließt, schneidet eine kleine Verwerfung ungefähr parallel mit dem Ostufer herab, die hellgrauen Kalk an die hornsteinreichen Knollenkalke wirft. Die Stufe im Süden des Sees besteht aus flachgewölbten Knollenkalken, welche von kleinen Sprüngen zerteilt werden. Die Nordschwelle des Drachensees bilden saiger stehende dunkelgraue, oft bituminöse Kalke, welche Hornstein enthalten. Die unteren Teile dieser Stufe gegen den Seebensee bestehen wieder aus hellen Kalken. Abgesehen von kleinen Unregelmäßigkeiten, fügen sich die Aufschlüsse um den Drachensee zum Bilde eines Gewölbes zusammen, dessen Südflügel flach liegt, während der Nordflügel (die Nordschwelle des Sees) saiger steht. Die Querverwerfungen, welche wir südlich an der Nordwand der Grünsteinköpfe gefunden haben, zerschneiden auch noch dieses Gewölbe, in dem der Drachensee eingetieft liegt.

Vom zackigen Scheitel des Grünsteines sinkt der Hauptkamm zur östlichen Mariabergscharte hinab. Jenseits derselben erheben sich die beiden kühn geschnittenen Mariabergspitzen, welche in steiler Flucht zum tiefen und breiten Mariabergjoch (1796 *m*) abbrechen. An der östlichen Mariabergscharte übersetzt der Muschelkalkzug der Grünsteinnordwand den Kamm und fällt in einer Neigung von 30—40° in der Schlucht zwischen dem Westecke des Grünsteines und der östlichen Mariabergspitze gegen Süden. Über diese Scharte streicht entlang der Ostwand der östlichen Mariabergspitze eine bedeutende Querverwerfung. Während nun östlich von derselben Muschelkalk und Wettersteinkalk des Grünsteines gegen Süden abfällt, neigt dieselbe Schichtfolge westlich im Gebiete der Mariabergspitzen gegen Norden. Daher treffen wir in der Nordwand dieser letzteren Gipfel nur Wettersteinkalk, wogegen in der Südwand die Muschelkalkschichten, mit Ausnahme der Gipfelkappen, das ganze untere Gehänge aufbauen. An der Scharte zwischen den beiden Gipfeln scheidet wieder eine Querverwerfung durch, welche eine höher gehobene westliche Scholle von einer etwas tieferen östlichen scheidet. Die Muschelkalkschichten der Mariabergspitzen bilden jedoch keine einfache Unterlage, sondern sind zu einer Falte zusammengedrückt,

welche besonders deutlich in den Westwänden durch Lagen dunklerer und hellerer Kalkzüge hervortritt.

Diese Falte, in welche die Schichten der westlichen Mariabergspitze gelegt wurde, erinnert sehr an die Verbiegungen der Muschelkalkschichten des Tajakopfes, nur daß sie hier kräftiger ausgebuchtet sind. Da die Schichten der westlichen Mariabergspitze gegen Nordwesten streichen, bietet die Nordwestwand einen fast senkrechten Querschnitt dar, während die Westwand schräg zum Schichtenstreichen verläuft. Darauf beruht die Erscheinung, daß die Faltung der Schichten in der Nordwestwand weit weniger stark ausgebogen und nicht so spitzwinklig wie in der Westwand erscheint. In der Nordwand der westlichen Mariabergspitze ist auch zwischen Muschelkalk und Wettersteinkalk ein Keil von Partnachschiechten eingeschaltet, welche im übrigen Mieninger Gebirge sonst nirgends so entwickelt ist. Es ist eine mächtige Lage von schwarzen Mergeln, welche von vier schmalen, etwa 1 m breiten Kalkzügen durchschnürt werden. Was den großen Aufschluß interessant macht, ist der Umstand, daß gerade eine Stelle vorliegt, wo man in klarer Weise verfolgen kann, wie die Tonschiefer zwischen den Kalklagen ausspitzen, während sich diese verdicken und endlich zusammenwachsen. Wir haben hier gerade eine Faziesgrenze vor uns, welche zeigt, wie die Tonschiefer der Partnachschiechten in dunkelgraue Kalke übergehen, welche wiederum ihrerseits mit den auflagernden hellen Wettersteinkalken engstens verbunden sind. Ähnliche Verhältnisse haben wir bereits im Karwendelgebirge gefunden, jedoch ist dort der Übergang der Mergel in die Kalkfazies nirgends so klar erschlossen. Von der westlichen Mariabergspitze zweigt nach Norden ein Seitenkamm ab, dem zwischen tiefen Scharten hohe kühle Fels Gipfel entragen. Eine tiefe, schmale, ungangbare Scharte (Schwärzscharte) löst den mächtigen Kamm des Wampeten Schrofen (2518 m) von der westlichen Mariabergspitze ab. Eine Verwerfung schneidet an dieser Scharte in das Gefüge der Felsen. Der Wampete Schrofen wird vorzüglich von Wettersteinkalk aufgebaut, welches Gestein auf seiner Ostseite ausschließlich zutage tritt, während an der Westseite am Fuße der Wand über den Tonschiefern der Partnachschiechten noch dunkle geschichtete Kalke vortreten. Wenn wir von den Westhängen des Wampeten Schrofen bis zum Mariabergjöch hinüberqueren, können wir ein vollständiges Profil vom Wettersteinkalk bis zum Muschelkalk verfolgen. Wie schon erwähnt, besteht der Wampete Schrofen aus hellem Wettersteinkalk, welcher von meist ost-westlich streichenden, steil stehenden Verwerfungen zerschnitten wird. Längs der Schlucht nun, welche an der Südwestseite dieses Berges zur Schwärzscharte emporzieht, stellen sich an der Basis des fast ungeschichteten lichtgrauen, oft gelblichen Wettersteinkalkes deutlich geschichtete dunkelgraue Kalke ein, welche in ihrem Liegenden dünnbankig werden und knollige Schichtflächen annehmen. Die knolligen Platten grenzen unmittelbar an die Mergel der Partnachschiechten, welche eine größte Mächtigkeit von etwa 100 m erreichen. Es sind grauschwarze, muschelartig splitternde, feste oder weichere, glänzende, dünnblättrige, eng gefaltete Mergel, welche zahlreiche linsenförmige Einlagen von schwarzem Mergelkalk enthalten.



Diese Einlagen besitzen eine gelbliche Verwitterungsfarbe, einen scharf muscheligen Bruch und keilen sehr rasch zwischen den Mergeln aus. Die härteren Teile der Mergelzüge zerfallen beim geringsten Schlag in eine unmenge scharfer Griffelsplitter, welche in den daraus gebildeten Schutthaldeu oft die Feinheit einer Spreu von Kiefernadeln erlangen. Von Sandsteinen ist keine Spur vorhanden. Die vier schmalen Kalkzüge, welche in ungefähr gleichen Abständen die Mergelmassen durchziehen, verwittern ganz hellgrau und sind im Bruch dunkelgrau. An ihnen treten die Verbiegungen besonders deutlich hervor. Das Streichen richtet sich gegen Nordwesten und das Fallen beträgt im Durchschnitt  $40^{\circ}$  gegen Nordost.

In der halben Höhe der Nordwand der westlichen Mariabergspitze keilen die Mergellagen zwischen den Kalkzügen aus, welche sich mit den dunklen geschichteten Kalken im Hangenden der Mergel vereinigen.

Das Liegende der Partnachmergel bilden mächtige, dicke Bänke von dunkelgrauem Kalk. Die Schichtung tritt in ihrem Bereiche sehr zurück, so daß man aus der Ferne eine geschlossene Schichtplatte vor sich zu haben meint. Die Mächtigkeit schwankt von 30—80 *m*. An diese dicke Kalkmasse legen sich dünn-schichtige schwarze Knollenkalke, welche Kieselknauern enthalten und zwischen den Schichtfugen dünne Mergellagen aufweisen. Das Liegende dieser dünn-schichtigen Gruppe bildet wieder ein mächtiger Keil von dunkelgrauem, dickbankigem Kalk, welcher hellgrau verwittert. Seine Mächtigkeit schwillt von unten nach oben am Berghang rasch an und ab. Eine Folge von dünn-geschichteten Knollen und Wulstkalcken mit Mergel-einlagen schließt sich an diese Kalkmasse an.

Mit dieser Schichtfolge gelangen wir bereits auf den Hauptkamm. Die vorhin erwähnte mächtige, rasch auskeilende Kalkmasse bildet den etwas gegen Norden vorspringenden Punkt (2123 *m*), unter welchem die Knollen- und Wulstkalke auf die Südwestseite herüberstreichen. Hier zeigen sie durch den schiefen Anschnitt dieser Wandfläche eine spitzwinklige, aufrechtstehende Faltzeichnung. Folgen wir dem letzterwähnten Zuge dünn-geschichteter Knollen- und Wulstkalcke, so sehen wir in seinem Liegenden noch eine große, wenig geschichtete Masse grauer Kalke auftreten. Wir haben also auch hier, ebenso wie am nördlichen Tajakopf einen mehrfachen Wechsel von dünn-schichtigen, knolligen, wulstigen, oft an Hornstein reichen Kalken, welche dünne Mergellagen enthalten mit großen, dickgebankten, rasch in ihrer Mächtigkeit schwankenden Kalkmassen. Auch hier sind zahlreiche Rutschflächen vorhanden, jedoch verbietet die lebhaft und einheitliche Faltung des ganzen Schichtsystems die Annahme einer mehrfachen Überschiebung, da eine große Bewegung längs der stark gebogenen Schichtflächen unmöglich ist. Die Rutschflächen, welche nur eine untergeordnete Bedeutung erlangen, verlaufen aber meist entlang von Schichtgrenzen. Der Wechsel ähnlicher Schichtfolgen ist ein ursprünglicher, schon in der Ablagerung begründeter. Der Fuß der Mariabergspitzen ist an der Südwestseite völlig in Schutt begraben, dagegen zeigt uns der Nordhang des Verbindungskammes zum Mariabergjoch, daß der Muschelkalk längs einer bedeutenden

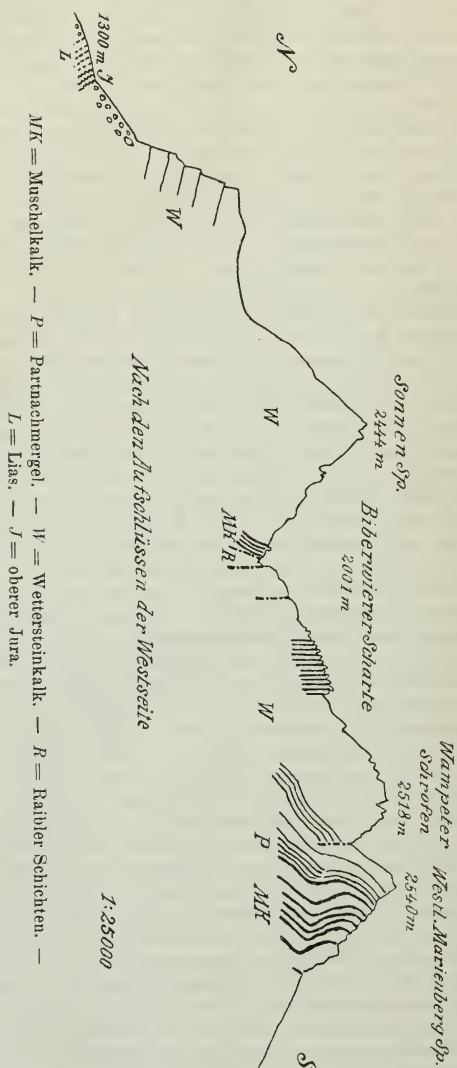


Fig. 12.

Störungszone an zertrümmerten bituminösen Dolomit grenzt. Etwas westlich von Punkt 2123 *m* schneidet diese Störung bei 2050 *m* den Hauptkamm und senkt sich in nordwestlicher Richtung ganz bis in die Schlucht hinab, welche von der Schwärzscharte zwischen Schachtkopf und Bremsstadelkopf herabzieht. Sie ist hier von 2050 *m* bis 1600 *m* Höhe aufgeschlossen, während sie auf der Südseite des Kammes ganz verschüttet ist. Ein zerdrückter dunkler Kalk stößt mit zerriebenem Dolomit zusammen, der erst in einiger Entfernung von der Störungszone Schichtung zeigt. Die Schichtung neigt sich bei einem nach Nordwest gerichteten Streichen gegen die Störungsfläche, und zwar in der Nähe des Kammes steiler (60°), tiefer unten flacher (20–30°). Im einzelnen wechselt Streichen und Fallen sprunghaft. Dieser Dolomitstreifen, welcher auf der Kammhöhe gegen das Mariabergjoch von 2050 *m* bis 1900 *m* Höhe ansteht, wird auch auf seiner Nordwestseite wieder von einer Störung begrenzt, welche mit der ersteren ungenau parallel verläuft.

Entlang dieser Störungszone stößt nun der Dolomitstreifen an ein neues gegen Südwesten streichendes Schichtsystem, das auf der Kammhöhe mit einer flach lagernden Scholle von roten, grünen Mergeln und Kalken, grünen, grauen, dünnschuppigen Kalken, blutroten und schwarzgrünen Hornsteinbänken und grauen Mergeln beginnt. Tiefer auf der Nordseite stellen sich Kössener Schichten und Hauptdolomit ein. Bevor wir aber nun näher auf die Beschreibung dieser Schichtgruppe eingehen können, muß noch der Seitenkamm der westlichen Mariabergspitze (Fig. 12) zur Darstellung gelangen. Der Wampete Schrofen senkt sich gegen Norden zur Bieberwierer Scharte (2001 *m*) ab, von der sich der Kamm zur schlankgeformten Ehrwalder Sonnenspitze (2414 *m*) aufschwingt. Diese Scharte ist von mächtigen Bruchzonen begleitet, zwischen denen verschiedene Schichtlappen eingeschlossen sind. Der Nordgrat des Wampeten Schrofens bildet den zackigen Schartenkopf (2336 *m*), welcher sich mit seinen saiger stehenden Wettersteinkalkschichten unmittelbar über der Scharte erhebt. Eine glatte überhängende Rutschwand schneidet diesen lichten, weißlich bis gelblichgrauen Wettersteinkalk an der Scharte ab. Die Westseite derselben gewährt keine Aufschlüsse, da mächtige Schuttwälle über das Grundgebirge verbreitet liegen. Grobes Blockwerk von Wettersteinkalk füllt die Schwelle der Scharte an. An der steilen, schluchtartigen Nordwestseite erkennen wir, daß Rauchwacken und arg zertrümmerter bituminöser Dolomit (eine Dolomitbreccie) den Grund der Scharte ausfüllen, während nördlich hoch darüber aufragend Muschelkalkplatten hereinstreben. Es sind Knollenkalke, durchwachsen von Hornsteinkauern, welche von grünen und schwarzen Mergellagen gebändert werden. Dieselben sind steil aufgebogen und streichen an der Ostseite der Scharte ungefähr ostwestlich, wogegen sie auf der Westseite in nordwestlicher Richtung umbiegen und sich dem Fuß der großen Sonnenspitzwand anschmiegen. Eine Rutschfläche trennt sie von dieser aus Wettersteinkalk erbauten Wand, welche selbst ihrer Struktur nach als eine große Verwerfungswand zu bezeichnen ist. Wenn man sie von Westen her betrachtet, fallen besonders drei gegen Süden geneigte Schnittflächen auf, welche diese Wand von

unten bis oben durchsetzen. Steigen wir die Schlucht der Bieberwierer Scharte gegen Bieberwier hinab, so treffen wir auf eine Felsstufe, welche aus der Wand des Schartenkopfes weit in die Schutthalden vorspringt. Sie besteht aus Wettersteinkalk und über ihr tritt am Berghang ganz zerdrückter bituminöser Dolomit zutage. Diese Felsstufe wird von scharfen Rutschflächen umgrenzt, welche sich gegenseitig durchkreuzen.

Nördlich von dieser Felsstufe stehen am Abhange der Sonnenspitze zerdrückte Dolomite an, welche wohl die Fortsetzung der Einlage in der Bieberwierer Scharte bilden dürften. Unterhalb der Felsstufe finden sich in den Schutthalden nicht selten Blöcke von Sandsteinen, schwarzen Kalken mit Ostreenspuren und Oolithen, die ganz den Gesteinen der Raibler Schichten entsprechen. Ihr Anstehendes ist durch Schutt verdeckt. Die Rauchwacken und Dolomite der Scharte dürften wohl höchstwahrscheinlich auch aus den Raibler Schichten und dem Hauptdolomit stammen. Hier soll noch erwähnt werden, daß sich in dem Dolomit der Bieberwierer Scharte einzelne spärliche Lagen von Asphaltchiefer finden.

An der Westseite ziehen unter der großen glatten Wand der Ehrwalder Sonnenspitze ungeheure Schuttströme zu Tale, welche weithin alles Grundgebirge verhüllen. Dafür bietet uns die Ostseite oberhalb des Sebenses einige Einblicke in den Bau dieses Bergkörpers. An den untersten Hängen der Sonnenspitze gerade gegenüber dem Seebensee treffen wir wieder einen braunen, zerdrückten und bituminösen Dolomit, welcher gegen 150 *m* am Gehänge emporstrebt. Südlich davon ist ein Gewölbe von Muschelkalkschichten entblößt, welches gegen Norden überkippt ist. Ob der Dolomitstreifen nur angelagert ist oder tiefer in den Berg hineingreift, ist nicht sicher zu entscheiden. An dem Muschelkalkgewölbe erreicht seine Verbreitung ein Ende.

Das ganz zusammengepreßte Gewölbe, welches eine Mächtigkeit von 60—80 *m* hat, wird von dünnbankigen Knollenkalken mit Hornsteinknuern, von Wulstkalken, von dunklen Kalken und grauen klein-knolligen Kalken gebildet.

Die Stufe zwischen Sonnenspitze und nördlichen Drachenkopfe nimmt ein grauer Kalk mit knorrigen Verwitterungsflächen ein, die Stufe zwischen Schartenkopf und nördlichem Drachenkopfe ein hellweißlichgrauer Kalk. Die Karböden selbst sind mit reichem, in Wällen angeordnetem Schutte vollgefüllt.

Im Norden ist der Ehrwalder Sonnenspitze eine flache Felsmulde angelagert, welche aus Wettersteinkalk besteht und sowohl nord- als westwärts in jähren Wänden ins Tal hinabbricht. Der Wettersteinkalk ist nur wenig gegliedert und bildet eine im Norden wenig aufgebogene Mulde, welche als hochgehobene Fortsetzung der Gaistalmulde anzusehen ist. Am Fuße ihrer Nordwand drängen sich Schichtmassen des Jura und der Kreide heran, die nur mangelhaft aufgeschlossen sind. Ihre Stellung soll zugleich mit der Schilderung des Südhanges des Wettersteingebirges gegeben werden.

Der Kamm des Wampeten Schrofen und der Sonnenspitze ist der letzte westliche Quergrat des Mieminger Gebirges. Dem Wampeten

Schrofen ist noch ein niedriger Vorkopf aus Wettersteinkalk (Schachtkopf) vorgelagert, dann treten im Weiterstreichen jüngere Schichtglieder ein. Der (Schachtkopf 1640 *m*) wird vom Wampeten Schrofen durch eine mächtige Verwerfung getrennt, welche am Tage durch Schutt verdeckt ist, dagegen durch die Bergbaue klar erschlossen wurde.

Häusing hat in der „Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen“ 1898, S. 101—107 die Grube Silberleiten und die Aufschlußarbeiten im Liegenden der Wasserkluft dargestellt.

Unter der Wasserkluft verstehen die Bergleute dieses Gebietes nun jene große Verwerfung, welche den Schachtkopf vom Wampeten Schrofen ablöst. Es sind zwei in spitzem Winkel gegeneinander geneigte Rutschflächen, welche sich in der Tiefe vereinigen. Der zwischen ihnen liegende Gesteinskeil besteht aus fein zerriebenem Kalke, aus größeren und kleineren, in der feinen Reibmasse enthaltenen Kalkbrocken sowie aus Partnachschiefern. Beide Rutschflächen neigen sich gegen Westen und sind glatt geschliffen. Diese Kluft führt reichliches Wasser, welches jetzt durch den Max Braun-Stollen abgeleitet und verwendet wird. An diesen Rutschflächen ist der Schachtkopf gegen den Wampeten Schrofen um etwa 700 *m* abgesunken und zugleich mit etwa 62° gegen Norden abgelenkt worden (nach der Richtung der Rutschstreifen). Der helle weißlichgraue Wettersteinkalk des Schachtkopfes ist viel mehr von Sprüngen zerstückelt als jener des Wampeten Schrofens. Im Inneren des Schachtkopfes sind neuerdings die Partnachschiefer in einer Mächtigkeit von 100—120 *m* und mit vier Kalkzügen aufgeschlossen. Sie streichen ebenso wie ihre Fortsetzung an den Mariabergspitzen nordwestlich und fallen 45° gegen Nordost. Am Tage sind sie nirgends entblößt. Wenn wir die Wasserkluft mit den Verwerfungen an der westlichen Mariabergspitze in Verbindung zu bringen suchen, so ist es am wahrscheinlichsten, daß sie mit jener zusammenhängt, welche von der Schwärzscharte entlang dem Wampeten Schrofen herabzieht. Durch die Verfolgung der Wasserkluft ist es auch gelungen, die Fortsetzung der Erzgänge, welche im Schachtkopfe an ihr abgeschnitten werden, hoch oben in den Wänden des Wampeten Schrofens wiederzufinden. Am Mariabergjoch erleidet der Mieminger Hauptkamm wesentliche Änderungen seines Aufbaues. Wir haben gesehen, wie die steil aufgebogenen Schichtmassen der westlichen Mariabergspitze in ihrem gegen Nordwest gerichteten Streichen von einer Querverwerfung abgeschnitten werden, der entlang ein Streifen von Dolomit angelegt ist. Eine zweite, ungefähr parallele Querverwerfung trennt nun diesen Dolomitstreifen von einer Serie von Schichten, welche ein gegen Südwest zielendes Streichen beherrscht. Der Dolomitstreifen vermittelt so den Übergang von zwei nahezu senkrecht gegeneinander streichenden Gebirgstheilen.

Westlich von diesem Dolomitstreifen besteht aber außerdem der Gebirgskamm aus zwei sehr verschiedenartigen Teilen. Wir finden eine gegen Südosten geneigte Schichtplatte, welche die Glieder vom Hauptdolomit bis zum Muschelkalk enthält und eine nördlich daranstößende, ebenfalls gegen Südosten fallige Schichtgruppe vom Hauptdolomit bis zum oberen Jura. Die erste Schichtserie bildet den Berg-

kamm, wogegen die zweite im Norden niedrigere angelehnte Höhenzüge aufbaut.

Das Mariabergjoch ist bereits in diese beiden Schichtgruppen eingesenkt. Wenn wir durch das Mariabergtal von Süden empor steigen, so wandern wir bis nahe zur Jochhöhe auf Hauptdolomit. Die oberste Jochhöhe aber besteht aus grauem Kalk, der auf der Nordseite in dünn geschichtete, kleinknollige Kalke übergeht, welche 30—40° gegen Südost fallen. An sie stößt (nördlich des Joches) ein schmaler Streifen von zertrümmertem Dolomit, an den rote und graue dünnschuppige Kalke, rote feste Kalke mit Crinoiden, schwarze Kalke und Mergel der Kössener Schichten sowie Hauptdolomit anschließen. Der Hauptdolomit bildet den Bremsstadelkopf und die südwestlich davon gelegene Muldenfläche, auf der auch zurückgewitterte Reste der ursprünglichen Decke von Kössener Schichten lagern und Quellenaustritt veranlassen. Östlich von der tiefsten Stelle des Mariabergjoches gelangen die Juraschichten bis auf den Hauptkamm, wo sie den gegen Norden schroff abbrechenden Felskopf des Punktes 1897 bilden. Diese Scholle liegt sehr flach, dafür zeigen ihre einzelnen Schichtglieder die lebhafteste allseitige Kleinfältelung.

Sie grenzt unmittelbar an den mehrfach erwähnten Dolomitstreifen, welcher sie vom Muschelkalk der westlichen Mariabergspitze trennt.

Mit dieser Scholle beginnt ein Zug von jüngeren Schichten, welcher auf weite Strecken gegen Westen zu verfolgen ist und der im Bereiche des Wannecks und der Heiterwand unmittelbar mit älterer Trias zusammenstößt. Bevor wir uns aber zur Beschreibung dieses Schichtzuges wenden können, muß der Hauptkamm besprochen werden, welcher sich vom Mariabergjoch mit wenigen Absätzen und Zacken zur Handschuhspitze erhebt, von der ein leichtgewellter Grat zum mehrgipfligen Wanneck hinüberleitet. Der Wettersteinkalk ist hier stellenweise dolomitisch. Gegen Norden weist dieser lange Grat schroffe Abstürze auf, wogegen nach Süden steile, breite Abhänge abfallen. Vom Mariabergjoch zieht am Fuße der Nordwände ein Streifen von Muschelkalkgesteinen langsam ansteigend bis zum Wanneck empor, dessen nördlicher Gipfelvorsprung noch von ihnen gebildet wird. Durch Schutt werden große Teile dieses Schichtzuges verdeckt, außerdem erleidet derselbe besonders in den Nordwänden der Handschuhspitze an einigen Querverwerfungen kleinere Verrückungen seines Zusammenhanges, so daß er nicht stetig, sondern in Staffeln zum Wanneck emporsteigt. Über dem Muschelkalk folgen erst dunkelgraue, dann helle, lichtgraue Kalke (Wettersteinkalk), welche nicht bloß den ganzen Kamm, sondern auch noch weite Flächen des Südabfalles beherrschen. Zahlreiche Bergbaue waren in diesem Gesteine hier auf Galmei und Bleiglanz in Betrieb.

Der Zug der Raibler Schichten, welcher in der Umgebung der Mariabergalpe nur sehr undeutlich erschlossen ist, tritt am Südostabhänge der Handschuhspitze wieder sehr deutlich hervor. An der Südkante dieses Berges steigen die Raibler Schichten bis über Punkt 1908 *m* empor und ziehen von da an der Südseite bis gegen den Rauchkopf hinüber. Die gewaltigen Schutthalde an der Ost- und Süd-

seite dieses Vorsprunges verdecken ihren weiteren Ausstrich, so daß sie erst wieder am Abbruche des Plateaus des Knappenwaldes gegen Nassereith sichtbar werden. Ihre Zusammensetzung ist am besten am oberen Ende des Pleissenbachgrabens (gegenüber einer Knappenhütte) in 18—1900 m Höhe erschlossen. Die steil südfallenden Raibler Schichten schmiegen sich hier dem Wettersteinkalke im allgemeinen konkordant an, wenn auch die unmittelbar angrenzenden Lagen wellige Verbiegungen sowie flach nach Süd fallende Verschiebungsflächen zeigen, welche jedoch ungezwungen durch gleitende Verschiebungen an der Grenze weicher und harter Schichtmassen erklärbar sind.

Auf den Abhängen sind hier Reste einer Gehängebreccie aus Wettersteinkalk erhalten. Weiter westlich erscheinen die Aufschlüsse

Fig. 13.



mehr durch Schutt und Vegetation verkümmert. Am Abbruche gegen Nassereith ist die Erschließung wieder eine vollständige, jedoch erweist sich der Schichtinhalt als weit ärmer. Der Anschluß der Raibler Schichten an den Wettersteinkalk ist größtenteils durch eine breite Schuttrinne und Vegetation verhüllt. Die Platten des Wettersteinkalkes, welche hier den Geierkopf bilden, werden von Verwerfungen zerschnitten und springen in Ecken gegen jene Schuttrinne vor, welche sie von den Raibler Schichten trennt. Letztere beginnen mit einer breiten Einlage eines dunkelgrauen bituminösen Kalkes, welcher zwei Felsnasen zusammensetzt. In einer Runse begegnen wir bräunlichen Sandsteinen mit Kohlenspiuren, schwarzen Tonschiefern und Oolithen. Jenseits dieser Runse erhebt sich ein größerer Felsvorsprung aus grauem dolomitischen Kalk. An diesen Felskopf lagert sich das Konglomerat von Nassereith, welches durch Spalten in einzelne Schollen aufgelöst wird. Damit sind wir an dem großen Durchbruche angelangt, welcher bei Nassereith den ganzen Gebirgswall durchschneidet.

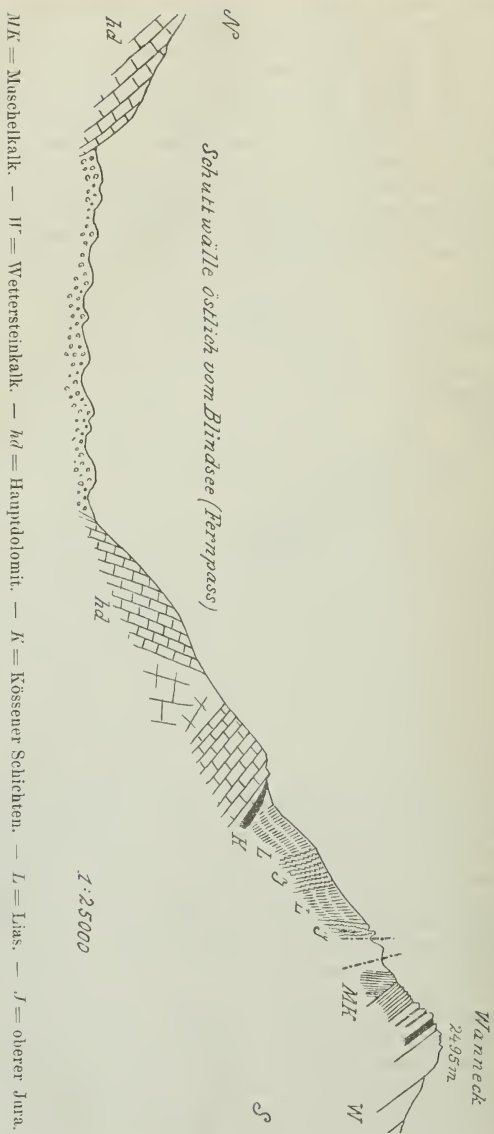


Fig. 14.



Dabei ist zu bemerken, daß die Wettersteinkalkschichten, welche vom Wanneck gegen Nassereith herabziehen, in ihrem Streichen, besonders am Geierkopfe oberhalb diesem Dorfe, eine Ablenkung in beinahe südliche Richtung erkennen lassen. Kleinere Querverschiebe treten, wie schon erwähnt, am Geierkopfe und außerdem an der Ostseite des Rauchkopfes ins Spiel.

Der Muschelkalk, welcher im Norden den Wettersteinkalk unterlagert, enthüllt seine Zusammensetzung in klaren Aufschlüssen am Nordgrate des Wannecks (Fig. 13), der sich zum roten Schrofen herabsenkt.

Wir treffen von oben nach unten:

- 1 Dunkler unterer großoolithischer Wettersteinkalk des Gipfels;
- 2 rote, grünliche, kieselknorrige, dünnbankige Kalke (15—20 m);
- 3 hellgrauer fester Kalk in dicken Bänken (30—50 m);
- 4 gelblichgrünliche, schwärzliche, schiefrige, dünnplattige Kalke. Die Mächtigkeit wechselt von 2—5 m im Osten zu 20—25 m weiter westlich;
- 5 fester hellgrauer Kalk, ähnlich verwitternd wie Wettersteinkalk (30 m);
- 6 graue, grünliche Knollenkalke mit Hornsteinen (20 m);
- 7 schwarze Knollenkalke, dünngeschichtet, weißadrig;
- 8 lichtgrauer Kalk, welcher von mehreren südwärts einfallenden Verwerfungen (9) zerschnitten wird;
- 10 Längs einer Verwerfungsfläche grenzt ein bald licht, bald dunkelgrau gefärbter kristalliner Dolomit daran. Gegen die Verwerfung voll von weißen Kalkadern (60—80 m);
- 11 Hauptverwerfung;
- 12 eng zusammengedrücktes Gewölbe aus hellgrauen und roten, schuppigen, dünnbankigen Kalken mit einem Kern aus blutroten und schwarzgrünen, splittrigen Hornsteinen und Hornsteinbreccien (oberer Jura).

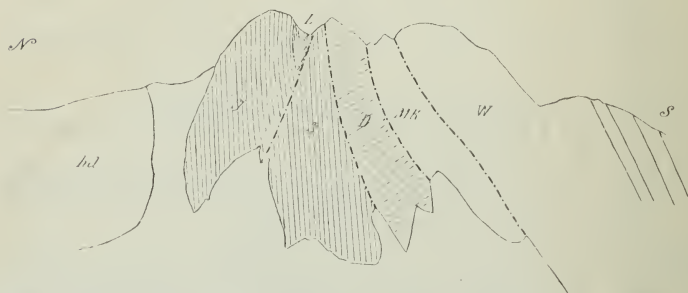
Ein weiter westlich durchgezogenes Profil (Fig. 14) ergibt ganz ähnliche Verhältnisse, nur erscheint die Muschelkalkserie viel beschränkter und der Dolomit (10) stößt mit einer Verwerfung unmittelbar an das Schichtglied (5).

Die große Störungsfläche, welche die älteren Triasablagerungen von den jurassischen trennt, ist im Norden des Wannecks deutlich erschlossen und weist bald saigere, bald süd- oder nordfällige Stellungen auf. Ihr Anchnitt ist eine von Auszackungen gebrochene Linie. Bemerkenswert erscheint es, daß die meist saiger angepreßten jurassischen Kalke eine Kleinfältelung besitzen, welche in horizontalen Wellenzügen angeordnet ist. Die Veränderung des Dolomits gegen die Verwerfung zu ist durch Zuschuß von zahlreichen kleinen Spalten eine auffallende, indem seine Farbe dabei von dunklem Grau in Weiß übergeht.

Vom Nordhange des Wannecks zieht diese Störung in fast gerader Linie und ungefähr südwestlicher Richtung über die Stufe der Nasse-reither (Mittenuau-) Alpe nördlich vom Haferkopf (1829 m) ins Fernpaß-tal hinunter. Allenthalben ist dabei zwischen Muschelkalk und Jura ein Streifen meist dunkelgrauen und bituminösen Dolomits eingeordnet.

Der tiefe Durchbruch des Fernpaßtales eröffnet mit den Aufschlüssen an seiner Ostseite einen guten Einblick in den Aufbau des ganzen Wanneckkammes. Auf der beiliegenden Ansicht (Fig. 15), welche nur den Abfall von der Nassereither Alpe bis ins Tal wiedergibt, sind die erschlossenen Schichtverhältnisse in Umrissen bezeichnet. Wir sehen im Süden die mächtige Tafel des Wettersteinkalkes (W), welche, wie wir schon wissen, bei Nassereith von Raibler Schichten und Hauptdolomit überlagert wird. Weiter im Süden ist der Wettersteinkalk wohl geschichtet, gegen den Muschelkalk (MK) zu jedoch verschwindet die Schichtung. Von der Muschelkalkserie sind hier nur dunkle Kalke und Knollenkalke entfaltet, etwa 60—80 m. Daran stößt ein steil südfallender brauner oder dunkelgrauer Dolomit (D), geschichtet und verknittert, sehr bituminös mit einzelnen mergeligen Lagen (100—120 m). Dieser Dolomit grenzt längs einer mächtigen

Fig. 15.



MK = Muschelkalk. — W = Wettersteinkalk. — D = Dolomit. — hd = Hauptdolomit.  
J = Lias. — L = oberer Jura.

Rutschfläche an liassische Kalke. Diese Rutschfläche besitzt gegen die Fernstraße herabzielende Rutschstreifen. Graue, weißdrige, rötliche, schwärzliche Mergelkalke, welche häufig auf den Schichtflächen schwarze Flecken und Verzweigungen zeigen, bilden ein mächtiges System, dessen komplizierter Aufbau durch eingefaltete rote Hornsteinkalke und Mergel (L) verraten wird. Eine breite Runse scheidet dieselbe im Norden vom Hauptdolomit (hd). Verfolgen wir diese Runse bergauf gegen die Nassereither Alpe, so treffen wir auf Kössener Schichten.

Die Aufschlüsse dieser Felsabstürze, welche zusammen mit jenen des Wannecks ein Profil von 1500 m Tiefe eröffnen, zeigen uns die Störung zwischen dem Trias- und Juraanteil des Gebirges als eine verbogene, glatte, steil gegen Süd fallende (ungefähr 60°) Verschiebungsfläche. Mehr oder weniger parallel mit ihr schneiden auch entlang den Grenzen der verschiedenen Gesteine Rutschflächen durch.

Nachdem wir nun mit der Beschreibung der Triasplatte bis zum Fernpaßtales vorgerückt sind, müssen wir noch eingehender die Struktur der nördlich daranlagernden jüngeren Schichtgruppe verfolgen.

Am Mariabergjoche begegnen wir gleich nördlich unter der Felschwelle roten und grauen, dünnschuppigen Kalken, roten festen Kalken mit Crinoiden sowie Kalken und Mergeln der Kössener Schichten, welche letztere dem Hauptdolomitsockel des Bremsstadelkopfes auflagern. Die ersteren Schichten fallen steil gegen Süden ein und lassen sich nach Osten hin mit einer Scholle von roten und grünen Mergeln, roten Kalken, grünen, grauen dünnzerschiefereten Kalken, schwarzgrünen und blutroten Hornsteinkalken und grauen Mergeln verbinden. Die Gesteine dieser Scholle (Punkt 1897 *m*) lagern am Kamm östlich vom Mariabergjoche flach gegen Osten geneigt, wo sie an einen Streifen von Dolomit stoßen. Dabei beherrscht eine intensive Kleinfältelung alle Schichtlagen, so daß die Schichtflächen in jeder Richtung verbogen sind. Die Dolomitzone, welche diese Scholle von dem Muschelkalke der Mariabergspitzen scheidet, beginnt mit einer von Rutschflächen zerschnittenen Zertrümmerungszone. An diese lagern sich geschichtete Dolomitbänke, welche höher gegen den Kamm zu, steiler gegen Osten einfallen als in tieferer Lage. Daran lagert neuerdings eine Zertrümmerungszone, über welcher mit Rutschflächen die schon erwähnten Gesteine des Muschelkalkes einsetzen. Diese wahrscheinlich dem oberen Jura angehörige Schichtscholle im Osten des Mariabergjoches ist der Beginn eines weitgedehnten Schichtzuges, der hier im Osten ebenso wie im Süden (an der Nordseite des Wannecks) durch einen Dolomitzug vom anlagernden Muschelkalke getrennt wird. Auf der Südseite des Bergkammes verhüllen Schutthalden und Moränenwälle die Umgebung der eben beschriebenen Scholle.

Am Bremsstadelkopfe können wir eine staffelförmige Gliederung an der Ostseite wahrnehmen, indem zwei kleine Streifen von Kössener Schichten durch eine Stufe von Hauptdolomit unterbrochen werden. Diese Staffelung ist indessen nicht bedeutend und ganz lokaler Art.

Westlich vom Bremsstadelkopfe wird durch die mächtigen Moränenwälle, welche vom Kar im Nordosten des Wannecks herausströmen, ein breiter Streifen des Grundgebirges verdeckt. Jenseits von diesem Kar gewährt jener Kamm, welcher mit dem roten Schrofen ans Wanneck anschließt, wieder viele Aufschlüsse. Dieser Kamm schneidet die reiche Schichtserie nicht senkrecht, sondern unter sehr spitzem Winkel an, da er durchaus eine nordöstliche Richtung einhält. Wir begegnen von oben nach unten nachfolgend beschriebener Schichtreihe, wobei vorauszuschicken ist, daß die Schichten von der saigeren Stellung am Zusammenstoße mit dem Muschelkalke des Wannecks ziemlich allmählich bis zum flachen Südfallen ihres Hauptdolomitsattels übergehen.

- 1 hellgraue, schuppige, dünnbankige Kalke, welche mit roten Kalken ähnlicher Ausbildung wechsellagern. Dünn und intensiv gewellt. (30 *m*);
- 2 blaurote, splittrige Hornsteinkalke (6—8 *m*);
- 3 schwarzgrüne, splittrige Hornsteinkalke verbunden mit schwarzen, im Bruche blau schillernden Manganlagen. Hornsteinbreccien (5—6 *m*);
- 4 dunkelgrauer Kalk, reich an grauem Hornstein (10 *m*);

- 2 —  
 3 —  
 2 —  
 1 —  
 5 grüngraue, schuppige, dünnplattige Kalke, welche weich zurückwittern, stellenweise mergelig;  
 6 festere, lichtgraue Kalkbänke mit scharf muscheligen Bruche. Sie wechseln mit blaßrötlichen, rosa und grünfarbigen Kalken (wenig mächtig!);  
 5 —  
 6 —  
 3 —  
 2 —  
 7 feste blaßrötliche, rosafarbige Kalke und rote weichere Kalke. Aptychen. Einzelne Lagen sind ziegelrot und enthalten Versteinerungsspuren;  
 6 —  
 7 —  
 2 —  
 3 —  
 8 — feste graue Kalke, stellenweise mit mergeligen Zwischenlagen. Auf den Schichtflächen blattähnliche dunklere Verzweigungen. 80—100 m.

Darunter liegen Kössener Kalke und Mergel, die nur mangelhaft in verstürzten Aufschlüssen angedeutet werden. Ihre Grundlage bildet eine mächtige Lage von Hauptdolomit.

Die Faltanordnung dieses ganzen Systems genau zu erforschen, würde nur einer sehr eingehenden Detailforschung gelingen können. Die Anordnung im großen wird wohl durch die grünen und roten Hornsteinkalkzüge verraten. Die sattelförmige Zusammenbiegung der obersten Schichtgruppe ist auch vollständig erschlossen zu sehen. An ihr stellt sich eine Unregelmäßigkeit nur im Kerne ein, indem eine Scholle von blutroten Hornsteinkalken, die von Rutschflächen begrenzt wird, sich einschiebt. Aus der Verteilung der unteren zwei Paare von Hornsteinkalkzügen kann man auf eine Mulde schließen. Eine regelmäßige Angliederung dieses Sattels und der Mulde ist nicht vorhanden. Die Schichtserie 8 ist ihrer Ausbildung und Einlagerung nach sicher dem Lias angehörig. Die Hornsteinkalke sowie 1 und 7 fallen wohl schon dem oberen Jura zu. Über die anderen Glieder läßt sich vorderhand nichts Bestimmtes angeben. Die Gruppe 5, 6, 5, 6 kann dem Lias angehören.

Weiter westlich sind diese Schichten nicht mehr so zusammenhängend erschlossen. Mächtige Schuttströme entfalten sich und reichen bis auf die Felsterrasse hinunter, welche durch das Einwittern der Kössener Schichten entstanden ist.

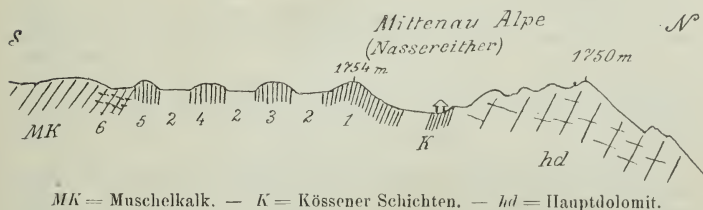
Diese Felsstufe zieht vom Punkt 1888 m bis zur Nassereither Alpe hinüber. Sie besteht aus Hauptdolomit und nur an einer Stelle, wo der Graben zum Weißsee hinabzieht, ist eine Auflagerung von Schutt vorhanden. Wir finden an der Kante der Terrasse eine vorzüglich aus Lias- und Juragesteinen zusammengesetzte Breccie. Unter

derselben liegt am Hauptdolomithange eine Schuttmenge, in der sich einzelne gekritzte Geschiebe befinden.

In der Umgebung der Nassereither Alpe erreicht diese Felsstufe aus Hauptdolomit ihre größte Breite und zeigt dabei auffallende Formen. In die Oberfläche des Dolomits sind südlich der Alpe einige flache Furchen und Wälle eingegraben, welche von Südwest gegen Nordost verlaufen.

Diese Furchen sind aber nicht bloß auf der Hauptdolomiterrasse, sondern südlich der Alpe auch im Bereiche der durchstreichenden jüngeren Schichten ausgearbeitet. Die Hauptdolomitstufe selbst reicht bis ins Fernpaßtal hinunter und zeigt einen oberen, flach südfallenden und einen unteren, steil nordfallenden Teil, welche durch eine schichtungsarme Zone getrennt werden. Am Westabbruche ist unter dem Dolomit ein abbauwürdiges Gipsvorkommen erschlossen, welches man wohl als Vorbruch der Raibler Schichten betrachten kann, welche höchstwahrscheinlich die Unterlage bilden. Bei der Nassereither Alpe

Fig. 16.



treten auch wieder Aufschlüsse von steil gestellten Kössener Schichten hervor, welche sich zu einer Zone anordnen, die von dieser Alpe entlang eines Grabens gegen Westen streicht.

Die Nassereither Alpe liegt auf dem Ausstriche der Kössener Schichten. Südlich von derselben setzt sich nun die Terrasse, nach Süden umbiegend, ungefähr in gleicher Höhenlage quer zum Schichtstreichen fort. Dabei treten in ausgezeichneter Entwicklung Felsrinnen und Wälle auf, welche parallel mit jenen der Hauptdolomiterrasse verlaufen. Es sind vier kräftig vortretende Wälle, zwischen denen versumpfte, langgestreckte Becken lagern. Am ersten und größten Wall (Fig. 16), welcher sich gleich vom Alpoden erhebt, treffen wir grauen festen Kalk (1) mit dunklen verzweigten Blattzeichnungen und blutroten und schwarzgrünen Hornsteinkalken (2). In den Eintiefungen ist alles durch Sumpf verdeckt. Am nächsten Höhenzug sehen wir feste blaßrote Kalke (3) und wieder die Hornsteinkalkzüge (2) anstehen. Feste, graue und blaßrote Kalke (4) sowie Hornsteinkalke (2) bauen den dritten Wall auf. Am vierten stellen sich hellgraue, dünngewellte Kalke (5) ein, welche an einen Streifen bituminösen Dolomits (6) grenzen. Die Aufschlüsse sind nicht so zusammenhängend, daß sie ein volles Bild der steil aufgerichteten Zugscherie bieten könnten. Es ist auffallend, daß die Hornsteinkalkzüge

nicht Hervorragungen bilden, obwohl sie die härtesten Teile der Schichtfolge darstellen. Die Kalke des nördlichsten Walles können wir zum Lias rechnen. Von dieser Terrasse brechen die Schichten zum Fernpaßtal nieder, was schon früher beschrieben worden ist.

Südlich stößt an den Dolomitstreifen die Muschelkalk-Wettersteinkalkplatte des Wannecks. Vom Muschelkalk sind dunkle graue Kalke, Knollenkalke, sowie Kalke mit Hornsteinknauern erschlossen.

Der Mieminger Kamm besitzt einen reichen Nachlaß von glazialen Ablagerungen, welche nunmehr beschrieben werden sollen. Es sind im Norden die großen Kare, im Süden die Seitentäler, welche solche Sedimente bergen.

Im Osten, wo der Bergkamm noch keine Seitengrater entsendet, beschränkt sich die glaziale Ablagerung auf eine dichte Saat von erratischen Gesteinen, welche am Osthange der Hohen Munde bis über 1800 *m* Höhe, am Niedermundesattel 2065 *m* erreicht. Für die Tatsache, daß Eis des Inntales wirklich den hohen breiten Sattel überschritt, kann der Umstand als Beweis dienen, daß im Gaistal die zentralalpiner Geschiebe in der Gegend des Nordhanges der Niedermunde einsetzen.

Im Schwarzbachkar und im Igelskar waren zur Zeit meines Besuches (Sommer 1901) in den Hintergründen unter den Abstürzen der oberen Platte zwei kleine Gletscher erhalten, welche kleine Moränenwälle vor sich hatten. Außerdem finden sich in diesen Karen zahlreiche Rundhöcker und verwitterte Gletscherschliffe. Größere Moränenwälle fehlen. Dagegen sind solche in den westlicheren Karen häufig entwickelt.

Im Prantlkar lagern mehrere große Wälle. Ein Querwall (Punkt 1905 *m*) sperrt nördlich von dem kleinen See das ganze Kar ab. Kleine Ringwälle liegen sowohl an der Ost- als auch der Westseite des südlichen Tajakopfes. Westlich vom Tajatörl liegt unter den Schutthalden der Griesspitze ein langer Wall. Die Felswannen im Westen des südlichen Tajakopfes sind auf Tafel XIII dargestellt. Sie sind durch Schutt ausgeebnet. Nördlich vom Drachensee steigt ein langer Schuttwall tief gegen den Seebensee hinunter. Zwischen Seebensee und Seebenalpe stoßen wir wieder auf einen kleineren Wall.

Im Kar zwischen Drachenköpfen und Wampeten Schrofen sind große Wälle erhalten, welche sich in zwei große Gürtel bei Punkt 1933 *m* und Punkt 2174 *m* gruppieren. Beide Wallgruppen haben tiefere Becken hinter sich und werden durch einen Längswall miteinander verbunden.

Vom Niedermundesattel bis zum Mariabergjoch fehlen an der Nordseite des Mieminger Kamms zentralalpine Geschiebe. Am Mariabergjoch (1796 *m*) treten dieselben in breitem Strome über. Die glaziale Gestaltung dieses Joches ist besonders an seiner Westseite klar erschlossen. Hier steigen vom Joch bis zum Punkt 2073 *m* flache, sorgfältig abgerundete Kuppen an. Darüber setzt die scharfgratige Struktur ein. Nun sind in den Wannen und Mulden der abgerundeten Zone bis ganz nahe an ihre obere Grenze noch zentralalpine Geschiebe erhalten. Mindestens 200 *m* hoch überragte so das Eis dieses Joch, an dessen Südseite schon Penck geschliffene Felsen und Breccien

entdeckt hat. Damit in Übereinstimmung ist auch die Beobachtung eines langen Streifens von stark bearbeiteter Grundmoräne, welcher am Mariabergjoch bei Punkt 1823 *m* beginnt und bis nahe zum Bremsstadelkopf (1641 *m*) hinabzieht. Dieser selten hoch gelegene Rest von weißgrauer Grundmoräne ist 4—6 *m* mächtig und enthält in feinschlammigem Lehm häufig kleine zentralalpine und reichliche gekritzte Geschiebe. An einer Stelle war in ihrem Liegenden geschliffener Hauptdolomit entblößt und wiesen die Schrammen vom Joch gegen Bieberwier. Zentralalpine Gesteine sind vom Mariabergjoch bis unter den Bremsstadelkopf hinab nicht selten. Am Schachtkopf sah ich in einzelnen Berghütten eingemauerte, die kaum weit hergeholt sind.

Moränenringe ziehen an der Westseite der Mariabergspitzen nahe gegen das Joch herab. Sehr schön erhaltene lange und hohe Schuttwälle streben aus dem Kar im Norden von der Handschuhspitze heraus. Am Beginne der großen Längswälle liegt dort ein kleiner jüngerer Ringwall. Im Norden des Wannecks sind die zentralalpiner Fündlinge sehr selten. Bei der Nassereither Alpe begegnen wir einer ausgezeichneten Felsfurchenlandschaft, welche gleichmäßig über Hauptdolomit und Lias-Juragesteine verläuft. An der Südgrenze dieser typisch glazialen Formung treten wieder reichlich zentralalpine Geschiebe auf, welche ich an der Westseite des Wannecks bis über 1900 *m* hoch verfolgen konnte.

Jene Felsrinne, welche von der Terrasse der Nassereither Alpe an der Ostseite des Haferkopfes (1829 *m*) gegen Süden herabläuft, möchte ich auch für eine glaziale Spur halten.

Eine in ihren Resten über die ganze Südseite des Mieminger Kammes verbreitete Ablagerung, welche ebenfalls mit der Gletscherwirkung verbunden sein dürfte, sind die Gehängebreccien. Dieselben stellen sich durchaus in beträchtlicher Höhe ein und bestehen dementsprechend fast nur aus Wettersteinkalk. An zwei Stellen konnte ich als Einschlüsse zentralalpine Gesteine feststellen. Die Breccien beginnen im Osten an den unteren Abhängen des Karkopfes und an den unteren Ecken. Hier enthalten sie häufig kleinere zentralalpine Gerölle, daneben aber viele große Blöcke aus Wettersteinkalk. Es ist das ausgehnteste Vorkommen im ganzen Gebirge. Am höchsten empor ragt eine nunmehr nach allen Seiten frei abbrechende Breccienkappe auf den Judenköpfen (2194 *m*). Auch in ihr finden sich als Seltenheit zentralalpine Einschlüsse. Jenseits der Judenbachschlucht trägt der Henneberg eine ebenfalls freistehende, tiefer gelegene Breccie unterhalb von Punkt 1972 *m*. Weitere kleinere Breccienreste befinden sich nördlich und nordöstlich von der Mariabergalpe. Der kleine Rest unter dem Mariabergjoch zeigt Schrammung. Endlich treffen wir noch Gehängebreccien am Südabhange der Handschuhspitze bei 1800—1900 *m* Höhe.

Die glazialen Ablagerungen in den südlichen Seitentälern sollen im Zusammenhange mit den Mieminger Vorbergen und der Hochfläche beschrieben werden, da sich die Schuttmassen der Rückzugsstadien bis auf dieselbe herab erstreckten und einen wesentlichen Anteil an der Gestaltung der Hochfläche genommen haben.

## Mieminger Vorgebirge und Hochfläche.

(Fig. 17—27.)

### Tschirgantzug.

Dem hohen, stolz aufstrebenden Mieminger Kamme lehnen sich im Süden niedrigere Vorberge an, welche aus Schichten des Hauptdolomits gebildet sind. Fast allenthalben werden diese Anhöhen durch Furchen und Einrisse vom Wettersteinkalke des Hochgebirges geschieden und erlangen so eine gewisse Selbständigkeit, welche durch die dunklere Farbe ihrer Felsen noch mehr betont wird. Forschen wir genauer nach, so erkennen wir an den meisten Stellen in dem Auftreten der weichen, leichter zerstörbaren Raibler Schichten die Bedingung für die Ablösung der Vorberge vom Hauptkamm. Diese Vorberge tauchen im Süden unter die mächtige Schutthülle der Mieminger Hochfläche hinab. Südlich dieser Hochfläche strebt wieder das Grundgebirge empor und schafft einen Scheidekamm gegen das Inntal und das Urgebirge. Der Zusammenhang der Vorberge des Mieminger Kammes mit diesem Scheidekamme, welcher nach der höchsten Erhebung Tschirgantzug genannt werden soll, ist nirgends erschlossen. Wir sehen nur an einzelnen seltenen Stellen in sehr beschränktem Umfange inmitten der Schutterraße bei Wildermieming, Affenhausen und Schloß Klamm Hauptdolomittfelsen entblößt. Betrachten wir aber den ganzen Aufbau dieses Gebietes, so sehen wir im Mieminger Kamme und ebenso im Tschirgantzuge Gewölbe vor uns, zwischen denen nach allen Aufschlüssen eine breite Mulde lagert. Freilich ist der Aufbau dieser Mulde, soweit er an ihren Flügeln erschlossen ist, kein ungestörter. Im Osten hängt der Zug der Vorberge mit der Leutasch-Seefelder Hochfläche durch eine sehr schmale Zone zusammen, welche zwischen Hoher Munde und Birkenkopf eingezwängt liegt.

Kochental und Erzbergklamm schaffen hier tiefgreifende Aufschlüsse. Am Eingange des ersteren Tales stehen zu beiden Seiten gelblichgraue Rauchwacken an, welche weit ins Tal zurückziehen. An der östlichen Flanke werden sie von flach lagernden Hauptdolomitbänken überdeckt, während sie an der Westseite das Hangende von dunklen Kalken, Mergeln, Sandsteinen und Oolithen der Raibler Schichten bilden, welche am Wege von Birkenberg zu den Mähdern nördlich des Birkenkopfes angeschnitten sind. Diese Schichten fallen hier bei nordsüdlichem Streichen  $40^{\circ}$  gegen Osten ein. Unter ihnen taucht der helle Wettersteinkalk des Birkenkopfes hervor.

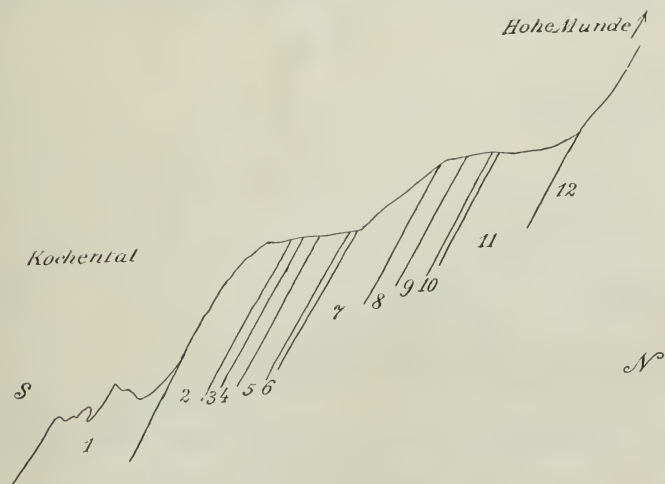
Im mittleren Teile ist das Kochental von großen Schuttmassen bedrängt, welche von den Wänden der Hohen Munde herabkommen. Im Hintergrunde besteht der untere Berghang der Hohen Munde von der Schlucht aufwärts aus Raibler Gesteinen, während der entgegengesetzte, wildzerklüftete Abhang aus steil angerichteten Hauptdolomitmassen erbaut ist. Die scharfen Runsen reichen hier bis zu der Hochfläche von Buchen empor. Ersteigen wir die unteren Hänge der Hohen Munde (Fig. 17), so begegnen wir anfangs wieder gelblichen Rauchwacken (1).



Darüber folgt:

- 2 Lichtgrauer Kalk, der durch Spalten in lauter Stücke aufgelöst ist, 10 m;
- 3 mergelige Kalke mit gelblicher Verwitterungshaut, 2 m;
- 4 grauer Kalk, 2 m;
- 5 grauschwarze Mergel, Kalkbank mit *Ostrea montis caprilis*, 6 m;
- 6 1 m dicke Bank von eckig brechendem, festem, tonigem tief-schwarzem Kalk;
- 7 rauchgrauer, zertrümmerter Kalk, 12 m;
- 8 Rauchwacken, ganz zerdrückt;

Fig. 17.



- 9 oolithische Kalke, dünngeschichtete schwarze Mergel, Kalke voll zerbrochener Muschelschalen, *Cardita crenata*;
- 10 dunkelgraue, feste Sandsteine mit Pflanzenresten, *Equisetites arenaceus*;
- 11 lichter, zertrümmerter Kalk, welcher in Wettersteinkalk (12) übergeht.

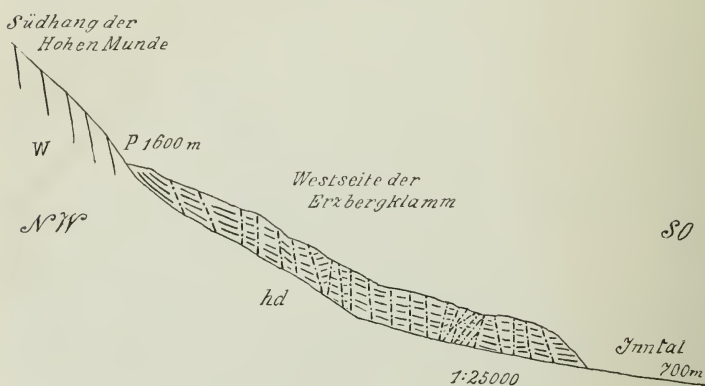
Der Wettersteinkalk, welcher wie diese ihm anliegende Raibler Zone ostwestlich streicht, ist hier von großen Rutschflächen vielfach zerschnitten. Gegen Osten hin verschwindet die Raibler Zone zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit vollständig. Nördlich von Buchen stoßen beide Gesteine unvermittelt aneinander. Im Westen des Kochentales verhüllen große breite Schutthalden der Hohen Munde bis zum Sattel nördlich des Birkenkopfes herab das Grundgebirge.

Bemerkte soll noch werden, daß sich an der östlichen Talseite des Kochentales kleine Lagen von verkittetem, eckigem Schutt und

in seinem Hintergrunde Rollstücke eines Konglomerats finden, das sehr viel Urgebirgsgeröll enthält.

Es ist schon betont worden, daß die Schichten, welche an der Ostseite des Kochentales eine sehr flache Lage einnehmen, im Westen steil aufgerichtet erscheinen. So ist der Vortritt einer Scholle von Wettersteinkalk in dieser Richtung ohne Störung eingeleitet. Diese Scholle bildet den Birkenkopf (1062 m), welcher durch eine breite Einsattelung von der Hohen Munde abgesondert wird. Im Süden ist ihm eine kleine, niedrige Terrasse aus Mehlsanden und Schottern vorgesetzt, auf welcher das Sanatorium Birkenberg liegt. Der Birkenkopf stellt eine breit angelegte Kuppe vor, die aus vielen kleineren Kuppen besteht, so daß man, da alles im Tannenwalde liegt, nicht leicht den

Fig. 18.



W = Wettersteinkalk. — hd = Hauptdolomit.

höchsten Punkt erkennen kann. Das Anstehende bildet überall lichter, weißlicher, fester Kalk. Das Grundgebirge wird von kleinen Resten von Grundmoräne sowie von zahlreichen erratischen Gesteinen bedeckt. In den Felsgruben liegen oft ungeheure vermooste Gneis- und Amphibolitblöcke aufbewahrt.

Im Westen wird der Birkenkopf durch die tiefe Erzbergklamm abgeschnitten.

Steigt man aus dem Innale entlang dem gewaltigen Schuttkegel gegen die Erzbergklamm hinan (Fig. 18), so beobachtet man am Abfalle des Birkenkopfes eine Zone von Rauchwacken, Dolomitreccien und Spuren von Mergeln, welche in den vordersten Teil der Klamm hineinstreichen. Am Beginne der Klamm stellt sich zu beiden Seiten flach lagernder Hauptdolomit ein. Während dieser aber an der westlichen Talseite das ganze Gehänge zusammensetzt, begegnen wir an der östlichen gleich hinter der Hauptdolomitscholle die schon beschriebene schmal

zusammengedrückte Raibler Zone und dann sofort den ungeschichteten, hellweißlichen Wettersteinkalk des Birkenkopfes. Derselbe begleitet die Klamm bis innerhalb des Wasserwerkes. Hier setzen arg zerdrückte bituminöse Dolomite und graue Kalke ein, zu denen sich im Hintergrunde Rauchwacken gesellen.

Wir haben hierin höchstwahrscheinlich eine Fortsetzung der Raibler Schichten aus dem Hintergrunde des Kochentales vor uns, deren Zusammenhang durch große Schuttmassen unsichtbar geworden ist. Im innersten Teile der Erzbergklamm sind bedeutende Massen von Rauchwacken und dolomitischen Breccien aufgeschlossen, welche längs einer über 1 km langen, ungeheuren Rutschfläche unmittelbar dem Wettersteinkalke anlagern. Dieser Rutschwand des Wassersteinkalkes folgt der innerste Graben der Klamm und so wird sie weithin

Fig. 19.



Von Sprüngen zerteilte Hauptdolomitmassen an der Westseite der Erzbergklamm.

entblößt. Bemerkenswert erscheint die Beobachtung, daß die Schichtung des saiger aufgerichteten Wettersteinkalkes annähernd senkrecht die Rutschfläche schneidet. Eine breite, anliegende Zone von völlig zerriebenem Dolomit, von Rauchwacken mit Mergelinschlüssen beweist die hier vorliegende gewaltige tektonische Störung. Dieselbe entspricht dem Abbruche des Birkenkopfes und dem allgemeinen Vorrücken der Zone der Vorberge gegen Norden. Der Wettersteinkalk des Birkenkopfes findet auf der Westseite der Erzbergklamm keine Fortsetzung. Hier tritt uns nur Hauptdolomit entgegen, der von zahlreichen Spalten in eine Menge von Schollen (Ansicht Fig. 19) aufgelöst ist. Im allgemeinen herrscht flache Lagerung vor, welche gegen das Gewölbe der Hohen Munde sich aufsteilt. Einzelne steile Schichtlagen erscheinen öfters zwischen flache eingepreßt.

Der Hang zwischen Erzberg- und Straßberger Klamm bietet nur Aufschlüsse im Hauptdolomit, der von reichlichen Schuttmassen größtenteils verkleidet ist. Im Süden ist die Anhöhe des Ematbödele, das

Trockental von Hirtenberg und die Terrasse von St. Veit vorgelagert. Aus dem Alpeltale reicht das mächtige Schuttfeld eines Lokalgletschers bis auf die obige Terrasse heraus. Außerdem ziehen von der Südwestseite der Hohen Munde ungeheure Wettersteinkalkhalden zu Tal.

Die Straßberger Klamm ist vollständig in Hauptdolomit eingeschnitten. Über den Felswänden lagern ungeheure Schuttmassen des Alpelgletschers. Anfangs begegnen wir ungefähr saiger aufgerichteten Lagen von Hauptdolomit, welche ostwestliches Streichen zeigen. Im Gegensatz zu der Erzbergklamm haben wir hier meist steilgestellte Schichtschollen, zwischen denen Zonen von ganz zerdrücktem, schichtunglosem Dolomit eingeschaltet sind. Die Felsklamm reicht bis zu den Straßberger Mähdern, wo sie unter einer großen Einlage von Schutt verschwindet. Oberhalb von diesem Boden ist das Tal geteilt. Der eine Zweig strebt gegen das Kar zwischen Hochwand und Karkopf empor, der andere und größere (Alpeltal) gegen die Obere Platte. Der trennende Kamm besteht aus Hauptdolomit, im Hintergrunde aus Raibler Schichten und schließt sich an die Südostkante der Hochwand an. Der Felsgrund wird von beiden Talzweigen nicht entblößt, da sie sehr reich an Schutt sind. Im Alpeltale haben wir bis in die Höhe von 1500 *m* (Alpelhaus) zu beiden Seiten des Baches mächtige Moränenwälle, von dort ab bis zu den Felsen im Hintergrunde ausgedehnte Schutthalden. Das nördliche Tal besitzt an beiden Flanken weitverbreitete Gehängebreccien, die vorzüglich aus eckigen Brocken von Wettersteinkalk bestehen. Sie enthalten indessen häufig kleine, zentralalpine Gerölle, besonders in den unteren Lagen. Daneben sind in der Breccie nicht selten große, scharfkantige Blöcke aus Wettersteinkalk eingeschlossen. Die Breccie reicht am Südhang des Karkopfes bis 1800 *m*, an der Schwelle des Kars an der Hochwand sogar bis 1900 *m* empor. Nach dem freien Abbrechen der Breccienbänke an beiden Talseiten kann man auf eine größere ehemalige Mächtigkeit und Verbreitung schließen.

An den Abhängen der Niedermunde gegen die Straßberger Mäher sind nur spärliche Aufschlüsse. Die unteren Gehänge bestehen aus Hauptdolomit, höher oben streichen Rauchwacken, hellgraue Kalke, Dolomit sowie Mergel und Sandsteine durch. In großen Mengen sind hier überall bis zur Sattelhöhe (2065 *m*) zentralalpine Gesteine verstreut, während dieselben im Alpeltale fehlen, wohl, weil es selbst einen Gletscher beherbergte.

Zwischen Alpeltal und Judenbachschlucht erhebt sich der Kamm der Judenköpfe.

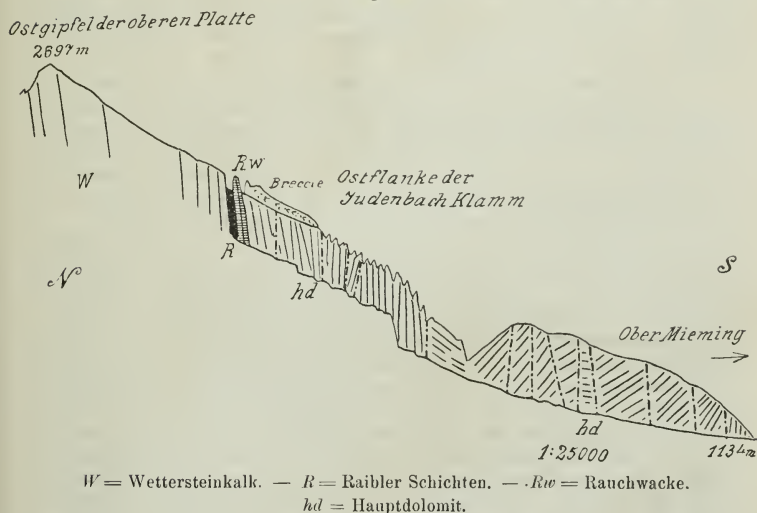
Gegen Süden senkt sich dieser Höhenzug zur Hochfläche von Wildermieming ab. Der langgestreckte östliche Teil des Kammes erscheint als flacher, abgerundeter Rücken, wogegen die höchsten Erhebungen (2024—2194 *m*) als scharfgeschnittene Felszacken und Türme ausgebildet sind. Diese Zackenreihe gliedert sich der Südkante der Oberen Platte an. Die tief eingerissene Schlucht des Judenbaches (Fig. 20) enthüllt in klarer Weise den Schichtenbau dieser Vorberge.

Auf der Mieminger Hochfläche liegt der große Schuttkegel des Judenbaches ausgebreitet, der im Westen durch das glaziale Schutt-

feld des Städtlbaches begrenzt wird, während sein südlicher und östlicher Rand durch die Ortschaften Obermieming, Affenhausen und Wildermieming bezeichnet ist. Dieses gewaltige, flach gewölbte Schuttfeld wird hauptsächlich von Gesteinstrümmern des Hauptdolomits, Wettersteinkalkes und der Raibler Schichten zusammengesetzt. Fremde Gesteine sind verhältnismäßig sehr selten. Grobes Blockwerk ist nicht vorhanden. Der Bach hat sich 5–6 m tief darin eingefressen und stellt in der ganzen Gebirgskette den stärksten, lebendigsten Schuttbringer dar.

Die düstere, an schroffen, verwegenen Felsbildungen, an stäubenden Wasserfällen großartige Schlucht durchdringt die Hauptdolomit-

Fig. 20.



und Raibler Schichten und endet an einer hohen, lotrechten Wand von Wettersteinkalk.

Die Hauptdolomitbänke fallen am Eingang der Schlucht steil nach Norden und verflachen dann mehr und mehr. Der Übergang wird ruckweise durch Sprünge eingeleitet. Es folgt darauf eine mächtige, stark gestörte und zerdrückte Dolomitzone, welche von tiefen Runsen zerschissen wird. Innerhalb derselben erscheinen die Schichten steil aufgerichtet und fallen etwa 70° gegen Süden. In diesem Abschnitt stürzt der Bach fast unausgesetzt von Klippe zu Klippe. Auch diese von der Ferne völlig konkordant aussehende mächtige Schichtgruppe ist von zahlreichen Rutschflächen zerschnitten, welche meist annähernd parallel den Schichtflächen verlaufen. So wechseln wohlgeschichtete Zonen mit zertrümmerten, welche letztere den Furchen und Runsen bequeme Angriffsstellen ermöglichen.

Wie man aus den Schichtstellungen des Hauptdolomits unmittelbar erkennt, haben wir eine Mulde vor uns, die heftig zusammengepreßt wurde. Mit einer Rauchwackenzone schließt sich im Hintergrunde die Raibler Zone an den Hauptdolomit. Das Anstehende ist in der Tiefe der Schlucht nur sehr schwer zugänglich und war leider bei meinem Besuche von Lawineresten fast vollständig verhüllt. Nach den Rollstücken in der unteren Schlucht dürften wenigstens petrographisch alle weiter verbreiteten Horizonte vertreten sein. Aus solchen Rolisteinen des Judenbaches hat Pichler eine ansehnliche Fauna aufsammeln können. Die Mächtigkeit der Mergel und Sandsteine ist an der Ostseite erheblich geringer als an der Westseite. Die höchste Erhebung der Judenköpfe besteht aus Rauchwacke, welche gern zu abenteuerlichen Türmen auswittert. Die Anlagerung der Raibler Schichten an die hohe Wettersteinwand ist nicht ganz gleichmäßig und auf Störungen entlang der Grenzfläche so verschiedenartiger Medien zurückzuführen.

Sowohl auf dem Grate der Judenköpfe wie auch auf dem jenseitigen des Henneberges sind Kappen einer Gehängebreccie erhalten, welche als Seltenheit zentralalpine Gesteine umschließt. Sie besteht aus eckigen, ziemlich kleinen Trümmern von Wetterstein und bildet besonders auf den Judenköpfen dicke, frei ausstreichende Bänke. Es ist ohne weiteres klar, daß diese Breccien sich nicht bei einer der jetzigen Berggestaltung ähnlichen Lage hätten bilden können. Sie liegen auf Hauptdolomit und Rauchwacken knapp unter dem hohen, aus Wettersteinkalk gebildeten Berggewände der Oberen Platte und stellen verkalkte Schuttfelder derselben dar. Jetzt kollert der Schutt der oberen Gehänge über den Steilabbruch in die Tiefe der Judenbachschlucht hinunter. Die Bildung dieser Gehängebreccien muß zu einer Zeit erfolgt sein, wo die Judenbachschlucht viel weniger tief und breit eingerissen war. Mit dieser Annahme stimmt auch die Beobachtung überein, daß das breite Felsgehänge der Oberen Platte oberhalb der Schlußwand der Klamm keinerlei Fortsetzung derselben zeigt. Diese Wand steigt von West gegen Ost von 2000—2200 *m* an und die Gehängebreccien sind in 1972 *m* und 2194 *m* daran angefügt, gleichsam als eine Fortsetzung der über dieser Felsstufe gelegenen Gehänge. Der Charakter einer jugendlichen Talbildung wird noch hervorgehoben, wenn man das westlich benachbarte Tal des Städtlbaches betrachtet. Während die Judenbachschlucht Seitenhänge mit zahlreichen vorspringenden Zacken, Türmen, Schichtbrettern mit schroff eingerissenen Furchen zeigt, begegnen wir hier abgerundeten, geglätteten Flanken, obwohl dieselbe Schichtfolge in derselben Stellung zugrunde liegt. Auch greift das Städtlbachtal viel weiter zurück, indem es mit den Karen an der Südseite der Mitterspitzen in Verbindung steht. Vor der Mündung dieses Tales ist ebenfalls wieder ein bedeutendes Schuttfeld ausgebreitet, das aber im Gegensatze zu jenem des Judenbaches größtenteils aus sehr grobem Blockwerk von Wettersteinkalk gebildet wird. Dieses Schuttfeld stößt im Osten mit dem Schuttkegel des Judenbaches zusammen, im Süden und Westen lagert es einer mächtigen Decke von Inntaler Grundmoräne auf. Hier reicht dieses „Steinreich“ bis Lehnsteig und Barwies im Süden, im Osten

folgt der Krebsbach seinem Rande. Der Städtlbach durchbricht am Ausgange seines Tales diese Schuttmasse in enger, 10—12 m tief eingerissener Klamm. Der untere Teil dieses großen Schuttfeldes erscheint ziemlich regelmäßig ausgebreitet, während der obere Teil (Hochbühleck, 1081 m) eine Reihe von Wällen bildet, welche sich weit in das Tal hineinziehen. Sie bilden zu beiden Seiten hohe Schuttdämme, von denen bei der Talteilung der eine am Abhange des Henneberges, der andere an jenem des Wankberges emporsteigt. Zwischen diesen Talzweigen, welche sich als mächtige Schuttfelder darstellen, schiebt sich ein steilförmiger Vorsprung vor, welcher aus Hauptdolomit und Raibler Schichten erbaut wird. Der Hauptdolomit ist stark zertrümmert, die Raibler Schichten und der anschließende Wettersteinkalk fallen gegen 80° nach Süden. Die Rauchwacken sind hier verborgen oder nicht vorhanden.

Innerhalb des Dolomits streichen aus:

Spittrige, schwarze Mergel, 3—4 m;

schwarzer Kalk mit Oolithstruktur, 1 m dicke Bank;

grün-schwarze Mergel, 1—2 m;

schwärzlichgrauer Sandstein, auf den Verwitterungsflächen reich an Versteinerungsanschnitten (*Myophoria Kephersteini*, *Corbis Mellingeri*), 2—3 m mächtige Bank;

schwarzer, kristalliner, harter Kalk mit Ammonitenresten;

dünablättrige, schwarze Mergelschiefer, oft mit sandiger Oberfläche, 5—6 m.

An der scharfen Grenzfläche gegen den Wettersteinkalk zeigen sich mehrere kleinere Querverwerfungen.

In der Seitenfurche, welche vom Städtlbach gegen die Obere Platte ansteigt, sind die Aufschlüsse der Raibler Schichten verschüttet, dagegen finden sich in der breiten Furche, welche zum Städtltörl emporzieht, zwei kleine Schollen aus Rauchwacken und dunkelgrauem Kalk am Fuße der ungeheuren Wettersteinkalkwand der westlichen Griesspitze (2744 m). Am Städtltörl (2020 m) stößt unmittelbar der Hauptdolomit an den weißlichen Wettersteindolomit. Dabei ist die unmittelbar angrenzende Zone des bituminösen, bräunlichen Hauptdolomits vollständig zerdrückt und schichtungslos, während die etwas entfernteren Lagen sehr deutlich geschichtet sind. Der weißliche, kristalline Wettersteindolomit (größtenteils schichtungslos) ist vom Gebiete des Städtlbaches an auf der Südseite der Griesspitzen, des Grünsteines und der Handschuhspitze verbreitet. Er nimmt wie im Karwendelgebirge auch hier am Aufbau der obersten Schichtlagen teil. Bemerkenswert ist am Städtltörl die starke Diskordanz im Fallen des Hauptdolomits gegen den Wettersteindolomit.

Der nächste tiefe Einschnitt wird vom Sturlbache geschaffen. Dieses Tal strebt von der Mieminger Hochfläche in mehr nordöstlicher Richtung gegen den Gebirgskamm empor. Der Bach verschwindet innerhalb der Lehnbergalpe unter einer gewaltigen Schuttdecke, welche sich in der sogenannten „Hölle“ in drei mächtige Schuttgassen teilt. Eine steigt in der geraden Talfortsetzung zum Grünsteintörl empor, die beiden anderen folgen tiefen Furchen zwischen Hauptdolomit und Wettersteindolomit einerseits zum Städtltörl, andererseits zum Hölltörl

zwischen Grünstein und Höllkopf. Von den Raibler Schichten ist in diesem Bereiche nur am Hölltörl ein spärlicher Rest einer Rauchwacke erhalten.

Die langgestreckten Höhenzüge zu beiden Seiten des Lehnbergtales bestehen aus Hauptdolomit, der indessen nicht mehr wie weiter östlich steil zusammengefaltet ist, sondern eine flache Mulde bildet. Auch diese Mulde ist von zahlreichen Sprüngen durchsetzt.

Der innere Teil des Lehnbergtales ist ganz von riesigen Schutthalde verhüllt, welche in rastloser Weiterbildung begriffen sind. Bei der kleinen Lehnbergalpe (1553 *m*) beginnt ein langgestreckter Schuttdamm, welcher wohl als Seitenmoräne eines Lokalgletschers zu deuten ist. Weiter talabwärts stellen sich zu beiden Seiten Schuttmassen ein, welche bis zum Ausgange des Tales reichen und hier als Grundmoränen entwickelt sind. Auffallend ist im vorderen Teile des Bachbettes das Vorherrschen von zahlreichen, sehr großen zentralalpinen Blöcken. Bei Arzkasten verläßt der Sturlbach das Lehnbergtal und zieht in südöstlicher Richtung über die Mieminger Terrasse hin. Bis zur Schloßklamm schneidet er durchaus in eine mächtige Decke von vorzüglich ausgebildeten Inntaler Grundmoränen ein. Dort durchbricht er eine Schwelle von saiger stehendem Hauptdolomit in tiefer, enger Klamm und wendet sich dann in südlicher Richtung dem Inn zu, den er bei Mötzt erreicht. Von Schloß Klamm an durchschneidet er hier geschichtete Schotter und Sande, von denen die unteren Lagen vielfach verkalkt sind.

Westlich des Lehnbergtales ist nur noch ein größeres Tal, jenes des Mariaberger Baches, in das Vorgebirge eingeschnitten. Dieses Tal befolgt, soweit es das Vorgebirge durchdringt, eine nordsüdliche Richtung und steigt bis zum Mariabergjoch (1796 *m*) als flache Einfurchung empor. Vom Taleingange bis über die Mariabergalpe (1617 *m*) hinan bildet Hauptdolomit den Untergrund, der nach den Aufschlüssen der felsigen Seitenhänge zu einer flachen Mulde verbogen ist. Der bituminöse Hauptdolomit grenzt im Hintergrunde dieses Tales ohne Zwischenlage von Raibler Schichten an Wettersteinkalk, welcher ebenfalls häufig dolomitisch ausgebildet ist. Die Raibler Schichten stellen sich erst wieder an der Südostseite der Handschuhspitze ein. Das Tal zeigt abgerundete Hänge und allenthalben bis zur Jochhöhe zentralalpine Findlinge. An beiden Talseiten stehen Reste von gut entwickelter Grundmoräne an, welche reichlich gekritzte und zentralalpine Geschiebe enthält. Besonders die Westflanke zeigt gute Aufschlüsse in diesen typischen Inntaler Grundmoränen, von denen sich ein bedeutender Rest ja sogar an der Ostseite des Mariabergjoches in über 1800 *m* Höhe befindet, von wo er sich nach Norden bis zum Bremsstadtkopf hinab erstreckt. Der Übertritt eines Teiles des Inntalgletschers ist in diesem Talzuge gleichsam schrittweise zu verfolgen.

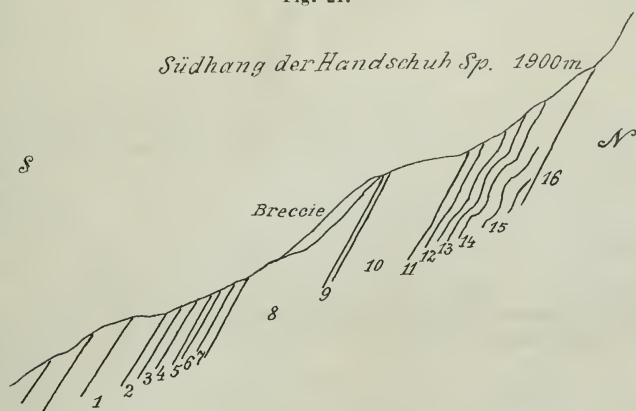
Auf der Mieminger Terrasse lagert zwischen Sturl- und Mariabergbach ein mächtiges Schuttfeld, welches die Paßhöhe zwischen Obsteig und Holzleiten besetzt hält. Die unregelmäßige, unruhige Oberfläche mit ihren Wällen und Furchen verrät ein glaziales Schuttfeld, welches wohl von einem Gletscher des Lehnbergtales erzeugt worden ist. An seiner Ostseite hat der Sturlbach seinen Schuttkegel ange-



gliedert, während der Mariabergbach (im Unterlaufe „Strangbach“) im Norden eine tiefe Furche in die Terrasse eingragt und von derselben die Stufe von Aschland abgetrennt hat. Die großen Aufschlüsse in diesem Graben zwischen Holzleiten und Aschland sind bereits im Jahrbuche der k. k. geologischen Reichsanstalt (1904, Seite 98) beschrieben worden und ist außerdem dieser Arbeit eine Abbildung eines Teiles derselben beigelegt.

Westlich des Mariabergtales nimmt das Mieminger Vorgebirge rasch an Ausdehnung ab. Einige kleinere Gräben, unter denen der Pleißengraben der bedeutendste ist, durchfurchen das Gehänge und erschließen eine ziemlich regelmäßige Schichtfolge von südfallendem Wettersteinkalke, Raibler Schichten und Hauptdolomit (Fig. 21).

Fig. 21.



Wir finden von oben nach unten folgende Schichtfolge:

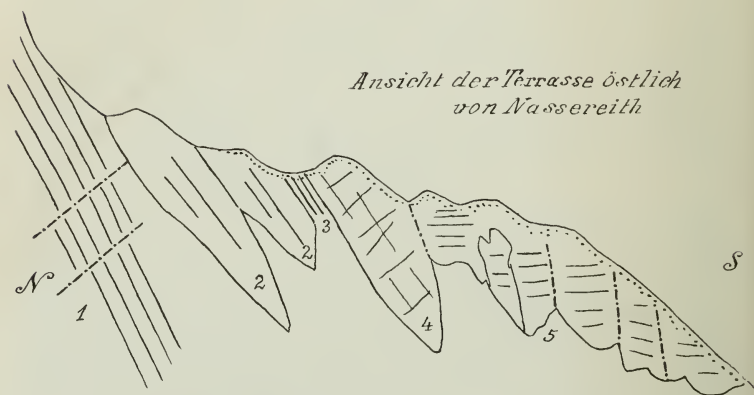
- 1 Dunkler kalkiger Dolomit, welcher in normalen Hauptdolomit übergeht;
- 2 grauer Sandstein mit Pflanzenspuren (3 m);
- 3 grauer plattiger Kalk mit Knollen und Stempeln auf den Schichtflächen (4 m);
- 4 Schichten grauen Kalkes, fast nur aus Schalenresten, *Ostrea montis caprilis* (3—4 m);
- 5 graue Sandsteine (2 m);
- 6 Oolithe (2—3 m);
- 7 Sandsteine und schwarze Tonschiefer (3—4 m);
- 8 dunkelgrauer Kalk (25 m);
- 9 dolomitische Rauchwacke (2 m);
- 10 lichtgrauer, hellverwitternder Dolomit (15—20 m);
- 11 schwarze Tonschiefer und Sandsteine (2—3 m);
- 12 graue Kalke, Oolithe (2—3 m);

- 13 Sandsteine dünn und dicker geschichtet. Die dickeren Lagen wittern rot an (5 m);  
 14 Sandstein gelbgrün verwitternd mit Einschlüssen gelblichroter Versteinerungen (2 m);  
 15 Sandsteine und schwarze Tonschiefer abwechselnd dünner und dicker geschichtet (7–8 m);  
 16 Wettersteinkalk.

An der Südseite des Wannecks springt der Rauchkopf (1709 m) beträchtlich gegen Süden vor. An seiner Ostseite zieht eine riesige Schutthalde von Wettersteinkalk bis zum Tale hinab und verhüllt die jüngeren Vorlagen.

Im Westen dieser großen Schutthalde erscheint im Norden des Strangbaches eine Terrasse, welche jedoch nur zu kleinem Teil vom

Fig. 22.



Grundgebirge aufgebaut wird. Dieses ist nur am Westabbruche der Terrasse (Fig. 22) gegen Nassereith erschlossen. Wir finden anschließend an die südfallenden Wettersteinkalkplatten (1) des Geierschrofens dunklen, bituminösen Kalk (2), Sandsteine, Schiefer, Oolithe (3) sowie einen dolomitischen Kalk (4).

Diesem Sockel von Grundgebirge schmiegt sich ein festes Konglomerat an, welches von einzelnen Sprüngen in eine Anzahl von plumpen Klötzen zerlegt ist. Die Bestandteile des Konglomerats bilden vor allem zentralalpine Gerölle, neben denen Gerölle aus den meisten Gesteinsarten der benachbarten Kalkalpen vertreten sind. Dieses Konglomerat ist viel fester und gleichmäßiger verkittet als die im Innental sonst verbreiteten verkalkten Schotter. Auch finden sich abgerollte Stücke desselben in den Schottern der Umgebung. Es ist zweifellos älter als die Schotter und Sande, welche in der Gegend von Roßbach ihm angelagert sind.

Vom Abbruch der Terrasse gegen Nassereith streicht dieses Konglomerat in nahezu gleicher Höhe (1000 *m*) gegen Osten, bis es unter den Schuttmassen an den Seiten des Pleissenbaches verschwindet. Es bildet dabei fortlaufend mit kleinen Wandstufen gleichsam die Stirn dieser Terrasse. Der aufgelassene Annastollen (1016 *m*) ist längs seiner Decke eingetrieben. In der Umgebung dieses Stollens sehen wir am Abfalle gegen den Strangbach die Anlagerung von sandigem Lehm, der stellenweise mit Mehlsand wechselt. Tiefer sind gröbere Schotter angefügt. Auf der Decke des Konglomerats lagert bei dem Stollen eine Spur von undeutlicher, schwach bearbeiteter Grundmoräne, darüber sandige Schotter mit Mehlsandlagen. Noch höher sind stellenweise kalkige Grundmoränen mit gekritzten Geschieben vorhanden. Eine mächtige Lage von Gehängeschutt des Wanneckes bildet den Abschluß. Am Abbruch gegen Nassereith zieht sich Grundmoräne bis gegen den älteren Schuttkegel des Strangbaches nieder.

Damit kann die Beschreibung der Vorberge des Mieminger Kammes abgeschlossen werden.

Im Bereiche der Mieminger Hochfläche tritt das Grundgebirge nur in einzelnen kleinen Kuppen bei Wildermieming, Affenhausen und Schloß Klamm aus den einhüllenden Schuttmassen hervor. Der Bestand und Aufbau dieser Terrasse, soweit er aus jüngeren Schuttablagerungen hervorgeht, ist schon im Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1904, 54. Bd., pag. 97—107 erörtert worden.

So können wir hier gleich zur Beschreibung des Tschirgantzuges übergehen.

Dieser Kamm, welcher die Mieminger Hochfläche und weiterhin das Gurgltal vom Inntal scheidet, beginnt an der Westseite von Telfs mit mehreren schmalen Felsrücken, welche gegen Westen zu ansteigen und sich vereinigen.

Diese Felsrücken streichen parallel mit dem Inntale und werden von flachen Furchen getrennt, deren Grund im östlichen Abschnitte aus dem Schuttboden des Inntales, im westlichen dagegen aus Grundgebirge besteht. Das Grundgebirge ist ein dunkelbräunlicher, bituminöser Dolomit, der manchmal eine bläuliche Färbung annimmt. In der schon mehrfach erwähnten Arbeit über die Inntalterrassen im 54. Bande des Jahrbuches hat diese Felsfurchenlandschaft von St. Moritz (pag. 106—107) bereits eine Schilderung erfahren, auf die hier verwiesen werden kann.

Der Hauptdolomit, welcher diese Landschaft bildet, ist größtenteils ungeschichtet. Deutliche Schichtung zeigt er hier nur im Norden, wo die Mieminger Straße den Engpaß des Mörderloches durchzieht. Ein etwas gegen Nordost gerichtetes Streichen ist mit 60—70° Nordfallen verbunden. Gegen Süden hin wird der Dolomit mehr und mehr zerdrückt. Der letzte Felssaum am Inn ist größtenteils nur eine Dolomitbreccie. Zahlreiche, oft glänzend polierte, ebene und bucklige Rutschflächen zerschneiden hier die Felsmassen.

Der Höhenzug des Achberges (1033 *m*), welcher sich im Westen an die Felsfurchenlandschaft von St. Moritz schließt, wird bis in die Gegend von Stams von denselben Dolomitmassen aufgebaut. Gegen-

über von Stams stürzt der Lehnbach (Vereinigung von Städtl- und Judenbach) in enger Schlucht zum Inn herab. Im unteren Teile dieser Schlucht zeigt der Hauptdolomit deutliche Schichtung mit steilem Nordfallen. Etwas westlich von der Mündung dieses Baches setzt am Innstrande eine Zone von hellem, graulichem, oft weißlichem Dolomit ein, welcher durch einen schmalen, ganz verklemmten Streifen von schwarzen Mergeln, dunklen Kalken, Gips und Sandsteinen vom Hauptdolomit getrennt wird. Diese Einschaltung zwischen dem hangenden dunkelgrauen oder braunen bituminösen und dem liegenden lichtgraulichen oder weißlichen Dolomit ist nur eine kurze Strecke weit zu verfolgen. Dann stoßen die beiden Dolomite unmittelbar zusammen und ist ihre Grenze schwer genau zu bestimmen. So besteht der Höhenzug des Saßberges zwischen Lehnbach und Mötz im nördlichen Abschnitte aus Hauptdolomit, im südlichen aus Wettersteindolomit. Die Wallfahrtskirche Locherboden steht auf Wettersteindolomit. Bei Mötz wird der Scheidekamm zwischen Inntal und Mieminger Hochfläche durch die tiefe Schlucht des Klammabaches unterbrochen.

Jenseits derselben treffen wir als genaue Fortsetzung des Wettersteindolomits des Locherbodens einen lichtgrauen, meist dolomitischen Kalk. Entsprechend der Mergel- und Sandsteineinlage im Süden des Saßberges haben wir hier einen deutlich ausgebildeten Zug von Raibler Schichten, welcher wieder von Hauptdolomit überlagert wird, der in großer Mächtigkeit den Grünberg zusammensetzt. Von diesem Profil hat bereits Skuph o s in seiner Untersuchung über die stratigraphische Stellung der Partnachschichten in den Nordtiroler und bayrischen Alpen in den Geognostischen Jahreshften (München 1891, pag. 118—124) eine sehr eingehende Darstellung veröffentlicht.

Westlich von Mötz taucht aus der Innebene ein kleiner Hügel (680 m) empor, welcher in der südlichen Hälfte aus 60° südfallendem, lichtgrauem, gebanktem Kalke, in der nördlichen aus lichtgrauem, stark zertrümmertem Dolomit besteht. In der Fortsetzung seiner Streichrichtung begegnen wir etwa 250 m weiter westlich vom Bergfuße deutlich entwickelten Muschelkalkschichten. Dieselben bilden von hier bis über Silz hinauf die unterste Gehängestufe, über welcher der meist dolomitisch entwickelte Wettersteinkalk in schroffen, geschlossenen Wänden aufsteht. Die Muschelkalkschichten, die ebenfalls parallel dem Inntale streichen, zeigen steiles Südfallen. Dunkelgraue Kalke, dünngeschichtete graue, grüne, rötliche Kalke, hellgraue Kalke mit roten und grünen, sandigen, schiefrigen Zwischenlagen und großen Kuppeln und Knollen auf den Schichtflächen bilden diesen Streifen.

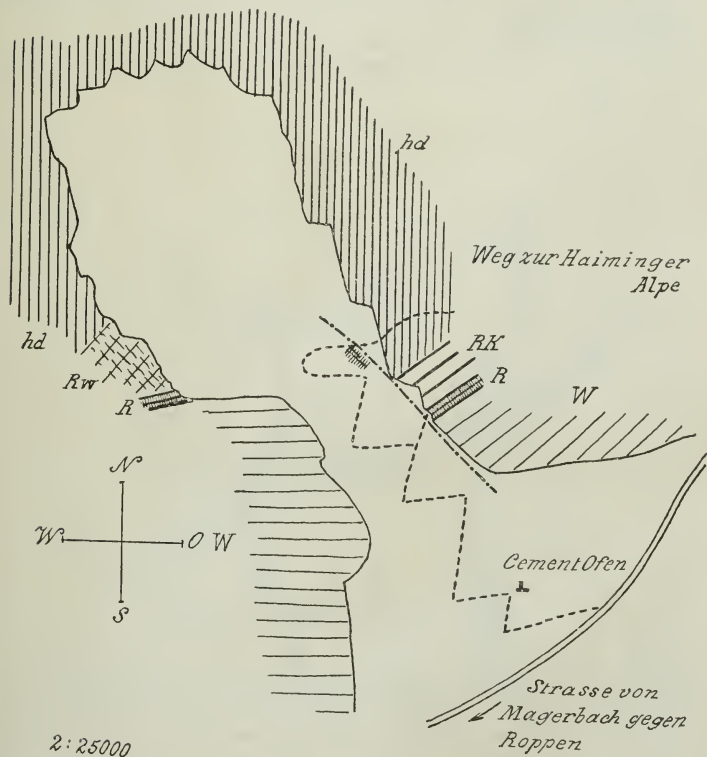
In steilen Wänden strebt der Wettersteindolomit zwischen Silz und Magerbach aus dem Inntale empor. Nur streckenweise sind in seinem Hangenden Mergel und Sandsteine der Raibler Schichten entwickelt, welche dann eine schmale Stufe bedingen, über welcher steil das Gebänge des Hauptdolomits aufsetzt.

Westlich von Magerbach beginnt eine Anzahl von größeren Bergstürzen, welche mächtige Nischen aus dem Berggebänge gerissen und große Schuttmassen ins Inntal geworfen haben.

Der erste Bergsturz (Fig. 23), dem wir begegnen, ist besonders deutlich ausgebildet. Sein großes Schuttfeld dehnt sich hauptsächlich

auf der Südseite des Inns, im Westen des Dorfes Haimingen aus. Sein Abrißgebiet steigt gegen den Kamm zwischen Simmering und Tschirgant bis etwa 1700 m empor. Die Ausbruchsnische liegt im Bereiche des Hauptdolomits. Dieselbe verengt sich im Gebiete des Wettersteindolomits zu einer steilen Furche, in welche ein hoch ansteigender

Fig. 23.



Kartenskizze des Magerbacher Bergsturzes.

W = Wettersteindolomit. — R = Raibler Schichten (Mergel-Sandsteine).  
RK = Raibler Kalke — Rw = Rauchwacke. — hd = Hauptdolomit.

Schuttkegel eingelagert ist, der an der Westseite von tiefen Furchen zerrissen wird.

Zu beiden Seiten dieses Bergsturzes haben wir gute Aufschlüsse in den begleitenden Gesteinsschichten.

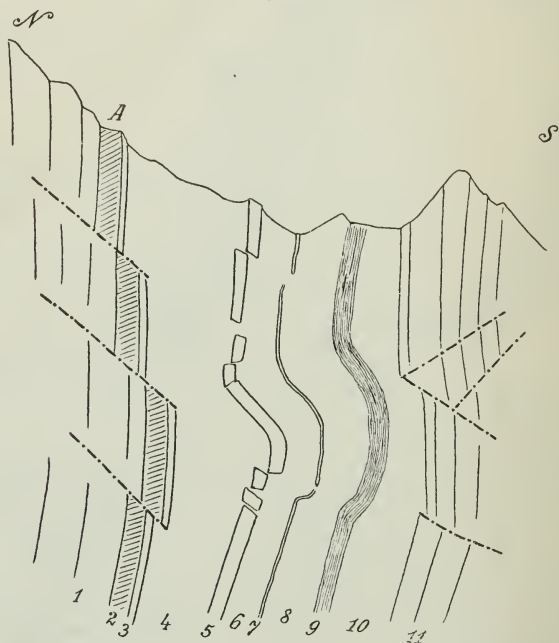
An der Ostseite wie an der Westseite bilden steile Felsen von lichtgrauem Wettersteindolomit die unteren Flanken.

Stellenweise ist saigere Schichtung bemerkbar.

Darüber setzen Raibler Schichten ein, welche an der Ostseite klar aufgeschlossen sind. Wir finden hier (Fig. 24.) von oben nach unten :

1 Schwarze, gebankte Kalke, auf den Schichtflächen Kuppen und tiefe Gruben. Sie wechseln mit dunkelgrauen Kalkbänken. Die Gruben sind weit schärfer eingeprägt als bei den Knollenkalcken des Muschelkalkes ;

Fig. 24.



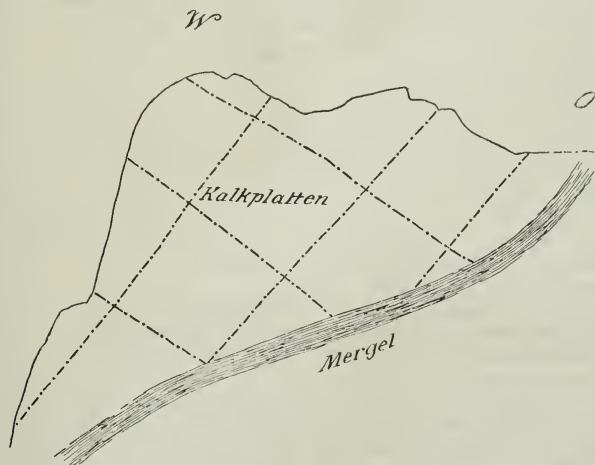
- 2 mattschwarzer, großmuscheliger springender Mergelkalk, welcher als Zementkalk abgebaut wird,  $1\frac{1}{4} m$  ;
- 3 dieser Mergelkalk geht in mehr sandige Beschaffenheit über,  $\frac{1}{2} m$  ;
- 4 dünngeschichtete, leicht zerfallende schwarze Mergel,  $3 m$  ;
- 5  $\frac{1}{2}$ — $1 m$  dicke Bank im Bruch schwarzer, in der Verwitterung gelblicher Kalke, Oolithstruktur ;
- 6 dünne, blättrige, schwarze Mergel,  $2 m$  ;
- 7 schmale,  $1$ — $2 dm$  starke Zone schwarzen, oft sandigen Kalkes mit Muschelschalen ;

- 8 zerbröcklige, schwarze Mergel;
- 9 schwärzlichgraue Sandsteine, auch grünlich, oft rötlich anwitternd, stark zerfallen;
- 10 splittrige, zerdrückte, schwarze Mergel;
- 11 hellgrauer Wettersteindolomit, der eine vorstehende Wand bildet.

Der ganze Schichtverband ist von gekreuzten Querverwerfungen durchdrungen, welche sich deutlich an den festeren Kalklagen (Fig. 25) erkennen lassen.

Von diesem Anschluß der Raibler Schichten läuft an dem Rande des Bergsturzes eine größere Querverwerfung, der entlang die westliche Fortsetzung der Raibler Schichten stark emporgerückt erscheint. Wo

Fig. 25.



Ansicht der Kalkplattenwand A von Fig. 24.

der Steig, welcher von Magerbach über den Schuttkegel heraufleitet, ins Felsgehänge übertritt, sehen wir unmittelbar an Hauptdolomit angeworfen Fetzen von gepreßten Mergeln, dunklen Kalken und Rauchwacken. Es ist nur ein kleines Vorkommen, doch entsprechen ihm am jenseitigen Rande des Abbruches die dort angeschnittenen Raibler Schichten als unmittelbare Fortsetzung.

An diesem Rande treffen wir unten entsprechend Wettersteindolomit, dann einen Zipfel von schwarzen Mergeln und dunklem Kalk. Dieser Kalk wird von einer verdrückten Zone von Mergeln, Sandsteinen und dunklen Kalken überlagert. Diese Zone ist stark zerpreßt und keilförmig eingeengt. Darüber lagert etwa 100 m zertrümmerter, mörtelartiger Dolomit mit Lagen von Rauchwacken. Hier geht das steile Nordfallen der unteren Schichten in ein flaches der oberen festen Hauptdolomitmassen über.

Vergleichen wir die beiden Seitenwände dieses Bergsturzes, so geht in seinem Bereiche eine starke Querverschiebung der Schichten hervor. Dazu wechselt auch die Streichrichtung, was besonders an den Raibler Zonen erkennbar ist. Jedenfalls entspricht die Ausbruchsstelle dieses Bergsturzes einer größeren Querstörungszone.

Das Schuttfeld dieses Bergsturzes breitet sich im Süden des Inns, zwischen Haimingen und Riedern aus. Es ist ein waldbedecktes, kleinwelliges Hügelland, an dessen Oberfläche große eckige Blöcke aus Wettersteinkalk neben kleinem Trümmerwerk aus Hauptdolomit vorherrschen. Es finden sich jedoch neben den anderen Gesteinen des Abrißgebietes auch gerollte zentralalpine Schotter, welche diesen Schuttmassen aufgelagert sind. Im Süden zieht zwischen diesem Schuttfelde und dem Urgebirge eine flache Einsenkung durch, welche von quarzigem, feinem Sand, zentralalpinen Schottern und groben Blöcken (aus dem Öztale) erfüllt ist. Ebenso ist dieses Schuttfeld von jenem des Tschirgantbergsturzes durch eine ähnlich aufgebaute Niederung abgeschieden. Der Inn schneidet in dieses Hügelland ein und zeigt uns den Aufbau der Bergsturzmassen. Eckiger, sehr ungleich grober Schutt aus den Gesteinen der Berglehne liegt in einer schlammigen Masse. Gerade unterhalb der Austriche der Raibler Schichten bemerken wir größere, fast nur aus schwarzen Mergeln und Sandsteintrümmern aufgebaute Einlagen, welche sich durch ihre dunkle Färbung von der helleren Umgebung scharf abheben. Der Schuttkegel, welcher sich vom Inn in die Absturznische emporzieht, ist eine jüngere, in steter Weiterentwicklung begriffene Bildung.

An der Westseite dieses Schuttkegels tritt neben der Inn-schlinge ein Felskap vor, das aus steil aufgerichteten Platten dunklen, oft dolomitischen Kalkes besteht. Die Schichtflächen sind gewellt und mit Mergelbelag versehen. An der Westflanke dieser Felsen, die wahrscheinlich den Raibler Schichten angehören dürften, ist Grundmoräne mit gekritzten und zentralalpinen Geschieben erhalten, welche bis zum Inn hinabzieht. An der oberen Kante dieser Felsen liegt ebenfalls Inntaler Grundmoräne und darüber setzt dann eckiger Schutt ein. Wenn wir von diesem Bergsturze gegen Südwesten weitergehen, so gelangen wir nach kurzer Unterbrechung in einen Bereich, welcher durch eng aneinander grenzende Bergsturznischen völlig zerfurcht wird. Man kann drei größere Nischen unterscheiden, welche hauptsächlich im Hauptdolomitgebiete sich ausbreiten. Daran schließt sich dann der größte, südwestlichste, dessen Ausbreitung indessen hauptsächlich in den Bereich von Wettersteinkalk und Dolomit fällt. Es ist der große Bergsturz der Weißen Wand an der Südostseite des Tschirgants. Betrachten wir die ersteren Bergstürze näher, so sehen wir an den Felsrippen, welche die einzelnen Nischen trennen, ein ruckweises Höhersteigen der Schichten. Das tritt besonders deutlich an dem Streifen der Raibler Schichten hervor, der in jeder westlicheren Rippe höher oben erst vortritt. An der Nordseite der Weißen Wand übersetzt dieser Schichtzug den Tschirgantkamm und zieht auf der Nordseite abfallend über die Karröstner Alpe gegen Imst. Die Schichten sind auffallend zerdrückt, der an-



liegende Dolomit ist größtenteils nur eine feintrümmrige Breccie. Unter diesen Bergstürzen liegen gewaltige Schuttkegel, doch fehlt ein besonderes Schuttfeld, wie wir es am Magerbacher und Tschirgantbergsturz so ausgezeichnet entwickelt finden.

Der große Tschirgantbergsturz (Fig. 26) entsendet einen mächtigen flachen Schuttkegel (1) die „Breite Muhr“, gegen Süden und drückt damit den Inn vom Berggehänge ab. An der Westseite dieses Schuttkegels begegnen wir von der Straße aufwärts Felstufen, welche aus einem festen, im Bruche schwärzlichen, in der Verwitterung (besonders an vom Wasser abgescheuerten Stellen) bläulich erscheinenden Dolomit bestehen. Dieses Gestein ist von zahlreichen weißen Kalkadern durchbrochen, welche ihm ein ganz charakteristisches Aussehen verleihen. Steigen wir entlang der „Breiten Muhr“ gegen den Ausgang der Bergsturzrinne empor, so finden wir

Fig. 26.



hier dasselbe Gestein (3) wieder. Es streicht parallel dem Innthale bei einem etwa  $70^{\circ}$  betragenden Südfallen. Höher am Berggehänge lagern hier zu beiden Seiten der Bergsturzrinne 40—80 m mächtige grellgelbe (4) Rauchwacken, welche kecke Türme und Zinnen bilden. Hinter dieser Rauchwackenzone setzen in sehr ungleicher, aber meist geringer Mächtigkeit arg zerquetschte, splittrige Mergel (5) ein. Im Bruche erscheinen sie schwarz, in der Verwitterung gelblich. Ihnen sind hellgraue dolomitische und dunkelgraue Kalke (6) angelagert. Darüber erhebt sich in schroffem, prachtvollem Aufbruch der helle, weißliche Wettersteindolomit (7) der Weissen Wand.

Verfolgen wir diesen Zug von Rauchwacken, Mergeln und Kalken gegen Westen, so sehen wir ihn an der Südseite des Tschirgants über die Karreser Alpe in die Gräben oberhalb von Karres und Karrösten übersetzen. Hier haben wir es mit sicheren Raibler Schichten zu tun, so daß es nächstliegend ist, auch die Zone am Fuße der Weissen Wand dazuzurechnen. Danach wäre der darunter ausstreichende Dolomit als Hauptdolomit anzusprechen. Diese oben geschilderte Zone von Rauchwacken, Mergeln und Kalken verschwindet östlich der Weissen Wand unter dem Trümmerwerke der dortigen Bergstürze.

Schon östlich von der „Breiten Muhr“, besonders aber westlich begegnen wir großen Massen von vorzüglich entwickelter Inntaler Grundmoräne (2 in Fig. 26). In keilförmigen Resten lagert sie zwischen den Schuttkegeln den Felsstufen an. An der Westseite der „Breiten Muhr“ steigen die Grundmoränen in großer Mächtigkeit bis zum Innstrand nieder. Über ihre Bedeutung für die Altersbestimmung des Tschirgantbergsturzes habe ich in den Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt Nr. 3, 1904, bereits ausführlicher berichtet.

Im Süden des Tschirgant ist eine Terrasse vorgelagert, welche östlich von Roppen mit einem Felshügel aus hellgrauem, ungeschichtetem Dolomit beginnt. Diese Terrasse wurde von Blaas nach dem Dorfe Karres als Felsriegel von Karres bezeichnet. Die nähere Beschreibung ihres Aufbaues soll hier nicht gegeben werden, da sie nur im Zusammenhang mit der Darstellung jenes Streifens von jüngeren Schichten verständlich ist, welcher von der Gegend von Roppen bis Zams an der Südseite des Inns unmittelbar dem Urgebirge anliegt. Eine Schilderung der glazialen Erscheinungen im Bereiche des Felsriegels von Karres habe ich im Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt 1904, 54. Bd., pag. 128—133, gegeben.

Über dieser Terrasse strebt steil der Tschirgant (2372 m) empor, mit welchem der Bergkamm im Westen endet. Einige Schluchten sind in sein Südgehänge eingerissen, welche uns den Aufbau der Schichten entblößen.

Von Karres ziehen zwei größere Gräben bergan, von denen der westlichere vorzügliche Aufschlüsse im Grundgebirge gewährt, wegen der andere Grundmoränen in gewaltiger Entfaltung zeigt. Dieselben liegen im unteren Teile des Grabens auf einem blau anwitternden, weißadrigen Dolomit von ganz derselben Ausbildung, wie wir ihn am Fuße der „Weißen Wand“ kennen gelernt haben. Dieser Dolomit erbaut hauptsächlich die Felshöhen zwischen dem Graben von Karres und der Weißen Wand. Darüber folgt eine vielfache Schichtfolge der Raibler Schichten, welche jedoch erst im westlicheren Graben deutlich erschlossen ist. Die stark bearbeiteten Grundmoränen steigen entlang diesem Graben von der Terrasse bis gegen 1400 m empor und enthalten in großen Mengen gekritzte und zentralalpine Geschiebe. Der ganzen Ausbildung nach haben wir es hier mit einem der größten Aufschlüsse von Grundmoränen des Inntalglitchers zu tun. Bemerkenswert ist der Einschluß größerer zentralalpiner Blöcke. Der benachbarte westlichere Graben, welcher etwas tiefer eingeschnitten ist, zeigt vorzüglich stark gefaltete Raibler Schichten, in denen Sandsteine mit Mergelzwischenlagen eine auffallend mächtige Entfaltung einnehmen.

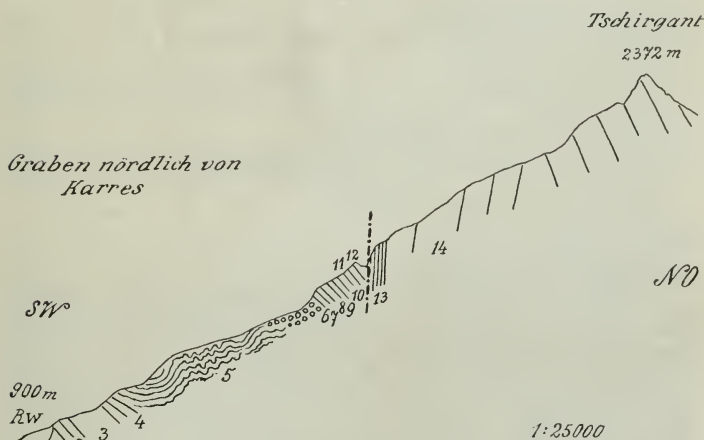
Der blaue, weißadrigte Dolomit erscheint in diesem Graben (Fig. 27) viel weniger mächtig und endet schon etwa 200 m tiefer als im östlichen Graben. Steigen wir in die Schlucht hinein, so treffen wir gleich am Beginn eine Scholle von gelber Rauchwacke, welche dem blauen Dolomit auflagert. Darüber haben wir folgende Schichtfolge:

1 Blauer, weißadrigter Dolomit;

2 dieser Dolomit wird durch Einschaltung von schwarzen Mergelschiefern zerlegt. Kalkige Bänke stellen sich ein;

- 3 mächtiges felsenbildendes Lager zerdrückter, schwarzer Mergelschiefer mit Sandsteinlagen, 20—30 m;
- 4 Lage von blauem Dolomit (20—25 m), oben dünngebant mit dicken, weißen Adern;
- 5 mächtige Folge heftig zerfalteter Massen von schwarzen Mergelschiefern und wechsellagernden Sandsteinen. Letztere zeigen prächtige Faltungen und Knickungen;
- 6 grauer, mörtelartig zerdrückter Dolomit;
- 7 schwarze Mergelschiefer;
- 8  $1\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$  m starke Lage von schwarzem Kalk (Oolithe), Versteinerungsreste, rötlichbraune Verwitterung;

Fig. 27.



Rw = Rauchwacke.

- 9 schwarze Mergelschiefer und Sandsteine;
- 10 grauer, mörtelartiger, zerdrückter Dolomit (8—10 m), oben sind einige feste, 5—6 cm starke schwarzblaue Dolomitmäntchen;
- 11 schwarze Mergelschiefer und Sandsteinzonen, 40—50 m;
- 12 grell gelbrote Rauchwacken wie am Südfuße der Weißen Wand, 10—15 m;
- 13 unten dünn (1—2 dm), dann immer dicker geschichteter hellgrauer Dolomit mit rauhhöckerigen Flächen, geht in lichtgrauen Wettersteinkalk (14) über.

Der Wettersteinkalk bildet in steilen Wänden und Hängen den oberen Teil des Tschirgants. Hier sind mehrfach alte Stollen auf Bleiglanz und Galmei zu sehen.

In diesem Profil fällt neben der ungewöhnlichen Mächtigkeit der wechsellagernden Mergelschiefer und Sandsteine die eigentümliche gegen den Wettersteinkalk einfallende Schichtstellung besonders auf.

In dem weiter westlich gelegenen Graben, der von Karrösten gegen den Tschirgant aufstrebt, entdecken wir wieder eine vielgliederte Folge von Raibler Gesteinen. Auch hier haben wir größtenteils ein gegen den Wettersteinkalk gerichtetes Einfallen der Raibler Schichten (unten 80° gegen Süd, oben 40—50° gegen Nord) zu verzeichnen. Die Schichten stehen durchaus ziemlich steil und zeigen keine solchen Faltungen wie in dem eben geschilderten Graben von Karres. Die Reihenfolge ist hier von unten nach oben folgende:

- 1 Dunkler, weißadriger Dolomit;
- 2 schwarze Mergelschiefer und Sandsteine, 5—6 m;
- 3 grauer Dolomit, 20—30 m;
- 4 schwarze Mergelschiefer und Sandsteine, 6—8 m;
- 5 graue Rauchwacke, 20—30 m;
- 6 schwarze Mergelschiefer;
- 7 gelbliche Kalke voll schwarzer Muschelschalen, 3 m;
- 8 Sandstein, 1—1½ m;
- 9 schwarze Mergelkalkbank (1 m), muscheliger Bruch und gelbliche Verwitterung;
- 10 splittrig brechende Mergelschiefer;
- 11 gelbrote Rauchwacke (40—60 m), darinnen liegen gelbliche, blättrige, dünne Mergel, Bänke dunkelgrauen Dolomits, Zonen von hellgrauem, zertrümmertem Dolomit;
- 12 Sandsteine;
- 13 schwarze Mergelschiefer;
- 14 hellgrauer Wettersteinkalk.

Gegen Westen verarmt der Zug der Raibler Schichten auffallend rasch. Am Wege, welcher von Karrösten am Westabfalle des Tschirgants gegen die Karröstner Alpe leitet, finden wir nördlich des blauen Dolomits, der den Hügel (986 m) bei dem Dorfe aufbaut, nur wenige Schichtglieder der Raibler Zone. Zuerst stellen sich Knollenkalke, dann hellgrauer Dolomit ein. Gletscherschliße und Inntaler Grundmoränen sind darauf mehrfach erhalten. Eine 6—8 m breite Einschaltung von schwarzen Mergelschiefern und Sandsteinen trennt den Dolomit von dem Wettersteinkalke, welcher gegen Imst streicht und etwa 40° gegen Süden einfällt. Folgen wir dem Wege weiter, so treffen wir nach Durchquerung der mächtigen, größtenteils ungeschichteten Wettersteinkalkmassen wieder auf einen Zug von Raibler Schichten, der aber heftig gestört ist. Schwarze Mergelschiefer und Sandsteine, Oolithe, dunkelgraue Kalke bilden den Hauptbestand dieses sehr unregelmäßigen Streifens. Im Norden schließen sich große Massen von bituminösem, bräunlichem Hauptdolomit daran, welche die Abhänge gegen das Gurgltal beherrschen.

### Tal der Leutascher Ache.

(Fig. 28—29.)

Im Süden des Wettersteingebirges ist das Tal der Leutascher Ache eingesenkt, welches die Grenze gegen das Mieminger Gebirge, die Seefeld-Leutascher Hochfläche und den Kamm der Arnspitzen zieht. In diesem Talzuge können wir bis zur Einmündung in das Isartal

leicht drei Abteilungen unterscheiden. Vom Ursprung bis zum Austritt in die Weitung von Leutasch ist das Tal ziemlich eng. Dieses oberste Talstück zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge trägt den Namen Gaistal und wird von Konglomeratfelsen, den sogenannten „Öfen“, abgeschlossen. Daran reiht sich eine ausnehmend flache und breite Talstrecke, welche sich bis zur Leutaschkamm ausdehnt. In diesem Abschnitte durchbricht die Ache in enger tiefer Schlucht den vorliegenden Wall von Wettersteinkalk, der den Kamm der Arnspitzen mit dem Wettersteingebirge verbindet.

Das Gaistal folgt im allgemeinen einer tektonischen Mulde. Im weiteren Verlaufe durchbricht jedoch die Ache erst den Nordflügel dieser Mulde und dann das Verbindungsstück der Arnspitzen mit dem Wettersteingebirge.

Die Gipfel des Mieminger Gebirges stürzen in steilen, hohen Wänden gegen das Gaistal nieder. Betrachten wir diese Wände näher, so sehen wir sie aus steilgestellten Schichttafeln des Wettersteinkalkes erbaut, welche vielfach von flach einfallenden Rutschflächen zerschnitten und daran verschoben sind. Während nun aber im östlichen Teile die steilen Wettersteinkalkplatten bis ins Tal in gleicher Neigung niederreichen und hier von Raibler Schichten bedeckt werden, sehen wir sie im westlichen Abschnitte unten zu einer flachen Mulde aufgebogen.

Wir haben im großen entlang dem Gaistale eine Mulde vor uns, deren Achse sich von Ost gegen West bedeutend erhebt. Freilich ist die Ausbildung dieser Mulde eine sehr unregelmäßige, was indessen vor allem von dem Nordflügel zu gelten hat. Entsprechend der allgemeinen Erhöhung der Muldenachse haben wir vom Eingange des Gaistales bis über den Leitenbach hinaus als Kern Hauptdolomit, von da bis über die Tillfußalpe vor allem Rauchwacken und Kalke der Raibler Schichten. Weiter westlich taucht schon an der Nordseite des Tales ein längerer Streifen von hellem Wettersteinkalk auf. Derselbe verschwindet westwärts unter dem Schutte, dafür erhebt sich von der Gegend der Feldernalpe (1522 *m*) an ein zusammenhängender Zug von gleichem Wettersteinkalk, welcher vorerst einen hohen Wall zwischen der Einsenkung der Pestkapelle und dem obersten Gaistale bildet. Dieses endet mit der Mulde des Negelsees (1550 *m*). Der Wettersteinwall aber setzt sich gegen Westen als ein immer freier vortretender Wandgürtel fort, welcher erst im Norden der Ehrwalder Sonnenspize zugleich mit dem Mieminger Gebirge ein Ende findet. Von der Gegend der Feldernalpe an westwärts bildet dieser Wettersteinkalkzug eine an den mächtigen Sattel des Mieminger Gebirges unmittelbar angebogene Mulde. An der Westseite des meist ausgetrockneten Negelsees erbaut ein mächtiger Moränenwall die Wasserscheide. Durch die Einschiebung des eben geschilderten Wettersteinkalkwalles kommt so eine eigentümliche Talverknüpfung zustande, indem wir südlich desselben das gegen Osten fällige Gaistal, nördlich eine gegen Westen absinkende Talfurche haben.

Die Gegend des Negelsees ist reich an glazialen Schuttmassen, welche aus dem Brandl- und Igelseekar stammen. Aus dem erstgenannten großen Kar streben zwei mächtige Moränenwälle heraus,

während vor dem zweiten der Negalsee ruhte, welcher ebenfalls von einem Moränenwall umspannt wird.

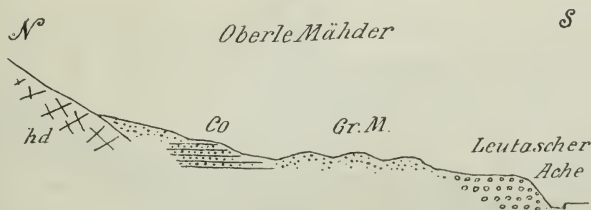
Unterhalb der Seeschwelle entspringt im Schutt der Negalseebach, welcher sich bei der Feldernalpe mit einem Zufluß von den Gehängen der Issentalköpfeln vereinigt. Die Aufrisse des Negalseebaches enthüllen vom See bis in die Gegend der Federnalpe schlammigen, hellweißen Grundmoränenschutt eines kalkalpinen Gletschers. Gekritzte Wettersteinkalkgeschiebe sind ziemlich häufig zu finden, zentralalpine dagegen fehlen. Bei der Federnalpe schließen sich von der Nordseite mächtige Schutterrassen an, welche oberhalb der Alpe eine breite Stufe aufbauen. Sie dürften ebenfalls einem Lokalgletscher angehören, welcher unter den stolzen Wänden der Plattspitzen seinen Ausgang nahm. Von der Feldern- bis gegen die Tillflußalpe breiten sich reichlich frische Schuttfelder an den Seiten des Baches aus. Tillfluß selbst liegt auf einem starken Schuttkegel des Kotbaches. Von der Einmündung dieses Baches weg heben sich an beiden Talseiten Terrassen hervor, welche von den Raibler Schichten aufgebaut werden. An der Südseite hat die Terrasse nur eine sehr begrenzte Ausdehnung und reicht bis gegenüber der Mündung des Leitenbaches. In diesem Streifen der Raibler Schichten treten neben Rauchwacken und grauen Kalken auch Sandsteine, schwarze Mergel und Oolithe auf. Bei der Mündung des Leitenbaches geht nicht nur die Raibler Zone, sondern auch der weißliche Wettersteinkalk des Mundegewölbes auf die Nordseite des Tales über. Der Wettersteinkalk, welcher Chemnitzien umschließt, bildet hier bis zur Einmündung des Sulzbaches die Unterlage der breiten Terrasse der Hämmermoosalpe (1419 *m*). In dieser Strecke läuft die Ache in einer tiefen, steilwandigen Felsschlucht. Schon östlich des Kotbaches begegnen wir auf der nordseitigen Terrasse der Raibler Schichten (Rauchwacken und graue Kalke) Anlagerungen von Grundmoränen und einzelnen zentralalpinen Trümmern. Der Einschnitt des Leitenbaches enthält an seiner Westseite im Hintergrunde der Terrasse eine mächtige Einlagerung von Grundmoränen. In noch größeren Ausmaßen sind solche im Süden und besonders an der Westseite der Hämmermoosterrasse eröffnet.

Hier haben wir es bereits mit stark und gleichmäßig bearbeiteter Grundmoräne zu tun, welche reichlich gekritzte Geschiebe führt. Bemerkenswert ist daran das häufige Vorkommen von zentralalpinen Gerollen. Die Saat der zentralalpinen Gesteine reicht vom Ostausgange des Tales bis in die Gegend östlich von Tillfluß. Das fällt zusammen mit der Einsenkung der Niedermunde (2065 *m*), welche sich dort im Wall des Mieminger Gebirges öffnet und von Eismassen des Inntalgletschers überschritten wurde. Allerdings ist es bei der bedeutenden Höhe dieses Sattels sehr unwahrscheinlich, daß auf diesem Wege zentralalpine Geschiebe in die Gaistaler Grundmoränen gelangt sein sollten. Dieselben sind wohl dadurch zu erklären, daß der Inntalgletscher von Osten her den Gletscher des Gaistales zurückdrängte und unterschob. Von der Mündung des Sulzbaches an begleiten Rauchwacken zu beiden Seiten die Leutascher Ache. Dem Umbiegen des Gewölbes der Hohen Munde entsprechend tritt darauf Hauptdolomit hervor, an den sich die Konglomeratfelsen der „Öfen“ anschmiegen.

Dieses Konglomerat besteht aus abgerollten Gesteinen des Gaistales, zwischen denen als Seltenheit zentralalpine Gerölle vorkommen. Durch ein kalkiges Bindemittel sind diese geschichteten Schuttmassen verkittet. Die Richtung seiner steilgeneigten Bänke weist auf einen jetzt nicht mehr vorhandenen Hang an seiner Westseite hin. Die Ache fließt über die Schichtköpfe dieses Sperrkonglomerats, welches die heutige Talfläche unterteuft.

In nächster Nähe haben wir an den Seiten der Mündung des Klambaches ein ganz gleichartiges Konglomerat, welches jedoch flach gebankt erscheint. Dieses Konglomerat lehnt sich im Norden an flach gewellte Schichten des Hauptdolomits. Dringen wir aber weiter in dieser Schlucht aufwärts, so finden wir oberhalb der kleinen Hauptdolomitstufe neuerdings ein Konglomeratrest eingelagert. Ebenso entdecken wir in Aufrissen der „Oberle Mähdler“, welche eine Terrasse östlich des Klambaches bekleiden, mehrfach als Grundlage daselbe Konglomerat.

Fig. 28.



hd = Hauptdolomit. — Co = Konglomerat. — Gr.M. = Grundmoräne.

Weiter östlich finden wir südlich der Ache in der Umgebung des Weitacher Sees ebenfalls ein Konglomerat aus Geröllen der Ache. Dasselbe ist an der Südwestseite dieser künstlichen Wasseransammlung sowie weiter östlich in kleinen Resten bis gegen die Seefelder Straße hin aufgeschlossen. An den „Öfen“, im Klambachgraben, bei den „Oberle Mähdlern“ und am Weidacher See überlagern Grundmoränen diese nach Ausbildung und Lagerung offenbar zusammengehörigen Konglomeratreste. Dieselben stellen höchstwahrscheinlich die Reste eines ausgebreiteten Schuttfeldes dar, welches sich in der Niederung von Leutasch ausdehnte. Für dieses Schuttfeld kann nur ein interglaziales Alter in Betracht gezogen werden.

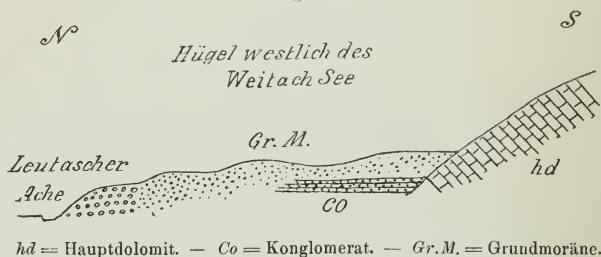
Bei den „Öfen“ verläßt die Ache das Gaistal und schlingt sich nun durch die breite Niederung von Leutasch.

Von Süden schließt sich gleich eine bedeutende Weitung an, welche nur von einem kleinen Bächlein bewässert wird. Dieselbe erhebt sich südlich von dem Weiler Moos steil zu den beiden Felsfurchen des Sattels von Buchen. Diese Steilstufe ist von reichlichen Grundmoränen des Inntalgletschers besetzt. An der Ecke zwischen dieser Weitung und dem Gaistale lagern mächtige, großenteils unge-

schichtete Schuttmassen, die reich mit zentralalpinen Geröllen vermengt sind. Gegenüber dieser Weitung von Moos erhebt sich an der Nordseite der Ache (Fig. 28) eine Terrasse („Oberle Mähder“), welche vom Klammabache bis Ober-Leutasch reicht. Eine Terrasse von gleicher Höhe ist auch im Süden der Ache (Fig. 29) erhalten, welche die nun abgetrennte Fortsetzung der früher genannten bis zum Weiler Ober-Weidach darstellt. Am Aufbaue dieser Terrassen ist das Grundgebirge nur ganz unbedeutend beteiligt. Westlich von Ober-Leutasch tritt in dem Hohlwege gegen die „Oberle Mähder“ Hauptdolomit vor. Außerdem erscheinen östlich vom Weidacher See einige kleine Aufwölbungen desselben Gesteines. Von den übrigen Bestandteilen der Terrassen sind die Konglomerate die ältesten. Sie bilden weiter zurückliegende Terrassen von im allgemeinen geringerer Höhe. Ihre Decke sind Grundmoränen des Inntaler Gletschers, welche sie allseitig übergreifen.

Diesen beiden Ablagerungen sind geschichtete gerollte Schotter der Ache in bedeutender Mächtigkeit vorgebaut. Im wesentlichen sind

Fig. 29.



beide Terrassen gleich bestellt, doch überwiegen an der westlicheren die geschichteten Schuttmassen, an der östlicheren die Grundmoränen. Das heutige Bett der Ache ist tief zwischen den beiden Terrassen hindurchgeschnitten und war vor der gewaltsamen Einfassung durch Steindämme hier und weiter talab äußerst veränderlich. Die Einlagerung der geschichteten gerollten Schotter (meist Gesteine der Ache) ist in einem breiteren Tale als dem jetzigen erfolgt. In einem noch weit breiteren sind die älteren konglomerierten Schotter eingebettet. Zwischen beiden Schotterfeldern liegt eine bedeutende Grundmoränendecke. Unterhalb dieser Terrassen sind die höher gelegenen älteren Schuttmassen von der Ache entfernt.

Nach dem breiten Felstor zwischen Arn- und Gerenspitzen schiebt der mächtige Schuttkegel des Puitenbaches die Ache ganz an die jenseitigen Felsen. Über diesem Schuttkegel erhebt sich eine steile über 300 m hohe, aus losem Schutt und Blockwerk errichtete Talstufe, welche oben den flacheren Puitenanger trägt. Diesem lagern im Hintergrunde des Tales mächtige, aus Wettersteinkalkblöcken erbaute Längs- und Querwälle eines Lokalgletschers auf.



Zwischen dem Schuttkegel des Puiten- und Berglenbaches breitet sich an der Nordseite der Ache ein Hügelland aus. Nach den recht spärlichen Aufschlüssen herrschen im westlichen Teile Inntaler Grundmoränen vor. An den Seiten des jungen Schuttkegels des Berglenbaches stehen verkalkte Reste eines höheren älteren Schuttkegels an. Gegenüber von Lochlehen schneidet die Ache an der Südseite einen Streifen von typischer Inntaler Grundmoräne an, welche scheinbar einem tieferen Tale eingelagert wurde. Diese Grundmoräne ist von einem mächtigen Schuttkegel überschüttet, welcher in einer Runse der Arnspitze (2197 *m*) seinen Ausgang nimmt.

Dieser Schuttkegel trägt bis zu seiner Spitze bei 1300 *m* viele zentralalpine Gerölle. Ein älterer verkalkter Schuttkegel ist in der tiefen Runse an der Ostseite bis gegen 1600 *m* Höhe erhalten. Es ist eine aus Wettersteinkalkkrümmern gebildete Breccie, welche den jüngeren Schuttkegel unterteuft und bedeutend höher an dem steilen Gehänge emporreicht. Ihr Verhältnis zu der Inntaler Grundmoräne an der Ache ist nicht offenbar. Gegenüber von diesem Schuttkegel lagert auf der Nordseite das grobe Blockwerk eines kleinen Bergsturzes.

Von hier treffen wir talabwärts nur mehr kleine Schuttkegel an den Seiten des flachen Talbodens.

Das Tal verengt sich nunmehr und bei der Brücke (1022 *m*) unterhalb der Schanze hebt sich eine abgeglättete Schwelle von Wettersteinkalk aus dem Schuttboden des Tales hervor. Sofort schneidet die Ache eine Klamm in die Felsen, welche sie erst in der Tiefe des Isartales bei 924 *m* wieder verläßt. Hier beträgt das Gefälle der Ache längs einer Strecke von etwa  $1\frac{1}{3}$  *km* 100 *m*, während wir von den „Öfen“ bis zur Leutaschkamm auf etwa 12 *km* nur über 150 *m* antreffen.

Der Felsriegel von Wettersteinkalk, welchen hier die Klamm durchbricht, zeigt zu beiden Seiten über der Schlucht verlassene Felsfurchen, in denen zahlreiche zentralalpine Gerölle lagern. Besonders deutlich tritt diese Erscheinung an der Nordseite hervor, wo der Felskopf des Burgbergl (972 *m*) durch eine tiefe Rinne vom Burgberg abgetrennt wird.

Betrachten wir die Bergkämme näher, welche von beiden Seiten zu dieser Felsschwelle herabsinken, so werden wir von der Ähnlichkeit ihrer Formen überrascht. Im Norden haben wir den schroffen Gipfel der Wettersteinspitze (2152 *m*), im Süden jenen der Arnspitze (2197 *m*). Beide zeigen mit ihren zerrissenen, zackigen Gipfelweisen, daß sie reine Verwitterungsformen sind. Das gilt jedoch nur an jenen Graten, welche über 2000 *m* emporsteigen.

Die tieferen Kämme sind sämtlich ganz auffallend abgerundet und bucklig. Von beiden Seiten steigen gegen die Felsschwelle leichtgewellte, kuppelige Höhen hernieder, wobei zu beachten ist, daß jene der Nordseite sich rascher absenken. Zentralalpine Gesteine sind im Süden auf den Höhen des Schartenkopfes (1619 *m*), im Norden auf jenen des Grünkopfes (1589 *m*) nicht selten zu finden. Beide Höhen sind reich durch Felswannen und Furchen zergliedert, welche sich vorzüglich zur Aufbewahrung der hinterlassenen Findlinge eignen.

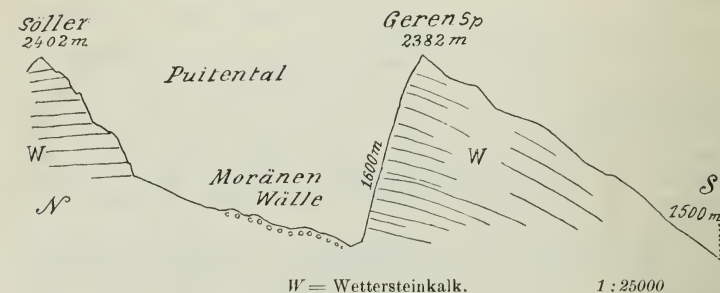
Wenn wir nach diesen Angaben den Tallauf der Leutascher Ache beurteilen, so tritt die glaziale Mitarbeit deutlich hervor. Die Ache ist nunmehr bemüht, die großen Ungleichheiten ihrer Bahn im oberen Teile durch Einschütten, im unteren durch Tieferschnitten der Klamm zu verringern. Das Konglomerat bei den „Öfen“ deutet auf eine noch größere Ungleichheit des Tallaufes zur Zeit seiner Bildung. Es ist sehr wahrscheinlich, daß wir es im Bereiche der Leutaschniederung mit glazialen Felsbecken zu tun haben, welche erst durch Aufschüttungen der Ache eingeebnet wurden.

### Die Vorberge des südlichen Wettersteinkammes.

(Fig. 30–38.)

Die unmittelbare Fortsetzung des Kammes der Arnspitzen bildet jenseits der Leutascher Ache der Kamm der Gerenspitzen, welcher im engsten Zusammenhange mit einer Reihe von Felsköpfen entlang

Fig. 30.



dem Südfalle des Wettersteingebirges ein eigenartiges Vorgebirge schafft. Es ist unschwer zu erkennen und auch schon mehrfach hervorgehoben worden, daß wir hierin den Nordflügel der Gaistalmulde vorliegen haben. Von dem südlichen Wettersteinkamme wird dieses Vorgebirge, das mit den Gerenspitzen (2382 m) seine größte Höhe erreicht, durch eine Zone von meist enggefalteten jüngeren Schichten wesentlich geschieden. Der Kamm der Gerenspitzen (Fig. 30–33) stellt einen mächtigen Klotz von Wettersteinkalk dar, der im größeren östlichen Teile einen sehr einfachen Bau besitzt. Unter den flach süd-fallenden Wettersteinkalkplatten, welche im Norden eine herrliche pralle Wand von 600 m Höhe bilden, treten an der Ostseite noch Muschelkalkschichten hervor. Unter diesen streichen in der Schlucht des Puitentales flach gelagerte, grüngraue Neokommergel heraus, welche höher oben dann von den gewaltigen Schuttmassen der Puitentalstufe verhüllt werden. An der Südseite der Gerenspitzen haben wir in den unteren Abhängen stark zertrümmerten Hauptdolomit, welcher jedoch ohne Zwischenlage von Raibler Schichten an den Wettersteinkalk

Fig. 31.

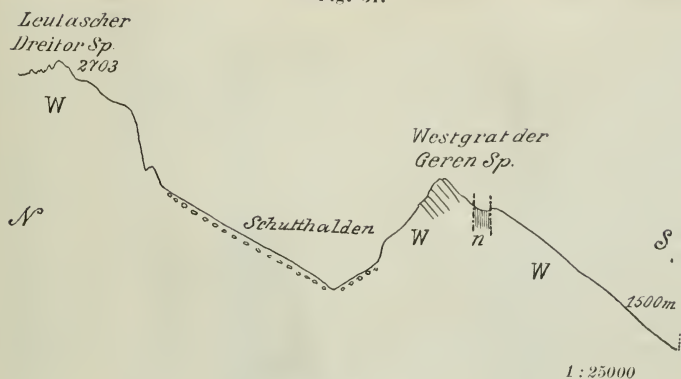


Fig. 32.

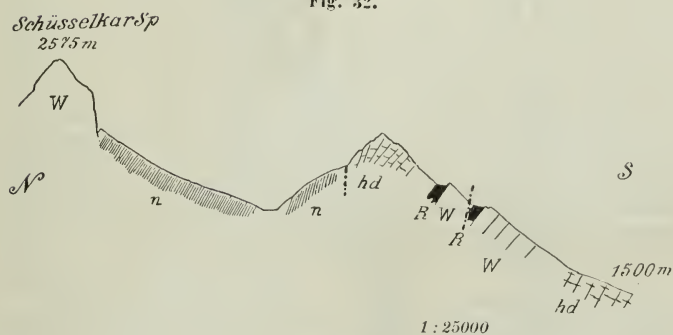
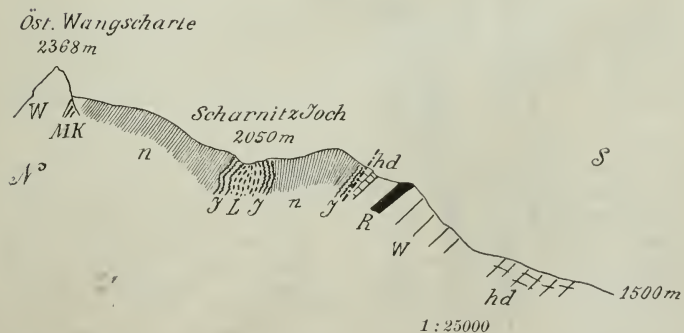


Fig. 33.



*MK* = Muschelkalk. -- *W* = Wettersteinkalk. -- *R* = Raibler Schichten.  
*hd* = Hauptdolomit. -- *L* = Lias. -- *J* = oberer Jura. -- *n* = Neokom.

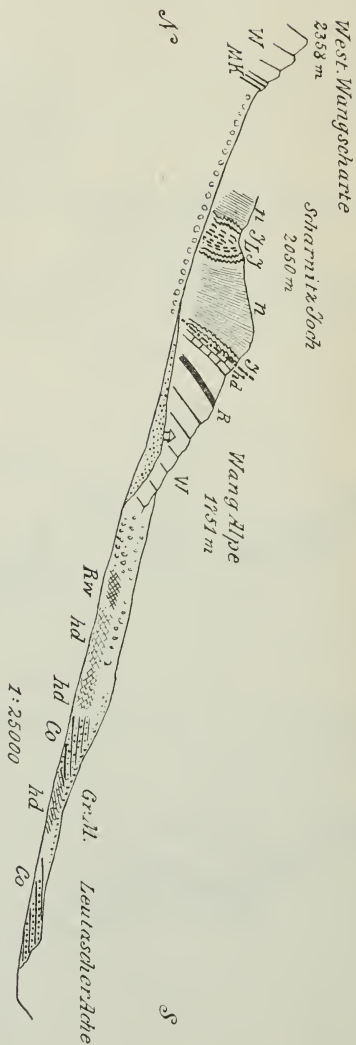


Fig. 34.

*W* = Muschelkalk. — *W* = Wettersteinkalk. — *R* = Raibler Schichten. — *Rw* = Rauchwacke. — *hd* = Hauptdolomit.  
*L* = Lias. — *J* = oberer Jura. — *n* = Neokom. — *Co* = Konglomerat. — *Gr. M.* = Grundmoräne.

stößt. Stellenweise wie am Klambach sind in den Dolomit Rauchwacken eingeschaltet.

Während der östliche Teil solchermaßen auch in seinem Bau als Fortsetzung der Arnspitzen erscheint, ist der westliche viel reicher tektonisch gegliedert. Die Wettersteinkalkplatten fallen hier entgegengesetzt gegen Norden und sie erscheinen von Raibler Schichten bedeckt.

Der plötzliche Umschwung im Aufbau der Gerenspitzen wird durch Verwerfungen geleitet. An der Nordwestseite des Gratkopfes (Punkt 2276) sehen wir eine schräge Rutschfläche den Wettersteinkalk abschneiden. Neokommargel sind an diese Fläche angepreßt und ziehen von Norden zum Grat empor. An der Südseite dieses Felskopfes liegt ein Streifen solcher Neokommargel zwischen Wettersteinkalkschollen völlig eingeklemmt. Westlich von dieser Störungszone hält nordfallender Hauptdolomit den Kamm bei Punkt 2227 *m* besetzt. Unter diesem Hauptdolomit streichen im südlichen Gehänge Rauchwacken, Kalke, Sandsteine und Mergel aus, welche hellem Wettersteinkalk unmittelbar auflagern. Dieser ganze Zug, welcher gegen Südosten streicht, ist von mehreren Querverwerfungen ungleich gegen Norden vorgeschoben, was man an den Zügen der Raibler Schichten klar erkennen kann. Außer diesen Querverwerfungen macht sich noch ein Längsbruch geltend, so daß die Raibler Zone streckenweise verdoppelt zum Austrich gelangt. Das Scharnitztal (Fig. 34) (Klambach) verhüllt mit der großen Schuttstufe der Wangalpe (1751 *m*) den unmittelbaren Zusammenhang der Gerenspitzen mit dem westlich benachbarten Roßberg (2090 *m*) (Roßkopf, Fig. 35). Dieser Felskopf zeigt wieder am Abhang gegen das Gaistal Hauptdolomit und gleich darüber hellweißen Wettersteinkalk, der aber meist sehr steile Stellungen aufweist. Im Norden ist eine Zone von Raibler Schichten vorgelagert, an welcher man recht deutlich wieder mehrere Querverwerfungen und Verschiebungen beobachten kann.

Bemerkenswert ist, daß sich an der Westseite des Roßberges zwischen Raibler Schichten und der jungen Schichtzone ein schmaler Streifen von Kössener Kalken und Mergeln einschiebt, welcher gegen Westen mehrfach an derselben tektonischen Stelle wieder erscheint. Der nächste Vorkopf (Schönberg 2040 *m*, Fig. 36) ist sehr mannigfaltig zusammengesetzt. An seinen steilstehenden Wettersteinkalk lagern im Norden Raibler Schichten, eine Scholle von Hauptdolomit und ein Streifen von Kössener Schichten. Querverschiebungen in mehr nord-östlicher Richtung zerstückeln die Schichtzüge.

An der Westseite sind die Raibler Schichten mit Sandsteinen, Mergeln, Oolithen, Kalken und Rauchwacken deutlich erschlossen. Mit einer beträchtlichen Vorschübung gegen Norden setzt jenseits des Leitenbaches wieder der Raibler Zug hinter den Wettersteinkalkplatten des Predigstein (2141 *m*, Fig. 37) ein. Entlang mehrerer gegen Nordost zielender Schubflächen sind die Schichtmassen in einzelnen Schollen verschieden weit gegen die Zone der jungen Schichten vorgestoßen. Während noch im Süden des Schönberges der Nollenkopf eine Vorlage von Hauptdolomit darstellt, begegnen wir unterhalb des Wettersteinkalkes des Predigstein nur einzelnen Schollen von Raibler Kalken und Rauchwacken, seltener von Sandsteinen und

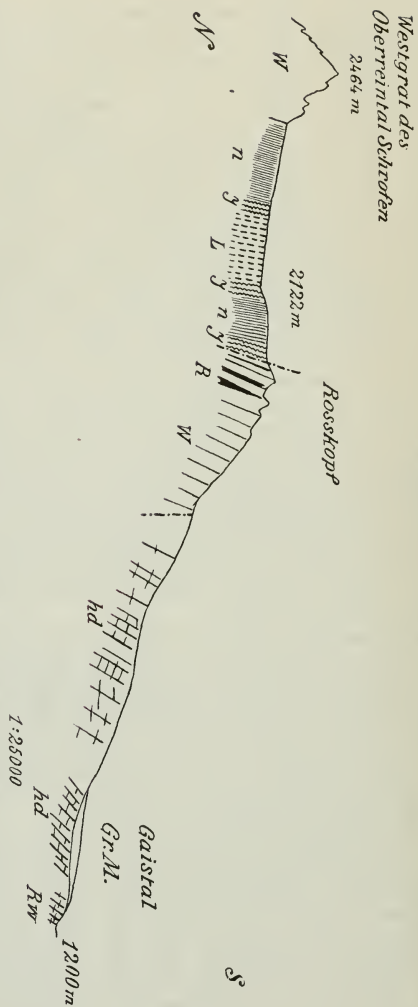
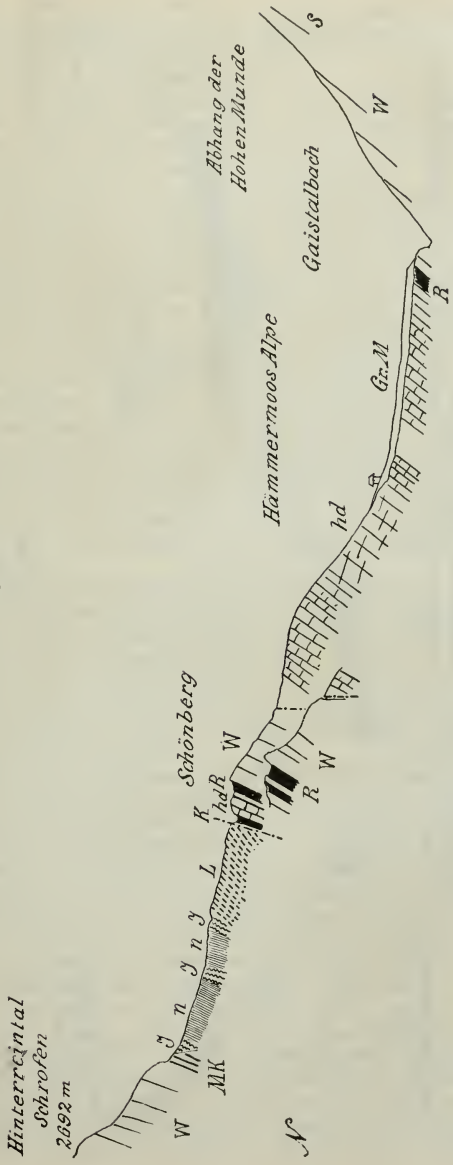


Fig. 35.

W = Wettersteinkalk. — R = Raibler Schichten. — Ro = Rauchwacken. — hd = Hauptdolomit. — L = Liass. — J = oberer Jura.  
 n = Neokom. — Gr.M. = Grundmoräne.

Fig. 36.



M.K. = Muschelkalk. — W = Wettersteinkalk. — R = Raibler Schichten. — hd = Hauptdolomit. — K = Kössener Schichten.  
 L = Lias. — J = oberer Jura. — n = Neokom. — Gr.M. = Grundmoräne.

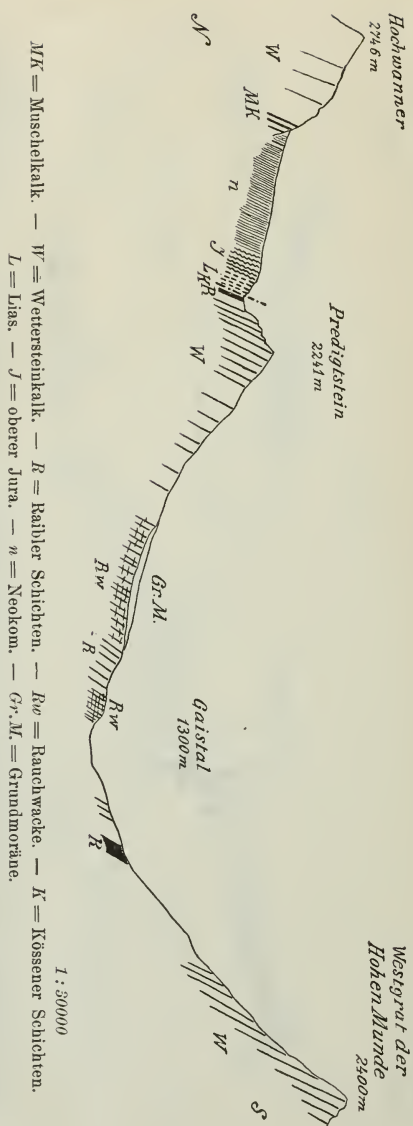


Fig. 37.

*MK* = Muschelkalk. — *W* = Wettersteinkalk. — *R* = Raibler Schichten. — *Rw* = Rauchwacke. — *K* = Kossener Schichten.  
*L* = Lias. — *J* = oberer Jura. — *n* = Neokom. — *Gr. M.* = Grundmoräne.



Mergeln, deren gegenseitiges Verhältnis bei den spärlichen und seichten Aufschlüssen nicht sicher festzustellen ist. An der Westseite des Predigstein ist über den Raibler Schichten wieder ein schmaler Zug von Kössener Schichten vorhanden.

Der Vorkopf des Mitterjöchls zeigt wieder anliegend an steile Wettersteinkalkplatten Raibler Zonen und dahinter Fetzen von Kössener Schichten. Beim „Steinernen Hüttl“ haben wir eine kleine Scholle von Hauptdolomit über den Raibler Schichten.

Ausgezeichnet erschlossen sind die hangenden Raibler Schichten an der Nordseite der nächsten Vorköpfe (Haberlenz 2205 *m*, Hochwannerkopf 2230 *m*). Der Vorschub der einzelnen saiger aufgerichteten Schichtschollen in nordöstlicher Richtung ist scharf ausgedrückt. An der Westseite des Hochwannerkopfes haben wir nördlich der Raibler Zone wieder eine Lage von Kössener Schichten. Der Wettersteinkalk ist hier, wie meistens an diesen Vorbergen, ganz hellweißlich, manchmal gelblich, oft zuckerig kristallin und wohlgeschichtet. Darauf lagern 8—10 *m* braune Sandsteine mit Kohlenrestchen. Über diesen folgen braun anwitternde Kalke mit Versteinerungsresten und mangelhaft erschlossene Rauchwacken. Daran ist eine etwa 25 *m* mächtige Lage von gutgeschichtetem, bituminösem, hellgrauem Kalk, dann dünn-schichtige Kalke mit wulstigen Schichtflächen, unten von lichter, oben dunkelgrauer Farbe angelagert. Ein rötlich anwitternder, sehr zerdrückter Dolomit, welcher im frischen Bruch lichtgrau gefärbt ist, schließt diese Folge gegen die schlecht erschlossenen Kössener Schichten ab.

Westlich des Hochwannerkopfes erhebt sich noch ein gleichartiger Vorberg, der Felskopf (Punkt 2123 *m*). Auch hier haben wir nahezu saiger stehenden Wettersteinkalk mit Raibler Schichten und einer schmalen Zone von Kössener Schichten.

An seiner Westseite finden wir noch stark gegen Südwest zurücktretende Schollen von Raibler Schichten. Weiter westlich ist eine breite Schuttfäche, welche von den Gatterlköpfen bis zur Feldernalpe hinab alles verhüllt.

Entlang der Westflanke des Punktes 2123 *m* läuft allem Anscheine nach eine bedeutende, gegen Nordost gerichtete Querverschiebung. Infolge dieser Verschiebung treffen wir einerseits die westliche Fortsetzung des Wettersteinkalkzuges erst beträchtlich südlicher in der Umgebung der Pestkapelle, anderseits erscheint die Zone der nördlichen jungen Schichten entsprechend stark gegen Norden vorgepreßt. Diese Erscheinung ist sehr auffallend, da nördlich von Punkt 2123 *m* der Wettersteinkalk des Wettersteinkammes ganz nahe mit dem der südlichen Vorberge zusammenkommt. Infolge dieses Vorschubes ist in der Umgebung des Zugspitzgatterl (2024 *m*) in dem südlichen hohen Wettersteinkamm eine breite tiefe Lücke entstanden, in welcher die jungen Schichten hineingepreßt liegen. So schafft diese Querverschiebung einen verhältnismäßig niedrigen Übergang über diese sonst äußerst schroff aufgeworfene Felsmauer.

Südlich vom Haberlenz (2205 *m*) tritt am Abfall gegen das Gaisal eine Scholle von Hauptdolomit, darunter Rauchwacken und Kalke der Raibler Schichten auf. Südlich des Hochwannerkopfes finden wir

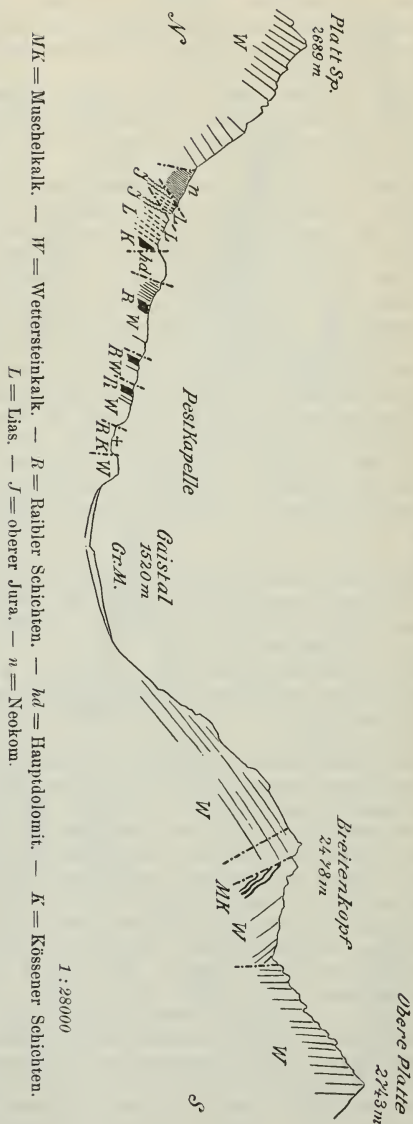


Fig. 38.

eine Zone von Raibler Schichten, und tiefer einen schmalen Streifen von hellem Wettersteinkalk. Im Südabfall von Punkt 2123 *m* begegnen wir in dem Graben, dem entlang der Steig zum Zugspitzgatterl hinaufzieht, zusammengewürfelten Schollen von Kössener Schichten, Lias und Neokom. Im weiter westlich eingetieften Graben haben wir Reste von Raibler, Kössener und Neokomschichten. Dieselben Gesteine sind in kleinen Aufrissen in dem Graben neben der Feldernalpe erschlossen.

Westlich der Feldernalpe setzt wieder ein geschlossener Wall von hellem Wettersteinkalk ein, dessen Verhältnis zum Mieminger Gewölbe bereits als angegliederte Mulde gekennzeichnet wurde. Wir haben hier die hochgehobene Unterlage der Gaistalmulde vor uns.

Nördlich von dieser deutlichen einfachen Mulde aus Wettersteinkalk begegnen wir nordöstlich von der Pestkapelle (Fig. 38) einer mehrfachen Wiederholung von schmalen Schichtzügen von Raibler Sandsteinen und hellen, weißlichen Kalken, welche vom benachbarten Wettersteinkalk nicht zu unterscheiden sind. Rechnen wir auch den großen südlichen Wettersteinkalkwall, so haben wir viermal helle Kalke und Sandsteinzüge in Staffeln hintereinander.

Die darüber aufragenden Issentalköpfeln (1885—1933 *m*) bestehen aus Kalken der Raibler Schichten und stark zertrümmertem Hauptdolomit, welchem im Norden ein Streifen von Kössener Schichten angelagert ist. An ihrer Westseite gegen die Ehrwalder Alpe (1493 *m*) ist ein ungenau nord-südlich streichender Streifen von Kössener Schichten, Oberem Jura und Neokom angeworfen. In nächster Nähe der Pestkapelle stoßen Raibler Schichten, Hauptdolomit, Kössener Schichten und Neokom zusammen. In dieser heftig bis ins kleinste gestörten Bergmasse ist natürlich eine Erklärung für alle einzelnen kleinen Schichtschollen und ihre gegenseitige Beziehung ohne weitere, äußerst umfangreiche Untersuchungen nicht möglich. Die Erscheinungen, welche wir hier entlang der Vorberge des südlichen Wettersteinkammes in zahlreichen Fällen wiederkehren sehen, entspringen aus einer heftigen Pressung der festeren Gesteinsmassen gegen die weiche, nachgiebige Vorlage der jungen Schichten. Dies spricht sich in großartiger Weise in den vielen kleineren und größeren, meist gegen Nordosten zielenden Sprüngen aus, denen entlang die festeren Schichtmassen ruckweise und ungleich vorgestoßen erscheinen. Die scharfe und konkordante Schichtgrenze zwischen dem hellen Wettersteinkalke und den dunklen Sandsteinen und Mergeln der Raibler Schichten läßt diese Verschiebungen besonders klar hervortreten.

### Die Zone der jungen Schichten und der südliche Wettersteinkamm.

(Fig. 39—41.)

Die Zone junger Schichten, welche am Südabfall des Wettersteingebirges hinstreicht, tritt schon landschaftlich zwischen den kahlfelsigen Vorbergen und der gewaltigen, schroff gebrochenen Mauer des Hauptkammes als ein freundlicher Verband von begrünten Jöchern und Alpenmulden klar hervor.

Wir haben als Fortsetzung der jungen Schichtzone unter der Karwendelüberschiebung den kleinen Einschluß von oberjurassischen Gesteinen im Norden des Arntalkopfes erkannt. Im Norden der Arnspitze (2197 m) zeigt der Kamm gegen die Leutaschklamm unter dem flach südfallenden oberen Wettersteinkalke eine mächtige Folge von Muschelkalk. Unter dieser tritt neuerdings Wettersteinkalk hervor, den an der Ostseite des Schartenkopfes ein flaches Gewölbe von Muschelkalk unterlagert. Im Zusammenhange mit der auf der gegenüberliegenden Talseite so klar erschlossenen Karwendelüberschiebung deuten wir auch im Norden der Arnspitze diese Verhältnisse als den Ausdruck einer Überschiebung, welche unmittelbar an jene des Karwendelgebirges anzuschließen ist. Das Leutaschtal scheidet den Arnspitzenkamm vom Wettersteingebirge. Der Kamm des Wettersteingebirges ist eine unmittelbare Fortsetzung des Wettersteinkalkzuges des Schartenkopfes. Das Liegende bildet eine mächtige Serie von Muschelkalkgesteinen, welche wieder tektonisch jenem Muschelkalkgewölbe an der Ostseite des Schartenkopfes entsprechen. Während also am Nordwestkamm der Arnspitze noch die Überschiebungsdecke auf den nördlichen Wettersteinkalkzug wie im angrenzenden Karwendel übertritt, trennt weiterhin das untere Leutaschtal diese tektonischen Glieder voneinander.

Eine Zwischenlage von jüngeren Schichten ist hier bis an die Ostseite des Ofelekopfes (2490 m) nicht zu entdecken. Dieser kühn aufstrebende doppeltürmige Felsgipfel besteht aus flachgelagerten nordfälligem Wettersteinkalk, welcher einem Sockel von Muschelkalk aufliegt, der den Berg an der Ost- und Südseite umsäumt. An der Ostseite springt nun in den unteren Felsbau eine auffallende tiefe Ecke ein, aus der sich ein von dem höheren Schluchtwerk genährter Schuttkegel herausergießt. Steigt man in den Hintergrund dieser Felsecke empor, so ist man erstaunt, graue, heftig zerknitterte Mergelkalke des oberen Jura dort hineingepreßt zu finden. Diese Gesteine sind sowohl südlich als auch nördlich des Schuttkegels entblößt und dürften wahrscheinlich eine zusammenhängende Lage darstellen. Der nördliche Teil dieser Gesteine streicht entlang der Muschelkalkschwelle des Bergtales bis unter den Weg in dieses Tal herab. Hier am Wege bricht eine Quelle aus den saiger stehenden oberjurassischen Schichten hervor.

An der Südseite des Ofelekopfes beginnt dann die geschlossene Einlagerung von jüngeren Schichten, welche sich bis in das Becken von Ehrwald erstreckt. Zwischen den schroffen Abbrüchen des Ofelekopfes und der Gerenspitzen steigt das Puitental gegen Westen empor und seine mächtigen Schuttmassen verhüllen größtenteils die unterliegenden Schichten. Nur an den Seiten der großen Schuttstufe und des Schuttkegels sehen wir am Südfuße des Ofelekopfes und am Nordostsaume der Gerenspitzen flachgelagerte, grüngraue Neokomergel erschlossen. Sie bilden eine trompetenförmige, gegen Osten erweiterte Einlagerung, wobei die tiefsten Aufschlüsse am weitesten gegen Süden und Norden zurückgreifen. Haben wir die steile Schuttstufe erstiegen, so gewahren wir die volle Talbreite von einer Wand zur anderen von Schutt erfüllt. Im mittleren Talgrunde reihen sich

längsgestreckte und quergebogene Moränenwälle aus grobem Blockwerk von Wettersteinkalk aneinander. Entlang den Seitenhängen breiten sich mächtige frische Schuttfelder nieder. Im Süden des Ofelekkopfes ist in der tiefen Schlucht, an welcher östlich die Neokomaufschlüsse beginnen, eine verkalkte Gehängebreccie aus Wettersteinkalk entblößt.

Das von Moränenwällen dicht besetzte Gebiet reicht im Puitental von ungefähr 1500—1800 *m* Höhe empor. Noch höher findet sich im Südosten des Scharnitzjoches bei 2000 *m* ein kleiner Ringwall. Steigt man entlang der Nordgrenze der Blockmoränen vom Puitanger aufwärts, so begegnet man bis zu 1750 *m* Höhe kleineren zentralalpiner Findlingen (eckige Gesteinstrümmen). Diese Erscheinung wird um so auffälliger, wenn wir bedenken, daß diese Findlinge zwischen dem nördlichsten Moränenwalle (1769 *m*) und den Schuttfeldern der Leutascher Dreitorspitze erhalten blieben. Weiter talaufwärts fehlen zentralalpine Gesteine in diesem Tale. Oberhalb der großen Blockmoränen hebt sich wieder das Grundgebirge hervor und wir erkennen eine mächtige, von tiefen Runsen zerfurchte Einlagerung von Neokommern, welche die Gehänge nördlich vom Scharnitzjoch (Karljoch 2050 *m*) bis zu den gewaltigen Wänden der Schlüsselkar Spitze aufbaut. Am Fuße dieser Wand treten oberjurassische Hornsteinkalke in sehr geringer Mächtigkeit hervor. Während nun aber am Ofelekkopf und an der Leutascher Dreitorspitze flach nordfallende Muschelkalk- und Wettersteinkalkschichten die hohe Begrenzungswand der jungen Schichten aufbauen, zeigt dieselbe vom Scharnitzjoch an bis gegen den Westabbruch des Wettersteingebirges sehr steile, oft saigere Schichtstellungen. Dieser Übergang zu steilerer Aufrichtung fällt zusammen mit dem Wechsel der Fallrichtung im westlichen Abschnitte der Gerenspitzen.

Die Neokomschichten umsäumen vom Puitental bis an die Westseite des Wettersteines fast ununterbrochen den Fuß der nördlichen Felsmauern, wobei an ihrem obersten Ausstrich schmale Lagen von Hornsteinschichten mehrfach angegliedert erscheinen. Während so die nördliche Grenze der jungen Einlagerungen verhältnismäßig gleichartig gebaut ist, zeigt die mittlere Zone und besonders die Südgrenze weit reichere Unregelmäßigkeiten.

Am Scharnitzjoch treffen wir unter den Neokommern einen kleinen engen Sattel aus Hornsteinschichten und liassischen Fleckenmergel. Die Fleckenmergel vertreten den mittleren und oberen Lias. Auch im Süden vervollständigt ein Streifen von Neokommern diesen Sattel. Ein Zug von Hornsteinschichten trennt diesen Neokomstreifen vom Kamme der Gerenspitzen ab.

Wollen wir annehmen, daß auch weiter östlich im Puitental dieselbe Bauformel für die jungen Schichten besteht, so ist es nur bei einer bedeutenden Senkung der Sattelachse denkbar. Das Tal der Wangalpe, welches im Hintergrunde von Blockwerk und Schuttfeldern der Scharnitzspitze und des Hinterreitenschrofens ganz erfüllt ist, trennt die Aufschlüsse des Scharnitzjoches von jenen im Norden des Roßkopfes. Die Wangalpe (1761 *m*) liegt auf einer bedeutenden Schichtstufe, welche gegen Süden frei abbricht. Bemerkenswert ist, daß sich in dieser Schichtstufe zentralalpine Geschiebe finden.

Die Aufschlüsse im Westen des Tales der Wangalpe zeigen noch keine wesentlichen Änderungen im Aufbaue. Der Sattel des Scharnitzjoches setzt sich hier fort, nur stehen die Schichtglieder parallel und saiger, während dort Überkipfung gegen Süden herrscht. Die drei Züge von roten Hornsteinkalken sind deutlich bemerkbar. An der Nordwestseite des Roßkopfes aber schrägen die südlichen Schichtglieder bis zu den Fleckenmergeln ab, welche dafür eine beträchtliche Mächtigkeit erlangen. Von den Nordwesthängen des Roßkopfes bis zum „Steinernen Hüttl“ grenzen hier die liassischen Fleckenmergel im Süden an den Kössener Streifen im Norden der Vorberge. An dem Kamm, der vom Schönberg gegen die Wand des Hinterreintalschrofens emporsteigt, begegnen wir über den Fleckenmergeln einer Einschaltung von Hornsteinschichten in die Neokommergel.

Westlich von der Rotmoosalpe verschmälert sich der Zug der liassischen Fleckenmergel ganz außerordentlich, wogegen sich der Bereich der Neokommergel stark verbreitert. Auch hier stoßen im Süden die Fleckenmergel, wo der Zusammenhang enthüllt ist, an einen Streifen von Kössener Schichten.

In dem Kar, das nordwestlich von der Rotmoosalpe 1835 *m* unter den Wänden des Hochwanners liegt, sind zwei Moränenbögen bei 1900 und 2000 *m* Höhe erhalten.

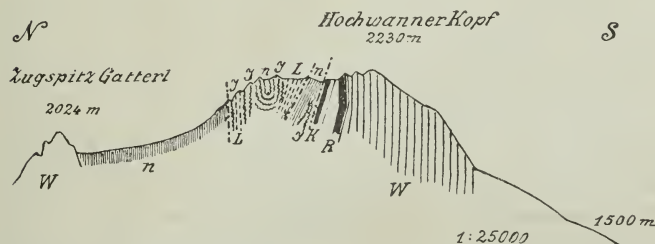
Von dem Graben zwischen Predigstein und Mitterjöchel westwärts treten unter den Fleckenmergeln auch rote, manchmal tonige oder mergelige Knollenkalke des unteren Lias zutage.

Nördlich von Predigstein und Mitterjöchel ist dem breiten Neokommergürtel eine Zone von Hornsteinschichten eingefügt.

Von der Gegend des „Steinernen Hüttl“ bis zum Feldernjöchel und Zugspitzgatterl begegnen wir im Norden einer hoch emporgepreßten Neokommasse, welche sogar einen selbständigen Gipfel, den Hohen Kamm (2357 *m*), zu bilden vermag. Auch hier erscheinen zwischen Neokom und Muschelkalk des Kleinen Wanners (2538 *m*) Lagen von Hornsteinschichten eingeschaltet. Südlich des mächtigen Neokomzuges stellen sich mehrfach hintereinander Zonen von oberjurassischen Kalken, Hornsteinschichten und von liassischen Fleckenmergeln sowie ein Neokomstreifen ein. Verfolgt man diese Zonen bis zum Abfalle gegen das Feldernjöchel (Fig. 39), so erkennt man hier einen engen, ans nördliche Neokom angepreßten Sattel, welchem eine hochgehobene Mulde mit einem Neokomkern unmittelbar angegliedert erscheint. Diese Schichtzusammenstellung läßt sich bis in die Gegend des „Steinernen Hüttl“ ziemlich deutlich wahrnehmen. Wo sich der Südgrat des „Hohen Kammes“ an die südlichen Vorberge anschließt, sind alle Zonen enger zusammengefaßt, wogegen sie sich zu beiden Seiten in den abfallenden Gehängen verbreitern. An der Nordflanke des Hochwannerkopfes ist diesen tektonischen Teilen noch ein schmaler Sattel aus Schichten des oberen Jura und Neokom angeschmiegt. Im westlichen Abschnitte nehmen diese Schichtzonen sehr steile, im östlichen gegen Süden überkippte Stellungen ein. Diese ganze enggefaltete Schichtgruppe im Westen des „Steinernen Hüttls“ ist samt den Vorbergen gegen Norden vorgedrängt. Auch der Kamm des Wettersteingebirges ist von diesem Vorschube betroffen.

Eine bedeutende, nordöstlich streichende Störungszone, welche vom Zugspitzgatterl entlang dem Abbruche der Gatterlköpfe gegen die Feldernalpe zieht, bildet für die eben geschilderte Schichtgruppe in der Umgebung des „Hohen Kammes“ die Westgrenze. Bei Punkt 2123 *m* südwestlich vom Feldernjöchl haben wir zwischen dem Zuge der Vorberge und dem Wettersteinkamme nur eine ganz schmale Zone von Neokom und oberjurassischen Schichten, die an Kössener Schichten stoßen. Weiter westlich verhüllen breite Schutthalden weithin den Fuß der mächtig erhobenen Felsmauern. An einigen Stellen treten Neokommergel zutage. Erst nördlich von den Issentalköpfeln finden wir am Fuße der Plattspitzen (Wetterspitzen) (2689 *m*) einen Neokomstreifen, der von einem doppelten Keile aus Schichten des oberen Jura und Lias unterteuft wird. An der unteren Liasscholle sind rote Liaskalke beteiligt. Noch gewaltigere Ausmaße gewinnen die Schutthalden westlich von den Issentalköpfeln bis zu dem pracht-

Fig. 39.



W = Wettersteinkalk. — R = Raibler Schichten. — K = Kössener Schichten.  
L = Lias. — J = oberer Jura. — n = Neokom.

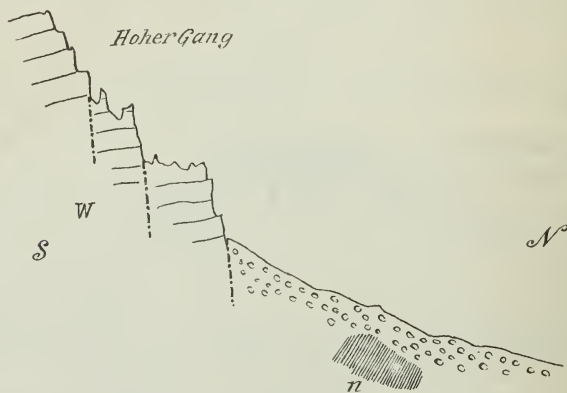
vollen Felsbaue des Wetterschrofens. Im Bereiche dieser Halden schauen nur ein paar Zipfeln von Neokommern hervor. Unter den Halden aber treten einzelne vorragende Bergnasen auf, an denen das anstehende Grundgebirge vortritt. Der Aufbau ist ein sehr mannigfaltiger und arg zerstückelter, wenn auch im allgemeinen in tieferer Lage ältere, in höherer jüngere Schichten ausstreichen. Dazu verhindert reiche Schuttbedeckung die genaue Verfolgung der Zusammenhänge. Es ist schon bei Beschreibung der Zone der Vorberge erwähnt worden, daß an der Westseite der Issentalköpfeln ein ungefähr nord-südlich streichender, schmaler Gürtel von oberjurassischen und Neokomgesteinen eingeschaltet ist, welcher bei der Pestkapelle nahe an den Wettersteinwall der Gaistalmulde heranreicht. Am Abhänge gegen die Ehrwalder Alpe treten darunter nördlich Hauptdolomit, südlich Kössener Schichten hervor. In dem Graben von der Pestkapelle gegen die Ehrwalder Alpe hinab haben wir Kössener Schichten, dann Neokom und einen schmalen Streifen von Raibler Sandsteinen vorliegen.

Teilweise überdeckt werden diese Schichtglieder durch einen Streifen von Grundmoräne mit gekritzten Geschieben aus Wettersteinkalk.

Die Ehrwalder Alpe (1493 *m*) liegt auf einer breiten Schuttstufe, welche im Süden und Westen gegen tiefe Gräben frei abbricht. In diesen Gräben kommen unter dem Schutt allenthalben die weichen, graugrünen Neokommergel zutage, welche hier eine bedeutende Mächtigkeit besitzen. Nördlich der Alpe drängt das gewaltige Blockwerk eines Bergsturzes bis zu den Hütten herab. Aus dem Schluchtwerke der Issentalköpfelh schütten zahlreiche Runsen ihre Trümmer auf den Alpboden.

An dem Wege, der von der Ehrwalder Alpe zum Negelsee empörführt, sehen wir dem Wettersteinkalke der Gaistalmulde rote,

Fig. 40.



W = Wettersteinkalk. — n = Neokom.

oberjurassische Mergel aufgelagert. Es ist nur ein beschränktes Vorkommen und weiter westlich nähern sich die Neokommassen unter der Schuttstufe der Ehrwalder Alpe der hohen Wettersteinkalkwand.

Der flache Abhang der Ehrwalder Alpe gegen Ehrwald ist von schönen Mähdern bekleidet. Mehrfach sind in kleinen Anschürfungen die Neokommergel erschlossen, welche der Hauptsache nach die Grundlage bilden dürften. Der Rappenbach grenzt diese leichtgewellte Mähderlandschaft im Norden ab. In seinem Graben sind in ziemlicher Ausdehnung Kössener Schichten entblößt, über denen nordwärts an den Berghängen des Leitachwaldes in mehrfacher Staffelung rote Liaskalke, Fleckenmergel, dann oberjurassische Kalke und Hornsteinschichten angeordnet erscheinen. Schon im Bereiche der Schutthalden lagern Neokommergel darüber.

Im Süden trennt ebenfalls eine Bachfurche die Ehrwalder Mähder von dem Schutthange, welcher die hohe Wettersteinkalkwand um-



spannt. Auch hier sind Neokommergel und ein schmaler Streifen von Kössener Schichten aufgebrochen.

Unterhalb der großen Wettersteinkalkwand (Fig. 40), über welche der Abfluß des Sebenses in wehendem Schleierfall herabkommt, erscheint am westlichen Berghange ein größerer Aufschluß von südfallenden festeren Mergelbänken des Neokoms.

Derselbe wird von Trümmerwerk der darüber aufragenden Wettersteinkalkwand überlagert. Weiter nordwestlich streichen an demselben Berghange Kössener Schichten hervor. An der Westseite dieses Aufschlusses sind dem Schutthange moränenartige Blockwälle aufgesetzt, die bis unter 1200 *m* Höhe herabsteigen. Die großen frischen Schutthalden darüber verschütten und verumennen diese Formen. Noch weiter westlich und höher (bei 1400 *m*) brechen aus den umgebenden weiten Schutthalden oberjurassische und liassische Kalke hervor.

Weit umfangreicher sind am nördlich gegenüberstehenden Holzereck die jungen Schichten enthüllt.

Wenn wir von den kleinen Schollen von Kössener Schichten und oberjurassischen Gesteinen in der Tiefe des Tales östlich von den Höfen Hof und Hag absehen, so erkennen wir an diesem mächtigen Bergvorsprunge, welcher die Holzer Wiesen trägt, eine gegen Westen gerichtete Schichtenniederbiegung. Der Form des Bergeckes und diesem Aufbau entsprechend, begegnen wir an seinem Scheitel vom Fuße der Wand des Schneefernerkopfes bis zum Schuttkegel von Oberdorf (Ehrwald) flach gegen Westen geneigten Mergeln des Neokoms. Sowohl an den Abhängen im Süden als auch im Norden (Lehngraben) treten darunter Schichtfolgen des oberen Jura und Lias hervor. Der Lias ist im Norden nur durch Fleckenmergel, im Süden außerdem durch rote Kalke vertreten, von denen indessen nur eine größere Scholle vorhanden ist. Wie wir schon erwähnt haben, ist im Grundzuge dieser Aufbau auch noch weiter östlich im Laitachwalde vorherrschend, wo die Beteiligung von roten Kalken des unteren Lias eine viel regere ist.

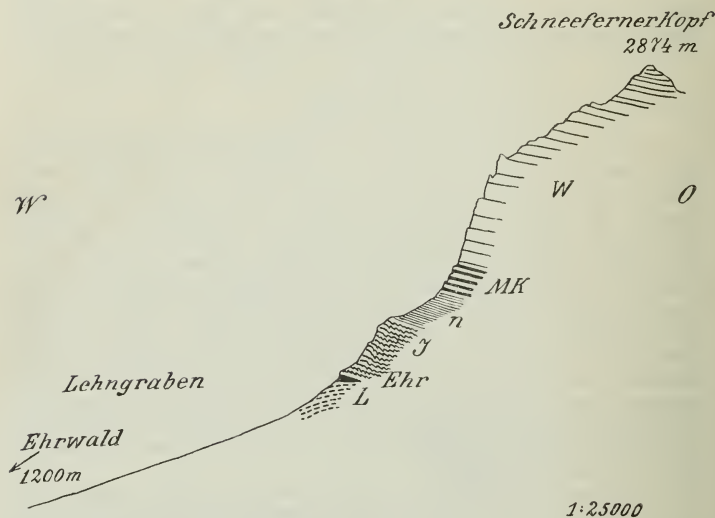
Bei weitem die klarsten Einblicke in den Aufbau gestatten die oberen, tiefen Runsen des Lehngrabens (Fig. 41), welche bis zu der gewaltigen Wand des Schneefernerkopfes emporreichen. Der untere Teil dieses Grabens ist von riesigen Schuttmassen erfüllt und erst die oberen Zweigräben greifen in das Grundgebirge.

Die einzelnen Seitengräben enthüllen, abgesehen von Schichtverbiegungen, denselben Schichtenbau, nur reicht die Schuttbedeckung verschieden hoch darin empor.

Wir treffen von unten nach oben erst ein System von lichtgrauen, dunkelfleckigen Kalken, welche stets mit Mergellagen wechsellagern. Diese Schichten (mittel- und oberliassische Fleckenmergel) zeigen in dem südlichsten der größeren Gräben heftige Verbiegungen. Gegen oben legen sich die Schichtbänke indessen allenthalben flach unter rote, feste, hornsteinreiche Kalke mit Aptychen. Diese roten Hornsteinkalke (häufig grün gefleckt) werden gegen oben dünnbankiger und knollig. Über ihnen treten gelblichgraue, scharf muschelig brechende (2—3 *dm* dick gebankt) Kalke vor. Diese werden von roten mergeligen Kalken (häufig grüne Lagen) bedeckt, welche hinwiederum die Unterlage der

weichen, grüngrauen Neokommern bilden, die hier reichlich kieselige Aptychen umschließen. Zwischen den Neokommern und den überlagernden Muschelkalkschichten treten stellenweise intensiv zerdrückte und zerknietete rote Mergel und Kalke auf. Daß wir es hier an der Westseite des Wettersteingebirges nicht mit einer Anlagerung der jungen Schichten an ein älteres Bergmassiv, sondern mit einer Überschiebung zu tun haben, beweisen klar die Erosionsformen der einzelnen Schluchten. Die riesige Steilwand des Schneefernerkopfes endet in ungefähr 2000 m Höhe mit einem Sockel von Muschelkalk. Wetter-

Fig. 41.



MK = Muschelkalk. — W = Wettersteinkalk. — L = Lias. — J = oberer Jura.  
n = Neokom. — Ehr = Ehrwaldit.

steinkalk und Muschelkalk sind zu einer flachen Mulde verbogen, welche durch diese Wand senkrecht zu ihrem Streichen abgebrochen wird. Wären nun die jungen Schichten nur an diese Wand angelagert, so ist klar, daß dieselbe in jeder Schlucht tiefer als an den hohen Seitengraben entblößt sein müßte. Das tritt nun nicht in Erscheinung, sondern Seitengräte und Schluchten werden in gleicher Höhe von der Grundfläche des Muschelkalkes abgeschnitten. Dieselben entspringen an derselben Grenzfläche und zeigen uns aufs deutlichste an, daß die jungen Schichten wenigstens eine kleine Strecke weit die hohe Mulde aus älterer Trias unterlagern.

Dafür sprechen auch die ungeheuren Schuttströme, welche nördlich von Ehrwald den Bergsaum des Wettersteingebirges belasten. Wir haben hier wie an der Karwendelüberschiebung ein Zurückweichen der mächtigen, ungemein steilen Wände durch ein fortwährendes Unterwühlen und Nachgeben der weichen Unterlage. Wären die jungen Schichten hier an eine alte Wandfläche angelagert, so hätten wir die unglaubliche Erscheinung vor uns, daß seit der Lias-Kreidezeit eine so außerordentlich steile Wand durchaus nicht von der Erosion nach rückwärts verschoben worden wäre. Außerdem entscheidet ja auch die völlig gleichartige Schichtausbildung gegen die Nähe einer so schroffen und hohen Küste.

In den drei größeren Zweiggräben des Lehngrabens sind in ungefähr 1700 *m* Höhe Einlagerungen von Ehrwaldit in den roten Hornsteinkalken zu verzeichnen. Dieselben erscheinen an diesen drei Stellen fast genau in demselben Horizont (den untersten Lagen der roten Hornsteinkalke) eingeschaltet. Ein sichtbarer Zusammenhang der Einlagerungen ist nicht zu erweisen, teilweise auch wegen der Schutt- und Vegetationsbekleidung der Zwischenlänge. Der steile, mittlere Graben enthält den schönsten Aufschluß des Ehrwaldits, wo sowohl im Liegenden wie im Hangenden auf mehrere Meter intensive Kontaktwirkungen zu erkennen sind. Am rechten Hange dieser Steilrunse tritt zwischen flach verbogenen, roten Hornsteinkalken eine etwa  $\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$  *m* mächtige Lage von Ehrwaldit vor, welche unten und oben erst von weißgebrannten (2—3 *m*), dann von lichtgrünlichen (3—4 *m*) Hornsteinkalken umgeben wird. Diese Kalke sind ungeschichtet und brechen splittrig. Nach dem Terrainanschnitte zeigt diese Einlage von Ehrwaldit einen flach linsenförmigen Durchschnitt. Durchgreifende Lagerung ist nicht erschlossen. Soweit der Aufschluß ein Urteil gestattet, scheint die Einlage dieses Basaltgesteines konkordant zum Streichen und Fallen der roten Hornsteinkalke zu verlaufen.

Das Gestein ist in allen Aufschlüssen dasselbe, was auch noch von einem vierten, von Dr. O. Reis entdeckten, weiter nördlich gelegenen Vorkommen gilt. Dieses gestattet keinen Einblick in die Lagerung zu dem umgebenden Grundgebirge, da es rings von Schutthalden umfaßt wird. Wir besitzen von Prof. Cathrein eine eingehende petrographische Beschreibung des Ehrwaldits (siehe Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt 1890, Nr. 1, pag. 1—9), wonach dieses merkwürdige Eruptivgestein zu den Basalten zu stellen ist. Nach seinem Auftreten haben wir es wohl mit verschiedenen getrennten, ziemlich schmalen Lagergängen einer verborgenen Intrusivmasse zu tun.

Es mag hier erwähnt werden, daß auch in den Gräben im Süden des Hohen Kammes in der Umgebung des Steinernen Hüttls mikroskopisch ähnliche Gesteine in den oberjurassischen Hornsteinkalken eingeschlossen sind. Entdeckt wurde dieses Vorkommen von W. v. G ü m b e l, ſer ein Rollstück von Ehrwaldit im Bachbette beim Steinernen Hüttl fand. Die Auffindung des Anstehenden und eine Gesteinsuntersuchung haben wir Dr. Pfaff zu verdanken. Herr Dr. O. Reis hat gelegentlich seiner Kartierungsarbeiten ebenfalls noch einige Fundstellen ausfindig gemacht und in seine Wettersteinkarte eingetragen.

Das nördlichste Auftreten von jungen Schichten am Westsockel des Wettersteingebirges findet an jenem Berghange statt, der sich dem Nordwestpfeller des Schneefernerkopfes anlehnt. Hier begegnen wir staffelförmig gelagerten Schollen von Neokom, Hornsteinschichten, Neokom, Hornsteinschichten und Neokom. Die oberste Lage von Neokom stößt unmittelbar an das Muschelkalkgesims der großen Wettersteinwand.

Gewaltige Schuttfelder begrenzen diese schmale Bergkante im Süden und Norden. Im Norden sehen wir von der Nordwestkante des Wettersteingebirges eine mächtige Rippe von Muschelkalk niedersteigen, welche von nun an statt der jungen Schichten den Sockel des Felsmauern bildet.

Der südliche Kamm des Wettersteingebirges zeigt in seiner ganzen Erstreckung einen klaren einfachen Aufbau.

Von der Leutaschkamm bis zur hochragenden Leutascher Dreitorspitze sehen wir die steilen, hohen Felsgänge von mächtigen, flach nordfallenden Massen von Muschel- und Wettersteinkalk erbaut. Mehrfach reißen Querverwerfungen durch und erscheinen daran die Schichten verschoben und gestaut. Solche Sprünge können wir im Südgehänge des Wettersteinkammes östlich vom Berglental deutlich beobachten.

Das Berglental selbst schafft einen tiefen Einschnitt in diese gewaltigen Kalkmassen. Der Anschnitt der Muschelkalkschichten greift der flachen Lagerung entsprechend beträchtlich in die Tiefe der Klamm gegen Norden. Dann bildet ausschließlich Wettersteinkalk das Tal und seine Gehänge, wenn wir von einer schmalen Spur von Rauchwacken absehen, welche hoch droben in der Scharte des „Törls“ eingeklemmt liegen.

Das Berglental (siehe Tafel XII, Fig. 2) schließt sich oben an das Plattach an, eine weite, von Furchen, Gruben, Buckeln und Stufen reich gegliederte, größtenteils nackte Felsfläche, welche hufeisenförmig von sehr steilen Felsmauern umschlossen wird. Wir haben hierin im kleinen eine getreue Wiederholung des großen Zugspitzplattach am Beginn des Reintales. Während sich dort jedoch der Plattferner noch erhalten hat, finden wir hier nur lang anhaltende Schneezungen unter den Wänden. Diese ausgezeichnete, typisch glazial bearbeitete Felsbuckelfläche wird nur am Fuße der Wände von einem Schuttgürtel umzogen. Der Berglenbach beginnt mit einzelnen Ruusen, welche in den unteren steilen Abfall des Plattach eingerissen sind und geht dann gleich in eine Klamm über, welche er erst am Ausgange des Tales wieder verläßt. Oberhalb von dieser scharfen Felschlucht ist den steilen Felsgehängen zu beiden Seiten je eine Terrasse eingepreßt. Diese Terrassen schließen sich dem Abfalle des Plattachs an und ziehen in sehr gleichmäßiger Neigung talab. Vor dem Talausgange verschwinden dieselben. Wir haben es hier mit einem ausgezeichnet klaren Beispiel der glazialen Talumbildung zu tun. Das hochgelegene große Felskar des Plattachs hat natürlich zur Zeit der Vergletscherungen stets einen eigenen beträchtlichen Gletscher zu ernähren vermocht, welcher durch das bogenförmig gebogene Berglental abfloß. Am Ausgange des Berglentales stieß dieser Plattachgletscher durch lange

Zeiträume mit dem Leutascher Arm des Inntalgletschers zusammen. Hier mußte seine Bewegung gehemmt und verändert werden. Das spiegelt sich alles deutlich in der Talformung wider. Der Eisstrom des Plattachs schuf unter demselben als Fortsetzung einen flachen Talweg. Er vermochte denselben indessen nicht bis ganz ins Leutaschtal hinauszuschürfen, da am Talausgang durch die Entgegenstauung des Inntalgletschers seine erodierende Kraft zu sehr geschwächt wurde. Die völlige Gleichartigkeit der Gesteine im ganzen inneren Talgebiete war der regelrechten Ausbildung des Kares und Taltröges äußerst förderlich. Der Bach strebt das flache Gefälle des Taltröges und das steile der Stufe ins Leutaschtal durch Rückwärtschneiden einer schmalen, engen und tiefen Klamm auszugleichen. So sind die Bodenleisten des alten Taltröges verhältnismäßig sehr gut erhalten geblieben und zeigen uns an diesem kleinen und selten einfach gebauten Gletschertal den Grundplan des glazialen Erosionsangriffes.

Auch der obere Trogrand ist besonders an dem nördlichen Talgehänge und den Felsfeilern des Talausganges deutlich zu erkennen. Erratische Gesteine fehlen im inneren Bergental. Wie schon erwähnt wurde, geht westlich der Leutascher Dreitorspitze die flache, nordfallende Schichtenstellung in eine sehr steile über. Es mag hervorgehoben werden, daß dementsprechend auch die Zone der jungen Einlagerungen am Scharnitzjoch steile Faltungen aufzuweisen beginnt und am Westgrat der Gerenspitzen die Umkehrung des Schichtgefalles einsetzt.

Der Wettersteinkamm baut sich bei dieser steilen Schichtstellung äußerst schroff in kühnen Mauern auf, welche von wildgezackten Graten gekrönt werden. Am Südfuße treten zwar nicht zusammenhängend, aber nahe aneinandergereiht schmale Streifen von Muschelkalk hervor. Der Wettersteinkalk in diesem Kammstücke ist von dunkelgrauer Farbe, oft oolithisch und enthält zum Beispiel am Gipfel des Hochwanners nicht selten Chemnitzien. Die Grate, welche von dem Kamm ins tiefe Reintal gegen Norden absteigen, bestehen aus lichtigem oberem Wettersteinkalk und zeigen in wildzerfurchten Wänden und Zacken deutlich ihre steil aufgerichteten Schichten.

Der Einbruch des Kammes am Zugspitzgatterl ist schon bei der Beschreibung der Zone der jungen Schichten angeführt worden. Wir haben erkannt, daß diese Überwältigung des Kammes durch einen starken Vorstoß aus südwestlicher Richtung bewirkt wurde. Im Bereiche des Zugspitzgatterl überragen die hoch emporgefalteten jungen Schichten den von Sprüngen zerstückelten Wettersteinkamm. Westlich von dem eigenartigen Zugspitzgatterl haben wir an den Gatterlköpfen und Plattspitzen noch steiles Nordfallen, das sich dann gegen das Südwestende des Wettersteines bedeutend verflacht.

Hier bricht dann das Wettersteingebirge in prachvoller, breiter Wand ab. In einer Mächtigkeit von nahe 900 m sehen wir hocherhoben und frei eine flachgebogene Mulde aus Wetterstein- und Muschelkalk über den schuttbedeckten Waldhängen emporragen. Sie findet im Westen keine Fortsetzung. Die Großartigkeit dieses Abbruches wird noch vermehrt, wenn wir bedenken, daß die jungen Schichten, welche zu Füßen dieser Riesenmauern lagern, nicht an-

gelagert, sondern eingesunken sind. Wir haben am Westrande des Wetterstein- und Mieminger Gebirges eine ungewöhnlich scharf und tief ausgeprägte Gebirgsscheidung vor uns. Der Wettersteinkamm, den wir von der Leutaschkamm bis zu seinem Westrande verfolgt haben, erweist sich durchaus als der Südflügel einer nördlicher gelegenen Mulde. Dieser Muldenflügel ist eine unmittelbare Fortsetzung jenes steil auferichteten Zuges von Wettersteinkalk und Raibler Schichten, welche östlich der Isar dem nördlichen Karwendelkamm angehören. Diese Mulde steigt ebenso wie jene des Gaistales von Osten gegen Westen beträchtlich an. Diese Erscheinung ist für die Beurteilung der jungen Schichtzone sehr wichtig, da wir erkennen, daß dieselbe zwischen die Mulden des Gais- und Reintales eingefügt ist und so tektonisch im Faltenbaue eine Aufwölbung darstellt.

Wenn wir das Verhältnis der Zone der jungen Schichten zu diesen sie begleitenden Muldenzügen näher betrachten, so nehmen wir wahr, daß diese Einlagerungen tektonisch vollständig von der Umgebung beherrscht werden.

Wir sehen sowohl am östlichen wie am westlichen Rande der Einlagerung, daß die begrenzenden Triasmulden flache Lagen einnehmen. Dasselbe gilt für die dazwischen eingeschalteten jungen Schichten. Dazu verbreitert sich ihre Einlagerung, obwohl die Aufschlüsse gerade hier sehr tief hinabreichen.

Wir können im Osten am Ausgange des Puitentales sowohl als zwischen den Westenden des Wetterstein- und Mieminger Gebirges nicht nur eine gegen die Tiefe zunehmende Verbreiterung der jungen Schichten, sondern auch ein Übergreifen des älteren Triasgebirges auf dieselben erkennen. Dagegen erscheint der Streifen der jungen Schichten von den Issentalköpfeln bis zum Scharnitzjoch schmal und eng zusammengefalset. Zu seinen Seiten sind hier die Muldenflügel steil auferichtet oder überkippt. Der ganze Schichtenstreifen ist dabei beträchtlich gehoben, was man nicht nur aus der allgemeinen größeren Höhe, sondern besonders daraus ersehen kann, daß am Ost- und Westrande in weit tieferer, flacher Lage die Neokomschichten vorherrschen.

Außerdem sind in der Gegend der heftigen Zusammenpressung, besonders an der Südseite zahlreiche nördlich und nordöstlich zielende Querschübe erschlossen, welche auch die junge Schichtzone und die nördliche Mulde betreffen. Diese Quervorstöße gehören zu den interessantesten Bildungen am Südabhange des Wettersteingebirges, da sie so außerordentlich klar und scharf hervortreten. Die Grenze zwischen dem lichtfarbigen Wettersteinkalke und den bräunlichen Raibler Sandsteinen ist nirgends zu verkennen und ebensowenig die zahlreichen Rutschflächen, längs deren die Vorstöße der Schichtschollen erfolgten.

Schwieriger ist die Erklärung der eigentümlichen Erscheinung, daß von der Gegend des Scharnitzjoches bis zur Pestkapelle am Wettersteinkalke der Vorberge im Verhältnis zur Gaistalmulde eine völlige Überkipfung vorherrscht. Wir begegnen dem Beginne dieser Umkehrung des nördlichen Flügels der Gaistalmulde, wie schon erwähnt, am Westrate der Gerenspitzen. Während der öst-

liche Teil dieses Kammes noch eine regelmäßig gegen Süden geneigte Schichtplatte darstellt, kehrt sich westlich dieses Verhältnis plötzlich und ruckweise um. Statt südfallender Schichten, wie sie der Gaistalmulde entsprechen würden, haben wir nun bis zur Pestkapelle nordfallende oder saiger gestellte.

Dafür fehlt am Gaistalabhang zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit die Einfügung der Raibler Schichten. Dabei ist im großen unzweideutig eine mächtige Mulde vorhanden.

Dieses so gestaltete Stück der Vorbergkette vom Westgrat der Gerenspitzen bis in die Gegend der Pestkapelle könnte man am einfachsten als Umfaltung des Muldenrandes erklären. Das würde jedoch eine sattelförmige Zusammenbiegung des Wettersteinkalkes und ein beiderseitiges Ausstreichen der Raibler Schichten verlangen. Keine dieser Erscheinungen ist vorhanden, vielmehr treten mehrere auf, welche unbedingt gegen diese Erklärung zeugen. Am Westgrat der Gerenspitzen erkennen wir deutlich, daß sich der Wechsel im Einfallen nicht durch Umfaltung, sondern durch Umdrehen der Schichtschollen bewerkstelligt. Am Südfuße des Haberlenz beginnt der Wettersteinkalk über Hauptdolomit mit dunklen, knolligen Kalken, welche wohl schon dem Muschelkalke angehören. Ebenso können wir an den anderen Wettersteinkalkklötzen am Nordabhang des Gaistales häufig beobachten, daß der helle, lichtweißliche oder gelbliche (oft dolomitische) obere Wettersteinkalk, welcher die Grundlage der Raibler Schichten bildet, gegen unten zu dunklere Färbungen annimmt, wie sie den unteren Abteilungen dieses Gesteines stets eigen zu sein pflegen.

Außerdem wäre die mehrfache Schuppenstruktur in der Gegend der Pestkapelle dadurch nicht erklärbar. Eine weitere wieder-sprechende Erscheinung liegt in den schmalen Fetzen von jungen Schichten vor, welche einerseits unter dem Westgrate der Gerenspitzen, andererseits bei der Feldernalpe zwischen Wettersteinkalkmassen eingeklemmt lagern.

Fasse ich alle Beobachtungen zusammen, so komme ich zu dem Urteile, daß der Schichtstreifen, welcher in dem mehrfach bezeichneten Raume die Vorberge des Wettersteinkammes zusammensetzt, von der Gaistalmulde abgelöst und durch eine schiebende Bewegung so aufgestellt wurde.

Im Verhältnis zur Gaistalmulde beschrieb dieser vorderste Streifen der Triasplatte eine drehende, wälzende Bewegung.

Wie ich schon in dem Berichte über allgemeinere Ergebnisse der Hochgebirgsaufnahmen zwischen Achensee und Fernpaß (Verh. der k. k. geol. R.-A., Wien 1905, Sitzung vom 14. März) hervorgehoben habe, ist die Zone der jungen Schichten inmitten der älteren Trias als eine tektonische Einsenkung aufzufassen. Denkt man sich nun den südlichen Begrenzungsrand in dem geschilderten Bereiche gegen die jungen Schichten geneigt oder vielleicht stufenförmig abgesenkt, so ist es bei einem heftigen seitlichen Vorschub leicht verständlich,

daß der vorderste nordwärts geneigte oder abgelenkte Streifen derartig gedreht und aufgestellt wurde.

Wenn wir den langen Streifen von jungen Einlagerungen von Ehrwald bis ins Inntal verfolgen, so sehen wir im Karwendelgebirge den Rand des südlichen Triasgebietes durchaus darüber vorgeschoben. Im Bereich der Arnspitzen ist ebenfalls noch eine beträchtliche Überschiebung vorhanden. Im Wettersteingebeite kann man kaum mehr von einer Überschiebung reden, denn es handelt sich nach den Aufschlüssen am Ausgang des Puitentales und an der Westseite des Wettersteines nur um beschränkte Überlagerungen. Dafür tritt hier gerade längs jener Strecke, welcher jedes Anzeichen von Überschiebung mangelt, die oben gedeutete Erscheinung am Nordrand des Triasgebietes hervor. An diesem Teile des Nordrandes wurde beim Vorschub ein wahrscheinlich schon früher tektonisch abgelöster Schichtstreifen walzenförmig gedreht.

Diese Drehung ist natürlich nicht als eine Achsendrehung aufzufassen. Sie kam wahrscheinlich dadurch zustande, daß ein schon gegen Norden geneigter Schichtstreifen unter der Einwirkung des seitlichen Druckes sich immer steiler und steiler stellte. Da dieser Triasstreifen offenbar eine tiefere Lage parallel dem Einbruche der jungen Schichten einnahm, konnte er nicht einfach darüber vorgeschoben werden, sondern er mußte dieselben erfassen, aufschürfen und zusammendrängen. Dadurch wird also auch die Beobachtung erklärt, daß gerade im Bereiche dieses Triasstreifens die jungen Schichten so heftig und steil zusammengefaltet und emporgedrückt wurden.

Betrachten wir den Zug der jungen Schichten an der Südseite des Wettersteingebirges, so geht aus seinem Verhältnis zu den umgebenden Triasgebieten deutlich hervor, daß er im Verein mit diesen einheitlich der faltenden Kraft unterlag. Wir haben hier zwischen den Mulden des Gais- und Reintales ein Gewölbe vor uns, das aus den mannigfaltigsten Gesteinen errichtet ist. Darin besteht ein wesentlicher Unterschied gegen das Karwendelgebirge, wo wir erkannt haben, daß der Südrand der älteren Trias als gewaltige Decke weit gegen Norden vorgeschoben wurde. Hier zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge sind die Ränder der älteren Triasgebiete stark zusammengedrängt und die Zone der jungen Einschlüsse dazwischen ist größtenteils miterfaßt und in die Faltenwogen eingeordnet.

Die Deutung der Zone der jungen Schichten als Versenkungsstreifen zwischen gehobenen Schichtgebieten reicht vollständig zur Erklärung der Lagerungsformen hin. Aus der Tatsache, daß im Bereiche der Vorberge des südlichen Wettersteinkammes über dem Wettersteinkalke die Raibler Schichten allenthalben, dagegen nur geringe Reste von Hauptdolomit erhalten sind, kann man schließen, daß dieser Streifen bei der Faltung bereits bis auf diesen geringen Schichtbesitz abrodirt war. Die Anlagerung der jungen Schichten an diesen Streifen könnte ein flüchtiger Beobachter vielleicht für



eine ursprüngliche Transgressionsgrenze ansehen. Außer den schon in dem obigen Berichte (Allgemeinere Ergebnisse der Hochgebirgsaufnahmen zwischen Achensee und Fernpaß) angeführten Gründen können wir hier auch mehrfach wahrnehmen, daß nicht nur Kössener Schichten, sondern auch Lias, Hornsteinschichten und Neokom, und zwar in „verkehrter Folge“ daran abschneiden. Überdies wäre ein so lange andauernder Transgressionsboden aus weichen Mergeln und Sandsteinen eine höchst wunderbare Erscheinung.

Die nördliche Begrenzungsfläche kann ebenso, wenigstens in jenen Strecken, wo die steil aufgerichteten Muschel- und Wettersteinkalkschichten die Neokommargel begrenzen, unmöglich als ursprüngliche Anlagerungsfläche gedeutet werden. Es ist ohne weiteres klar, daß bei Zurückführung in horizontale Lagerungen die heutige Grenzfläche keine Anlagerungsfläche bilden kann. Bedenken wir zudem die überall gleichmäßige, reiche und feine Struktur der Neokommargel, welche den Süd- und teilweise den Westfuß der steilen Felsmauern des Wettersteinkammes umhüllen, so erkennen wir wohl, daß eine solche Ausbildung am Fuße solcher Steilküsten undenkbar wäre. In allen Mulden sind die Neokommargel heute von Schutthalden und Bergstürzen aus den überragenden Wänden schwer belastet. Wären sie in einem Fiord am Fuße von Muschelkalk- oder Wettersteinkalkwänden entstanden, so müßten sie reichlich Trümmerwerk davon umschließen.

Für die Annahme von Einsenkungen oder Erhebungen bildet das Auftreten von basaltischen Intrusionen in den Hornsteinschichten des oberen Jura einen weiteren Stützpunkt. Es ist höchst wahrscheinlich, daß solche Einsenkungen oder Erhebungen nur als Zerrungserscheinungen zustande kommen können. Zerrungen bedeuten immer Entlastungen an bestimmten Zonen und solche Entlastungen begünstigen und ermöglichen jedenfalls das Empordrängen von vulkanischen Massen. Die Fundstellen des Ehrwaldits sind an der Westseite des Wettersteines und am Hohen Kamm in der jungen Schichtzone, welche durch Zerrungen und vertikale Bewegungen vom Triasgebiete abgelöst wurde. Das Fundstück eines (nach Prof. Cathrein) dem Ehrwaldit völlig gleichen Eruptivgesteines aus der Gegend der Binsalpe im Karwendel (Pichler) dürfte ebenfalls aus den Schichten des oberen Jura stammen. Leider ist dort bisher das Anstehende nicht entdeckt worden. Das Alter der Intrusionen ist aus den Aufschlüssen nicht genauer zu entnehmen, spricht aber nicht gegen eine Gleichzeitigkeit mit den vertikalen Bewegungen.

## Grundzüge des Aufbaues der beschriebenen Gebirge.

(Fig. 42.)

Indem wir auf die mehrfach erwähnte Darstellung der allgemeineren Ergebnisse der Hochgebirgsaufnahmen zwischen Achensee und Fernpaß in den Verh. der k. k. geol. R.-A. verweisen, können wir hier unsere Aufgabe in Kürze vollenden.

Das nunmehr im einzelnen geschilderte Bergland stellt sich als die Fortsetzung des Karwendelgebirges dar, indem wir alle wesent-

lichen Elemente von dessen geologischem Aufbau auch hier wiedergefunden haben. Da außerdem auch die zur Verwendung gelangenden Schichtfolgen sowohl dem Umfange als auch der Ausbildung nach große Ähnlichkeit und Gleichmäßigkeit besitzen, so lassen sich die Verschiedenheiten in der Entwicklung der einzelnen tektonischen Glieder um so schärfer erfassen.

Die Zerlegung des ganzen Landes in Gebiete von sehr verschiedenem Schichtreichtum ist ebenso wie im Karwendelgebirge vorhanden und besonders am Westrande des älteren Triasgebirges gegen die Lechtaleralpen scharf ausgeprägt.

Ich habe in der oben angeführten Arbeit zu beweisen versucht, daß diese Zerlegung nicht schon eine solche der Ablagerungsgebiete, sondern eine spätere tektonische war, welche in diesen Bergbereichen die bis in die untere Kreide emporgewachsene Sedimentdecke einheitlich erfaßte und zerstückelte. Hätten wir die erstere Art, die Zerlegung der Ablagerungsgebiete vor uns, so müßten wir uns vorstellen, daß ein ursprünglich einheitlicher Ablagerungsraum durch Landbildung in verschiedene Becken zertrennt wird. Ich bemerke ausdrücklich, daß damit nicht jene zeitweiligen Trockenlegungen der Sedimente gemeint sind, welche z. B. nachweislich im Zeitalter der Raibler und Kössener Schichten stattgefunden haben. Sollen die heutigen Bereiche verschiedenen Schichtreichtumes ungefähre Abbildungen jener Becken und Landrücken sein, so müssen wir dieselben als verhältnismäßig eng begrenzte Räume begreifen.

Es ist nun ohne weiteres klar, daß in einem solchen Geflechte von Meeresbuchten und Meeresarmen die Sedimentation besonders von der Zerstörung der dazwischen aufragenden Landrücken gefördert wird. Die Gesteinsausbildung der hier in Betracht kommenden Schichten (Kössener Schichten — Neokom) widerspricht entschieden dieser Annahme. Andererseits müßte es sehr verwundern, daß im Laufe so riesiger Zeiten nicht die Landriegel dazwischen vollständig zerstört und überwältigt worden wären. Hier könnte man allerdings einwenden, daß eben die Landgebiete in einem andauernden Emporstehen begriffen waren. Damit wäre allerdings der Umstand erklärt, daß wir nirgends diskordantes Übergreifen von jüngeren Ablagerungen auf ältere entdecken können. Dafür müßten steile und fortwährend erhobene Küsten um so mehr ihre Nähe durch die Einschüttung grober Schuttmassen bemerkbar machen. Die Bodenbewegungen, durch welche die Trennung der Ablagerungsbereiche erfolgte, wären übrigens gerade den Auffaltungen entgegengesetzt, da die Streifen der jungen Schichten nicht in Muldengängen eingeordnet sind.

Hätten wir tatsächlich eine Trennung der Ablagerungsbereiche vor uns, welche der heutigen Verteilung der verschiedenen reichen Sedimentgruppen entspräche, so könnten wir etwa Gesteinsmassen als Ausfüllung dieser Becken und Fjorde erwarten, welche den Gosauablagerungen oder den Flyschgebilden ähnlich wären.

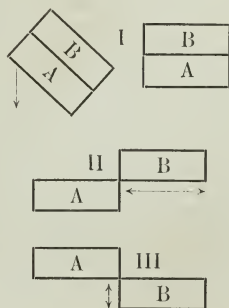
Entscheidende Gründe gegen die Annahme von ursprünglicher Trennung der Ablagerungsbereiche finden wir außerdem in den Lagerverhältnissen des Bergkammes Wanneck-Heiterwand. An diesem

langen, schroffen Kamme ist eine steil südfallende Platte von Muschelkalk, Wettersteinkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit einem steilgefalteten Streifen von jungen Schichten aufgelagert. Auch dieser Schichtstreifen fällt in ungefähr gleicher Neigung steil nach Süden und wird von Hauptdolomit unterlagert. Die Trennungsfäche der älteren (*B*) und jüngeren Serie (*A*) ist ebenfalls ungefähr den Schichtflächen parallel.

Versuchen wir diese Lagerungsformel (Fig. 42) aufzulösen, das heißt auf ihre entsprechende horizontale Lage zurückzuführen, so nehmen wir wahr, daß dies nur durch Vereinigung von gewissen Bewegungen möglich ist.

Der erste Schritt zur Auflösung ist die Zurückführung der Schrägstellung in horizontale Lage. Zu diesem Zwecke kann der ganze Schichtverband eine einheitliche Drehung beschreiben, da

Fig. 42.



beide Schichtserien gleichsinnig aufgerichtet sind. Dadurch wird notwendig die jüngere Serie die Unterlage der älteren. Um das auszugleichen, muß erstens das Übergreifen der beiden Serien durch Auseinanderziehen behoben und zweitens der Niveauunterschied durch entsprechende Hebung oder Senkung ausgeglichen werden. Diese Reihenfolge der auflösenden Bewegungen ist natürlich willkürlich und kann auch anders kombiniert werden. Die drei Bewegungsakte dagegen sind unumgänglich.

Aus dieser Überlegung geht hervor, daß die Trennungsfäche der beiden Schichtserien unmöglich eine Anlagerungsfläche sein kann. Ebenso kann sie auch keine Verwerfungsfläche darstellen, sondern muß als Schubfläche begriffen werden.

Sollte die Trennungsfäche der beiden Serien als Anlagerungsfläche möglich sein, so müßte die ältere Serie erst vollständig überkippt werden. In unserem Falle wäre bei einer solchen Überkipfung auch die junge Serie mit überkippt. In Fällen, wo die junge Serie

dann normal darüber lagern würde, müßte man schon vor der Anlagerung Faltungen des Landes annehmen.

Nachdem wir so eine ursprüngliche Trennung der Ablagerungsbereiche als mit den heutigen Lagerungen unvereinbar erkannt haben, müssen wir noch zur Frage Stellung nehmen, ob man die jungen Schichteinschlüsse inmitten der älteren Trias nicht als Fenster einer riesigen Überschiebungsdecke deuten könnte. Gegen diese Annahme habe ich ebenfalls schon in der früher genannten Arbeit einige Gründe geltend gemacht.

Wie wir im einzelnen gezeigt haben, steht der Zug der jungen Schichten am Südabhange des Wettersteingebirges zu den beiderseitigen Rändern der älteren Triasgebiete im engsten Druckverband. Sind diese Ränder steil aufgepreßt, so ist es auch die zwischenliegende Zone, sind jene flach gelagert, so auch diese. Wären die Triasmassen des Wettersteingebirges einfach über die Unterlage der jungen Schichten hinweggeschoben worden, so würde diese Erscheinung unerklärlich sein. Dazu kommt noch ein weiterer Gegengrund aus der Einlagerungsform der jungen Schichten. Wollte man den Schichtstreifen der jungen Schichten an der Südseite des Wettersteingebirges für ein Fenster erklären, so müßte man annehmen, daß er durch Zerstörung der darüberliegenden Triasmassen sichtbar geworden sei. Da nun aber vom Scharnitzjoch bis zur Pestkapelle im Zuge der Vorberge steil nordfallende Raibler Schichten die junge Schichtzone begrenzen und unterteufen, so erkennt man, daß dieser Triasrand unmöglich über diese Zone hinweg eine deckenartige Fortsetzung und Verbindung mit dem Wettersteinkamme gehabt haben kann. Zudem treten Fetzen junger Schichten ja am Westgrate der Gerenspitzen und bei der Feldernalpe inmitten von Wettersteinkalkschollen zutage. Nach den Aufschlüssen an den Vorbergen des Wettersteinkammes können wir das Vortreten der jungen Schichten nicht durch Wegwitterung eines Streifens der Triasdecke erklären.

Damit ist aber auch schon bewiesen, daß das Mieminger und Wettersteingebirge nicht als zusammengehörige Schubmasse aufgefaßt werden kann. Wollte man das trotzdem annehmen, so müßte man denken, daß beim Einstellen der Vorwärtsbewegung der gewaltigen Schubmassen ihr vorderster Teil abgerissen und noch ein Stück weitergetrieben wurde.

Dieser äußerst unwahrscheinlichen Annahme steht wieder die Tatsache entgegen, daß im Norden das Wettersteingebirge größtenteils regelmäßig mit seinem Vorlande verknüpft ist.

Der Westrand des Mieminger und Wettersteingebirges ist ein Bruchrand, der jedoch durch nachfolgende Faltung bedeutend umgestaltet worden ist. Hier stößt das ältere Triasgebirge mit den Lechtaler Alpen zusammen, die von Hauptdolomit und jüngeren Schichten erbaut werden. Der Zug der Heiterwand, die nördlich eingesenkte junge Schichtzone, die Kreidemulde des Bichlbacher Tales und das Hauptdolomitvorgebirge im Norden stellen gleichsam verbindende Brücken zwischen den beiden großen Bergländern dar.

Die Einsenkung der jungen Schichtzone im Norden von Heiterwand und Wanneck greift auch noch westlich ins Mieminger Gebirge hinein. Die eingebrochenen Schollen zwischen den Gewölbeschenkeln gehören ihr als Fortsetzung an. Die Bichlbacher Mulde ist die westliche Fortsetzung der Zone junger Schichten an der Südseite des Wettersteines. Während die beiden nördlichen Verbindungsstücke Fortsetzungen der Lechtaler Alpen gegen Osten bedeuten, schiebt mit dem Zuge der Heiterwand das Mieminger Gebirge einen Arm in die Lechtaler Alpen hinein. Beide Bergländer sind so wechselseitig förmlich ineinander verzahnt. Hier kann es sich nicht um die Auflagerung einer gewaltigen Deckscholle handeln, da beide Bergländer gleichlaufend gefaltet sind. Nimmt man aber an, daß die Faltung erst nach der Überschiebung eingetreten ist, so bleibt es unverständlich, warum die Überschiebungsdecke (das ältere Triasgebirge) zu den eingeschlossenen Streifen jüngerer Schichten nicht in einfacher Muldenbeziehung steht.

Die Gebiete der vorherrschend älteren Trias stellen gegenüber den angrenzenden Lechtaler Alpen ebenso wie gegen die Zonen der jungen Schichten in ihrem Innern Hebungsbereiche vor, welche von der Erosion in ihrem Schichtbesitze stark verarmt wurden. Eine so ziemlich gleichmäßige Erniedrigung der Schichtdecke ist aber nur bei flacher Lagerung erklärbar.

Später wurde das ganze Gebiet gleichmäßig von der Faltung beherrscht. Die Zonen der eingesenkten jungen Schichten wurden dabei nach ihrer Höhenlage teils überschoben, teils mitgefaltet.

So ist die enge Verknüpfung der Tektonik der jungen Schichtzonen mit jener der Triasränder leicht verständlich.

Bei der Faltung spielten diese Einlagen von größtenteils weichen, nachgiebigen Gesteinen eine ähnliche Rolle zwischen den mächtigen, festen Kalk- und Dolomitplatten wie die Zonen der Raibler und Kössener Schichten gegenüber ihren Nachbargesteinen. Wir haben am Südgehänge der Mieminger Kette schöne Beispiele für die gewaltige mechanische Umarbeitung der Raibler Schichten gefunden. Neben reichen Schichtserien haben wir vielfach völliges Verschwinden der Rauchwacken.

Zweifelsohne greifen dabei Verschiedenheiten der ursprünglichen Ausbildung und Mächtigkeit in bedeutendem Umfange ein. Trotzdem sind diese Erscheinungen dadurch allein nicht zu erklären. Daß es sich um mechanische Wirkungen handelt, geht schon daraus hervor, daß das Verschwinden der Raibler Schichten häufig mit heftigen Störungen und Verschiebungen zusammenfällt. Solche Einlagerungen von weichen Mergeln inmitten dicker, starrer Kalk- oder Dolomitmassen gewinnen bei der Faltung eine hohe Bedeutung, indem Spannungen ihnen entlang viel leichter ausgeglichen werden können. Die Erscheinung, daß am gesamten Südabhänge der Mieminger Kette die

Hauptdolomitplatten flacher abfallen als jenseits der Raibler Zone die benachbarten Schichten des Wettersteinkalkes, gibt uns ein gutes Bild für den Einfluß weicher Zwischenlagen auf den Gebirgsbau. Dieser Einfluß äußert sich indessen nicht nur bei der Auffaltung selbst, sondern auch noch danach. Jedes einzelne aufgefaltete Gewölbe wird wieder Anlaß zu nachträglichen Bodenbewegungen, welche in ihrer Wirkung gerade entgegengesetzt zu denen der Faltung verlaufen. Die aufgerichteten Schichtmassen streben wieder niederzugleiten. Auch hier sind die weichen Zonen am meisten beansprucht und bilden vorzüglich die Gleitbahnen für solche Abwärtsverschiebungen. Dazu kommt noch in vielen Fällen die Mitwirkung des Wassers, das sich vor allem entlang den meist wasserundurchlässigen Mergeln und Letten sammelt und anstaut. Erwägt man diese Umstände, so wird man nicht erstaunt sein, wenn von den Aufschlüssen weicher Schichtlagen zwischen festen Kalk- und Dolomitmassen der größere Teil Störungen in seiner Lage aufweist. Dieselben haben mit Störungen in der Ablagerung nichts zu tun.

## Übersicht der geologischen Literatur.

### Abkürzungen.

- |   |   |
|---|---|
| <p>B. H. Z. = Berg- und Hüttenmännische Zeitung, Leipzig.</p> <p>G. J. = Geognostische Jahreshefte, München.</p> <p>J. R. A. = Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien.</p> <p>N. J. = Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart.</p> <p>S. A. W. = Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien.</p> | <p>V. R. A. = Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien.</p> <p>Z. A. V. = Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines, Wien, München.</p> <p>Z. D. G. = Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, Berlin.</p> <p>Z. F. = Zeitschrift des Ferdinandeums, Innsbruck.</p> <p>Ö. B. Z. = Österr. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, Wien.</p> |
|---|---|

- Heckel J. Bericht über das Vorkommen fossiler Fische zu Seefeld in Tirol und M. Bolca im Venezianischen. J. R. A. 1850.
- Geognostisch-montanistischer Verein für Tirol und Vorarlberg. Geognostische Karte Tirols. 1852.
- Gümbel, C. W. v. Beiträge zur geognostischen Kenntnis von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. J. R. A. 1856.
- Pichler A. Zur Geognosie der nordöstlichen Kalkalpen Tirols. J. R. A. 1856.
- Cotta B. v. Erzvorkommen im Alpenkalkstein bei Partenkirchen. B. H. Z. 1856.
- Hauer Fr. v. Bericht über die Aufnahmen in der Umgebung von Reutte. J. R. A. 1857.
- Richthofen Ferd. Freih. v. Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. I. Abt. J. R. A. 1859.
- Pichler A. Beiträge zur Geognosie Tirols. Z. F. 1859.
- Richthofen F. v. Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. II. Abt. J. R. A. 1861—1862.
- Gümbel C. W. v. Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Gotha 1861.
- Die Dachsteinbivalve (*Megalodon triquetra*) und ihre alpinen Verwandten. S. A. W., Wien, Bd. 45, 1862.
- Pichler A. Beiträge zur Geognosie von Tirol. Z. F. 1863.
- Profil von Stams nach Ehrwald. V. R. A. 1865.
- Schafhäütl. Der weiße Jura im Wettersteingebirgsstock etc. N. J. 1865.
- Pichler A. *Cardita*-Schichten und Hauptdolomit. J. R. A. 1866.
- Beiträge zur Geognosie Tirols. J. R. A. 1866.
- Kner R. Die fossilen Fische von Seefeld. S. A. W. Wien, 53. Bd., 1866.
- Hauer Fr. R. v. Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie. Bd. V. Text im J. R. A. 1867.
- Pichler A. Zur Geognosie der Alpen. F. Z. 1867.
- Beiträge zur Geognosie Tirols. V. R. A. 1867.
- Kner R. Nachtrag zur fossilen Fauna der Asphalt-schiefer von Seefeld in Tirol. S. A. W. Wien 1867.
- Pichler A. Beiträge zur Geognosie Tirols. J. R. A. 1868.
- Mojsisovics E. v. Der nordwestliche Teil des Wettersteingebirges. V. R. A. 1871.
- Die Kalkalpen des Oberinntales zwischen Silz und Laudeck und des Loisachgebietes bei Lermoos. V. R. A. 1871.

- Pichler A. Geologisches aus Tirol. N. J. 1874.
- Barth H. Fr. v. Aus den nördlichen Kalkalpen. Gera 1874.
- Isser M. v. Die Blei- und Zinkwerke der Gewerkschaft Silberleiten zu Bieberwier im Oberinntale. Z. F. 1881.
- Falbesoner H. Der Fernpaß und seine Umgebung in bezug auf das Glazialphänomen. XI. Programm des f.-b. Privatgymnasiums in Brixen 1886.
- Isser M. v. Bitumenschätze von Seefeld. Berg- und Hüttenm. Jahrb., 34. Bd., Wien 1888.
- Pichler A. Zur Geologie von Tirol. V. R. A. 1890.
- Cathrein A. Über den sogenannten Augitporphyr von Ehrwald. V. R. A. 1890.
- Skuphos Th. Die stratigraphische Stellung der Partnach- und der sogenannten „Unteren *Cardita*-Schichten“ in den Nordtiroler und Bayrischen Alpen. G. J. 1891.
- Böse E. Über liassische und mitteleuropäische Fleckenmergel in den bayrischen Alpen. Z. V. G. 1894.
- Gümbel C. W. v. Geologie von Bayern. 2. Teil. Kassel 1894.
- Ampferer und Hammer. Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. J. R. A. 1898.
- Häusling. Die Grube Silberleiten und die neuen Aufschlußarbeiten im Liegenden der Wasserkluft. Ö. B. Z. 1898.
- Reis O. Eine Fauna des Wettersteinkalkes. I. Teil. Cephalopoden. G. J. 1900—1901.
- Ampferer, Beyrer, v. Unterrichter. Die Mieminger Kette. Ein Beitrag zu ihrer eingehenderen Kenntnis. 1. Teil. Z. A. V. 1902.
- Penck und Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig, Tauchnitz, 1902—1905.
- Ampferer. Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges. V. R. A. 1902.
- Diener. Bau und Bild der Ostalpen. Wien, Leipzig 1903.
- Ampferer. Die Bergstürze am Eingange des Ötztales und am Fernpasse. V. R. A. 1904.
- Studien über die Inntalterrassen. J. R. A. 1904.
- Einige allgemeine Ergebnisse der Hochgebirgsaufnahme zwischen Achensee und Fernpaß. V. R. A. 1905.



**Tafel XII.**

**Mieminger-Wettersteingebirge.**

### Erklärung zu Tafel XII.

Fig. 1. Eppzirler Tal (links O, rechts W).

Die Hänge zu beiden Seiten des Baches und der Terrassenvorsprung im Mittelgrund bestehen aus stark bearbeiteter Grundmoräne. Die meisten Blöcke im Bachbette stammen aus den Zentralalpen. Die Höhen im Hintergrund sind aus Hauptdolomit erbaut.

Fig. 2. Eingang ins Berglental (links W, rechts O).

In die Talhänge ist der flach ansteigende Boden eines glazialen Taltroges mit scharfen Rändern eingeschnitten. In diese Bodenfläche gräbt der Bach eine zackige, tiefe und enge Klamm. Gegen die Talöffnung zu verliert sich die deutliche Prägung des glazialen Taltroges.



Fig. 1.



Aut. phot.

Fig. 2.

Autotypie von Angerer & Göschl.



**Tafel XIII.**

**Mieminger-Wettersteingebirge.**

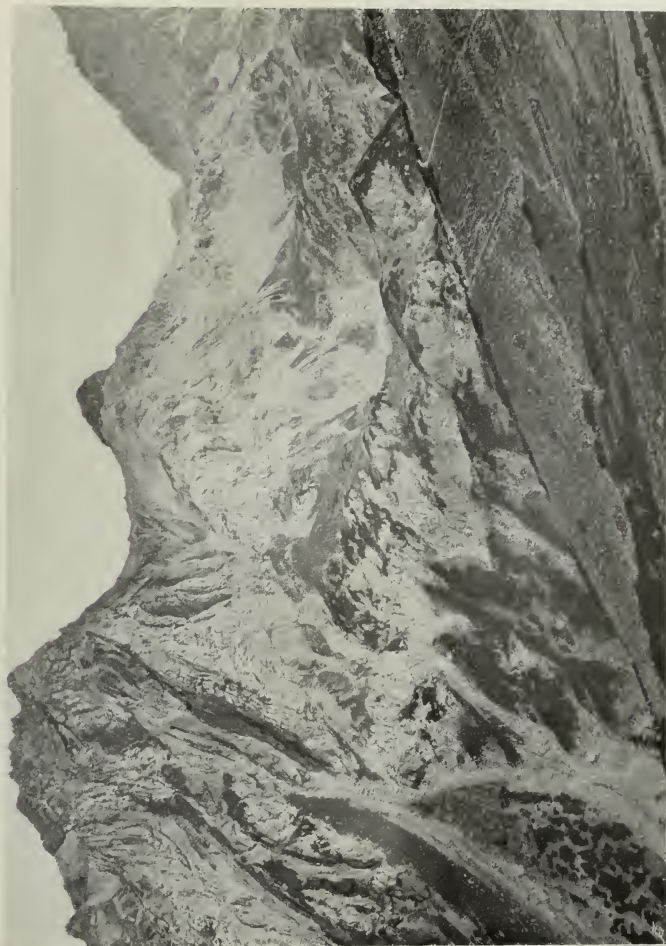
---

### Erklärung zu Tafel XIII.

Ansicht der Tajaköpfe von Westen (links N, rechts S).

Der breite, mehrzackige Gipfel im Norden stellt den nördlichen Tajakopf dar, dem sich nach einer breiten Einsattelung der kleinere, südliche anschließt. Dieser sinkt gegen Süden zum Tajatörl ab, über welchem ganz rechts die Wand der Griesspitzen aufstrebt. Vom Sattel zwischen südlichem und nördlichem Tajakopf zieht gegen links der Anschnitt einer Verschiebungsfläche herab. Längs derselben wurden die steil aufgerichteten Muschelkalkschichten des nördlichen Tajakopfes über den Wettersteinkalk des südlichen geschoben. In der Furche zwischen diesen Muschelkalk- und Wettersteinkalkmassen ist unten ein bräunlicher bituminöser Dolomit, in der Mitte und höher oben sind am Rande des Wettersteinkalkes Raibler Schichten (Sandsteine, Kalke, Mergel, Oolithe) erhalten. Im Westgehänge des südlichen Tajakopfes liegen zwei in Fels eingesenkte Wannen, in der rechten unteren Ecke streicht ein Moränenwall gegen den Seebensee nieder.

---



Autor phot.

Autotypie von Angerer & Göschl.

Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Band LV, 1905.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien III, Rasumofskygasse 23.





**Tafel XIV.**

**Mieminger-Wettersteingebirge.**

**Erklärung zu Tafel XIV.**

**Fig. 1.** Ansicht der Mieminger Kette von Nordwesten aus  
(links O, rechts W).

Am linken, östlichen Rand erscheint der tiefe Sattel der Pestkapelle. Gegen Westen folgen Hohe Munde, Hochwand, Breitenkopf, Igelseckopf, Mitterspitzen, nördlicher Tajakopf, Griesspitzen und Ehrwalder Sonnenspitze. Die Einsenkung im Westen stellt die Bieberwierer Scharte dar. Im Vordergrund breitet sich das Becken von Ehrwald—Lermoos aus.

**Fig. 2.** Aufriß am Rande der Mieminger Terrasse zwischen Holzleiten  
und Aschland (links O, rechts W).

Am Aufbau dieses Schutthanges beteiligen sich von oben nach unten: geschichtete, ziemlich feine Schotter, Grundmoräne, geschichtete, ziemlich feine Schotter, sandiger Bänderton, gröbere Schotter und Grundmoräne.

---



Fig. 1.



Fig. 2.

Aut. phot.

Autotypie von Angerer & GÜschl.

Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Band LV, 1905.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.