

# Das Tertiär am Ostrande des Anninger.

Von H. Küpper und C. A. Bobies.

Mit 1 Tafel.

## Einleitung.

Die vorliegende Studie ist das Ergebnis einer im Frühjahr 1926 erfolgten Detailaufnahme. Das ihr zugrunde liegende Gebiet wird im W vom zusammenhängenden Mesozoikum des Anningerstockes, im S von dem Badner Stadtgebiet und im N von der Klause bei Mödling begrenzt. Im O ergibt sich ein natürlicher Abschluß in der Trasse der Hochquellenwasserleitung, deren geologische Beschreibung durch Karrer es ermöglicht, in dem heute fast völlig unaufgeschlossenen Terrain sichere Anhaltspunkte zu gewinnen. Die Bearbeitung des zusammengetragenen Materials wurde im Geologischen Institut der Universität Wien durchgeführt, wo sich auch die erforderlichen Belegstücke befinden. Es ist uns eine angenehme Pflicht, für das der Arbeit von Professor F. E. Sueß, Professor L. Kober und Dr. Waldmann entgegengebrachte fördernde Interesse auch an dieser Stelle zu danken.

Das Gebiet selbst gehört zu den bestbekanntesten Teilen des inneralpinen Wiener Beckens. Es mag darum vielleicht befremden, daß gerade diese Stelle neuerlich zum Gegenstand von Untersuchungen gemacht wurde. Am Ostfuß des Anninger aber sind die tertiären Bildungen und Formen in einer relativen Unverschrtheit überliefert, die jeden, der sich mit der tertiären Geschichte des Wiener Beckens befaßt, veranlassen wird, den Schlüssel zu den Verhältnissen am Beckenrande gerade hier zu suchen. Vor allem schien es verlockend, die auch heute noch nicht restlos geklärte Frage postmiozäner Bewegungen im Zusammenhange mit der Morphologie des Gebietes aufzurollen. Die in Hassingers Studie enthaltenen Angaben versprachen in dieser Hinsicht interessante Resultate. Und endlich schien auch die Stratigraphie der neogenen Sedimente einer ausführlicheren Erörterung würdig, als sie in der Literatur bis heute zu finden war. Wir glauben, in unseren Erwartungen nicht getäuscht worden zu sein. Wenn auch die Ergebnisse nur auf beschränktem Raume gewonnen wurden, scheinen sie doch von allgemeinerer Bedeutung. Wieweit ihnen solche tatsächlich beizumessen ist, werden weitere in Aussicht genommene Begehungen erweisen.

Der guten Kenntnis unseres Gebietes entspricht die Reichhaltigkeit der vorhandenen Literatur. Die gründlichste Darstellung hat es in der Monographie Hassingers<sup>1)</sup> erfahren, die auch Angaben über die bis 1904 erschienene Literatur enthält. Von früheren Arbeiten wären

Studien von Vacek<sup>3)</sup>, Fuchs<sup>10)</sup>, Toula<sup>8)</sup> über den Eichkogel bei Mödling und F. Karrers Geologie der Kaiser Franz Joseph-Hochquellenwasserleitung<sup>7)</sup> hervorzuheben. Nach dem Jahre 1904 ist eigentlich nur wenig mehr über das dem Ostrande des Anninger angelagerte Tertiär geschrieben worden. P. St. Richarz veröffentlichte 1921 seine Untersuchungen des Eichkogels<sup>9)</sup>, welchen Punkt F. X. Schaffer schon 1907 in seinen geologischen Führer<sup>12)</sup> aufgenommen hatte. Hiemit ist die wichtigere Literatur über unser Gebiet erschöpft; erst im Jahre 1926 erschien eine neue größere Arbeit, die auch den Beckenrand zwischen Mödling und Baden behandelt, L. Kober's „Geologie der Landschaft um Wien“<sup>13)</sup>.

## Stratigraphischer Teil.

Das die Osthänge des Anninger und den Sockel der ihm vorgelagerten Terrassen bildende mesozoische Grundgebirge besteht vorwiegend aus triadischen Gesteinen der norischen und rhätischen Stufe. Südlich des Tieftales herrschen Hauptdolomite, nördlich Dachsteinkalke vor. Untergeordnet finden sich Kalke und Schiefer des Rhät, stellenweise im Kössener Fazies mit der charakteristischen Fossilführung (Großlauter O, Gumpoldskirchen NW, Prießnitztal, Richardshof S). Jurasedimente treten nach H. Küpper<sup>14)</sup> im südlichsten Baytal auf. Die l. c. beschriebenen Kluftausfüllungen sind auch im unteren Tieftal gut zu beobachten, wo sie außer Dachstein- und Rhätkalken Juragesteine mit Belemniten führen. Über die parallel dem Bruchrand verlaufenden Störungen berichten L. Kober<sup>13)</sup> und H. Küpper<sup>14)</sup>. Auf der Karte wurde der gesamte mesozoische Komplex durch eine einheitliche Signatur dargestellt.

## II. Mediterranstufe.

### a) Konglomerate.

In verschiedenartigster Ausbildung treten uns die marinen Ablagerungen des Miozäns entgegen. Die weiteste Verbreitung besitzen grobe Konglomerate, die nördlich der „Kurzen Einöd“ bis 340 m emporreichen, im allgemeinen aber nicht über 300 m angetroffen werden. Nur am Kalvarienberg bei Gumpoldskirchen steigen sie ebenfalls bis 340 m an. Sie bestehen zum größten Teil aus wohlgerundeten, fischähnlichen Sandsteinen, auch gosaunähnliche Rollstücke treten auf. Nur selten finden sich in ihnen Kalkgerölle, Mergelbrocken und Hornsteine. Der Durchschnitt der Gerölle weist Nuß- bis Faustgröße auf. An Fossilien stammen aus ihnen lediglich Austern- und Pectenschelben, diese allerdings in reicher Zahl. Die Erhaltung der Reste ist durchaus mangelhaft, doch lassen einzelne Bruchstücke auf eine Varietät der *Ostrea digitalina* Dub., andere auf dem *Pecten Sierringensis* Fuchs nahestehende Formen schließen.

Am Üblingerweg treten feinkörnige, feste Konglomerate auf, deren Komponenten selten Haselnußgröße überschreiten. An ihrer Zusammensetzung nehmen kalkige Elemente größeren Anteil. Außer Ostreenrämmern bergen sie nicht selten kleine Haifischzähne.

Zwischen Heberberg und Großlautern ist das Terrain in der Höhe von 310 m aufgeschlossen. Es stehen dort grobgebankte Kalkkonglomerate an, die 5° NO einfallen. Sie bestehen fast ausschließlich aus überfaustgroßen Dachsteinkalkgeröllen. Vereinzelt sind ihnen große Bryozoenknollen beigemischt. In Mengen enthalten sie Austernscherben, die verschiedenen Spezies anzugehören scheinen. Über den Konglomeraten tritt eine bräunliche, stark zersetzte, mergelige Schicht auf, die etwas nördlich zirka 3 m stark zutage liegt. In ihr finden sich große Exemplare einer der *Ostrea Gingensis* Schloth. ähnlichen Art, Bruchstücke von *Ostrea digitalina* Dub. var., *Pecten aduncus* Eichw., *Pecten latissimus* Brocc., *Pecten* cf. *incrassatus* Partsch, *Chlamys* spec., Glieder von *Isis melitensis* Goldf. und riesige Cidaritenstacheln. Überdies ist das ganze Sediment von unzähligen Bryozoenästchen und -knollen durchsetzt, deren Vergesellschaftung an die auch petrographisch sehr ähnlichen Bryozoenmergel des Rauchstallgrabens bei Baden anklängt. Hier wie dort herrschen stämmchenförmige Zoarialformen, überwiegend *Cyclostomata* vor; allerdings fehlt die übrige Mikrofauna des Rauchstallbrunngrabens völlig, nur Heterosteginen und Amphisteginen treten vereinzelt auf.

Am Hochgreutel, nördlich von Gumpoldskirchen, sind feinere Konglomerate entwickelt, die eine starke Anreicherung des kalkigen Zements aufweisen. In ihnen finden sich Abdrücke und Steinkerne von:

*Turritella* aff. *turris* Bast.  
*Venus* cf. *plicata* Gmel.  
*Pecten* spec.  
*Lucina* spec.  
*Cardita* cf. *Partschii* Goldf.

In einem westlich der Kote 306 liegenden Steinbruch\*) im N des Eichkogels sind zirka 3 m lockere, marine Konglomerate aufgeschlossen. Sie zeigen die typische, den marinen Konglomeraten allgemein eigene Beschaffenheit und Zusammensetzung und führen vereinzelte Austern- und Pectenscherben. Merkwürdig sind aber große, im Konglomerat eingebackene, eckige Blöcke eines harten, marinen Konglomerats und riesige Brocken festen, fossilführenden Leithakalkes. Mitten in dem Sediment treten bis kopfgroße Tegelklumpen auf, die von einer dünnen, sandigen Schichte überzogen sind. Einer von ihnen enthielt folgende Fauna:

*Pecten* cf. *Auensis* Kittl.  
 „ *elegans* Andrz.  
*Anomia* spec.

Diese Verhältnisse deuten möglicherweise auf durch Störungen hervorgerufene Veränderungen des auch sonst unregelmäßig gelagerten Materials hin, sind aber vielleicht auch als submarine Rutschungen zu deuten. Immerhin läßt die Lage des Punktes, wie später ausgeführt werden soll, Bewegungsvorgänge nicht unglauhaft erscheinen.

\*) Es dürfte dies der von Richarz<sup>2)</sup> besprochene Aufschluß sein, in dem die marinen Sedimente von sarmatischen, bzw. pontischen Bildungen überlagert wurden. Heute ist allerdings davon nichts mehr zu sehen.

In den bisher als fossilieer geltenden Konglomeraten östlich der Friedrichshöhe fanden wir:

*Conus* spec.  
*Ostrea* spec.  
*Pecten* spec.

b) Leithakalk.

Leithakalke, aus gewachsenen Algenrasen aufgebaut, besitzen im allgemeinen eine ziemlich untergeordnete Bedeutung. Sie finden sich am Südwestrande der Lucher Weingärten-Terrasse sehr rein entwickelt. Auch eine detritäre Ausbildung fehlt unserem Gebiet nicht. An verschiedenen Orten, z. B. in dem von Kote 278 zum Richardshof führenden Hohlweg (diese Lokalität wird weiter unten ausführlich besprochen), nehmen die Leithakalke Gerölle auf und erhalten dadurch vielfach ausgesprochen konglomeratische Beschaffenheit. Gegen oben gehen sie dann meist in Konglomerate mit kalkigem Zwischenmittel über. Vom Fossilinhalt dieser Sedimente ist mangels geeigneter Aufschlüsse nur wenig zu beobachten. Es ist im Durchschnitt die normale Leithakalkfauna, dickschalige *Pectunculus*, *Cytherea*, *Cardita*, *Conus* etc.

c) Tegel und Sandsteine.

Der schon oben erwähnte Hohlweg von Kote 278 (Thallern W) zum Richardshof zeigt von unten nach oben folgendes Profil:

Leithakalk,  
 Sandstein,  
 Blaugrauer Tegel,  
 Leithakalk,  
 Sandstein,  
 Blaugrauer Tegel,  
 Leithakalk,  
 Speckiger, grauer Tegel.

Auf der Höhe der Terrasse folgen weiter:

Leithakalk,  
 Tegel,  
 Leithakalk.

Während die meist konglomeratischen Leithakalke stark fossilführend sind, erweisen sich die Tegel, vielleicht nur wegen ihrer schlechten Zugänglichkeit, als fossilieer. Die Sandsteine repräsentieren aber eine marine Fazies, die bisher nur in Bohrprofilen, und auch da nur vermutlich, angetroffen wurde. Sie sind zäh, feinkörnig, bräunlich und beherbergen in großer Anzahl Abdrücke und Steinkerne von *Corbula gibba* Olivi, einem Fossil, das sonst nur in tonigen Ablagerungen heimisch ist. Überdies enthalten sie:

*Isocardia* cor. Lin. h  
*Cardita* cf. *Partschii* Goldf.  
*scalaris* Bronn.



*Arca diluvii* Lam.  
*Leda* spec.  
*Teredo norvegica* Spengl. h  
*Turritella* aff. *turris* Bast.  
 Koniferenzapfen.  
 Holzreste.

Kein anderer Punkt der inneralpinen Bucht führt die Gleichaltrigkeit der verschiedenen Ausbildungen der II. Mediterranstufe derart überzeugend vor Augen, wie dieses Profil, in dem eine vier- bis fünffache Wechsellagerung beobachtet werden kann. Besonders interessant ist die doppelte Folge: Kalk (Konglomerat) — Corbulasandstein — Ton. Berücksichtigt man die Zusammensetzung der Corbulasandsteinfauuna, die mit bathymetrisch tieferen Elementen solche größter Landnähe (Pflanzenreste!) verbindet, ergibt sich ein eindrucksvolles Bild der Sedimentationsverhältnisse am Ufer der mediterranen See, ein deutlicher Fingerzeig für die Bedeutung der Fazies bei Beurteilung des litoralen Sedimentationsraumes.

Über den Sattelriegel (Jadlkogel) bei Pfaffstätten berichtet Karrer.<sup>7)</sup>

#### d) Bryozoenkalke.

Als Bryozoenkalke möchten wir eine Reihe von Gesteinen bezeichnen, die zwar nur geringe Mächtigkeit besitzen, aber als Einlagerungen beträchtlich verbreitet sind. Sie finden sich südlich des Großlautern, am ganzen Westabfall der Lucher Weingärten und östlich des Richardshofes als lichtbräunliche, fast ganz aus Bryozoenstämmchen und -knollen und Lithothamien zusammengesetzte Kalke, die in frischem Zustand leicht mit Dachsteinkalk verwechselt werden können. Unter den Bryozoen herrschen Cheilostomata gegenüber den Zyklostomen vor, ein der litoralen Natur des Sedimentes durchaus entsprechendes Verhältnis. An sonstigen Fossilien finden sich darin Serpeln, Dentalien und vereinzelte Bivalvenabdrücke.

### Die Lagerung des Mediterrans.

Die Ablagerungen der marinen Stufe sind den mesozoischen Terrassensockeln in der Regel angelagert. Dieses Verhältnis ist südlich von Kote 368 (Rabentisch), am Hochgreutel und fast längs des ganzen Terrassenrandes bis zum Saugraben schön zu erkennen. Die Fallwinkel der angelagerten Komplexe schwanken zwischen 5° und 25° beckenwärts. Die Höhe der Terrassen erreichen die Sedimente nur im S (300 bis 340 m), nördlich vom Heberberg (310 m), ONO vom Richardshof (340 m). Auf der Terrasse sind sie im allgemeinen flach (4—8°) gegen das Becken zu geneigt, untergeordnet tritt schwaches Nordostfallen auf. Marine Tegel finden sich bis zu einer Höhe von 330 m östlich des Richardshofes.

Wie das unter c) besprochene Profil am besten zeigt, sind die verschiedenen Ausbildungen des Marins unter Ausschluß stratigraphischer Differenzierungen als lokale Fazies zu werten. In derart ufernahen

Räumen erscheint ein Gliederungsversuch von vornherein aussichtslos. Trotzdem deuten Einschlüge in die Litoralfaunen vereinzelt auf etwas höheres Alter. Hieher wären die von Karrer<sup>7)</sup> erwähnten Anbäufungen von *Perna Soldanii* Desh.\*) in den Wasserleitungsaufschlüssen bei Baden und das Auftreten einer der *Ostrea Gingensis* Schloth. nahestehenden Form am Heberberg zu rechnen. Die räumliche Verteilung der sogenannten „höheren“ (Grinzinger) und „tieferen“ (Badener) Tegelfazies ist der Monographie Karrers zu entnehmen.

Schließlich wäre noch eines Umstandes Erwähnung zu machen, der auf eine ursprünglich größere Verbreitung der marinen Litoralbildungen auf den Terrassen hinweist. Westlich des Richardshofes, auch in den Lucher Weingärten finden sich Blöcke fossilführender Leithakalke und Konglomerate in einer Höhe von über 400 m. Wir haben hier mit ziemlicher Gewißheit Denudationsreste vor uns, die von höheren marinen Strandbildungen nach der postmediterranen Regressionsphase übrig geblieben sind.

### Sarmatische Stufe.

Zur Kenntnis der sarmatischen Ablagerungen in unserem Gebiet konnte erwähnenswertes Material, aus eigenen Beobachtungen stammend, nicht beige-steuert werden, da gegenwärtig nur mehr ein einziger größerer Aufschluß, und auch dieser nur teilweise zugänglich ist. Aus verstreuten Angaben in der Literatur kann man entnehmen, daß die wichtigsten faziellen Ausbildungen des Sarmat auch im Eichkogelgebiet (auf dieses beschränkt sich seine räumliche Verbreitung) angetroffen wurden. Sarmatische Kalksteine und Kalksandsteine vom Typus des „Atzgersdorfer Steines“ erwähnen Schaffer<sup>12)</sup>, Fuchs<sup>10)</sup>, Karrer<sup>4, 7)</sup> und Čížek<sup>9)</sup>. Muschelsande werden von Richarz<sup>9)</sup>, Schaffer<sup>12)</sup> und Karrer<sup>7)</sup> angeführt. Als tiefstes Glied der brackischen Schichtfolge können blaue Tegel mit Mohrensternien (Hernalser Rissoentegel) angesehen werden, die von den sandig-kalkigen Serien überlagert werden.

Aus Beobachtungen von Vacek<sup>8)</sup>, Fuchs<sup>10)</sup>, Toula<sup>6)</sup>, Karrer<sup>4, 7)</sup>, Schaffer<sup>12)</sup> und Richarz<sup>9)</sup> kann geschlossen werden, daß die sarmatischen Schichten vorherrschend sanft (3—10°) gegen die Ebene, also gegen O, geneigt sind. Sie finden sich westlich des Eichkogels in einer Maximalhöhe von 300 m, wo sie aber schon Reste einer pontischen Überlagerung aufweisen. Diese Verhältnisse entsprechen durchaus dem normalen Litoral und bieten keine Anhaltspunkte für tektonische Veränderungen. Hervorgehoben muß aber werden, daß die sarmatischen Schichten nach Richarz<sup>9)</sup> die marinen Bänke diskordant überlagern.

Eine Unterscheidung jüngerer und älterer Horizonte läßt sich in unserem Gebiet naturgemäß unmöglich durchführen. Eine Andeutung in dieser Hinsicht ist allerdings in dem von Richarz<sup>9)</sup> beschriebenen Profil westlich des Eichkogels enthalten, wo ein basaler Komplex (Rissoentegel), vermittelt durch Sandlagen, einer höheren kalkigen Entwicklung gegenübergestellt werden kann. Daß der Begriff Fazies auch innerhalb des sarmatischen Litorals ausschlaggebende Bedeutung

\*) In der Gaadner Bucht bilden Pernabänke die Basis der Strandhalden<sup>17)</sup>.

besitzt und verlässliche Daten daher einzelnen Profilen nicht entnommen werden können, liegt nach dem schon im früheren Abschnitt Gesagten auf der Hand.

### Die Grenzsichten zwischen der sarmatischen und pontischen Stufe.

Unweit der Stelle, wo die 1915 von Fr. Toula <sup>15)</sup> beschriebene Bohrung bei der ehemaligen Militärakademie in Mödling niedergebracht worden war, wurde 1926 eine zweite Bohrung durchgeführt. Deren Daten scheinen geeignet, Toula's Angaben in mancher Hinsicht richtigzustellen und auch in tektonischer Beziehung Anhaltspunkte zu liefern. Hierüber wird im zweiten Abschnitt noch zu sprechen sein.

Nach Angaben und Aufzeichnungen der Firma S. König, die die Bohrung im vergangenen Jahre ausführte, wurden durch den Schacht und dessen Seitengräben von oben nach unten durchsunken:

1. Hellgelber, feinsandiger, stark verwitterter Tegel, lagenweise erfüllt mit *Congeria* cf. *Hoernesii* Brus.

2. Fester Kalksandstein, bestehend aus Trümmern kleiner Bivalvenschalen. An Fossilien enthält er:

*Melanopsis impressa* Kraus var. *hh*

*Melanopsis* spec.

*Congeria* cf. *Hoernesii* Brus. *h*

*Cardium* sp. cf. *simplex* Fuchs.

*Tapes gregaria* Partsch *s*

3. Feinsandiger Tegel mit Gipsknollen und Schalen-Trümmern;

4. Fester Kalksandstein mit Muschel-Trümmern, Foraminiferen, Spirorbisröhren und

*Melanopsis impressa* Kraus var. *h*

*Melanopsis* cf. *pygmaea* Partsch.

*Planorbis* spec.

*Trochus* cf. *Podolicus* Dub.

*Cerithium rubiginosum* Eichw.

*Congeria* cf. *ornithopsis* Brus.

*Congeria* cf. *Czizeki* Hörn.

*Congeria* cf. *Hoernesii* Brus. *h*

*Tapes gregaria* Partsch. *h*

*Ercilia Podolica* Eichw.

*Modiola Volhynica* Eichw. *hh*

*Mactra* spec.

*Cardium* sp. (Gruppe des *C. obsoletum*).

Rochenzähne.

5. Blauer Tegel,  
Konglomerallage,

Grauer Tegel,  
Sandstein,

Konglomerat,

6. Dunkler Tegel.

Vergleichen wir die beiden Bohrprofile miteinander:

Bohrung 1915	Alter nach Toula	Bohrung 1926	Alter
2·2—4·4 m Kalksandstein	Sarmatisch	0—2 m Tegel mit Congerien	Pontisch
4·4—17·55 m Tegel mit Markasit		2—4 m Kalksandstein mit Melanopsiden	Übergang
17·55—18·15 m Kalksandstein		4—13 m Tegel mit Gipsknollen 13—16 m Kalksandstein	
18·15—18·45 m Tegel	Marin sicher ab 51 m	16—21 m blauer Tegel	Sarmatisch
18·45—19·2 m Kalksandstein		21—22 m Konglomeratlage	
19·2—26·25 m Tegel		22—28 m grauer Tegel	
26·25—27·80 m Kalkstein		28—29 m Sandstein	
27·80—32·20 m sandiger Tegel		29—32 m Konglomerat	
32·20—33·80 m Kalksandstein		32—40 m Tegel	Marin
33·80—102 m Tegel z. T. sandig			

so ergibt sich das Vorhandensein eines rund 14 m mächtigen Schichtkomplexes, der eine ausgesprochene Mischfauna, aus pontischen und sarmatischen Elementen bestehend, beherbergt. Diese Fauna ähnelt stark der durch Th. Fuchs<sup>19)</sup> beschriebenen der Grenzsichten aus Nußdorf und Heiligenstadt, erscheint aber etwas artenärmer. Immerhin repräsentiert sie den lückenlosen Übergang zwischen beiden Stufen sehr charakteristisch. Über die Lagerung der Grenzsichten ist leider aus den Profilen nichts zu entnehmen.

#### Pontische Stufe.

Die hier einzureihenden Sedimente beanspruchen unzweifelhaft das größte Interesse. Der Abschnitt des Beckenrandes zwischen Mödling und Pfaffstätten ist eine der wenigen Stellen des inneralpinen Beckens, wo sich ausgesprochene Küstenbildungen des pontischen Sees erhalten haben. Wir können einen älteren Komplex und einen jüngeren auseinanderhalten, die im nachfolgenden getrennt besprochen werden sollen. Schon jetzt sei aber bemerkt, daß mit der Bezeichnung „älter“ und „jünger“ keineswegs beabsichtigt ist, ein für das ganze Wiener Becken gültiges stratigraphisches Schema aufzustellen. Diese Verhältnisse gelten vorläufig lediglich für das unseren Untersuchungen zugrunde liegende Gebiet, wo eben eine Serie durch die andere überlagert wird.

## I. Älteres Pontikum.

### a) Konglomerate und feine Breccien.

Diese Gesteine sind in ihrer charakteristischen Ausbildung und mit ihrer typischen Fauna schon durch Th. Fuchs<sup>19)</sup> bekannt geworden, der den heute verstürzten Aufschluß westlich des Richardshofes beschrieb. Es sind harte Konglomerate mit vorwiegend aus Dachsteinkalk und Dolomit bestehenden Komponenten, die stellenweise kantig werden und zu Breccienstruktur überleiten. Nur sehr vereinzelt finden sich über Haselnußgröße erreichende Gerölle darin, meist ist das Gestein durchaus feinkörnig. Das kalkige Zement ist stark kristallinisch und bisweilen blaugrau gefärbt. Lagenweise sind diese Bildungen erfüllt von Steinkernen und mit weißem Kalkspat ausgekleideten Hohldrücken von Mollusken. Schaffer<sup>12)</sup> nennt aus dem Aufschluß im W des Richardshofes:

- Congeria Partschii* Cz.  
 „ *triangularis* Partsch. h  
 „ *Basteroti* Desh. hh  
*Cardium* spec. div.  
*Melanopsis Martiniana* Fér.  
 „ *Bouéi* Fér.

Wenn wir dieser Liste noch

- Melanatria* spec. und  
*Congeria* aff. *spathulata* Partsch. h

hinzufügen, ist damit der Fossilinhalt der Konglomerate erschöpft. Diese stellenweise in bedeutender Individuenzahl auftretende Fauna ist über die ganze Ausdehnung des Schichtgliedes unverändert wiederzufinden. In dicken,  $\frac{1}{2}$  m starken Bänken steht das sie beherbergende Gestein nördlich des Grimlinggrabens; am Kalvarienberg, im Lucher Weingarten, am Großlautern und nördlich des Uiblingerweges nordwestlich von Pfaffstätten an. Auch westlich des Eichkogels, „im Waldberg“, finden sich die fossilführenden Konglomerate in großen Blöcken. Aufschlüsse sind hier nicht anzutreffen.

### b) Sande und Tegel.

Den beschriebenen Sedimenten dürften als etwas uferfernere Fazies lichtgelbe pontische Sande entsprechen, die in Wechsellagerung mit gelbgrün bis blauen Tegeln von Karrer<sup>7)</sup> aus dem Wasserleitungskanal nördlich von Gumpoldskirchen erwähnt werden. Aus ihnen stammen:

- Melania* spec.  
*Nerita Grateloupiana* Fér. ns  
*Melanopsis Martiniana* Fér. hh  
 „ *Vindobonensis* Fuchs s  
 „ *Bouéi* Fér. var. hh  
 „ *pygmaea* Partsch. s  
*Congeria subglobosa* Partsch. ss  
 „ *triangularis* Partsch. ss  
*Cardium Karreri* Fuchs s  
 „ spec. div.

Es ist also, wie man sieht, im großen und ganzen dieselbe Fauna, die uns in den Konglomeraten begegnet, weswegen die Annahme der Gleichaltrigkeit begründet erscheint.

### c) Muschelsandsteine.

Auf der Terrasse des Kalvarienbergs bei Gumpoldskirchen treten Blöcke eines hellbräunlichen, feinen Muschelkalksandsteines auf, der lediglich aus Abdrücken bzw. Hohlräumen und Steinkernen von Schalenresten besteht. Das Fossilmaterial war vorwiegend Muschelgrus, nur selten findet sich der Abdruck einer besser erhaltenen Molluske. Obwohl aus dem Auftreten von Congerien und Melanopsiden mit Sicherheit auf das pontische Alter des Gesteines geschlossen werden kann, wird jede nähere Bestimmung durch den schlechten Erhaltungszustand verhindert. Anstehend konnte dieses Gestein, das äußerlich sehr an die sarmatischen Atzgersdorfer Sandsteine erinnert, nicht gefunden werden, doch soll es nach einer mündlichen Mitteilung bei der Brunnengrabung des Hubertushofes am Kalvarienberg angefahren worden sein.

## II. Jüngerer Pontikum.

### a) Breccien.

Die ufernächste Ablagerung stellen grobe Breccien dar, die wohl schon früher für pontisch gehalten wurden, ohne daß es jedoch möglich gewesen wäre, einen stratigraphischen Beweis hierfür zu erbringen. Es sind bis über Kopfgröße erreichende Trümmer, meist Dachsteinkalke und Dolomite, aber auch rhätische Korallenkalken und Juragesteine finden sich vor. Das Zement ist verschieden, aber stets kalkig. Im Tieftal z. B. ist es stark kristallinisch, weiter nördlich unreiner Kalk von weißer bis roter Farbe, südlich des Maibründls tritt gelbbraunlicher Süßwasserkalk als Zwischenmittel auf. Das an und für sich schon luckige Gestein weist besonders in den höheren Lagen sehr häufig hohle Gerölle auf. Es erreicht stellenweise bedeutende Mächtigkeit, im Tieftal beispielsweise bildet es eine zirka 16 m hohe Felswand. Insgesamt läßt sich seine Mächtigkeit mit rund 40 m anschlagen. Eine Schichtung ist im allgemeinen nicht erkennbar. Wohl aber weisen die Kluftrichtungen und die Orientierung der Komponenten auf eine mehr oder weniger steil gegen das Becken geneigte Lagerung hin.

Fossilien treten in den Breccien nicht auf. Ihr pontisches Alter erhellt aber einwandfrei aus den Profilen des vom Richardshof nordwestlich zum Kaisergerndl führenden Weges, das bei Besprechung der Lagerungsverhältnisse erörtert werden wird. Die Konglomerate des älteren Pontikums werden durch sie stets überlagert, wie an verschiedenen Punkten (Kalvarienberg bei Gumpoldskirchen, Lucher Weingärten) beobachtet werden kann.

Die Basis der Breccien wird oft durch eine 1 bis 2 m mächtige Tonbank gebildet. Sie ist am besten am Wege unterhalb des Buchstabens L von „Lucher Weingärten“ aufgeschlossen und dort schon von

H. Küpper<sup>14)</sup> gefunden worden. Der grünliche Ton enthält undeutliche Pflanzenreste und dürfte mit der von Schaffer<sup>12)</sup> erwähnten Tonlage über den Konglomeraten im W des Richardshofes zu parallelisieren sein.

#### b) Tegelsande.

Die Hauptmasse des Eichkogels wird von Tegeln und Sanden in ständiger Wechsellagerung gebildet, die als „Tegelsande“ bezeichnet werden sollen. Sie sind wiederholt beschrieben worden, auch über ihren Fossilinhalt finden sich Angaben in der Literatur. Karrer<sup>7)</sup> erwähnt als häufigste Formen:

*Melanopsis Vindobonensis* Fuchs.  
*Unio atavus* Partsch.  
 Pflanzenreste.

Wahrscheinlich entsprechen diese Tegelsande als etwas uferfernere Fazies den groben Breccien samt ihrer Tonunterlage, wie im folgenden noch weiter ausgeführt werden wird.

#### c) Süßwasserkalk.

Die Kuppe des Eichkogels und die im N vorgelagerte Plattform wird von Süßwasserkalken gebildet, die speziell St. Richarz<sup>\*)</sup> eingehend untersuchte und deren Fauna von M. Schlosser<sup>6)</sup> beschrieben wurde. Außerdem zeigt die Karte noch südlich des Maibründls eine größere Partie dieses Gesteins an, die von Richarz zwar erwähnt, aber nicht weiter beachtet wurde. Es sind weißliche, graue und hellbräunliche, dichte Kalke, mit stellenweise tuffiger Struktur. An der Basis treten immer weiße bis graue Kalke auf (auch beim Maibründl), die von bräunlichen, härteren Partien überlagert werden. Über die Gleichaltrigkeit aller drei Punkte kann kein Zweifel bestehen. Übrigens erhielten wir aus den westlichsten Süßwasserkalken eine Fauna, die vollkommen der am Eichkogel auftretenden entspricht. Dort fanden sich:

*Succinea* cf. *primaeva* Math.  
*Pupa* spec.  
*Helix Richarzi* Schlosser.  
 „ (*Campylaea*) *Toulai* Schlosser.  
 „ (*Fruticicola*) *Mödlingensis* Schlosser.  
*Bythinia* spec.  
*Planorbis* aff. *heriacensis* Font.  
 „ (*Anisus*) *Matheroni* Fisch. et. Tourn.  
*Patula ruderoides* Mich.\*)

Die Mächtigkeit der Süßwasserkalke wird von Richarz auf maximal 16 m geschätzt, welcher Betrag sich auch mit unseren Beobachtungen vereinen läßt.

\*) Richarz<sup>9)</sup> erwähnt außerdem noch *Tudora conica* Klein spec.

### Die Lagerung der pontischen Sedimente.

Die ältere pontische Serie läßt sich in einem durch Talungen unterbrochenen Band vom Lackenschlag (Breite Föhre S) bis zum Pfaffstättner Kogel verfolgen. Sie erreicht im N (Eichkogelscholle, s. unten) ihre größte horizontale Ausdehnung und besitzt eine durchschnittliche Mächtigkeit von 4 m. An einer einzigen Stelle (Hochgreutel S) greift sie über den Terrassensockel hinaus und ist dort in sandiger Fazies entwickelt. Sonst findet sie sich in dicken Konglomeratbänken dem Mesozoikum aufgelagert, nur westlich des Eichkogels überdeckt sie älteres Tertiär. Wo eine Neigung der Bänke erkennbar ist, herrscht sanftes, beckenwärts gerichtetes Fallen vor.

Die jüngere pontische Serie ist als randliche Breccienbildung vom Lackenschlag bis zum Saugraben zu verfolgen. An der Basis stellt sich bisweilen eine geringmächtige Tonbank ein, die weiter vom Terrassenrand entfernt, meist direkt dem mesozoischen Sockel aufliegt, allerdings mit unregelmäßiger Oberfläche. Auch die Basisfläche der Breccien, die wie erwähnt oft eine Mächtigkeit von nahezu 20 m erreichen, ist durchaus keine Ebene. Im unteren Tieftal z. B. finden sie sich in Form einer riesigen Tasche dem Dachsteinkalk eingelagert. In den tiefsten Teilen treten dort lateritähnliche Lagen auf. Im Lucher Weingarten ruhen sie schon in zirka 380 m dem Grundgebirge auf, wie eine Brunnengrabung gezeigt hat. Südlich vom Hochgreutel endlich finden sie sich in zirka 280 m, wobei allerdings die Möglichkeit einer späteren Umlagerung nicht ausgeschlossen erscheint. Über Streichen und Fallen der Breccien läßt sich bei dem massigen Charakter der Ablagerung nichts Wesentliches aussagen. Daß sich stellenweise auf eine Neigung gegen SO schließen läßt, wurde bereits oben angeführt.

Die etwas uferferneren Äquivalente der Randbreccien, die Tegelsande des Eichkogels, werden von Hassinger<sup>1)</sup> als Strandhalde aufgefaßt. Ihre Lagerungsverhältnisse sind heute nicht mehr erkennbar, weswegen auf sie nicht weiter eingegangen werden soll. Verschiedene Literaturnotizen legen eine gleiche Deutung nahe.

Die Lagerung der Süßwasserkalke des Eichkogels wurde durch Richardz<sup>2)</sup> erörtert. Seine Darstellung muß aber nach unseren Beobachtungen südlich des Maibründls modifiziert werden. Hier treten nämlich die höheren Lagen des Süßwasserkalkes in intensive Wechsellagerung mit den Randbreccien, während die tieferen, weißen Fossilkalke von den älteren pontischen Konglomeraten unterlagert werden. Längs des Weges, der nördlich vom Richardshof zum Kaisergerndl führt, war im Frühjahr 1926 dank tiefer Wasserrisse folgendes Profil aufgeschlossen:

Randbreccien als Hangendes.

1½ m Süßwasserkalk.

Breccien, zirka 2 m.

1 m Süßwasserkalk.

Breccien, zirka 1 m.

Darunter wahrscheinlich Dachsteinkalkbreccien,

vielleicht auch schon Konglomerate der älteren Serie.



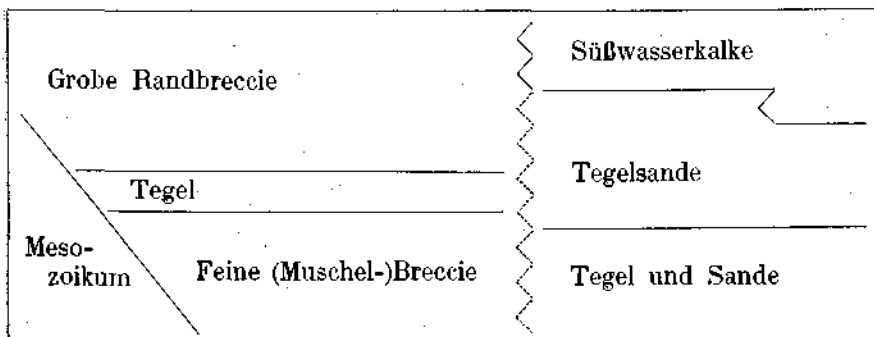
Der Übergang von den Breccien, die ausschließlich Dachsteinkalk- und Hauptdolomitkomponenten führen und durch ein dem Süßwasserkalk sehr ähnliches Zement verkittet sind, geschieht stets durch allmähliche Anreicherung des Zwischenmittels, das schließlich vorherrscht und zum reinen Süßwasserkalk wird. Dieser nimmt dann neuerlich fremde Einschlüsse auf und entwickelt sich wieder zur Breccie.

Aus diesem Profil lassen sich zwei stratigraphisch wichtige Erkenntnisse erschließen. Erstens steht nunmehr das jüngerpontische Alter des ganzen Breccienkomplexes fest, da sie mit den Süßwasserkalken, in denen Richarz *Melanopsis Bouéi Fér.* fand, durch Wechsellagerung altersgleich sind. Die Möglichkeit, daß nur die tieferen Lagen der Süßwasserkalke pontisch, die höheren aber jünger seien, wird in sich selber dadurch hinfällig, weil die mit den Breccien verknüpften Süßwasserkalke nur zu einer Zeit gebildet werden konnten, da die Breccien entstanden sind. Ein Wiederansteigen des Wasserspiegels in eine Höhe von über 400 m nach Ablauf der spätpontischen Rückzugsphasen ist aber nach den bisherigen Erfahrungen vollkommen ausgeschlossen<sup>16)</sup>. Zweitens läßt die Wechsellagerung der Breccien und Kalke auch auf das Auftreten der letzteren am Eichkogel rückschließen. Warum sollte nicht die dort bestehende Höhendifferenz zwischen den beiden Süßwasserkalkdecken (350 und 325 m im Mittel) ebenfalls auf eine Wechsellagerung mit den etwas strandferneren Tegelsanden zurückzuführen sein, die ihre heutige Erscheinungsform eben nur der Erosion verdankt?

Wir stellen uns im Eichkogelgebiet also eine zusammenhängende höherpontische Serie vor, die aus Randbreccien in Tegelsande überleitet, im Sattelgebiet erodiert wurde und dort die tieferen Schichten zutage treten läßt. In diese ganze Serie sind nun vereinzelt Süßwasserkalkschmitze eingebettet, deren ursprüngliche Lagerung im W noch deutlich erkennbar ist, im O aber durch die nachpontische Abtragung verwischt wurde. Über die vermutliche Entstehung der Süßwasserkalke und die Beziehungen zwischen ihnen und der Morphologie des Eichkogels wird noch in späterem Zusammenhang gesprochen werden.

### Übersicht der pontischen Sedimente.

(Die ausgezogenen Linien bedeuten die beobachtete Auflagerung.)



## Morphologisch-tektonischer Teil.

Die erste Übersicht über die Morphologie des Gebietes und Andeutungen ihrer Tektonik hat Hassinger<sup>1)</sup> gegeben. Wenn wir von den hochliegenden Niveaus VIII—XI absehen, die außerhalb des Bereiches unserer Betrachtungen fallen, so erkennt Hassinger in unserem Gebiet Vertretungen seiner Terrasse III am Liechtenstein und Eichkogel, III—IV am Kalenderberg, IV—V in den großen Formen südlich des Eichkogels, I—II am Sattelriegel nordwestlich Pfaffstätten, III wieder als Terrasse des Kalvarienbergs bei Baden. Als tektonisches Element vermerkt Hassinger einen NS vom Liechtenstein zum Prießnitztal verlaufenden Bruch, an dem die Terrassen I und II, das Tertiär samt dem mesozoischen Sockel, in die Tiefe gesunken sind. Mit diesem Bruch bringt er die Therme von Mödling in Zusammenhang. Er hebt die Notwendigkeit der Annahme eines Bruches hervor, der in zirka ostwestlichem Verlauf den Eichkogel im N begrenzt und belegt ihn einwandfrei mit den durch Bohrungen erschlossenen Lagerungsverhältnissen im Tertiär. Er erwähnt eine Schrägstellung der Niveaus III und IV, von Mödling gegen S ansteigend, die höhere Lage der Terrasse V gegenüber dem nördlichen Gebiet (plus 10/15 m). Er schließt aus dem Fehlen von I und II (III) auf eine Störung im S des Eichkogels, auf die er die schwache Therme von Gumpoldskirchen zurückführt. Hassinger scheint auch hier an einen Bruch parallel zum Gebirgsrand, ähnlich dem von Mödling zu denken, wenn er sagt, es sei „der Gebirgsfuß jedoch nicht so geradlinig wie am Bruch bei Mödling“. Er vermerkt schließlich das Vorhandensein von Anzeichen jugendlicher Störungen zwischen dem Kalvarienberg bei Baden und dem Helenental; als Gründe gibt er den Steilabfall des Kalvarienberges gegen W, das Fehlen der Niveaus I und II und die starkgestörte Lagerung des Tertiärs an. Im allgemeinen sehen wir, daß Hassinger eine große Menge wichtiger Einzeltatsachen vorbringt, denen es aber an Verknüpfung zu einem einheitlichen Bild mangelt.

L. Kober<sup>13)</sup> erwog jüngst bei Besprechung des Ausblickes von der Vöslauer Warte gegen N die Möglichkeit der Gliederung der Landschaft von dort bis zum Anninger in drei Schollen von verschiedener Hebungsintensität: der flach aufgebogene, mediterrane Boden der Scholle von Soos, der flach gewölbte der Mitterbergscholle, schließlich der stärker gehobene des Anninger. Die Grenzen der Schollen gegeneinander, markiert durch das Schwechat- und Einödtal, werden als Brüche aufgefaßt. Inwieweit diese Erklärungsmöglichkeit, durch Tatsachen belegt, sich zu einer Lösungsformel läßt, wird später gezeigt werden.

Es sei noch gestattet, der Methode, wie die Formen aufgenommen wurden, einige Worte zu widmen. Die Terrasse, durch schmale, O laufende Rinnen zerschnitten, eignet sich vortrefflich zur profilmäßigen Aufnahme. Diese wurde nun so durchgeführt, daß jeweils vom gegenüberliegenden Hügel die in der Natur hervortretenden Formen, also Kerbe, Eberheit und Kanten gezeichnet und der Höhe nach fixiert wurden. Beim Fortschreiten der Arbeit ergab sich von jedem zweitnächsten Hügel die Probe für die Richtigkeit der zuerst gemachten Beobachtung. Wir erwähnen dies nur deshalb, weil manche Formen auf keiner auch noch

so ausgezeichneten Karte im Maßstabe 1 : 25.000 zum Ausdruck kommen. Die Richtigkeit in den Details ist bei unserer Aufnahme daher nicht durch die Karte, sondern in der Natur zu überprüfen.

### Das Mittelstück.

(Üblinger Weg — Aichberger Graben.)

Aus Gründen, die wir später erörtern wollen, beginnen wir mit der Behandlung dieses Abschnittes. Das auffallendste und dem Alter nach am besten zu fixierende Element der Morphologie ist die große Kerbe in 380 *m*. Sie ist in Profil 5 im Mesozoikum angelegt, in Profil 6—8 durchwegs in pontischen Brandungsbreccien eingeschnitten. Dadurch, daß sie sich einerseits mit Pontikum und Mesozoikum verschneidet, andererseits in sicher pontische Bildungen eingesenkt ist, erscheint ihr zumindest pontisches Alter erwiesen und ihre Zugehörigkeit zu den Rückzugsmarken des pontischen Sees festgestellt. Das Einschneiden in die pontischen Breccien ist besonders deutlich in Profil 6 und Profil 7. Die im allgemeinen gleichmäßige Neigung des Hanges unterbrechend, folgen, zumeist in einer kleinen Rückfallskuppe, die sehr mächtigen pontischen Breccien. Erst der steile Ostabfall der Rückfallskuppe ist die Innenwand des Kliffs. Auf eine Entfernung von 2 *km* läßt sich diese markante Form verfolgen. Nach Hassinger würde sie dem Kliff der Terrasse V entsprechen, jedoch in etwas übernormaler Höhenlage.

Die nächste, in der Landschaft stark auffallende Form ist die Kante in 330 *m*. Auch sie ist höchstens spätpontischen Alters. In Profil 5 und Profil 8 im Mesozoikum gelegen, bildet sie in Profil 7 den Schichtkopf der feinkörnigen pontischen Konglomerate. Sie würde nach Hassinger dem Niveau IV entsprechen, jedoch nicht ganz genau (IV—345 *m*). Der Raum, der zwischen Kerbe 380 und Kante 330 liegt, wird im Lucher Weingarten bis 500 *m* breit und zeigt zwischen den beiden Koten durchschnittlich ein sanft geneigtes Gefälle, das von markanten Ebenheiten nicht unterbrochen wird. Es soll jedoch nicht unerwähnt bleiben, daß sich in Profil 6, 7 und 8 die Andeutung einer Ebenheit in 370 *m* und einer zu ihr gehörigen Stufe in zirka 360 *m* zeigt. Eine größere Bedeutung messen wir jedoch diesen Formen nicht zu, da sie weiterhin nicht zu verfolgen sind. Die große Form hat eben ihre Entstehung zwei in der Höhenlage nicht viel voneinander abweichenden Phasen zu verdanken.

Die dritte, sehr auffällige Form in unserem Gebiet ist die Ebenheit bzw. Kante in 300 *m*. Vorgreifend sei bemerkt, daß diese Form ihre schönste und reinste Ausbildung im Südteil hat, wo sie in einer Breite von 250 *m* in Profil 1, 2 und 3 auftritt. In Profil 4 und 5 nur durch die Oberkante des Marins angedeutet, liegt sie in Profil 6, 7 und 8 im Mesozoikum. Obwohl sie meist die Höchstgrenze der Mediterranstufe darstellt, ist sie dennoch bestenfalls pontischen Alters, wie daraus klar hervorgeht, daß sie im Profil 7 über das Mesozoikum und darin eingesenkte pontische Taschen hinwegschneidet. Diese Form entspricht, ebenfalls nicht ganz genau, Hassingers Terrasse III (III-305/320 *m*).

Profil 5 ist das einzige, das tiefer gelegene Ebenheiten in Form von abgeflachten Hügelkuppen erkennen läßt. Auch Hassinger sah hier schon Vertreter seines Niveaus II (280 m) und I (260 m). Ersteres ist nur an dieser einzigen Stelle erhalten, letzteres findet sich auch südlich in Profil 1 und nördlich in Profil 7. Zu der Annahme Hassingers, der aus dem Fehlen von I und II auf eine Störung parallel zum Bruchrand im S des Eichkogels schließt, wird später Stellung genommen werden.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß im mittleren Abschnitt drei markante, pliozäne Formen hervortreten, die Kerbe in 380 m, die Kante in 330 m und die Kante in 300 m Höhe. Diese Formen, die ihre Entstehung den Rückzugsstadien des pontischen Seespiegels verdanken, zeichnen sich durch absolute Konstanz ihrer Höhenlage und der Intervalle untereinander aus. Aus diesem Grunde haben wir den Mittelabschnitt zuerst besprochen. Hier läßt nichts auf eine Störung der Niveaus schließen, die in ähnlicher Ausbildung und ähnlicher Bedeckung schon von Hassinger<sup>15)</sup> auf weite Strecken hin verfolgt wurden. Das Mittelstück stellt für unser Gebiet also gewissermaßen die Normalstelle vor, von der aus die gewonnenen Ergebnisse übertragen werden sollen.

## Der Nordteil.

### a) Die Eichkogelscholle.

Versuchen wir jetzt, die uns vertraut gewordenen morphologischen Elemente über den Kalvarienberg, Baystein und Richardshof weiter nach N zu verfolgen, stellen sich uns unerwartete Hindernisse in den Weg. Die bisherige Kante in 330 m fehlt, an ihrer Stelle haben wir in 354 m eine neue Kante im Mesozoikum, die sich in die Kante des Baysteins (367 m) und weiter fortsetzt. Auch die marinen Konglomerate sind im Verhältnis zu dem bisher besprochenen Teil auffallend hoch (342 m). Sollen wir nun in der Kante, die uns in geänderter Höhenlage entgegentritt, unsere Kante in 330 m erblicken, die im Vergleich zu ihrer bisherigen Lage um über 20 m gehoben erscheint, oder haben wir es mit einem neuen Niveau zu tun?

Schon die Tatsache, daß auf dem mesozoischen Sockel, der die Kante bildet, auch hier pontische Küstensedimente in gleicher Anordnung liegen, bringt uns die erstere Lösung nahe. Sie wird aber zu einer vollbewiesenen Tatsache, wenn wir nach der Höhe des großen Kliffs (380 m) fragen. Genau um dieselben 20 m, um die die Kante 330 m auf 350 m gehoben ist, hat sich das Kliff von 380 m auf 400 m verschoben. Durch das Gleichbleiben des Intervalls von Kante und Kliff ist kein Zweifel, daß zwischen Kalvarienberg und Aichberger Graben ein Bruch in zirka ostwestlicher Richtung durchsetzt, an dem die gesamte, von ihm nördlich gelegene Terrassenlandschaft samt ihrem Sockel um 20 m gehoben ist.

Wenn nun die Identifizierung der Elemente gelungen ist, wird ihre weitere Verfolgung nicht schwer fallen. Die große, gehobene Kante 350 m läßt sich mit leichtem Ansteigen über den Baystein (367) bis zu 376 m verfolgen, wo die breite Plattform knapp westlich der Umbiegung des Prießnitztales zum letztenmal auftritt. Die feinkörnigen pontischen

Konglomerate, die noch beim Richardshof als dünne Bedeckung über die Kante hinaustreten und sich gegen den Eichkogel hin dann wieder verbreitern, weichen im N immer mehr gegen W zurück, die Terrasse ist dort ihrer pontischen Bedeckung entblößt.

Das große Kliff, jetzt in 400 m, ist beim Mäibründl noch prächtig ausgebildet, verliert sich aber gegen N unter leichtem Ansteigen. Wie erklärt es sich nun, daß diese großen Formen weiter im N nicht mehr zu erkennen sind? Es ist schon vor Jahren auch durch Bohrungen festgestellt worden, daß ein Bruch von ziemlicher Sprunghöhe (minimal 54 m) in zirka ostwestlicher Richtung längs des Nordfußes des Eichkogels, ungefähr in der Höhe der Militärakademie, verläuft. Auf seine Sprunghöhe läßt sich auch aus den Daten der früher erwähnten Bohrung bei Mödling (S. 8) schließen. Wir haben dort die Basis des Pontikums in zirka 230 m in Gestalt von gelben Tegeln mit *Congeria Hörnesi* angetroffen. Es ist wohl kaum anzunehmen, daß vertikal zwischen diesem Sediment und den feinen Konglomeraten mit *Melanopsis Martiniana* auf der Eichkogelterrasse ein großer Abstand vorhanden war. Selbst wenn wir für diesen Zwischenraum die angesichts der großen Ufernähe gewiß ausreichende Mächtigkeit von 40 m veranschlagen (die Gesamtmächtigkeit der pontischen Strandbildungen würde dann rund 70 m betragen), ergibt sich eine obere Grenze der Verwerfung von ungefähr 100 m. Zwischen 100 und 54 m bewegt sich demnach die Sprunghöhe des Bruches. Über seine weitere Fortsetzung gegen W war bisher nichts bekannt. Vergleicht man nun die später noch kurz zu berührenden Formen westlich von Mödling, die nie über 350 m emporsteigen, mit den von pontischen Bildungen bedeckten Ebenheiten nördlich vom Richardshof in 370 m Höhe und bedenkt man, daß beide bis auf einen Abstand von nur 150 m aneinanderrücken, aber durch einen steilen, von keiner Ebenheit unterbrochenen Gehängeknick getrennt werden, so kommt man zu der Auffassung, der den Eichkogel im N begrenzende Bruch greife an einer Linie Schießstätte—Altes Jägerhaus ins Mesozoikum über und ziehe bis zum Süden des Tertiärs der Königswiese hin. Besonders gut ist dieser Bruch von der Kote 489 knapp südlich vom Husarentempel zu beobachten. Ein Ausblick nach O zeigt linker Hand die wellige, in ihrer Höhe jedoch konstante Platte, die von der Klause durchschnitten wird. Ein unvermittelter Abbruch führt von dem durchschnittlich 330 m hohen Plateau zu den gerundeten Höhen der Kote 435 empor, an deren Osthang wir die pontischen Breccien und Ebenheiten in 400 m wissen. An dieser Stelle tritt der die ältere Morphologie der Landschaft kraß durchschneidende Bruch besonders eindrucksvoll hervor. Für das nun von zwei OW verlaufenden Brüchen (im S der Bruch bei Gumpoldskirchen) begrenzte, im Verhältnis zu dem Mittelstück gehobene Gebiet schlagen wir die Bezeichnung Eichkogelscholle vor.

Wie wir aus dem Ansteigen der Kante in 350 m bis zu 370 m im N entnommen haben, ist der nördliche Teil der Eichkogelscholle um 20 m mehr gehoben als der südliche, im ganzen also etwas schief gestellt. Da der Bruch Jägerhaus—Schießstätte in das Tertiär übergreift, ist die Eichkogelmasse ebenfalls zu der schiefgestellten Scholle zu rechnen.

Läßt sich dafür ein Beweis aus der Morphologie des Berges erbringen? Zwei Fragen stehen im Vordergrund: die Erklärung der Gipfelhöhe des Eichkogels und die Aufklärung der angeblich „um ihn herum“ ziehenden Terrasse III. Überprüfen wir Natur und Kartenbild noch einmal kritisch auf die Existenz dieser Terrasse hin, so kommen wir dazu, einzugestehen, daß die einzige, jeder Kritik standhaltende Stelle, wo diese Ebenheit nachgewiesen werden kann, jene auch in der kartographischen Darstellung vortrefflich hervortretende Fläche NNO vom Gipfel ist, die die Kote 324 trägt. Wir geben die Möglichkeit zu, daß an der Südseite auch Andeutungen dieser Form enthalten sind, wollen aber nachdrücklichst betonen, daß bei Feststellung morphologischer Formen an diesem Berg, der zur Gänze aus leicht beweglichem, zu Gehängerutschen neigendem Material besteht, äußerste Vorsicht zu üben ist. Mit aller Entschiedenheit aber nehmen wir gegen die Behauptung Hassingers Stellung, die Terrasse III ziebe zwischen Richardshof und Eichkogel durch. Da der Sattel bis auf 310 *m* eingesenkt ist, erscheint es natürlich, daß im O und W von ihm die Isohypse 320 verläuft. Daraus aber auf ein Vorhandensein der Ebenheit III zu schließen, halten wir für entschieden zu weitgehend. Die Böschung vom Eichkogel zum Sattel ist steil, zum Richardshof flacher, keine jedoch durch eine Ebenheit unterbrochen. Die einzige, einwandfrei festgestellte ebene Form liegt im N und NNO vom Gipfel in 324 *m*.

Wir wollen nun die Verbindung der Gipfelhöhe des Eichkogels und der Plattform in 324 *m* mit dem Rückland versuchen. Wenn wir die Höhe der gehobenen Kante (367 *m* am Baystein) mit der des Eichkogels (366 *m*) vergleichen, gelangen wir zu dem überraschenden Ergebnis der vollkommenen Gleichheit. Es liegt nahe, den Eichkogelgipfel als letzten von der Erosion verschonten Rest in den Zug der großen, mit der Eichkogelscholle gehobenen Kante 350—370 *m* einzubeziehen. Die ausgedehnte, schiefgestellte Rückzugsterrasse im gleichen Niveau, die in pontische Sedimente geschnitten ist, hat sich somit einst in ihrer vollen Breite vom Maibründl bis zum Eichkogel erstreckt. Heute ist ihr Ostteil zerstört.

Nun löst sich aber auch mit einem Schlage die Frage nach der Beziehung der Eichkogelsterrasse in 324 *m* zum Gipfel. Wir haben bei der Besprechung des Mittelstückes gesehen, daß unter der Kante (dort in 330 *m*) eine zweite, tiefere in einem Intervalle von 30 *m* folgt. Genau dasselbe haben wir hier, 30 *m*\*) unter dem Eichkogelgipfel folgt eine ausgeprägte Ebenheit. Wir fassen daher die Eichkogelsterrasse als ein gehobenes Äquivalent der im Mittelstück verfolgten Kante in 300 *m* auf. Damit erscheint die Probe für zwei Behauptungen zugleich gelungen: die Identifizierung des Eichkogelgipfels mit dem gehobenen Niveau 360 *m* ist richtig, weil im gleichen Intervalle wie in dem nicht gehobenen Gebiet unter ihm eine Ebenheit auftritt, und die Identifizierung der Eichkogelsterrasse mit der Kante 300 *m* ebenfalls, weil sie um denselben

\*) Die Kote 324 gibt nicht ganz genau die Höhe der Terrasse, da sie an ihrem Außenrand, an einer etwas abgesenkten Stelle liegt. Die Hauptfläche reicht näher an 330 *m*.

Betrag, wie alle anderen Formen, in der Eichkogelscholle gehoben erscheint\*).

Wir möchten an dieser Stelle der Meinung Ausdruck geben, daß wir die Ansicht Hassingers, der aus dem Fehlen der Niveaus I und II im S des Eichkogels auf einen dem Beckenrand parallelen Bruch schließt, nicht genügend begründet halten. Durch die Höherstellung der Eichkogelscholle änderte die Entwässerung wahrscheinlich ihre Richtung und dürfte die ohnehin nur mehr in schmalen, zerschnittenen Leisten vorhandenen Niveaus ganz ausgeräumt haben. Auch auf der Nordseite der Eichkogelscholle muß die Entwässerung einst einen ganz anderen Lauf als heute genommen haben. Dies beweist einerseits die Richtung des Prießnitztales, andererseits jene Bachschuttbildung im W des Jennyberges, die auf der Sturkarte als Leithakalk ausgeschieden ist. Es ist dies ein Haufwerk von Blöcken mariner Konglomerate, feinkörniger pontischer Konglomerate und Dachsteinkalke, die ein aus dem Herkunftsgebiet dieser Gesteine — S — kommender Bach in dem SN verlaufenden Tälchen abgelagert hat. Von der Firstlinie der aufsteigenden Eichkogelscholle trat eben die Entwässerung nach N und S auseinander.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die um 24 bis 46 m gehobene Eichkogelscholle uns mit demselben Formenschatz, einer großen Kerbe und zwei Kanten, entgegentritt wie das Mittelstück. Alle Formen liegen jedoch um den entsprechenden Betrag höher. Damit ist auch das Alter der Bewegung der Eichkogelscholle festgelegt: die Hebung und Schiefstellung ist nach der Bildung der Rückzugsmarken des pontischen Sees erfolgt.

#### b) Die Mödlinger Scholle.

Wir wollen nun jenes Gebiet besprechen, das als länglicher Streifen mesozoischer Gesteine zwischen dem Tertiär der Königswiese, dem Tertiär der Ebene und im N desjenigen Bruches liegt, der die Eichkogelscholle nördlich hegrenzt. Der schnurgerade Verlauf der Grenzlinien im O und W ist schon von Hassinger als Bruch erkannt worden. Die tiefe Lage des Tertiärs der Königswiese im W, das plötzliche Fehlen der Niveaus I und II bei Mödling, das tektonisch gestörte Tertiär, die gewaltigen Harnische im Hauptdolomit an der Ostseite waren für Hassinger beweisend. Wir schließen uns in diesem Punkt der Meinung Hassingers vollkommen an und bezeichnen dieses auf drei Seiten von Brüchen umschlossene Terrain als Mödlinger Scholle. Sie ist ein Gebiet mit im Detail unruhigen, rasch wechselnden Formen, welche Eigenschaften jedoch beim Überblick aus größerer Entfernung verschwinden. Es scheint, daß sich zwei Niveaus herausheben lassen; einerseits die Höhen der etwas abgeflachten Gipfel, die durchwegs im SW auftreten (Pfefferbüchsel 350 m, Kote 357, Jennyberg 345 m, im Durchschnitt also 350 m), andererseits die Ebenheit, die den Frauenstein und den Hauptteil des

\*) Wir weisen nochmals darauf hin, daß durch die Schrägstellung der Eichkogelscholle die Werte für die Hebung der Formen des Eichkogels infolge ihrer Lage ungefähr gleichweit vom nördlichen wie vom südlichen Bruch in der Mitte zwischen 24 und 46 m liegen, also ungefähr plus 30 m betragen.

Kalenderberges einnimmt, durchschnittlich 320 m hoch gelegen. Der Mangel jeder tertiären Auflagerung erschwert die Identifizierung mit den bisherigen Formen sehr. Wir glauben jedoch aus dem auch hier vorhandenen 30 m Intervall schließen zu dürfen, daß diese Formen die Vertreter der im Mittelstück auftretenden Kanten 330 und 300 m sind. Gegen das Mittelstück gehalten, sind somit die Formen auch dieses Gebietes um zirka 20 m gehoben, gegen die Eichkogelscholle jedoch, deren Durchschnittswert der Hebung infolge Schiefstellung zirka 30 m beträgt, etwas gesenkt. Der Südrand der Eichkogelscholle und die Mödlinger Scholle stimmen im Betrage ihrer Hebung ziemlich überein. Wir halten für das wahrscheinlichste, daß die beiden Schollen in ursprünglichem Zusammenhang gehoben wurden, dann aber zerbrochen sind und eine Weiterbewegung und damit Schiefstellung nur der Eichkogelscholle stattgefunden hat. Über die Mödlinger Scholle selbst wird später nochmals gesprochen werden.

### Der Südtell.

Dieses Gebiet, vom Schwechattal und Pfaffstättner Kogel begrenzt, scheint auf den ersten Blick eine gesonderte Behandlung nicht zu erheischen. Wir können, wie schon erwähnt, die Kanten 330 und 300 m ungestört auch hier, und zwar in besonders großer Entwicklung, beobachten. Die allgemeine Absenkung des Gebietes (Hassinger) scheint das Fehlen der pontischen Küstenbildungen zu erklären. Trotzdem müßten wir an den Osthängen des Richtberges (416 m) und Mitterberges (461 m) zumindest Andeutungen pontischer Strandbreccien finden. Es steht also die Frage im Vordergrund, auf welche Weise das plötzliche Auslassen der pontischen Ufersedimente in einem Gebiet erklärt werden könnte, in dem die postpontischen Rückzugsmarken ungestört erhalten blieben.

Wir glauben diese Frage durch Bezugnahme auf die Tektonik des Untergrundes einer Lösung zuführen zu können. Küpper<sup>14)</sup> konnte in der Arbeit „Das Anningergebiet“ zeigen, daß das Auftreten der Gosau im Einödttal an sehr jugendliche Verschuppungen geknüpft ist. Die Bewegungen sind gegen W gerichtet und die Schuppengrenze streicht in nordsüdlicher Richtung quer über das Einödttal, biegt im N in der Gegend des Pfaffstättner Kogels scharf gegen O um, im S des Uiblingerweges nochmals durch Auftreten von Rhät gekennzeichnet. Die südliche Fortsetzung der Störungslinie ist in dem schon von Hassinger als jüngere Störung bezeichneten Westabbruch des Badner Kalvárienberges zu suchen, wo auch das Marin stark gestört angefahren wurde. Überblicken wir nun den ungefähr halbbogenförmigen Verlauf dieser Schuppengrenze (Badner Kalvárienberg—Einöd—Pfaffstättner Kogel O) — das von ihr gegen O abgegrenzte Gebiet ist, wie aus dem Streichen der mesozoischen Schichten hervorgeht, gegen W bergauf verschuppt, also gegen die westlichen Gebiete steil aufwärts gehoben —, so bemerken wir zu unserer Überraschung, daß gerade mit den Grenzen dieser mesozoischen Schuppe das Fehlen der pontischen Uferbildungen zusammenhängt.

Dies scheint auf die unserer Ansicht nach einzige Möglichkeit einer Lösung hinzuweisen. Vor dem Einschneiden der Rückzugsmarken des



pontischen Sees ging hier eine Verschuppung des Mesozoikums vor sich, durch die die Einödscholle samt den pontischen Brandungsbreccien auf ihrem „Rücken“ gegen W steil aufwärts geschoben wurde. Die hiedurch stark exponierten jungen Sedimente fielen der erodierenden Wirkung der spätpontischen Regression zum Opfer. Zeitlich fällt die tektonische Bewegung zwischen die Ablagerung der Brandungsbreccien und die Rückzugsmarken des pontischen Sees, sind daher wohl zu trennen von jenen Brüchen, die im N das Formenbild der negativen Bewegungen des pontischen Sees gegeneinander verstellt haben. Ihr höheres Alter wird dadurch bewiesen, daß die markanten Kanten in 330 m und 300 m hier mächtig entwickelt sind und ungestört in das Mittelstück übertreten. Wir glauben, daß diese hier zum erstenmal festgestellte Bewegungsphase sich auf weitere Erstreckung wird verfolgen lassen und daß sie in vielen Fällen Schwierigkeiten, die im Vergleich der Höhenlage des Pontikums mit der Lage der horizontalen Rückzugsmarken auftreten, wird aus dem Wege räumen können.

### Zusammenfassung.

In nachfolgender Tabelle ist eine Übersicht über die den Ostfuß des Anningergebietes begleitenden Formen gegeben. In den horizontalen Kolonnen ist die Höhenlage in dem jeweiligen Profil derselben Form angegeben, so daß die Tabelle die Intervalle der Formen sowie die nachträglichen Verstellungen überblicken läßt. Die von uns erkannte Bewegungsphase, die vor das Einschneiden der Rückzugsterrassen fällt, kommt dadurch nicht zum Ausdruck.

Wir fassen kurz zusammen. Die Hauptleitformen sind die Kerbe in 380 m, die Kanten in 330 m und 300 m, gebildet durch die negativen Bewegungen des pontischen Seespiegels. An tektonischen Phasen unterscheiden wir eine, die vor das Einschneiden der Rückzugsmarken fällt. Durch sie wurden die pontischen Ufersedimente der Erosion ausgesetzt und zerstört. Eine zweite hat die Rückzugskerben des pontischen Sees durch Brüche verstellt.

Profil Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Kerbe				380	380	380	380	380	400	400				
Ebenheit						370	370	370						
Kante						300	350							
Kante	330	330			330		330	330	354	367	366	376	350	357
Kante	300	300	300			300	300				324		322	320
Ebenheit					280									
Ebenheit	250					257								
	Einödscholle			Mittelstück				Eichkogelscholle				Mödlinger Scholle		

Wir haben mit Absicht die Terminologie Hassingers nicht für die Hauptformen in Anwendung gebracht, weil der Spielraum, der den Hassingerschen Niveaus gelassen ist, die Grenzen weit überschreitet, in denen sich unsere Marken verfolgen ließen. Es hat sich aber gezeigt, daß durch die Erfassung der Formen vom geologischen Gesichtspunkte aus eine bedeutende Präzisierung, durch schrittweise Verfolgung der morphologischen Merkmale ein Einblick in die jüngeren Bewegungsvorgänge des Kalkalpenkörpers erzielt werden kann.

### Der Eichkogel.

Die Notwendigkeit, für die Entstehung des Eichkogels eine Erklärung geben zu müssen, die über die normalen Verhältnisse am Beckenrande hinausgeht, tritt auch in der Literatur klar hervor. Die wichtigsten Fragen, die hier zu beantworten sind, lassen sich ungefähr folgendermaßen formulieren: welche Vorgänge haben zur Bildung des Eichkogels gerade an jener Stelle geführt? Und welche Umstände waren es, die den Eichkogel vor einer Zerstörung bewahrt haben, der er unter normalem Ablauf sicher hätte anheimfallen müssen?

Auf diese Fragen wurden zu verschiedenen Zeiten verschiedene Antworten gegeben. Heute stehen eigentlich nur mehr zwei Ansichten zur Diskussion. Hassinger<sup>1)</sup> versucht die Anhäufung der lockeren Eichkogelmasse als eine Seehalde zu erklären, die in eine durch Nehrungen abgeschnürte Lagune geschüttet wurde. Für die Höhenlage der Sedimente werden Verwerfungen in der Umgebung des Eichkogels herangezogen, die ihn als isolierte Kuppe im ursprünglichen Niveau beließen, während die ihn umgehenden Partien abgesunken sind. Als Schutz vor Zerstörung habe das Prießnitztal gewirkt, auch die Süßwasserkalke am Gipfel hätten ihre Unterlage der Abtragung entzogen. Gegen diese Auffassung ist einzuwenden, daß für den Bestand eines Haffs kein einziges Beobachtungsmoment spricht. Selbst wenn aber eine Lagune existiert hat, ist es doch ziemlich unwahrscheinlich, daß gerade nur die Strandwälle der Erosion zum Opfer fielen und die Sedimentmasse im Innern erhalten blieb. Daß die Süßwasserkalkdecke kein übergroßer Schutz für ihre Unterlage sein kann, geht aus ihrer geringen Ausdehnung in jeder Hinsicht hervor. Brüche treten im Eichkogelgebiet sicherlich auf; wie sollen sie aber den ganzen Beckenrand im N und S absenken und gerade an seiner exponiertesten Stelle einen schmalen Zwischenraum unberührt lassen? Und wenn auch das Prießnitztal die Zertalung vom Eichkogel abgelenkt hat, ist damit eine ausreichende Erklärung für die heutige Form des Berges gegeben?

Schon Richarz<sup>2)</sup> wendet sich gegen die übermäßige Bedeutung, die Hassinger den Brüchen beimißt. Er erkennt eine Verwerfung nur am Nordrand des Eichkogels, da ihm der von uns festgestellte Bruch bei Gumpoldskirchen noch nicht geläufig war. Auch er hebt die schützende Kalkdecke über den Tegelsanden hervor und macht im übrigen natürliche Ablagerung und Denudation für die heutige Gestalt des Eichkogels verantwortlich. Die Frage nach der Herkunft der Sedimentmassen läßt

er offen, erwähnt aber die Möglichkeit, die Anhäufung als Mündungsdelta eines größeren Flusses aufzufassen, von welchem letzterem bisher allerdings keine Spur aufgefunden werden konnte.

Sowohl Hassinger als auch Richarz haben also letzten Endes mit Vermutungen arbeiten müssen, da ihnen die richtige Basis, eine geologische Detailaufnahme, gefehlt hat. Durch die Untersuchungen Küppers<sup>14)</sup> und unsere eigenen ist aber diese Grundlage geschaffen worden, so daß nun mit größerer Sicherheit an eine Darstellung der Entstehung des Eichkogels geschritten werden kann.

Auch wir fassen den Eichkogel als eine lokale Anhäufung etwas uferferner Sedimente auf. Diese Masse kann der Erosion widerstanden haben, wenn sie ihre Exponiertheit jungen vertikalen Bewegungen verdankt, somit also für die Abtragungsvorgänge nur geringe Zeit zur Verfügung stand. Daß dies tatsächlich nicht der Fall war, erhellt aus unseren Feststellungen, nach welchen die Eichkogelscholle nur um 20 bis 40 m gehoben wurde. Die gleiche Wirkung wie durch Bruchisolation kann aber ebenfalls auf rein natürlichem Wege erreicht werden, wenn man den heutigen Umfang des Eichkogels nur mehr als Rest einer einstigen größeren Sedimentanhäufung betrachtet, deren größerer Teil der Abtragung zum Opfer fiel, nachdem sie die ursprüngliche geschützte Position durch Niederbruch des nördlich vorgelagerten Teiles längs der Linie Prießnitztal—Liechtenstein verloren hat. Die Wahrscheinlichkeit einer solchen Anhäufung der Sedimente hat schon Richarz empfunden, als er von einem Mündungsdelta sprach. Auch Hassingers Seehalde ist im Grunde wohl nicht anders gedacht, da er sich kaum vorgestellt haben wird, daß solche Bildungen den ganzen Beckenrand oder doch große Teile desselben begleitet haben. An Stelle von Hassingers Haff tritt aber die nördliche Störungszone, die Mödlinger Scholle, in ihrer einstigen Gestalt als Wall, der das Eichkogelgebiet zu einer Bucht werden läßt, in der sich recht gut der erforderliche Ablagerungsvorgang abspielen konnte.

Für die ursprünglich höhere Lage des nördlich vom Eichkogel gelegenen Terrains sprechen nicht nur die Bewegungsvorgänge im W und S. Auch die Talgeschichte der Klause und die sedimentären Verhältnisse legen den gleichen Schluß nahe. Wir treffen die marinen Ablagerungen, Nulliporenkalke bei Mödling sehr tief (230 m) in gleicher Ausbildung, wie sie in der Eichkogelscholle in über 300 m auftreten. Die sarmatischen und pontischen Bildungen nähern sich stark dem Beckenrande und scheinen den abtragenden Vorgängen weniger ausgesetzt gewesen zu sein, als dies normaler Weise hätte der Fall sein müssen. Vom Rauchkogel, Kober<sup>15)</sup>, bis zum Prießnitztal, Karrer<sup>7)</sup>, treffen wir das Tertiär stark gestört. Die Annahme junger Bewegungen zwischen Rauchkogel, St. Gabriel und dem Eichkogel, die im Verhältnisse zur Mödlinger Scholle nur eine Senkung des Terrains verursacht haben, wird durchaus wahrscheinlich. Wir messen also der Mödlinger Scholle einen ursprünglich größeren Umfang nach Osten bei; längs des Bruches Prießnitztal—Liechtenstein wurde die Mödlinger Scholle dann geteilt, die westliche Partie hob sich um ungefähr 20 m, die östliche brach ab und senkte sich zirka 70 m bis zum heutigen Niveau.

An der Wende von sarmatischer zu pontischer Zeit bestand somit an der Stelle des Eichkogels eine Bucht, die sanft nach NO ausrandete und deren Hänge von marinen und brackischen Bildungen umhüllt waren. Auch zu Beginn der pontischen Stufe trat keine Änderung ein; auf den vielleicht schon früher angelegten Hauptterrassen gelangten die feinen Konglomerate, in tieferen Niveaus die Sande mit *Melanopsis Martiniana* zur Ablagerung. Immer erscheint aber noch der Buchtencharakter gewahrt. Erst mit dem Ansteigen des pontischen Sees zur Zeit der Bildung der Randbreccien traten größere feinkörnige Schuttmassen in die Bucht ein, wo sie zur Aufschüttung gelangten. Während sich nun dieser Aufschüttungsprozeß im seichteren Wasser vollzog, schalteten sich in Zwischenräumen Thermalerscheinungen ein, die zur Bildung von Süßwasserkalkschmitzen in Wechsellagerung mit dem Normal-sediment führten. Die Bucht verschwand allmählich, ihr Innenraum wurde durch die fortschreitende Akkumulation ausgefüllt. Gegen Ende der pontischen Zeit — es mag dahingestellt bleiben, ob dies im Unter- oder Mittelplozän der Fall gewesen ist, da sich diese Frage in unserem Gebiete nicht entscheiden läßt — begann der Rückzug des pontischen Seespiegels, der Aufschüttung folgte die Abtragung. Nacheinander wurden Kerben, Terrassen, Kanten und Ebenheiten eingeschnitten. Der Wasserspiegel senkt sich unter 300 m, die Hauptformen der Landschaft bilden sich aus. In diesem Stadium wurde auch die Oberfläche des Eichkogels modelliert, deren Grundlinien durch die ihm eingelagerten Kalkdecken bedingt waren.

Nach Ablauf der Regressionsphase trat das tektonische Moment gegenüber dem morphologischen in den Vordergrund. Die Eichkogelscholle wurde von ihren Nachbarschollen losgelöst, gehoben und schräg gestellt. Die Mödlinger Scholle barst in der Mitte, der westliche Teil hob sich, der östliche versank mitsamt seiner tertiären Hülle. In diesen Zeitpunkt ist die Entstehung der Klause, die auch wir als Anzapfungsdurchbruch auffassen, und die Entstehung des Prießnitztales zu verlegen. Beide werden ihre von starker Tiefenerosion zeugende Gestalt dem plötzlichen Senken der Erosionsbasis, der niedergebrochenen Osthälfte der Mödlinger Scholle zu verdanken haben.

Damit sind die wichtigsten Stufen der Entwicklung des Eichkogels bis zu ihrem Abschluß verfolgt, das Landschaftsbild, wie es sich heute unseren Blicken darbietet, ist vollendet. Offen bleibt nur mehr die Frage nach der Herkunft der Sedimentmassen, die den Eichkogel aufbauen. Wir beabsichtigen nicht, diese Frage schon an dieser Stelle zu entscheiden. Nur eine Erwägung möge Platz finden. Wie wir bei der Erklärung der Anhäufung des Eichkogels Zwanglosigkeit voraussetzten, soll dies auch hier getan werden. Es fragt sich, wie kommen wir am natürlichsten zu einem Wege, auf dem das in die Eichkogelbucht geschüttete Material herbeigeführt werden konnte. Im W und im N ist für eine solche Zufahrtsstraße kein Platz, da der Anninger und die Mödlinger Scholle Hindernisse bieten. Wohl aber scheint zwischen beiden, aus nordwestlicher Richtung kommend, sich von selbst ein Weg zu öffnen, wenn man die Eichkogelbucht mit dem epigenetischen Tal des Mödlingbaches und dem Tertiär der Königswiese verbindet. Es soll damit heute

noch nicht gesagt werden, daß sich der Mödlingbach in pontischer Zeit durchgehend in die Eichkogelbucht ergoß. Für den Zeitraum, den die Anschüttung der Tegelsande erforderte, ist es aber höchst wahrscheinlich. Die Hindernisse, die heute der Verbindung Eichkogelbucht—Königswiese entgegenstehen, fallen von selbst, wenn man das Übergreifen des die Eichkogelscholle im N begrenzenden Bruches ins Mesozoikum in Rechnung zieht. Aus derselben Ursache ist auch heute wohl nichts mehr von einem Talboden zu erkennen.

### Ausblick.

Obwohl unsere Arbeit nur ein engbegrenztes Gebiet der Untersuchung unterzogen hat, sei hier doch gestattet, auf einige allgemeine Fragen kurz einzugehen, soweit diese durch unsere Ergebnisse berührt werden.

Nach Hassinger<sup>1)</sup> sind die Thermen prämediterran. Wir möchten jedoch darauf hinweisen, daß die Thermen von Mödling, Gumpoldskirchen und Baden durchwegs im Linienzug von Brüchen liegen, deren Alter wir als spätpontisch festlegen konnten. Der Zusammenhang der Thermen mit Brüchen steht wohl außer allem Zweifel; wir glauben deshalb, daß die Thermen in ihren heutigen Austrittsstellen pliozänen Alters sind. Ganz unberührt von dieser Feststellung bleibt die Frage, ob in vorpliozäner Zeit auch schon Thermen den Kalkalpenabbruch begleitet haben, was aus Beobachtungen Richarz<sup>2)</sup> mit Sicherheit hervorzugehen scheint.

Betrachten wir die Eichkogel- und Mödlinger Scholle in ihrer Stellung zum Bau des Mesozoikums, so lassen sich zweierlei Feststellungen machen. Beide Schollen zusammen bilden den Nordrand der Ötscherdecke, die höhergestellte Eichkogelscholle liegt dort, wo die Schuppenstrukturen des Anningergipfels in den Kalkalpenbruch hinausstreichen. Im Gegensatz zu jenen Bewegungen, die, zeitlich früher, bei Bildung der Richtberg—Einödscholle mesozoische Strukturen benützt, wenn nicht neu geschaffen haben, zeigt sich hier in der späteren Phase eine Gesamtbelebung des Nordrandes der Ötscherdecke, deren Regrenzungslinien sich durchaus unabhängig von den Strukturlinien des Mesozoikums erweisen. Daß aber die Eichkogelscholle, die in der Fortsetzung der Gipfelschuppen liegt, eine höhere Stellung erreicht, ist bemerkenswert. Wir glauben, diese den exponierten Nordrand der tektonischen Einheit belebenden Bewegungen seien mit jenen identisch, die nach Ampferer<sup>20)</sup> „den Anschub des fertigen Hochgebirges vor dem Altdiluvium“ bewirkt haben.

Schließlich sei noch auf eine Tatsache hingewiesen. Wenn auch die Strukturen, die den Niederbruch des Wiener Beckens im Miozän umranden, heute in der Tiefe verborgen sind, nehmen wir wie alle Autoren an, daß dies Bruchsysteme gewesen sind, wie schon aus dem Verlauf der Beckengrenzen hervorgeht. Die nächste von uns aufgefundene Bewegungsphase vollzieht sich durchaus nicht an Brüchen, es sind regelrechte Verschuppungen, wie sie schon in der vorgosauischen Bewegungsphase der Kalkalpen zu erkennen sind. Die Bewegungen nach

Rückzug des pontischen Sees erfolgen wieder an Brüchen. Es liegt nicht in unserer Absicht, Grundfragen nach Orogenese und Epirogenese hier aufzurollen, es soll nur auf den interessanten Wechsel der Bewegungsart — Miozän Brüche, Pliozän Verschuppungen, jüngerer Pliozän Brüche — hingewiesen werden. In Übereinstimmung damit wurde auch in dem das Bruchfeld des Wiener Beckens ausfüllenden Tertiär ein schwachwelliger Faltenbau erkannt<sup>13)</sup>.

### Wichtigere Literatur.

<sup>1)</sup> H. Hassinger, Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken. Pencks Geographische Abhandlungen. Band VIII, 1905.

<sup>2)</sup> J. Czjzek, Exkursion auf den Eichkogel bei Mödling. Haidingers Berichte, Band V. 1849.

<sup>3)</sup> M. Vacek, Über Säugetierreste vom Eichkogel. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt. Wien 1900.

<sup>4)</sup> F. Karrer, Der Eichkogel bei Mödling. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1859.

<sup>5)</sup> F. Toula, Über Congerien und Melanopsidsschichten etc. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1912.

<sup>6)</sup> M. Schlosser, Land- und Süßwassergasteropoden vom Eichkogel. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1907.

<sup>7)</sup> F. Karrer, Geologie der Kaiser Franz Josef-Hochquellenwasserleitung. Abhandlung der Geologischen Reichsanstalt 1877.

<sup>8)</sup> F. Toula, Aufschlüsse in den Schichten mit *Congeria* etc. am Eichkogel. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1875.

<sup>9)</sup> St. Richarz, Der Eichkogel bei Mödling und seine Umgebung. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1921.

<sup>10)</sup> Th. Fuchs, Neuartiges Vorkommen von Congerierschichten etc. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1870.

<sup>11)</sup> F. Karrer, Lagerungsverhältnisse der Tertiärschichten etc. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1863.

<sup>12)</sup> F. Schaffer, Geologischer Führer für Exkursionen im Wiener Becken I. Berlin, Bornträger 1907.

<sup>13)</sup> L. Kober, Geologie der Landschaft um Wien. Wien, J. Springer 1926.

<sup>14)</sup> H. Küpper, Das Anningergebiet. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1926.

<sup>15)</sup> H. Hassinger, Beiträge zur Physiogeographie des Wiener Beckens. Festband für A. Penck. 1917.

<sup>16)</sup> A. Winkler, Beziehungen zwischen Sedimentation, Morphologie, Tektonik etc. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien 1924.

<sup>17)</sup> F. Toula, Geologische Exkursionen etc. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1905.

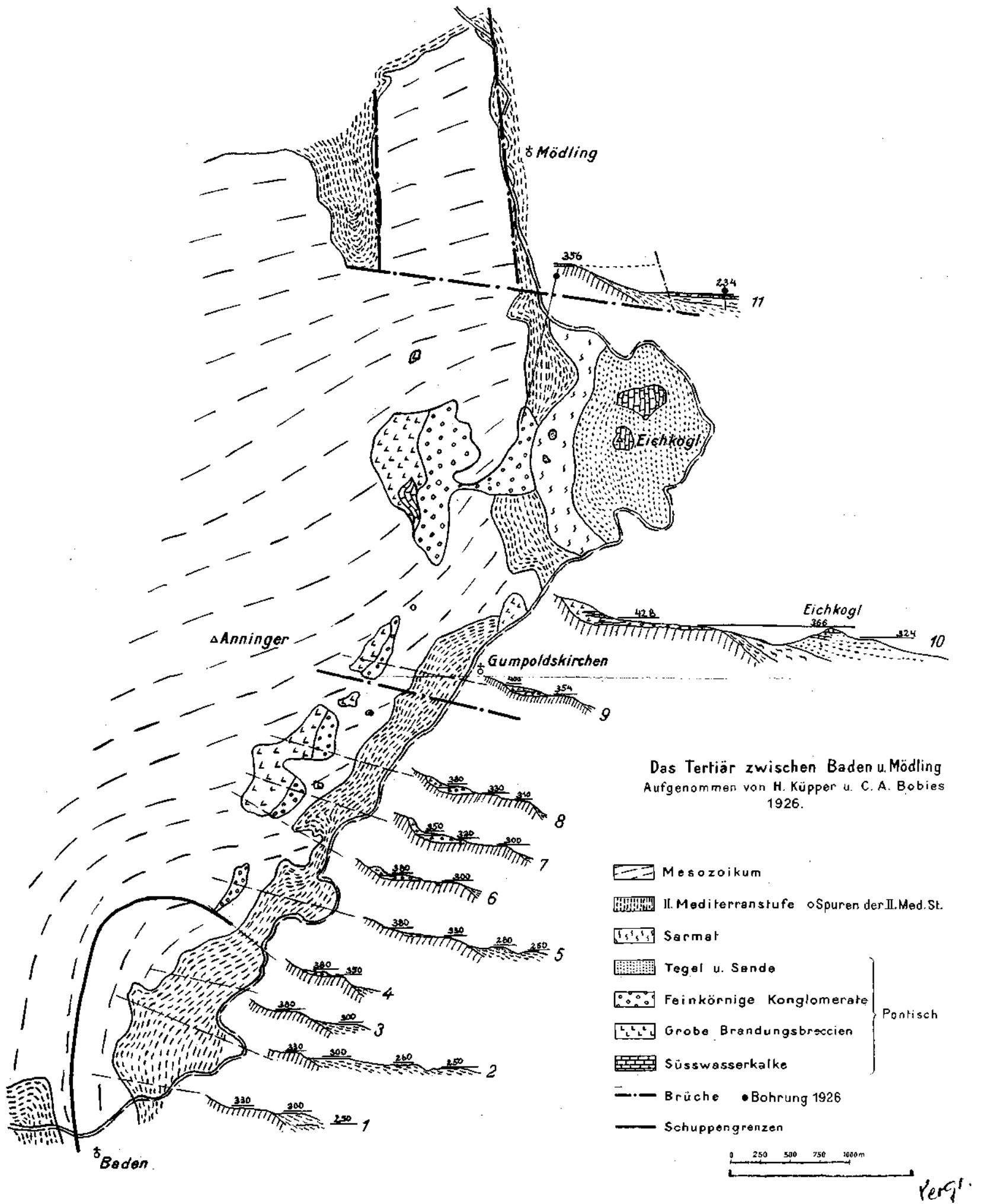
<sup>18)</sup> F. Toula, Eine Brunnenbohrung bis etwas über 100 m Tiefe in Mödling bei Wien. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1915.

<sup>19)</sup> Th. Fuchs, Geologische Studien etc. Nr. XXI. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1875.

<sup>20)</sup> O. Ampferer, Über das Verhältnis von Aufbau und Abtrag in den Alpen. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1923.

## Inhalt.

	Seite
Einleitung .....	1
Stratigraphischer Teil .....	2
II. Mediterran-Stufe:	
Konglomerate .....	2
Leithakalk .....	4
Tegel und Sandsteine .....	4
Bryozoenkalke .....	5
Die Lagerung des Mediterrans .....	5
Sarmatische Stufe .....	6
Die Grenzschichten zwischen der sarmatischen und pontischen Stufe .....	7
Pontische Stufe .....	8
Älteres Pontikum:	
Konglomerate und feine Breccien .....	9
Sande und Tegel .....	9
Muschelsandstein .....	10
Jüngeres Pontikum:	
Breccien .....	10
Tegelsande .....	11
Süßwasserkalk .....	11
Die Lagerung der pontischen Sedimente .....	12
Morphologisch-tektonischer Teil .....	14
Das Mittelstück .....	15
Der Nordteil .....	16
Die Eichkogelscholle .....	16
Die Mödlinger Scholle .....	19
Der Südteil .....	20
Zusammenfassung .....	21
Der Eichkogel .....	22
Ausblick .....	25
Wichtigere Literatur .....	26





## Geologische Beobachtungen beim Bau des Wasserkraftwerkes bei Mallnitz (Kärnten).

Von Wilhelm Hammer.

(Mit 2 Tafeln [Nr. II u. III] und 12 Textfiguren.)

Das seit dem Jahr 1920 im Bau befindliche Wasserkraftwerk der Österreichischen Bundesbahnen im Mallnitztal nützt die Gefällsstufe zwischen Lassach und Obervellach aus. Es entnimmt das Wasser dem Mallnitzbach unterhalb der Einmündung des Dössenbachs in 1003 *m* Höhe und leitet es durch einen Freispiegelstollen von 2570 *m* Länge an der linken Talseite zu dem zirka 500 *m* westlich der Station Obervellach in 992.6 *m* Sohlenhöhe gelegenen Wasserschloß. Der Stollen dringt zuerst 167 *m* ins Gebirge ein und zieht dann 1271 *m* in der Richtung N 18° O parallel mit dem Talhang in geringer Tiefe bis Haslach, wo ein Fensterstollen von 92 *m* Länge die Bauführung erleichterte. Von hier wendet er sich nach N 20° W und durchfährt, tiefer in den Berg eindringend, die Bergkante zwischen dem Mallnitztal und dem Mölltal bis zum Wasserschloß. Eine offen verlegte Druckrohrleitung führt das Wasser dem am Rand der Talsohle des Mölltals in 677 *m* Höhe gelegenen Krafthaus in Reiflach (1 *km* nordwestlich von der Ortschaft Obervellach) zu. Das ausgenutzte Gefälle beträgt 320 *m*, das Einzugsgebiet 112 *km*<sup>2</sup> mit einem ausnutzbaren Jahresabfluß von 91 Millionen Kubikmeter.

Die Kraftanlage ist für vier Maschineneinheiten von je 5000 PS. geplant, von denen zunächst zwei zur Aufstellung kommen.

Die Bundesbauleitung lag zuerst in den Händen von Oberbaurat Schießel und führt gegenwärtig Oberkommissär Ing. Rainer, die Ausführung des Baues ist den Bauunternehmungen Mayreder, Kraus & Comp. in Wien und Holenia & Comp. in Villach übertragen.

Über Plan und Fortgang des Baues liegen mehrere Berichte von Sektionschef Dittes in der Zeitschrift des Ingenieur- und Architekten-Vereines, Wien 1922, 1923, 1926, vor.

Im nachfolgenden soll über geologische Beobachtungen während des Baues berichtet werden. Die ersten geologischen Gutachten waren von Oberbergat Dr. O. Ampferer 1919 und 1920 erstattet worden. Vom Beginn des Baues an war der Verfasser dieses Berichtes von der Direktion für die Elektrisierung der Bundesbahnen mit der ständigen Beobachtung und Beratung der geologischen Verhältnisse betraut. Ing. Hubert Hein führte das geologische Protokoll beim Stollenbau und zeichnete das Stollenprofil im Maßstab 1:200. Seinen sorgfältigen und genauen Beobachtungen und Messungen ist das beiliegende Profil

(Tafel II) zu verdanken, das ein stark verkleinertes Abbild des Originalprofils ist, sowie eine reichhaltige Sammlung von Gesteinsmustern aus dem Stollen.

Den Mitgliedern der Bundesbauleitung sowie den Vertretern der Baufirmen bin ich sehr zu Dank verbunden für das Entgegenkommen, das sie den geologischen Untersuchungen stets entgegenbrachten.

Die Drucklegung des Profils in der vorliegenden Form wurde ermöglicht durch eine namhafte Subvention der Direktion für Elektrisierung der Bundesbahnen und durch Kostenbeiträge der beiden Bauunternehmungen, wofür ich gern auch hier Herrn Sektionschef Ing. Dittes und Herrn Ministerialrat Ing. Schnürer sowie den Baufirmen Mayreder, Kraus & Comp. und Holenia & Comp. meinen Dank zum Ausdruck bringe.

Der Stollen verläuft bis Haslach sehr nahe der Tauernbahn und parallel zu dieser, so daß für diese Strecke die Bahnaufschlüsse bereits ein gutes Profil geben; der zweite Teil des Stollens geht sehr flach zum Streichen der Schichten. Ließ demnach die Lage des Stollens keine besonderen Entdeckungen gegenüber dem obertägigen Befund erwarten, so stellt das Stollenprofil doch durch die lückenlose Vollständigkeit der Schichtenreihe und durch die Frische des Materials einen Fortschritt jenem gegenüber dar.

Die geologischen Beobachtungen beschränkten sich aber nicht auf den engeren Baubereich, sondern wurden über den ganzen Talbereich zwischen Mallnitz und Obervellach bis zu den beiderseitigen Kämmen — Lonzakamm, Sickerköpfe, Törkopf—Maresenspitze — ausgedehnt, wovon die heigegebene Kartenskizze (Tafel II) und die Profile ein Bild geben.

### Stratigraphische und tektonische Übersicht.

Das bearbeitete Gebiet stellt einen engumgrenzten Ausschnitt aus dem zwischen die Zentralgneiskerne der Hochalm Spitze und des Sonnblicks eingeklemmten Schieferhüllenzuge dar, dem das Mallnitztal vom Niederen Tauern bis Obervellach folgt.

Dieser Bereich reicht nicht aus, um weitgehende Schlüsse über Schichtenfolge und Bauplan in den östlichen Hohen Tauern abzuleiten. Als Grundlage für das Studium des Mallnitzer Schieferzuges wurden deshalb die über größere Gebiete ausgedehnten Untersuchungen von Becke, Berwerth, Kober, Stark und Winkler<sup>1)</sup> herangezogen und die im Mallnitztal gewonnenen Beobachtungen daran angeschlossen. Eine wesentliche Förderung bot mir der Einblick in die von den Herren Becke, Berwerth und Stark von diesem Gebiete im Auftrage der

1) Becke, Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, 1906, S. 1695, 1908, 1909.

Berwerth, Akademischer Anzeiger, 1896, 1897, 1898.

Kober, Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, 1922, S. 201; Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1923, S. 154.

Stark, Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, 1912, S. 195.

Winkler, Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1923, S. 89; Jahrbuch 1926, S. 245.

Akademie der Wissenschaften in Wien aufgenommene Manuskriptkarte, wofür ich Herrn Hofrat Professor Dr. Fr. Becke sehr zu Dank verpflichtet bin.

Becke und Stark haben, ausgehend von den Verhältnissen an der Nordseite der Sonnblickgruppe und im Gasteiner Tal, die Schieferhülle folgendermaßen gegliedert:

untere Abteilung:

- a) untere lichte Glimmerschiefer (mit Granat, mit Porphyroblasten von Albit) und Quarzite,
- b) Marmor und Begleitgesteine (Angertalmarmor),
- c) obere dunkle, kohlenstoffreiche Glimmerschiefer mit geringer Beimengung von Kalzit (Riffelschiefer);

obere Abteilung: Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer, einzelne Marmorlager, Quarzite.

Nach Stark schieben sich Quarzite (Karbonatquarzite) hauptsächlich zwischen Riffelschiefer und Kalkglimmerschiefer ein, verbunden mit Gneisen (Paragneisen) und stellenweise mit brecciösem Dolomit und Kalk.

Nach Winkler beginnt die untere Abteilung über dem Gneis mit dunklen, braun verwitternden Glimmerschiefern, die in ihren höheren Lagen biotitreiche (Fuchsit führende) Paragneise einschließen. Darüber folgen die hellen Granatglimmerschiefer.

Auf die in den anderen Teilen des Tauerngebietes darüber folgenden Arier Kalkphyllite Starks und höheren Serien braucht hier nicht eingegangen zu werden.

Alle obigen Schichtengruppen werden im Mallnitztal angetroffen, wie denn auch das Profil Mallnitz—Lonza schon von Becke und Stark als Beispiel für jene Reihenfolge angeführt wird. Die Schichten am nordöstlichen Seitenkamm der Lonza (Stolpenköpfl—Winklerpalfen, weiterhin als Lonza-Nordprofil bezeichnet) lassen sich dem Streichen folgend gegen NW unmittelbar mit den maßgebenden Profilen im Naßfeldgebiet in Verbindung bringen, wobei allerdings schon einzelne Änderungen in der Ausbildung der Schichten eintreten. Wesentliche Verschiedenheiten ergahen sich auf tektonischem Wege im Südfügel der Syncline.

Bei der Verfolgung gegen SO treten Änderungen im Gesteinsbestand durch die starke Entfaltung der Quarzite und durch das Auftreten eines Augengneisbandes ein, worauf unten noch näher eingegangen wird.

Die Annahme eines synklinalen Baues der Schieferzone zwischen Hochalm- und Sonnblickmasse gründet sich auf die Beobachtung deutlicher Muldenumbiegung an der Nordseite der Sonnblickgruppe, wie sie Stark im Profil des Murauer Kopfs, Winkler in jenem des Scharecks und Kleinen Sonnblicks gezeichnet haben, und auf die Wiederholung der Schichten in umgekehrter Folge. Letztere ist allerdings schon in den genannten Profilen eine unvollständige oder stark einseitig ausgebildete.

Im Mallnitztal ist eine entsprechende Umbiegung in der Muldentiefe nirgends zu sehen. Wir haben es mit Ausnahme des Gegengefüalles der Schichten bei Obervellach (siehe unten) durchwegs mit isoklinalen

Schichtenreihen zu tun, und die Verteilung der Schichtengruppen, ihre Wiederkehr weicht so weit von jener im Murauerkopf-Profil ab, daß es schwer hält, die Muldenform hier wiederzufinden.

Stark hat bereits schon erkannt, daß es sich nicht um eine einfache Mulde handelt, sondern um eine sehr verwickelte Verfaltung.

Da deutliche Faltelemente von entsprechender Größe nicht anzutreffen sind, möchte ich die Bauform weniger auf Faltung als auf Schuppenbildung unter Parallelschichtung an Gleitflächen zurückführen. Es kann die erste Anlage des Baues auf synklinalen Fallenteilen beruhen, welche entweder schon im späteren Verlauf ihres Entstehungsvorgangs in Schuppen zerlegt, in Blätter ausgewalzt und zerrissen wurden, oder die ursprünglichen Falten wurden erst in einer späteren Bewegungsphase zerteilt und in Schuppen geschichtet. Nach der tektonischen Ableitung, die Winkler für das Sonnblickgebiet gibt, wäre eher das erstere anzunehmen, da er die Bildung der Mallnitzmulde, die Überfaltungen und Verschuppungen in derselben in die gleiche tektonische Phase stellt.

Bei der mikroskopischen Untersuchung des Gefüges in den Gesteinen des Mallnitztals erkennt man eine ältere, erste Kristallisation, die oft von Zeichen gleichzeitiger Bewegung begleitet ist, ferner eine zweite Phase, in welcher Chloritisierung der Biotite, Verglimmerung von Feldspäten erfolgt. Man beobachtet aber dann noch die Umdrehung der in der ersten Phase gebildeten Albite mit Reliktstruktur unter Absatz von Quarzschwänzen und Kalkspatausscheidung in den Augenwinkeln der Albite, Tektonisierung von Augengneisen und teilweise Rekrystallisation von Myloniten, bei denen es fraglich ist, ob sie noch der zweiten Phase zugeordnet werden können.

Die intensive kataklastische Deformation der südlichen Randzone (siehe unten) und die zahlreichen Mylonit- und Quetschzonen in der Schieferhülle und auch im Sonnblickgneis zeigen eine spätere, örtlich begrenzte Neubelebung der Bewegungen an, die vielleicht mit der Ausbildung der tektonischen Konkordanz der Schichtenglieder in der Mallnitzer Syncline in Zusammenhang stehen. Eine analoge spätere tektonische Phase nimmt Kölbl<sup>1)</sup> für den Granatspitzkern an.

Randzone und Mylonitzonen werden dann noch von jüngeren Querklüften und Scherflächen durchschnitten.

Nimmt man obige Schichtenfolge als Grundlage an und geht von der Mulde am Murauer Kopf aus, so müßte man für das Mallnitzer Gebiet wenigstens zwei Synklinen annehmen: die eine, welche die streichende Fortsetzung jener Mulde bildet und entlang der Nordseite des Lonzakammes zur Station Obervellach zieht, und eine zweite nordöstlich davon, deren Kern durch die Grünschiefer und Kalkglimmerschiefer der Sickerköpfe und des Törlkopf-Auernig-Kammes gebildet wird.

Die muldenförmige Lagerung, wie sie Stark für den Törlkopfkamm zeichnet, kann ich allerdings nicht bestätigen: soweit meine Beobachtungen reichen, fällt auch hier die ganze Schichtenfolge gleichsinnig gegen SW, bzw. W ab; die Drehung des Streichens an der Nordseite des Törlkopfkammes genügt für einen Nachweis der Muldenform nicht, da sie ebensowohl als Anpassung der Schiefer an die benachbarte

1) Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 133. Bd., 1924, S. 319.

Abwölbung des Zentralgneises im Seebachtal betrachtet werden kann. Das Bestehen einer Synklinalne kann nur aus dem Auftreten von Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer als oberstem Schichtenglied und ihrer beiderseitigen Umgebung mit hellen Glimmerschiefern geschlossen werden.

Der nordöstliche Muldenzug, dessen Grünschiefer am Törkopfnordgehänge enden, setzt sich mit seinen Glimmerschiefern über das Seebachtal zum Eingang des Tauerntals fort und tritt so in Verbindung mit den die Gamskarlzentralgneismasse umgrenzenden Schieferzungen.

Die beiden Muldenzüge — soweit man von solchen sprechen kann — grenzen nicht mit parallelem Schichtenverlauf aneinander, sondern sind gegeneinander abgeschragt, ähnlich wie auch bei einzelnen Schichtenstufen selbst ein Anschwellen und Auskeilen zu bemerken ist, so daß im ganzen eine flaserig-linsige Struktur entsteht, wie sie der starken Durchbewegung und Parallelschichtung entspricht.

Das Nordprofil der Lonza beginnt am Winklerpalfen (ober Villa Mojsisovics) bei Mallnitz mit grobkörnigem Zentralgneis, der z. T. kleine Feldspataugeen enthält und NO streicht bei nahezu seigerer (etwas gegen NW einfallender) Aufrichtung. Der südlich angrenzende Granatphyllit streicht dagegen OW; im Grenzbereich beider wechselt das Streichen mehrfach unter Einschaltung schmaler Gneislagen im Glimmerschiefer. Eine untergeordnete örtliche Störung hat den Gneis hier quer zum herrschenden NW-Streichen umgestellt.

Jenseits des Mallnitztals habe ich keine Fortsetzung dieses NO streichenden Granitgneises gefunden; am Gehänge östlich der Ortschaft steht Granatglimmerschiefer an, der NW streicht und steil SW abfällt. Dann fehlen ein längeres Stück talaufwärts am Gehänge Aufschlüsse von anstehendem Gestein; gegenüber dem Tunnelleingang, südlich von Angermann, stehen Muskovitgranatglimmerschiefer an (einzelne Lagen auch Biotit führend) mit O-W Streichen und Südfallen. Die gleichen Schiefer stehen auch im Graben südlich der Lubitzalm an, hier NW streichend; ebenso östlich der Lubitzalm und an der Ausmündung des Weißenbachs (hier wieder mehr O-W streichend). Nördlich des Weißenbachs beginnt dann die basische Randfazies des Zentralgneises, welche über Schönberg zur Maresenspitze sich fortsetzt. Das Durchstreichen der Randfazies von der Maresenspitze quer über das Seebachtal zur Hannoverschen Hütte läßt eine Fortsetzung des Zentralgneises unter den Alluvionen des Seebachtals bis zum Winklerpalfen unwahrscheinlich erscheinen, an den beiden Talflanken aber habe ich ihn auf dieser Strecke nicht anstehend angetroffen — entgegen der Angabe Kobers —, denn auch an dem rechten Talhang stehen beim Tunnelportal Glimmerschiefer wie auf der gegenüberliegenden Flanke an, hier reicher an Biotit und nahezu N-S streichend bei sehr steilem Westfallen, und bilden weiterhin die Talflanke bis zum Eingang ins Mallnitzer Tauernmal.

Eine Störung, welche zu der Dislokation des Gneises am Winklerpalfen parallel verläuft, ist südlich davon in der großen Abrutschnische über Obernig aufgeschlossen. Es treten hier in dem sonst NNW streichenden Glimmerschiefer gneisige Bänke mit NO-Streichen auf, welche von NNW streichenden Klüften durchschnitten werden.

Die unteren Glimmerschiefer ober dem Winklerpalfen (helle, silbergraue oder lichtgrünliche Granatglimmerschiefer, auch Staurolith führend; die braunen, dunklen Glimmerschiefer, welche auf Winklers Profilen die unterste Abteilung bilden, fehlen hier), setzen sich, rasch an Mächtigkeit abnehmend, durchs Gehänge bis Lassach fort. Am Bergfuß südlich Obernig stehen sie bereits im Kontakt mit Grünschiefer, welche den Westrand der unvermittelt zu großer Mächtigkeit anschwellenden Grün-

schiefermasse des Törkopfes bilden. Sie streichen auch wie diese NNW mit sehr steilem Einfallen gegen W und werden von stark kalkhaltigen Glimmerschiefern begleitet.

Die hellen Glimmerschiefer sind auch an der linken Talseite des Mallnitztals im Stollen und an der Bahnstrecke (beim Wächterhaus XXI) zu sehen, keilen aber dann am Berghang zwischen mächtigen Quarziten im SO und Kalkglimmerschiefer im NO aus. Im NO breiten sich die Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer weithin aus, im SW streichen die höheren Glieder des Lonzaprofiles in stark wechselnder Entfaltung durch. Der Verlauf der einzelnen Schichtenfasern ist aus der beigegebenen Kartenskizze (Tafel II) zu ersehen.

Das beständigste Element des Profils ist der Kalkglimmerschiefer mit seinen Marmorlagern, der vom Stolpenköpfl (Punkt 2314) an dem Lonzarücken an seinen obersten Nordhängen folgt, südlich Haslach das Tal übersetzt und vom südlichen Teil des Stollens (siehe unten) und von der Bahnstrecke nördlich vom Wächterhaus XXII geschnitten wird. Der Marmor ist bei Haslach in einem aufgelassenen kleinen Steinbruch und ebenso an der Bahnstrecke bei km 50·0—50·1 zu sehen.

Von Marmor begleitet, erreichen sie weiterhin die Bahnstation Oberveillach. Am Westende der Bahnhofanlage ist am Berghang ein kleines Vorkommen von Antigoritserpentin angeschnitten worden. Die Kalkglimmerschiefer setzen sich über den Kapponiggraben gegen SO fort.

Bemerkenswert für diesen Teil der Mallnitzmulde ist das starke Anschwellen der Quarzite und die Einschaltung von Angengneis. Letzterer wurde am Nordrücken des Stolpenköpfls angetroffen und an den Nordhängen des Reckabühels gegen den Rogelgraben, er steht auch bei Haslach und an der Bahnstrecke an und wurde vom Stollen durchfahren (siehe unten).

Mit der Annäherung an den Sonnblickgneis steigert sich die Unregelmäßigkeit und der rasche Wechsel der Gesteinsfolge, welche kaum mehr als Gegenfügel zu den unteren Teilen des Lonzaprofiles bezeichnet werden kann. Quarzite, dunkle Phyllite, Kalkglimmerschiefer mit Marmorlagern und Grünschiefer (Albitchloritschiefer) wechseln hier miteinander; die hellen Glimmerschiefer fehlen. Im Gebänge westlich Groppenstein bei Wolligen grenzt Grünschiefer an den Sonnblickgneis.

Der Sonnblickgneis nimmt von Wolligen bis Groppenstein an Mächtigkeit stark ab, schwillt im Gehänge über Reiflach wieder bedeutend an und verschmälert sich schließlich wieder im Kapponiggraben sehr beträchtlich. Dieser Wechsel der Mächtigkeit ist auf tektonische Ursachen zurückzuführen. Der nördliche Grenzbereich des Gneises zeigt alle Anzeichen heftiger tektonischer Bewegungen, was besonders beim Bau des Wasserschlosses und der letzten Stollenstrecke in unangenehmer Weise zur Geltung kam in Gestalt von Myloniten und Gleitflächen mit Verruschelungszonen. Der nördlichste Gneisbereich, der an der Bergkante zwischen Mallnitz- und Mölltal in ungefähr 1000 m Seehöhe ansteht, scheint eine abgetrennte Scholle zu sein, wie unten näher ausgeführt wird. An der Abschrägung des Gneisrandes gegen den Kapponiggraben schneiden die im untersten Teil des Grabens aufgeschlossenen Marmorzüge und ihre Begleitgesteine ab; die Quarzit-Phyllit-Folge des Wasserschloßhangs streicht erst weiter talaufwärts über den Kapponigbach.

Die Schichten der Mallnitzmulde fallen im Bereich des Mallnitztals überall gegen SW ein, die „Mulde“ ist vollständig überkippt. Nur am Südrand, bei Obervellach, tritt eine Abweichung von dieser Regel ein: In der Mallnitzschlucht bei Groppenstein geht das steile Südfallen über in ein Einfallen gegen NO, und dieses herrscht in der ganzen Gneismasse zwischen Mallnitzschlucht und Kapponiggraben. Ebenso fallen die Schichten im Liegenden des Gneises bei Reiflach und die Phyllite und Kalkglimmerschieferzüge im Hangenden des Gneises. Bei dem Wächterhaus XXII an der Bahnstrecke wechselt das Einfallen, ebenso zeigen die letzten 400 Meter am Südende des Stollens Nordostfallen. Der Neigungswinkel der nordfallenden Schichten ist ein sehr großer. Auch die bei Söbriach anstehenden Phyllitgneise des Altkristallins zeigen steiles NNO-Verflachen.

Da das Nordfallen gerade da eintritt, wo der Gneis zu größerer Mächtigkeit anschwillt und die abgetrennte Gneisscholle eingeschaltet ist, gewinnt es den Anschein, daß es sich bei dem nordfallenden Bereich mehr um eine örtlich begrenzte Umkipfung der Schichten infolge des Andrängens der Gneisanschwellung handelt als um das Sichöffnen einer Synklone, wie denn auch westlich der Mallnitzschlucht das Nordostfallen wieder verschwindet und alle Schichten einschließlich des Gneises sehr steil gegen SW einfallen. Es verläuft auch die Achse der scheinbaren Synklone nicht parallel mit dem Streichen der Schichtenzüge.

### Klüftung.

Die Aufschließungen im Stollen und beim Wasserschloß haben gezeigt, daß der ganze Mallnitzer Schieferzug nach Abschluß der großen tektonischen Bewegungen von sehr zahlreichen Klüften durchrissen wurde, die an den natürlichen Aufschlüssen der Oberfläche nicht so deutlich hervortreten.

Die sorgfältige Einmessung der Klüfte im Stollen durch Ing. Hein ermöglicht es, ihre Richtung genauer zu verfolgen. Wie aus Fig. 1 ersichtlich, ordnen sie sich größtenteils in zwei Hauptrichtungen ein: die einen verlaufen im Streichen der Schichten und meistens auch gleichgeneigt mit ihrem Einfallen, sind also Verschiebungen entlang der Schieferung. Es kommen aber auch streichende Klüfte vor, deren Einfallen die Schichtenflächen in wechselndem Winkel schneidet. Nicht selten sind die streichenden Klüfte zu dicken Mylonitlagern verbreitert. Eine zweite Anreicherung der Kluftrichtungen liegt zwischen N 30—50° O, also annäherungsweise senkrecht zum Streichen. Diese beobachtet man am häufigsten im nördlichen Stollenteil (zwischen m 180—1400) sowie im Fensterstollen. Schließlich heben sich als eine dritte Gruppe noch N—S gerichtete Klüfte heraus, sie treten besonders im südlichsten Teil des Stollens auf.

Das Einfallen ist bei allen Klüften ein steiles: 60—90°. (Im Stollenprofil erscheinen ihre Fallwinkel an der Ulme stellenweise flach infolge des spitzen Schnittwinkels zwischen Stollenrichtung und Kluftrichtung.)

Vergleicht man die Kluftrichtungen mit jenen, welche aus den Goldbergbauern der Tauern bekannt sind,<sup>1)</sup> so ergibt sich, daß die streichenden

<sup>1)</sup> Michel, Die goldführenden Erze des Siglitz-Erzwieser Gangzuges in den Hohen Tauern. Tschermaks Mineralogische Mitteilungen, neue Folge, 38. Bd., 1925.

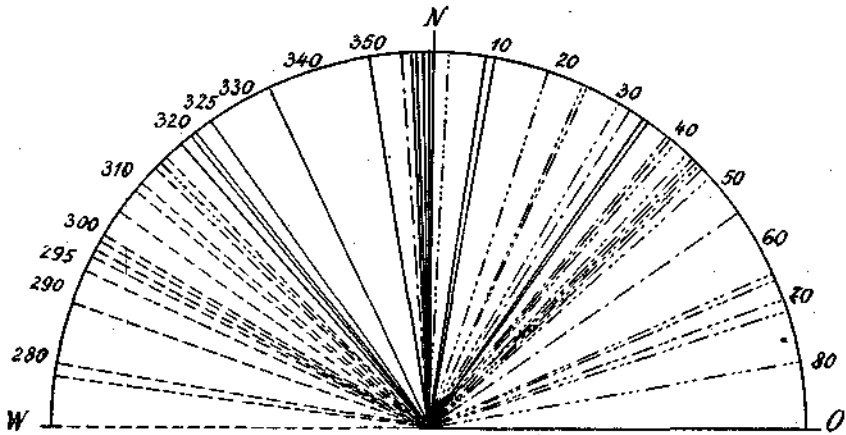
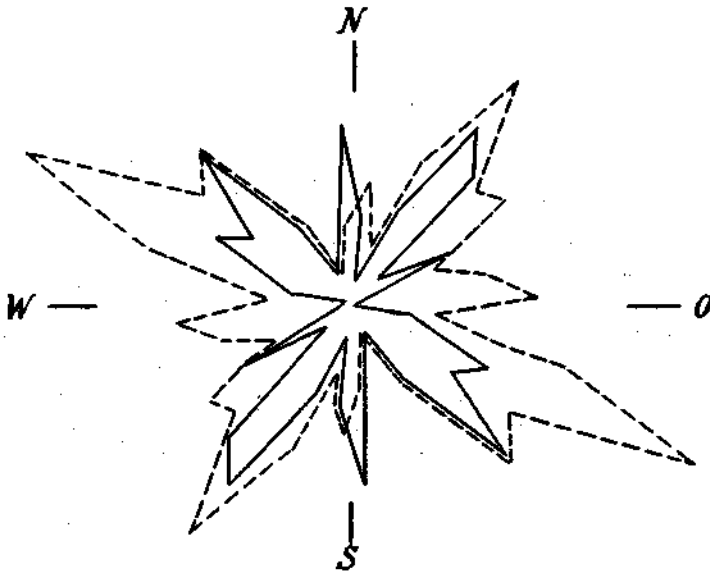


Fig. 1. Kluftorientierungen im Stollen.

gestrichelt: Klüfte im Streichen der Schichten oder nahe demselben.  
 Strich - Punkt - Strich: Querklüfte im Stollen. II (nr 167 - 1498).  
 Strich-3 Punkte-Strich: " " " III (nr 1498 - 1951).  
 volle Linie: " " " IV (nr 1951 - 2676).



— Klüfte im Mallnitzstollen  
 - - - Klüfte im Reißbeckgebiet nach Stiny

Fig. 2. Vergleich der Kluftlagen im Mallnitzstollen und im Reißbeckgebiet.



Klüfte mit den „Neuern“ gleiche Einstellung haben, die Querklüfte sich in ihrer durchschnittlichen Richtung den Golderzgängen (N 25° O) und mehr noch den Gasteiner Thermenspalten (N 15—45° O) nähern und die Nord-Südklüfte gleichlaufen wie die jüngsten Verwürfe im Gasteiner Gebiet („Fäule“, Tauertunnelverwurf).

Zur Feststellung der gegenseitigen Altersfolge der Klüfte ergab der Stollen wenig deutliche Hinweise, doch scheint in dieser Hinsicht nicht immer Übereinstimmung mit der in den Bergbauen aufgestellten Reihenfolge zu bestehen. So werden z. B. bei *m* 2337—2357 zwei meridional verlaufende Klüfte abgeschnitten von einer NW (im spitzen Winkel zum Streichen) ziehenden Klüft. Dagegen werden bei *m* 1580—1590 streichende Klüfte abgeschnitten von Klüften der Nordostgruppe. Durch Neubelebung älterer Klüfte kann auch eine Täuschung über die ursprüngliche Altersbeziehung entstehen.

Nahe östlich des hier behandelten Gebietes hat J. Stiny<sup>1)</sup> die Gesteinsklüftung im Bereich des Großen Reißecks gemessen. Die Hauptklüftungsrichtungen sind auch hier annähernd die gleichen wie im Mallnitzstollen (Fig. 2). Es bestehen zwei Hauptrichtungen: N 20—60° O (am meisten N 30—40° O) und 310—340°, letztere Gruppe ist um ungefähr 15° gegen NNW verschoben im Vergleich mit den „Neuern“; auch eine kleine Gruppe meridionaler Klüfte tritt gesondert hervor. Der Neigungswinkel der Klüfte ist auch in der Reißeckgruppe ein sehr steiler (60—90°). Stiny verweist auf die Richtungsgleichheit der NW-SO-Klüfte mit benachbarten Störungslinien (Maltalinie, Afritzer Linie, Gitschbruch). Die im Reißeckgebiet beobachtete O-W-Klüftschar kommt im Mallnitztal nicht zur Geltung.

### Gesteinsgruppen im Stollenprofil und deren obertägige Fortsetzung.

Bei der Beschreibung der im Stollen aufgefahrenen Gesteine können diese in ein paar größere Gruppen zusammengefaßt werden, welche den bei der Aufnahme des Geländes beobachteten Gruppierungen entsprechen. Die einzelnen Gesteinszüge zeigen verschiedene kleinere Schwankungen im Gesteinscharakter, außerdem wird eine strenge Scheidung der Schichtenfolge auch durch tektonische Wiederholungen manchenorts verhindert.

(Über die am Stolleneingang erschlossenen quartären Bildungen siehe weiter unten.)

#### 1. Nördliche Kalkglimmerschiefer- und Kalkphyllitzone.

Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllit nehmen den größten Teil des Stollenprofils ein; sie treten, von kürzeren Zwischenlagerungen abgesehen, hauptsächlich in zwei breiten, geschlossenen Zügen auf: die eine, nördliche, vom Beginn der Grundgebirge bei *m* 109—1040, eine zweite, südliche, zwischen *m* 1970—2300.

Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllit sind so eng miteinander durch Übergänge verbunden, daß sie zu einer Gruppe zusammengefaßt werden können. Es wechseln glimmerreiche Lagen von phyllitischer Tracht mit

<sup>1)</sup> Zeitschrift für Geomorphologie, Bd. I, S. 254 u. ff.

glimmerärmeren, in welchen der Glimmer nur belagweise die Kalklagen überzieht; die im frisch gebrochenen Material dunkelgrauen Kalkglimmerschiefer sind reichlich von weißen Kalkspatadern durchzogen. Als Glimmer herrscht streckenweise der Biotit vor gegenüber dem allgemein verbreiteten Muskovit, und es kommt dann auch zur Entwicklung von Biotitschiefer, in denen der Kalzitgehalt stark zurücktritt. Ein solcher aus dem Stollenanfang zeigt unter dem Mikroskop Körnerfasern von Quarz, von Kalzit und weich gebogene Glimmerzüge, welche dicht durchstäubt sind mit Erz (Schwefelkies). Auch Plagioklas tritt in ihnen in kleinen Linsen auf. Andere Proben von Kalkglimmerschiefer zeigen im Dünnschliff nur Kalzit und Muskovit mit wenigen verstreuten Quarzkörnern; fast immer ist Pyrit enthalten. Die Kristallisation von Kalzit, Quarz und auch der Glimmer erscheint gleichzeitig mit der Tektonisierung oder sie überdauernd. Die Glimmerlagen zeigen aber oft nachkristalline Verbiegungen.

Der Stollen beginnt bei seinem Eintritt in das Grundgebirge im Kalkglimmerschiefer, der von *m* 110 bis 160 reicht, dann folgt eine lange Strecke im Kalkphyllit und Biotitkalkschiefer (bis *m* 504); bis *m* 640 wartet dann wieder Kalkglimmerschiefer vor. Hier, bei *m* 729, und bei *m* 839—849 treten mächtige Lagen von reinem, dunkelgrauem, mittelkörnigem kristallinem Kalk auf, umschlossen von Kalkglimmerschiefer.

Von der Tauernbahnstrecke werden die Kalkglimmerschiefer und Phyllite von *km* 49.1 an nordwärts geschnitten. Beim Wächterhaus XXI erscheint einer der grauen Kalke, nordwärts begleitet von Granatphyllit, welcher im Stollen nicht beobachtet wurde. Vom Wächterhaus bis *km* 48.3 sind an der Bahnlinie hauptsächlich die phyllitischen Gesteine aufgeschlossen, beim *km* 48.3 taucht wieder ein Kalklager auf und nördlich von ihm Kalkglimmerschiefer, die aber den Stollen nicht mehr erreichen. Es sind jene Kalkglimmerschiefer, welche die Grünschiefer des Türkopfs und Sickerkopfs als Hangendes begleiten und in breiter Entfaltung zum Kapponiggraben streichen. Westlich des Mallnitzbachs erscheinen sie nicht wieder: Über dem Rand der Grünschiefer bei Obernig liegen bereits die hellen Glimmerschiefer, welche den untersten Teil des Lonzaprofils bilden. Letztere stehen auch noch am Berghang ober Lassach als helle Glimmerschiefer und als dunkle Granat führende Phyllite an. Jenseits des Tales, im Stollen und an der Bahnstrecke sind nur noch die Granatphyllite an der Bahnstrecke zu sehen, die Glimmerschiefer sind kalkhaltig und gehen in die Folge von Kalkphylliten ein. Weiter gegen O verschwinden auch diese zwischen den die Grünschiefer begleitenden Kalkglimmerschiefern im Liegenden und einem Zug von Quarzit im Hangenden, welcher über den Südwestrücken der Sickerköpfe verläuft und noch oberhalb der Bahnstrecke wieder auskeilt.

Der „Angertalmarmor“ im Lonzaprofil ist gegen SO noch bis zur Maltschnigalm (Watzingeralm) zu verfolgen und verschwindet dann. Das kristalline Kalklager bei *km* 48.3 der Bahnstrecke gehört zu dem liegenden Kalkglimmerschieferzug. Eher könnte der Marmor beim Wächterhaus XXI als Fortsetzung jenes Angertalmarmors angesehen werden, es fehlt ihm aber die Begleitung von Grünschiefer, welche der Angertalmarmor im Lonzaprofil bei der Häuselalm und Watzingeralm besitzt.

An die große nördliche Kalkglimmerschieferzone im Stollen schließt sich südlich noch von *m* 890 bis 1084 eine schmalere Schichtenfolge an, welche zwar auch vorwiegend aus Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllit sich

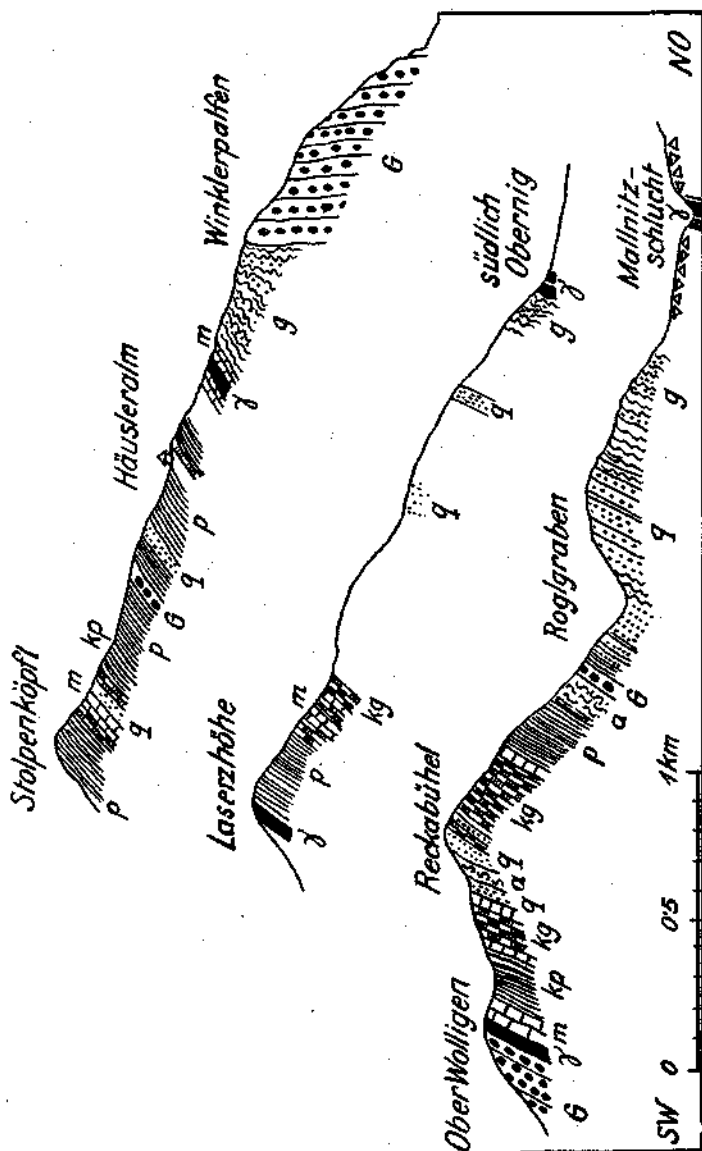


Fig. 3. Profile über den Lonzakamm.

$\alpha$  = Zentralgneis,  $g$  = helle Granatglimmerschiefer,  $q$  = Quarzite und Quarzilschiefer,  $p$  = dunkle Phyllite (Riffelschiefer),  $kg$  = Kalkglimmerschiefer,  $kp$  = Kalkphyllit,  $m$  = kristalliner Kalk,  $\gamma$  = Grünschiefer.

zusammensetzt, aber durch mehrmalige Einschaltung von Serizitalbit- und Strahlsteinschiefer hervorgehoben ist.

Der Kalkglimmerschiefer ist hier ziemlich glimmerreich, schuppig-laserig mit reichlich Biotit, und auch die schwärzlichen Phyllite sind biotitreich.

Der Strahlsteinschiefer ist ein sehr licht graugrünlcher, weicher, blättriger Schiefer mit feiner Fältelung oder welliger Verbiegung. Manche Lagen zeigen im Querbruch Kalkspatrhomboider von 2 bis 4 mm Durchmesser, eingeschlossen im Strahlsteingeflecht. Dieses ist außerordentlich feinfaserig, mit freiem Auge sind die Nadelchen kaum unterscheidbar. Im Dünnschliff sieht man ein Fasergeflecht farbloser Nadelchen, die in Lagen geschichtet, aber mit ihren Längsachsen nicht vollkommen parallel geordnet sind. Die Umbiegungen der engen liegenden Fältchen machen sie zumeist in etwas eckiger Krümmung (mit wandernder Auslöschung) mit oder sie stoßen am Faltenscheitel spitzgiebelig zusammen. Die Kalzite durchwachsen als große Porphyroblasten das Strahlsteingewebe und umschließen Strahlsteinnadelchen unter Erhaltung ihrer Anordnung in s, auch wo dieses gefaltet ist.

Strahlsteinschiefer wurde in dünnen Lagen bei *m* 1040—1050 angefahren. Bei *m* 916 und 930 liegen im Kalkglimmerschiefer schmale Lagen oder Linsen eines körnigen, großkristallinen Gesteins, das nur von einzelnen glimmerigen Lagen durchschiefert wird, seltener eine linsig-flaserige Struktur annimmt. Weiße (verwittert gelbliche oder bräunliche) Kristalle von Karbonat (mit HCl nicht aufbrausend), Körneraggregate von Albit und Quarz, einzelne Fasern und Nester von Glimmer (Muskovit und Biotit in wechselnder Menge; sek. Chlorit) sind Hauptbestandteile; in geringer Menge, aber fast überall sind einzeln oder in Nestern kleine Schuppen eines lebhaft spangrünen fuchsitähnlichen Glimmers beigemengt. Stellenweise ist das körnige Gemenge blaßrosenrot gefärbt. Die Karbonatkristalle erreichen 1 cm Größe, anderorts ist das Gemenge kleinkörnig. Bei *m* 916 begleitet das Karbonatgestein ein blättriger silberweißer Talkschiefer.

Bei *m* 930 trennt ein breiter Quarzgang die Lagen des Karbonatgesteins, auch in der Umgebung sind Quarzgänge häufig. Ähnliches sieht man an der Bahnstrecke bei *km* 49.3 (Quarzgänge und Serizitphyllit).

## 2. Zone der Quarzite.

Quarzitische Gesteine sind besonders im mittleren Teil des Stollens stark verbreitet und bilden hier, unterbrochen durch schmalere Zwischenlagen von Kalkglimmerschiefer und verwandten Gesteinen, von *m* 1083 bis 1748 die herrschende Gesteinsart. Die längste geschlossene Quarzitstrecke wurde von *m* 1538 bis 1748 durchfahren (in spitzem Winkel zum Streichen), während im nördlichen Teil der Quarzitzone öfter Einschaltungen von Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllit und von kalkarmen hellen Glimmerschiefern auftreten.

Die Quarzite zeigen mancherlei Abarten in der Zusammensetzung und Struktur. Sie sind bald fein-, bald grobkörnig, von weißer bis dunkelgrauer, überwiegend aber lichter Farbe. Manche Lagen sind ganz oder nahezu ganz glimmerfrei, anderen sind silberhelle Muskovitschuppen parallel eingestreut oder der Muskovit belegt die Schichtenflächen. Bei stärkerem Glimmergehalt ist dieser in kurzen Fasern parallel eingelagert oder in zusammenhängenden Lagen, die schließlich zu Phyllitlagen anwachsen können. Auch Muskovitglimmerschiefer mit Quarzlagen begegnet man. Die Glimmerlagen weisen mitunter lebhaft Kleinfältelung auf

zwischen ungefalteten dickeren Quarzlagen.

Manche Schieferungsflächen der Quarzite sind mit Graphit überzogen; wenn gleichzeitig auch die Quarzlagen dunkelgrau gefärbt sind, kann dies wohl gleichfalls auf fein verteilten Kohlenstoff zurückgeführt werden. Auch die Phyllitlagen sind mitunter graphitisch geschwärzt.

Sehr verbreitet ist in der Quarzzone eine lockere Einsprengung von kleinen Pyritkriställchen. Sie sammeln sich auch zu Nestern oder bilden gelegentlich mehrere Zentimeter lange, dünne Pyritfasern entlang den Schieferungsflächen. An Harnischflächen kann man den Pyrit breitverschmiert antreffen.

Ein Faltenstück von lichtem Quarzit zeigt unter dem Mikroskop die anderwärts ungefähr isometrischen Quarzkörner zu schmalen Linsen (Plättchen) ausgewalzt und von feinen Glimmerhäutchen umhüllt. Böhmische Streifung ist stark ausgeprägt quer zur Längserstreckung. Die Züge der wellig auslöschenden Lagenquarze ordnen sich den Faltenbiegungen ein, gelegentlich mit abgequetschtem Mittelschenkel. In Proben ungefalteter Quarzite fehlt die postkristalline Deformation.

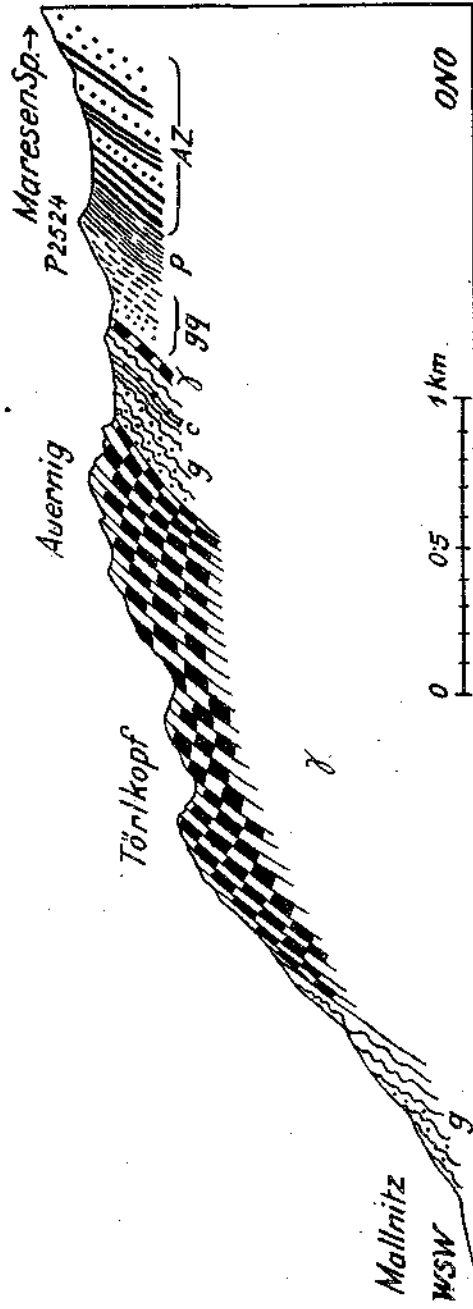


Fig. 4. Profil entlang dem Kamme Tönlkopf.—Maresenspitze.

g = Graufglimmerschiefer, γ = Grün­schiefer, c = graphitische Schiefer, g = Glimmerquarzit (biotitführig) nach unten übergehend in ρ dunkle phyllitische Schiefer, turmschieferähnlich, AZ = Amphibolit, wechsellagernd mit Aplit und faserigem, grobkörnigem Zentralgneis.

Eine bemerkenswerte Quarzart wurde im Fensterstollen und den angrenzenden Teilen des Hauptstollens durchörtert: ein weißer, feinkörniger, ungeschichteter, glimmerfreier Quarzit, der von Trümmern eines grauen, dichten Dolomits durchzogen ist. Letztere sind 3—10 mm dick und etliche Zentimeter lang, gegen den Quarzit etwas unscharf abgegrenzt und mit der Längserstreckung mehr oder minder gleich gelagert.

Unter dem Mikroskop sieht man die äußerst feinkörnigen, schwach parallel texturierten Dolomitfasern an Teilen ihres Randes und in schmalen Flasern im Inneren großkristallin werden und die großen Karbonatkörner sich mit dem umgebenden Quarz vermischen. Kleine Nester großer Karbonatkörner schwimmen auch allein in dem gleichmäßigen, stark verzahnten Quarzgemenge, der Quarz dringt allseits in sie ein und sie lösen sich in einzelne Karbonatkristalle auf. Es hat den Anschein, daß die Dolomittrümmer allmählich durch Quarzit verdrängt und ersetzt werden. Die dolomithaltigen Lagen entsprechen wohl den flatschig verwalzten, breccienartigen Dolomiten (und Kalken), welche Stark (l. c., S. 198) als Begleiter der Karbonatquarzite in der nördlichen Sonblickgruppe, besonders auch aus dem Lonzaprofil auführt.

Außer den Dolomitfaserquarziten kommen auch körnige Quarzite und Quarzitschiefer mit fein verteiltem, mäßigem Gehalt an Karbonat nicht selten vor, z. B. zwischen *m* 1550—1570 und 1650—1730 und am Süden des Stollens, makroskopisch im frischen Gestein nur durch die Reaktion auf HCl kenntlich. Mikroskopisch gleichen sie in Zusammensetzung und Struktur den mit einzelnen Karbonatkörnern und -nestern durchsetzten Teilen des obigen Dolomitfaserquarzits.

Nicht selten ist der Karbonatgehalt in größeren weißen Adern ausgeschieden. Pyrit ist auch in den Karbonatquarziten allenthalben zu treffen.

Unter den den Quarziten zwischengeschalteten Schichten seien neben den gewöhnlichen Kalkglimmerschiefen und Phylliten die Albit führenden Gesteine besonders erwähnt. Bei *m* 1644 steht ein Schiefer von gneisähnlicher Tracht mit starker Bänderung an: Muskovithäute, die reichlich mit Biotit durchsetzt sind, bedecken die Schichtenflächen; die Biotitfästelchen sind oft quergestellt zur Muskovitfläche. Die oft wechselnden weißen Bänder bestehen aus Quarz, klarem, einfach verzwilligtem oder unverzwilligtem Albit und sehr wenig Biotit. Die glimmerreichen Lagen führen auch Kalzit. Pyrit ist gelegentlich eingestreut. Keinerlei Kataklyse. Die wenigen Einschlüsse im Albit zeigen unverlegte Reliktstruktur an. Bei *m* 1470 erscheint ein ähnliches Gestein, das aber gröber körnig ist bei verfließender Bänderung; die hellen Lagen bestehen zu annähernd gleichen Teilen aus Kalzit und Albit (gleicher Art wie oben, aber oft in unvollkommen idiomorpher Gestaltung), daneben Biotitfästelchen und nur wenig Quarz; Pyrit reichlich, wie denn überhaupt Pyrit in fast allen Gesteinen des Stollenprofils schon mit freiem Auge zu sehen ist.

Ähnliche Gesteine von der Tracht eines Albitgneises sind auch an der Bahnstrecke nördlich *km* 50 zwischen Quarzitschiefen aufgeschlossen.

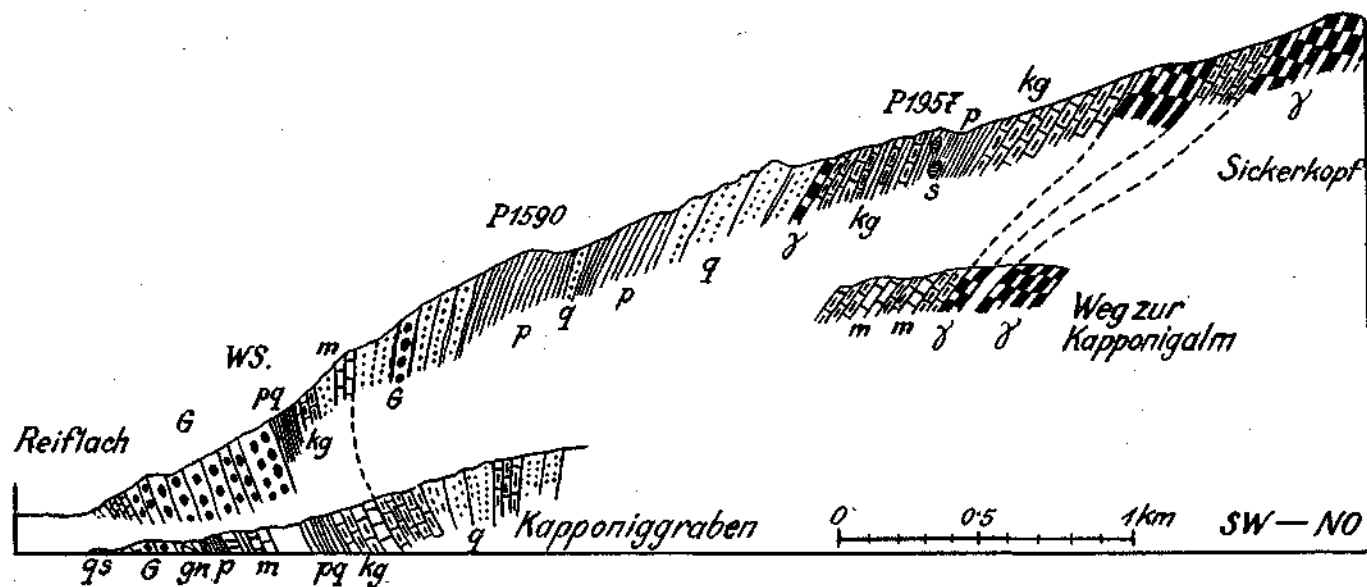


Fig. 5. Profil über den Südwestkamm der Sickerköpfe.

*G* = Augengneis, *gn* = biotitreicher, feinkörniger Bändergneis, *qs* = glimmerreiche Muskovitschiefer mit gneisigen und quarzitischen Lagen, *p* = dunkle Phyllite, *m* = kristalliner Kalk, *kp* = Kalkglimmerschiefer, *pq* = Phyllite (Diaphlorite) und Quarzite, *q* = Quarzite,  $\gamma$  = Grünschiefer, *s* = Strahlsteinnestor. (Linker Teil des unteren Profils siehe auch Fig. 7.) WS. = Wasserschloß.

Die Albit führenden Gesteine stimmen in vieler Hinsicht mit den von Sander<sup>1)</sup> aus verschiedenen Teilen der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern beschriebenen Albitgneisen überein, welche ebenfalls mit Karbonatquarziten zusammen vorkommen.

Die Tauernbahn schneidet die gesamte Quarzitzone zwischen *km* 49·4 und 50. Bei *km* 49·7 stehen Karbonatquarzite an, Graphit führende Lagen folgen südlich davon.

Das starke Anschwellen der Quarzite ist für den Bereich des unteren Mallnitztals bezeichnend. Im Lonzaprofil ziehen die Quarzite nur in geringer Mächtigkeit am Kamm oberhalb der Häuselalm durch, am Talgehänge westlich Lassach, beiderseits des Rogelgrabens erreichen sie aber bereits eine bedeutende Mächtigkeit; ober Lassach sind mehrere Meter dicke Lagen von reinem Quarzfels enthalten in einer Folge von Glimmerquarziten. Am rechten Einhang des Grabens liegen wieder weiße, körnige, sehr glimmerarme Quarzite, die Fortsetzung an der linken Talseite bilden dann die Quarzite im Stollen und an der Bahnstrecke, außerdem setzt nördlich davon der bereits oben erwähnte Quarzitzug ein, der über den Südwestkamm der Sickerköpfe zum Kapponiggraben zieht. Eine weitere Quarzitzone folgt noch weiter südlich (südliche Randzone des Stollens), so daß am Sickerkopfkamm drei Quarzitzüge übereinanderliegen (Fig. 5).

### 3. Haslacher Augengneis.

Südlich des großen Quarzitzuges folgen zunächst noch 100 *m* Kalkglimmerschiefer und Phyllit, dann durchbohrt der Stollen von *m* 1852 bis 1888 einen Zug von Augengneis.

Der Gneis ist sehr stark verschiefert, die „Augen“ haben 3—4 *mm* Durchmesser, oft glänzende Spaltflächen, und sind nach beiden Seiten dünn ausgezogen bis zu langen, dünnen, weißen Blättern. Die Schieferungsflächen sind mit grünlichem Muskovit und Biotitschüppchen belegt. Auf Querklüften ist stellenweise reichlich Pyrit ausgeschieden.

Unter dem Mikroskop sieht man kataklastisch zermalnte und ausgewalzte Körnerfasern von Quarz und wenig Feldspat, von dünnen Glimmerstrahlen (viel Muskovit, weniger Biotit) durchzogen und darin eingeschlossen große, bräunlich getrübe Kalifeldspate als Augen, manche auch in Körnergruppen zerdrückt. Der gute Erhaltungszustand der Glimmer (auch einzelne Querglimmer) läßt eine spätere teilweise Rekristallisation annehmen.

Am Tage steht der Augengneis 100 *m* südlich vom Mundloch des Fensterstollens (beim Dynamitmagazin des Baues) an in gleicher Ausbildung, nur verwittert und am Südrande besonders stark verschiefert und serizitisiert. An der Tauernbahn begegnet man ihm nördlich von *km* 50 in ziemlich undeutlicher Erhaltung. Er läßt sich durch die Hänge oberhalb der Bahnstrecke bis an die Bergkante verfolgen; im Kapponiggraben habe ich ihn nicht mehr gesehen.

<sup>1)</sup> Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1912, S. 277.



An der rechten Talseite fand ich ihn am südlichen Einhang des Rogelgrabens anstehend; im Hangenden begleitet ihn hier ein zweiglimmeriger, perlkörniger Albitgneis, im Liegenden stahlgrauer Quarzphyllit.

Dem Streichen und der Einordnung in die Schichtenfolge nach ist er die Fortsetzung jener Lage von kleinaugigem Gneis, welche im Lonzaprofil bei zirka 2000 *m* Seehöhe den Nordostrücken überquert, nahe über dem Quarzit und von ihm durch dunkelgraue Phyllite getrennt. Nach der Darstellung von Stark entspricht die Folge Quarzit—Phyllit—Gneis den Riffelschiefern, innerhalb welcher im Mallnitztal die Quarzite zum Hauptbestandteil werden. Als Gneise dieser Abteilung erwähnt Stark nur Paragneise; der Haslacher Augengneis kommt als Orthogneis auf tektonischem Wege dazu. Für einen tektonischen Einschub spricht auch die hochgradige Deformation des Granits, die bedeutend stärker als jene der umgebenden Gesteine und von einer nachfolgenden Kristallisation viel weniger überdeckt ist.

Das Gneislager befindet sich im Nordschenkel der „Synklinale“ des Lonzaprofiles, im Gegensatz zu den großen Gneiseinschüben an der Nordseite des Sonnblickstocks (Neubaugneis und Knappenhausgneis Winklers), welche im Südflügel der sogenannten Mallnitzer Mulde stecken.

Die der Riffelschiefergruppe zuzurechnenden Gesteine sind im Mallnitztal größtenteils karbonathaltig, gutenteils Kalkglimmerschiefer, auch Lagen fast reinen kristallinen Kalks treten darin auf, z. B. bei *m* 1518.

#### 4. Südliche Zone von Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllit und kristallinem Kalk.

In den Aufschlüssen bei Haslach liegt auf dem Augengneis, steil südfallend, unmittelbar ein mächtiges Lager von kristallinem Kalk, der früher in einem kleinen Steinbruch abgebaut wurde. Die Tauernbahn schneidet ihn zwischen *km* 50·0 und 50·1 an. Im Stollen, dessen Achse sich südlich des Fensterstollens von der Bahnstrecke weit gegen O entfernt, wurde in gleicher Stellung kein Marmor angetroffen.

An der rechten Talseite des Mallnitztals kommt der Marmor ebenfalls zutage und streicht entlang den obersten Nordhängen des Lonzakammes bis zum bekannten Profilrücken (Nordostkamm) des Stolpenköpfls. Es ist nicht ein zusammenhängendes Lager, sondern kürzere, abwechselnde Lager, mehrfach auch zwei übereinander. Sie liegen nicht unmittelbar auf dem Gneisband, sondern sind durch Phyllit und Glimmerschiefer davon geschieden. Schieferige Teile des Kalks verschmelzen mit den angrenzenden Kalkglimmerschiefern. Beide zusammen setzen sich von der Lonza weiter zum Geiselkopf und Murauer Kopf fort, wo sie den Muldenkern in Starks Profil bilden.

Im Stollen liegt auf dem Augengneis zunächst Quarzit und Quarzitschiefer und in diesen wieder ein Zug von Albitgneis zwischen 1910 und 1920 *m*. Er erscheint als dunkelgrünlichgrauer Glimmerschiefer mit kleinen weißen Albitkörnern auf dem Querbruch. Unter dem Mikroskop: kleine rundliche Albite mit einfacher Zwillingsbildung sind ein-

gebettet in großschuppige Biotitfasern, die sich z. T. um die Albite herumwinden, teils an ihnen abstoßen. Die zahlreichen, in den Albiten eingeschlossenen Quarzkörnchen und Erzstäubchen zeigen eine unverlegte Reliktstruktur an, an der aber der Biotit nur ganz selten durch winzige Schüppchen beteiligt ist. Die Bildung der großen Biotite erfolgte also anscheinend erst zugleich mit jener des Albits. Pyrit dringt an einer Querkluft in das Gestein ein.

Über den quarzitären Gesteinen und einem Streifen Serizitschiefer und Serizitquarziten folgt dann gegen SO eine mächtige Folge kalkiger Schiefer (*m* 1976—2300). Es ist die oben aufgezählte zweite, südliche Zone von Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllit, von gleicher Gesteinsbeschaffenheit wie dort. Von *m* 2056 bis 2066 und von *m* 2096 bis 2106 wurden kristalline Kalke durchstoßen, welche ihrer Lage nach den Kalken am Lonzakamme gleichgestellt werden können.

In dieser Zone kalkiger Schiefer erfolgt zwischen *m* 2150 und 2250 nach ein paar kleinen Schwankungen der Wechsel in der Fallrichtung der Schichten; während von hier nordwärts die Schichten durchwegs gegen S einfallen, fallen sie im restlichen Teil des Stollens bis zum Südausgang gegen N ein. Es wurde bereits oben erwähnt, daß dies eher auf örtliche Einfüsse der Sonnblickmasse als auf ein Wiederöffnen der Murauer-Kopf-Synklinale zurückzuführen ist.

An der Bahnstrecke ist die südliche Kalkglimmerschieferzone zwischen *km* 50 und Wächterhaus XXII angeschnitten. Bei *km* 50·1 stecken im Kalkglimmerschiefer Serizitschiefer und Nester von hellgrünem Strahlstein in Garben bis zu mehreren Zentimetern Länge. Der Wechsel des Fallens erfolgt in den Bahnaufschlüssen erst am Südrand der Zone, beim Wächterhaus XXII.

### 5. Südliche Randzone.

Der südlichste Teil des Stollens und die Anschlußstrecke, durch welche er später mit dem Wasserschloß verbunden wurde,<sup>1)</sup> durchbohren den Rand der „Mallnitzer Mulde“ gegen den Sonnblickgneis und sind einerseits durch den lebhaften Gesteinswechsel, andererseits durch starke nachkristalline tektonische Störungen, Häufigkeit von Klüften, Harnischen und Myloniten gekennzeichnet.

Als Gesteine wechseln hier miteinander ab Züge von Quarzit und Quarzitschiefer mit solchen von dunkelgrauem Kalkphyllit, der nicht selten graphitische Lagen aufweist, von Kalkglimmerschiefer mit Kalzit- und Quarzknaurn, untergeordnet auch mit kalkarmen oder kalkfreien Glimmerschiefern. Auch Bänke reinen Kalks treten auf. Als Quarzite treten weiße, sehr feinkörnige Quarzite mit sehr schwachem Kalzitgehalt auf, dann stärker karbonathaltige Quarzite, wobei sich der Karbonatgehalt auch in Nestern und Fasern ansammelt, schieferige Quarzite mit Muskovitbelag. Quarzite nahe dem Rande zeigen unter dem Mikro-

<sup>1)</sup> Der Stollen wurde zuerst von dem Winkelpunkt in Haslach in der Richtung O 70° S geradeaus vorgetrieben bis zur Oberfläche, welche er etwas südöstlich vom Wasserschloß erreicht. Nach Fertigstellung desselben wurde erst von *m* 2477·1 aus in einem Winkel von 47° der Anschlußstollen zum Wasserschloß angesetzt. Die Stationierungsangaben beziehen sich alle auf den ursprünglichen Stollenausgang.

skop den Quarz als parallelgepreßten Lagenquarz mit Streifung quer zur Schieferung, während unversehrte Bänke weiter nördlich ein feinkörniges, isometrisches, akataklastisches Quarzaggregat mit kleinen Muskovitschüppchen zeigen.

In dem Abschnitt begegnet man mehrfach wieder albitreichen Schiefen in Gestalt von Albitbiotitschiefer, Albitchloritschiefer und Albithornblendeschiefer.

Vertreter der erstgenannten Art wurden gesammelt bei *m* 2357 und 2236. Die klaren, einschlußarmen und nur einfach verzwilligten Albitkörner und die sie umgebenden Biotitbalken erscheinen gleichzeitig gebildet, die Einschlüsse im Albit ordnen sich parallel zur Schieferung; Kataklastik fehlt. Kalzit ist nur ganz untergeordnet beigelegt.

In den Albitchloritschiefern ist der ehemals reichlich vorhandene Biotit größtenteils in Chlorit umgewandelt, wie schon mit freiem Auge ersichtlich ist an den graugrünen Schieferflächen, die durch einzelne große Biotitschuppen gefleckt sind. Im Querbruch treten die zahlreichen Albitkörner hervor. Die Albite enthalten hier reichlich Einschlüsse, auch solche von Glimmer (Chlorit), deren Schieferungslage aber stark verdreht ist gegen die Schieferung des Gesteins; Schwänze von kataklastischen Quarzkörnern schließen sich an Albitaugen an, oder Kalzit erfüllt den „Augenwinkel“. In den Glimmerfasern sind die Schuppen mitunter scheitartig ineinander verspreizt, an den Albiten abstoßend, daneben aber auch wellig verbogen, Deformation und Kristallisation erscheinen gleichzeitig erfolgt. Die Chloritschiefer stellen die deformierte und diaphthoritische Form der Albitbiotitschiefer vor. Solche Chloritschiefer wurden bei *m* 2568 und 2545 beobachtet, also näher dem Gneisrand als die Biotitschiefer. Das letztere Vorkommen ist grobkörniger (Albite bis zu 5 mm Durchmesser) und stark schuppig verdrückt, graugrün und enthält große Nester von weißem, großspätigem Kalzit.

Ein dunkelgraugrüner Albithornblendeschiefer wurde bei *m* 2555 angetroffen: In einem parallelgeschichteten Geflecht feiner blaßgrüner, pleochroitischer Hornblendenadeln liegen rundliche kleine Albitkörner (gleicher Art wie die der anderen Albitgesteine), welche sehr viele, besonders kleine Hornblendenadelchen in wirrer Anordnung umschließen. Ähnlich wie bei den Biotiteinschlüssen der obigen Gesteine scheint die Einschließung der Hornblenden (bzw. der Biotite) durch die Albitbildung erfolgt zu sein, bevor Hornblende und Biotit ihre volle Auskristallisation erreichten; Albit und Hornblende sind in diesem Gestein gleich alt. Gleiches zeigt auch der Albithornblendeschiefer von der Laserzhöhe (Lonza), nur sind hier die eingeschlossenen Hornblenden genau parallel der Schieferung geordnet; der Größenunterschied ist hier etwas geringer. Die Albithornblendeschiefer sind nicht kataklastisch.

Nahe dem Stollenausgang bei *m* 2656 wurde ein Kalkglimmerschiefer durchfahren, welcher in gelbbraun anwitternden Karbonatlagen (Eisenkarbonat?) fuchsitähnlichen grünen Glimmer führt. Im Dünnschliff ist der Glimmer schwach pleochroitisch: blaßblaugrün, // *c*, kräftiger grün (hellgrasgrün) normal dazu.

Entlang dem Bahngleis ist die südliche Randzone vom Wächterhaus XXII bis *km* 51 sehr flach zum Streichen angeschnitten; es treten

besonders die Quarzite — größtenteils Karbonatquarzite — hervor. Zwischen *km* 50.5 und 50.6 begegnet man kalkfreien Gneisen mit Muskovit als vorwaltendem Glimmer und kleinen Feldspat-Augen. Im Dünnschliff sind sie sehr dem Haslacher Augengneis ähnlich, nur weniger mylonitisch.

Der oftmalige Wechsel der Gesteinsart in dieser Region wird noch verstärkt durch tektonische Verschuppungen. Zahlreiche kleine Verwürfe schieben die Gesteine in Schollen durcheinander; Harnischflächen von vielen Quadratmetern Größe wurden erschlossen. Häufig ist Mylonitisierung an den Klüften und ganzer Schollen eingetreten. Quarzgänge sind dabei zu scharfkantigen lockeren Breccien zerdrückt oder in einen groben Quarzsand vermahlen. Quarzbreccien mit kalkiger Beimengung, entstanden aus Karbonatquarziten, nehmen eine rauhwacken-ähnliche Tracht an. Graphitische Lagen des Kalkphyllits sind zu einer knetbaren, lehmigen Masse verwandelt und hieten die plastische Ausgleichsmasse, während die spröderen Quarznester zertrümmert sind. Kalzitlinsen sind besser erhalten und wenig zertrümmert. Der ganze Bereich bildet einen Bewegungshorizont, welcher den Rand der Sonnblickgneismasse umgibt.

Diese Verhältnisse kamen deutlich auch bei der Untersuchung des Geländes für das

#### Wasserschloß

zutage. Wir stehen hier unmittelbar über dem Rand des Sonnblickgneises. In der seichten Steilrinne am nordwestlichen Ende des Wasserschlosses ist die Gneisgrenze in zirka 980 *m* Höhe, 13 *m* unter der Sohle des Wasserschlosses, aufgeschlossen. Sie senkt sich gegen SO am Hangé abwärts, verschwindet bald unter den Haldenschüttungen und kommt bei den Baracken und an der Bahnhofstraße zwischen 880 und 900 *m* Seehöhe wieder zum Vorschein.

Wie schon oben beschrieben wurde, schneidet sie die Schichten im Hangenden schief ab, es verschwindet an ihr eine Anzahl der im Kapponigraben sichtbaren Schichtenglieder. Die Kalkglimmerschiefer, welche vom Kapponigraben heranziehend bei den Baracken (897 *m*) und an der Straße anstehen, enden unter den Halden am Gneisrand.

Die Abgrabungen beim Bau des Wasserschlosses zeigten folgende annähernd O—W streichende und steil berg-einfallende Schichtenfolge von unten nach oben:

1. Lagen von Kalk, verbunden mit schwärzlichem Phyllit und quarzitischem Kalkglimmerschiefer;
2. einen Zug von glimmerreichen Biotit führenden Schiefen und rostige, schwärzliche, quarzische Schiefer mit graphitischen Blättern; unter der Sohle des Wasserschlosses tritt eine Bank von Grünschiefer zutage;
3. lichten, grobkörnigen Quarzit und Quarzitschiefer;
4. wieder eine stark schiefrige Zone, feinkörnige Biotitglimmerschiefer und Phyllit, dazwischen auch eine Quarzitbank;
5. einen Quarzituzug mit untergeordneten phyllitischen Blättern, der gegen O mehr in schiefrige Arten und in kalkige Gesteine übergeht — als Unterrand der an der Bahnstrecke anstehenden Kalkglimmerschiefer.

In den Baugruben des Wasserschlosses waren mehrere kleine Querverwürfe zu sehen, an denen die Schieferzüge gegeneinander verschoben sind mit stufenweiser Nordvorrückung des westlichen Flügels.

Außerdem zeigten sich Klüfte und Rutschflächen nahe parallel zum Gehänge, die teilweise offen klapften und mit Sinterbildungen überzogen waren. Im Anschlußstollen wurden offene Klüfte noch 7 m hinter der Rückwand des Wasserschlosses aufgefahren, weiter bergwärts war das Gestein bis 30 m Tiefe blockwerkartig zerklüftet, zwei große Klüfte setzten durch, die eine flach berginefallend und lehrmerfüllt, die andere steilstehend und versintert. Weiter im Inneren folgten dann zahlreiche Mylonitstreifen gleicher Art wie im Ausgangsteil des Hauptstollens.

Das Zusammentreffen starken Wechsels von harten, quarzitären Gesteinsbänken und nachgiebigen bis rutschigen Schieferlagen mit der starken tektonischen Zerpressung und Zerklüftung erschwerten den Bau des Wasserschlosses und führten auch zu Setzungserscheinungen (kleinen Rutschungen im Gestein und in seiner Schuttauflage), welche besondere Vorsichtsmaßregeln beim Bau und entsprechende konstruktive Verstärkungen des Wasserschlosses notwendig machten in Rücksicht auf die nahe darüber befindliche Bahnstrecke.

Die beim Wasserschloß und in den Stollenebenen angeschnittene Schichtenfolge ist am Hang westlich des Wasserschlosses noch ein Stück weit zu verfolgen, verschwindet aber dann unter Halden von Gneis: nahe der Bergkante zwischen Mallnitztal und Wasserschloßgehänge steht nämlich in kleinen Felswänden unterhalb des Trassierungssteiges Augengneis an, dessen Schutt den Hang überstreut. Der Raum zwischen diesem und der tiefer unten am Kalvarienberg anstehenden Hauptmasse des Sonnblickgneises ist zwar durch die Blockhalden bedeckt, die Aufschlüsse beiderseits der Halden, das Streichen der Schiefer am Trassierungssteig und an den Windungen der Mallnitzer Straße sowie auch die Geländeform lassen es wahrscheinlich erscheinen, daß der obere Gneis als abgetrennte Scholle in die Schiefer eingeschoben ist in ähnlicher Weise, wie solche Gneiseinschübe aus der Sonnblickgruppe von Stark und Winkler beschrieben wurden.

Am Nordrand des oberen Gneises stehen Biotithornblendeschiefer an, begleitet von Kalkglimmerschiefer, Phyllit und Albitglimmerschiefer. Nördlich der Grünschiefer kommt nochmals eine kleine Flaser eines sehr stark tektonisierten Gesteins zum Vorschein, das vielleicht auch noch zum Augengneis gehört.

Westlich der Mallnitzbachschlucht bei Gugarnig und von dort weiter zum Söbriacher Graben oberhalb Wolligen legen sich Grünschiefer in bedeutender Mächtigkeit unmittelbar an den Rand der Hauptgneismasse. Es sind Albitchloritschiefer und Albitbiotitschiefer, letztere auch Hornblende führend.

## 6. Gelände der Druckrohrleitung.

(Sonnblickgneis und die Schiefer bei Reiffach.)

Die Druckrohrleitung erreicht wenige Meter unterhalb der Sohle des Wasserschlosses den Gneis und verbleibt auf ihm bis 35 m über dem Rand der Talsohle, wo das Krafthaus steht, also von 710 bis 950 m Seehöhe.

Der Gneis streicht im tieferen Gebänge (Kalvarienberg und Umgebung) WNW und dreht gegen oben zu nahezu in ostwestliches Streichen ein; er fällt sehr steil bergsein (N bis NNO). Während er entlang der Rohrleitung rund 500 m Mächtigkeit aufweist, schrumpft er im Kapponiggraben auf etwa 100 m zusammen. Bei Groppenstein beträgt die Mächtigkeit ungefähr 300 m, von da an gegen W nimmt sie stetig zu, wobei gleichzeitig das Einfallen westlich der Schlucht bald in sehr steiles Südfallen sich verändert.

Der Sonnblickgneis ist hier als dickbankiger, grobkörniger Biotitgranitgneis entwickelt, reichlich durchsprengt mit großen Kristallen von Kalifeldspat (1—3 cm durchschnittliche Länge). Wo er stärker verschiefert ist, ordnen sich die Kalifeldspäte als „Augen“ in die Schieferung ein, und es liegt dann in Lagen mit geringerer Größe derselben ein Augengneis ganz ähnlich jenem von Haslach vor. Einzelne besonders ausgeprägte Druckschieferungszonen durchschneiden als gesonderte Bewegungsbahnen die Gneismasse. Während sonst an ihnen der Gneis besonders dünnschiefrig ist und diaphthoritisch, beobachtet man in der Groppensteiner Schlucht oberhalb der Lohstampfe die Zertrümmerung des Gneises in einen ungeschiefert groben Mylonit, der die Gneismasse in einen kleineren südlichen Augengneiszug und eine größere nördliche Granitgneismasse teilt (Fig. 6).

Im untersten Teil des Kapponiggrabens ist dem Augengneis an seinem Nordrand ein Streifen von feinkörnigem, sehr biotitreichem, gebändertem Gneis vorgelagert, der sich auch durch seine lebhaft gefaltete von den ungefalteten Bänken des Augengneises abhebt (Fig. 7). Beim Wasserschloß fehlt eine solche Randzone — Quarzit und Kalkphyllit legen sich unmittelbar auf den Augengneis. Dagegen trifft man in der Groppensteiner Schlucht über dem Granitgneis am Nordrand wieder einen sehr feinkörnig-schnuppigen, braunen Biotitgneis, und ein ebenso feinkörniger, aber etwas feldspatreicherer und darum hellerer Gneis steht am Rand des Granitgneises zwischen Gugarnig und Oberwolligen an. Unter dem Mikroskop zeigt der erstere (Groppensteinschlucht) ein ansgeprägt kristalloblastisches Gefüge mit vollkommener Paralleltexur (aber auch Querbiotite), ohne Kataklase, während jener von Gugarnig-Wolligen ein ungleichmäßig feinkörniges, stark kataklastisches Gefüge, hervorgegangen aus einem gleichen Biotitgneis, zeigt, aus welchem einzelne Plagioklase als Porphyroklaste hervortreten. Jene ersteren zeigen Feldspat (Albit) und Quarz. In gleichmäßigen Körnern vermengt.

Unter dem steil berginefallenden Sonnblickgneis kommen am Fuße des Berghauges zwischen Obervellach und der Mündung der Groppensteiner Schlucht wieder gleiche Schieferhüllengesteine zutage wie nördlich des Gneises (Fig. 8).

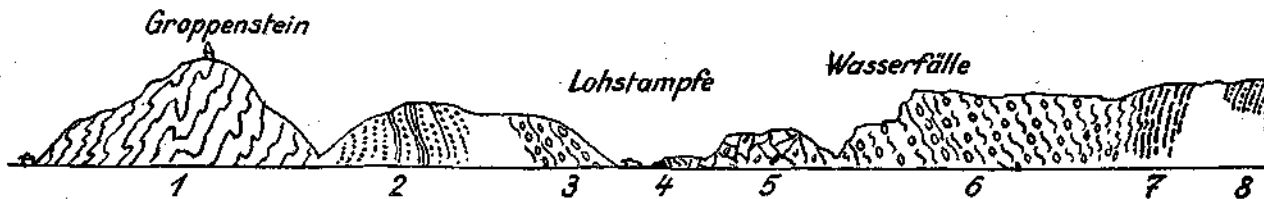


Fig. 6. Profil durch die Groppensteinerschlucht (Mallnitzbach).

1 = Kalkglimmerschiefer, 2 = Quarzite mit Phyllitlagen, 3 = Augengneis, 4 = silbergrauer phyllitischer Schiefer mit Quarzknuern, 5 = quarzreicher Gneismylonit, 6 = Granitgneis, in Augengneis übergend, 7 = feinkörniger, glimmerreicher Biotitgneis, 8 = glimmerreiche Schiefer mit weißem Serizitquartzitlagen.

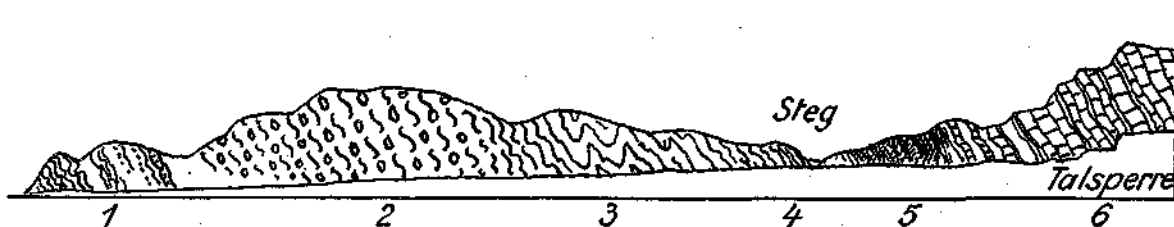


Fig. 7. Profil durch den untersten Teil des Kapponigraben.

1 = Wechsel von schieferig-gneisigen Lagen mit glimmerreichen Muskovitschiefer und mit rostigen quarzitischen Bänken, 2 = Augengneis, 3 = biotitreiche, feinkörnige gebänderte Gneise, 4 = biotitreiche, feinkörnige Schiefergneise, 5 = dunkle Phyllite granatführend, im Hangenden mit Kalklagen, 6 = kristalline Kulke mit Phyllitzwischenlagen.

Zwischen Raufenwirt und Reiflach liegt zunächst unter dem Gneisbergeinfallend ein schmaler Zug dunkler, glimmeriger Schiefer (Phyllit bis Glimmerschiefer) mit Bänken unreinen Kalks wechsellagernd; nahe südlich der Linie der Drahtseilbahn steht auch eine Bank von Albitbiotitschiefer (Biotit großenteils chloritisiert) an, gleicher Art wie jener bei Gugarnig oder im südlichsten Teil des Stollens, gleich auch hinsichtlich der im Albit eingeschlossenen Biotite und ihrem Verhältnis zu den großen Biotiten.

Unter dem Kalkphyllitzug folgt beim Raufenwirt ein ebenso schmaler Zug von weißem Karbonatquarzit; er taucht auch bei der Reiflacher Quelle nochmals als stark verquetschter lichter Quarzschiefer mit Muskovitbelag auf.

Als unterster Teil des Gneises erscheint bei Reiflach ein feinkörniger, gutgeschieferter, muskovitreicher Albitgneis, der gegen NW in feinkörnigen Augengneis übergeht. Die Albite des ersteren sind nahezu ein-

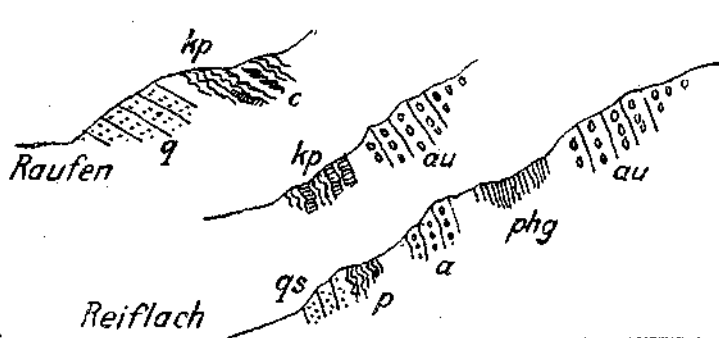


Fig. 8. Querschnitte durch das Gelände beim Kraftthaus in Reiflach. *au* = Augengneis, *phg* = phyllitische Verschieferungszone, *a* = Albitgneis, gegen NW übergehend in feinkörnigen, stark verschieferten Granitgneis mit undeutlicher Augenstruktur, *p* = Phyllit, *kp* = graue Kalke, wechsellagernd mit dunklem Glimmerschiefer bis Phyllit, *c* = Albitchloritschiefer, *gs* = Muskovitquarzschiefer, *q* = weiße Karbonatquarzite.

schlußfrei und liegen auch augenartig zwischen den parakristallin um sie herumgewundenen Glimmerstrahlen. Ebenso verhalten sich die Glimmer im Augengneis zu den 3—5 mm Durchmesser besitzenden Augefeldspäten.

Über dem Albitgneis greift von O her eine auslaufende Zunge eines phyllitgneisähnlichen Schiefers ein, wohl eine Phyllonitierung des Granitgneises. Aus ihr entspringt die obere Quelle bei Reiflach. Weiter gegen Obervevlach hin, östlich der Druckrohrleitung, rückt die Gneisgrenze rasch in die Höhe und nahe unter der Mallnitzer Straße kommen noch Kalkglimmerschiefer und Quarzit zum Vorschein; es liegen aber keine Anzeichen einer bruchweisen Verschiebung vor, sondern es handelt sich eher um eine seitliche tektonische Verteilung, parallel zu den Verschieferungszonen ober Reiflach.

Von Groppenstein westwärts verbreitert und bereichert sich die Schieferzone südlich des Gneises rasch. Zunächst gliedert sich bei Groppenstein selbst südlich des Quarzits eine Zone intensiv gefalteten



Kalkglimmerschiefers und Kalkphyllits an, die zum Semslacher Graben sich fortsetzt. Stark hat die weitere Entwicklung im Fraganter Tal beschrieben.

Steil unter die Kalkglimmerschiefer im Semslacher Graben fällt der stark phyllonitische und diaphthoritische Rand der Phyllitgneise ein, welche den Nordsaum des Kreuzeckkristallin bilden. Die unmittelbar anstoßenden Kalkbänke zeigen wellige Rutschflächen mit diagonal von SO unten nach NW oben aufsteigende Striemen und Wellungen.

### Glaziale und postglaziale Ablagerungen.

Der Eingangsteil des Stollens durchörtert Grundmoräne auf 80 m Länge. Aus der Profilzeichnung (Fig. 9) ergibt sich daraus eine sehr steile Böschung des Felsuntergrundes, entsprechend der Trogwand eines glazial ausgestalteten Tales. Die Moräne enthält zahlreiche kleine und

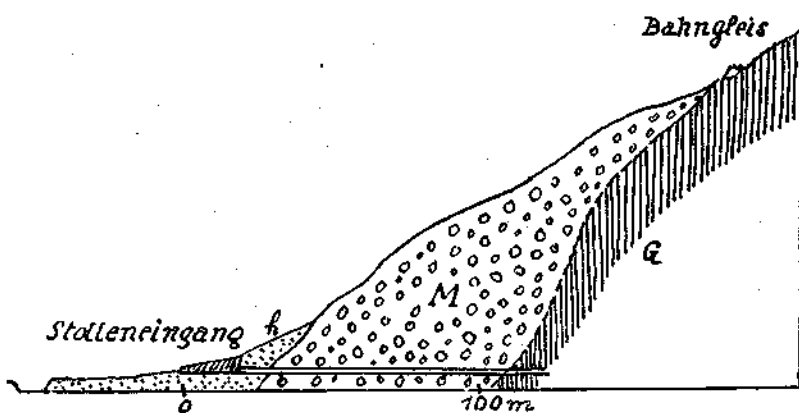


Fig. 9. Querschnitt am Stolleneingang.

*M* = Moräne, *h* = Schuttkegel und Hangschutt, *G* = Grundgebirge.

auch sehr große, gutgerundete Geschiebe, manche auch gekritz und geglättet, in einer lehmig-sandigen Einbettungsmasse. Stellenweise bereiteten schwimm sandartige Einlagen Schwierigkeiten beim Bau. Nahe der Ablagerungsfläche stellten sich in größerer Zahl eckige Trümmer des dort anstehenden Kalkglimmerschiefers ein und stark sandige Lagen. Im übrigen Teil sind die Geschiebe aber überwiegend Grünschiefer und die grüne Färbung der Einbettungsmasse läßt schließen, daß auch sie vorwiegend aus zerriebenem Grünschiefermaterial besteht.

Auch an dem felsigen Steilhang beim Wasserschloß (30—40° Neigung) kleben einzelne kleine Moränenreste. In dem aus Sonnblickgneis bestehenden tieferen Gehänge sind mehrfach flachverlaufende Felsleisten und Hohlkehlen, der Bankung des Gneises folgend, vom Eise ausgeschliffen worden, und auf ihnen haben sich ebenfalls kleine Reste glazialen Schutttes erhalten, besonders in der Mulde hinter dem Kalvarienberg.

Die auf der Karte (Tafel II) östlich der Station Obervellach eingezeichnete „Moräne“ zeigt ober der Bahnstrecke geschichtete feine

Sande wechselnd mit Lagen von wohlgerundeten Geschieben aller Größen (viel Zentralgneis, Schieferhüllengesteine).

Die bedeutendste und augenfälligste junge Schuttablagerung im Mallnitztal ist die große Blockmasse von Rabeschnig, welche das Talbecken von Mallnitz abdämmt. Sie erstreckt sich als ein schmaler Blockstrom von N nach S quer durch das ganze untersuchte Gebiet (Fig. 10). Ihr oberes Ende liegt in der karartigen Mulde zwischen Törlkopf und Kugelkopf, unterhalb des Auernig, in 1900 *m* Höhe. Sie erfüllt von hier an abwärts dieses enge Seitental und breitet sich an seinem Ausgang quer über das Mallnitztal als Talriegel aus, der an der Straße das Talbecken um 20 *m* überhöht. Der Mallnitzbach durchbricht ihn in enger Schlucht, in welcher auf eine längere Strecke der anstehende Fels — Grünschiefer — unter der Blockmasse zutage tritt. Bei Lassach ist ein jüngerer Schuttkegel an der rechten Talseite in die Blockmasse eingebaut. Von der Lassacher Talmulde an zieht sich die Blockmasse als schmaler, ausgeprägter Wall durch das Tal abwärts bis unterhalb des Lechnerbauern in ungefähr 800 *m* Seehöhe, auf der westlichen Seite von der Bachschlucht, auf der östlichen von einem bei Haslach beginnenden Paralleltälchen eingefasst.

Die Gesamtlänge des Blockstroms beträgt, in der Horizontalen gemessen, 5.3 *km*, während die Breite bei Rabeschnig ungefähr 1 *km*, sonst aber nur 200—300 *m* mißt. Die Mächtigkeit ist keine bedeutende, da in der Mallnitzschlucht alsbald der Fels darunter hervortritt. Der Dössentunnel verläuft ganz in der Blockmasse in einer Tiefe von 20 bis 30 *m* unter der Oberfläche.

In der Schlucht des Mallnitzbachs liegt an der linken Seite auf dem anstehenden Grünschiefer (oberster Rand der Aufschlüsse) zunächst Moräne, welche in einer lehmigen Grundmasse gutgerundete große Geschiebe enthält, u. zw. zumeist solche aus Grünschiefer, aber auch Gneisgeschiebe. Über der Moräne folgt dann am Hang die grobe Blockmasse. Die Moräne stimmt in ihrer Zusammensetzung gut mit jener am Stolleneingang überein.

Auch am unteren Ende des Blockstroms über der Groppensteiner Schlucht liegt unter dem groben Blockwerk eine moränenähnliche Schuttbildung, welche in einer lehmigen Grundmasse eckige Geschiebe von Grünschiefer und Amphibolit, aber keine Gneise enthält. Vielleicht handelt es sich um umgelagerten und mit Material aus dem Blockstrom vermischten Moränenschutt.

Der Blockstrom selbst besteht aus eckigen, großen Blöcken, die mehrere Kubikmeter Größe erreichen. Der Gesteinsart nach sind es Grünschiefer gleicher Art wie am Kamm Törlkopf—Auernig.

Die einheitliche Gesteinsbeschaffenheit, die Gestalt und Größe der Blöcke und die Struktur und Anordnung des Blockstroms lassen schwer eine andere Deutung der Entstehung zu als durch einen Bergsturz (Felssturz), welcher aus der Nische Törlkopf—Auernig niedergebrochen ist. Gegen die Deutung als Blockmoräne spricht der einförmige Gesteinsbestand, da einem Moränenwall der Großvergletscherungen von der rechten Talseite reichlich Gneis, Kalkglimmerschiefer u. dgl. beigemischt worden wäre. Auch der Dössentalgletscher müßte vorwiegend Gneise

beigesteuert haben. Ober Eggerhof am Dössener Berg grenzt eine Altmoräne des Dössentalgletschers unmittelbar an den Blockstrom: sie führt vorwiegend kantengerundete Blöcke von Zentralgneis. Das Seitental, aus dem der Blockstrom herabkommt, ist auch zu klein, um einen selbständigen Gletscherstrom von solcher Länge zu erzeugen zu der Zeit, als Dössen- und Mallnitzgletscher nicht mehr bis Lassach reichten.

Der Kamm des Törlikopfs war zur Zeit der Großvergletscherung vom Eis überflossen und dementsprechend die Mulde zwischen ihm und dem Kamm Auernig—Kugelpopf wohl ganz vom Eis erfüllt. Es fragt sich also, ob bei einer Gletscherlänge bis mindestens nach Groppenstein soviel von dem Grünschieferkamm eisfrei war, daß sich eine so große Mittelmoräne auf dem Gletscher bilden konnte, denn nur als solche wäre sie nach Form und Größe der Blöcke bei glazialer Deutung aufzufassen.

In der Ursprungsnische fallen vom Kamm Auernig—Kugelpopf (P. 2040) die Schichten parallel mit dem Hang in großen Platten ab. Hier kann durch Abgleiten einer großen Felsmasse der Bergsturz seinen Ausgang genommen haben. Am Hauptkamm, vom Auernig ostwärts, sieht man, daß auch Absenkung durch ostwestlich parallel zum Kamm verlaufende Verwürfe eintritt. Beide Lösungsmöglichkeiten können bei der Bildung der Ausbruchsnische zusammengewirkt haben.

Am Ausgang des Seitentals (Rofelkopfalpe) wurde der Blockstrom etwas gegen SW abgelenkt und überschüttete infolgedessen das Mallniztal querüber, worauf er, eingeeengt durch das schmale steilhangige Tal, in schmalen Auslauf zum Stillstand kam.

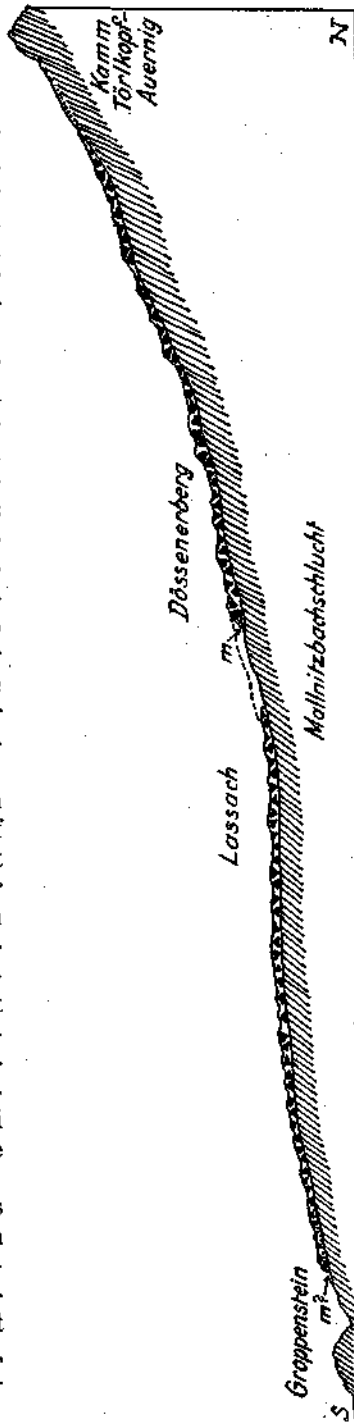


Fig. 10. Längsschnitt durch den Blockstrom des Rablischng.  
 — Moräne, schwarze Dreiecke = Blockmassen, gestrichelt = anschließendes Grundgebirge.

Das Verhältnis der Höhenentwicklung der Bergsturzmasse zur Länge ist 1:2:5:3; wenn man von dem mutmaßlichen oberen Rand der Ausbruchsnische an rechnet, ist die Entwicklung der Sturzbahn 1:5:5:3.

Die Sturzbahn hat bis zum Ausgang des Seitentals 25° Neigung, verflacht sich dann auf 17° und ist schließlich von Lassach abwärts im Durchschnitt 7° geneigt. Der Gesamtneigungswinkel ist 14°.

Die Ausbruchsnische erscheint unzureichend groß im Verhältnis zur überstreuten Fläche. Da ihr unterer Rand nicht näher bestimmbar ist, ist eine genaue Berechnung ihrer Größe nicht durchführbar. Nimmt man den ganzen oberen, von Felsbängen umschlossenen Teil des Tals als Ausbruchsnische, so erhält man eine Fläche von rund 0,7 km<sup>2</sup>, der 2 km<sup>2</sup> überstreute Fläche gegenüberstehen, also eine Streuung von 0,7 : 2. Bei der Steilheit der Bahn und der geringen Dicke der Überschüttung genügt eine vergleichsweise geringe Größe der Ausbruchsnische, um das nötige Material zu liefern.<sup>1)</sup>

Zum Vergleich sei angeführt, daß der Bergsturz am Fernpaß (Tirol),<sup>2)</sup> der insofern zum Vergleich sich eignet, als seine Masse auch ein schmales, enges Bergtal erfüllt und die Sturzbahn annähernd parallel dazu verläuft, bei einer Höhenentwicklung von 1130 m (Oberrand der Nische bis zum Ende bei Bieberwir) eine Längserstreckung von 10 km hat, also ein Verhältnis von 1:1 : 10, wobei der 7 km lange flachere Teil 7° Durchschnittsneigung besitzt. Die Streuung berechnet Ampferer mit nicht ganz 1 : 5. Entsprechend der mindestens dreimal so großen Ausbruchsnische ist auch die Ausdehnung des Blockstroms am Fernpaß ein Mehrfaches jener im Mallnitztal bei ähnlichen Neigungsverhältnissen und ähnlicher Einengung im Tallauf.

Der Bergsturz ist postglazialen Alters oder höchstens gleichalt mit dem durch die Moräne am Dössener Berg bezeichneten letzten Eiszeitstadium (Schlußeiszeit Ampferers oder Gschnitzstadium (?) Penks). Ein über Rabeschinig und den Dössener Berg vordringender größerer Eisstrom würde die Talschwelle abgeräumt und Bergsturz- und Moränenschutt durcheinandergemischt haben. Die Blockmasse liegt in dem bereits glazial ausgeformten Tal (Felschwelle bei Rabeschinig, Trogform des Mallnitztals).

Ein kleines Bergrutschgebiet befindet sich an der rechten Talseite des Mallnitzer Talbeckens, über dem Gehöft Obernig. Das Berggehänge zeigt an dieser Seite zwei deutliche Felsterrassen, eine breitere und längere in 1600 m, eine schwächere in 1800 m Höhe. An der unteren hat sich eine große Abrutschsnische gebildet. Der Abriß erfolgte an einer ungefähr 100 m breiten, niederen Wandstufe aus Muskovitglimmerschiefer, dem an beiden Enden feste, gneisartige Bänke eingelagert sind. Der Schiefer streicht NO (bei steilem Südostfallen) und wird von zahlreichen NNW laufenden Klüften durchsetzt, an welchen die Ablösung erfolgt. Die abwärts gleitenden Massen reichen 250 m von der Wand abwärts und werden am unteren Ende von einer festeren Felsstufe aus bergein-

<sup>1)</sup> N. Creutzburg (Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet, Ostalpine Formenstudien, Abt. 2, Heft 1, Berlin 1921) bezeichnet den Blockstrom bereits als Bergsturz und beschreibt auch die Unterlagerung durch Moräne in der Mallnitzschlucht.

<sup>2)</sup> O. Ampferer, Die Bergstürze am Eingang des Ötztals und des Fernpasses. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1908, S. 80 u. f.

# Stappitzer See.

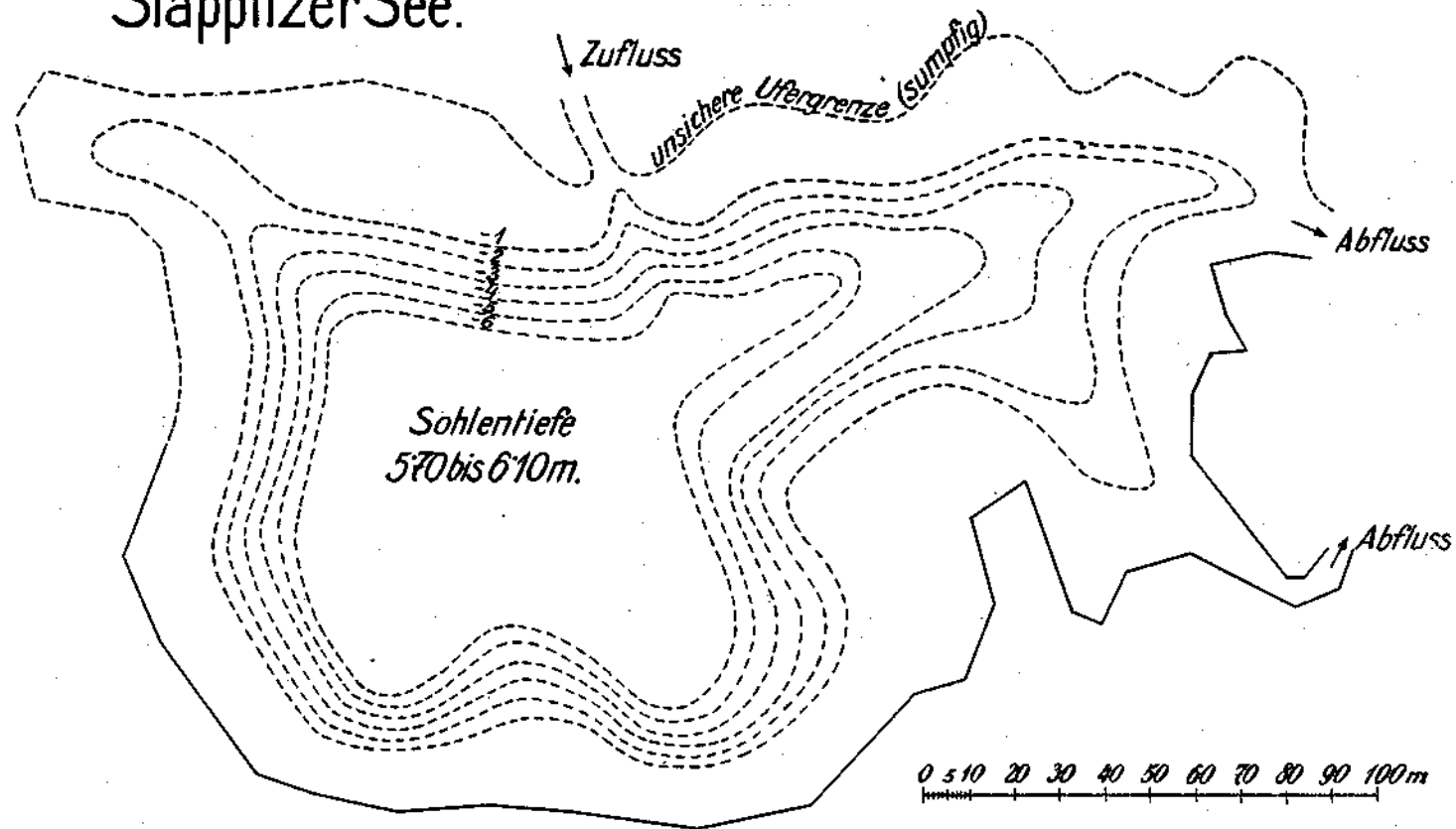


Fig. 11. Isohysekarte des Stappitzer Sees, aufgenommen von der Bundesbauleitung.

fallendem und NNW streichendem Glimmerquarzit gehalten. Hier kommt auch das in dem Rutschbereich einsickernde Wasser in Form kleiner Quellen zutage. Es besteht die Gefahr, daß bei besonders starker Durchtränkung durch anhaltende Regengüsse oder Schneeschmelzwasser die Rutschmasse breiig beweglich wird und dann über die Felsstufe ins Tal ergießt.

Zum weiteren Ausbau des Kraftwerkes ist die Errichtung einer Speicheranlage geplant, für welche in erster Linie der Stappitzer See oberhalb Mallnitz ins Auge gefaßt wurde. Das Seebachtal wird durch das Zusammentreffen der großen Schuttkegel des Tauernbachs und des Weißenbachs abgedämmt und ist oberhalb des Riegels zu einem großen ebenen Talboden in 1277 m Seehöhe eingesandet. In den Sandboden ist der kleine See eingebettet, der aus starken Quellen sein Wasser erhält, die am südlichen Talrand austreten. Ein offener Zufluß aus dem Seebach erfolgt nicht trotz der engen Aneinanderrückung beider. Eine am untersten Ende des ebenen Talbodens („Seehoden“) wenige Meter oberhalb der Brücke beim Gasthaus „Alpenrose“ niedergebrachte Bohrung blieb bis 10 m in feinem Sand (oben grauer Sand mit Geröllechen bis 4 cm Durchmesser, von 7 m abwärts gelber Sand ohne oder nur mit sehr kleinen Geschieben). Von 50 cm abwärts war der Sand sehr stark wasserhaltig, so daß über Nacht der Sand mehrere Meter hoch in das Rohr emporstieg.

Auf der beistehenden Fig. 11 ist das Ergebnis der von der Bauleitung veranlaßten Auslotung des Sees dargestellt, der eine flache Tellerform besitzt.

### Geologisch-technische Beobachtungen.

Als Anhang sei hier noch eine Zusammenstellung mitgeteilt, welche die Bundesbauleitung mir über meinen Wunsch zur Verfügung gestellt hat, um die Beziehungen aufzuzeigen, die zwischen der Gesteinsart und dem Fortschritt im Vortrieb des Stollens bestehen. Es wurden einige Stollenstrecken herausgehoben, welche aus möglichst einheitlichem Gestein bestehen (Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllit, Augengneis, Quarzit), sowie eine Strecke, welche durch lebhaften Gesteinswechsel und vielfache Mylonitzonen gekennzeichnet ist. Der Einfluß der Härte, Schieferigkeit und Zerklüftung der einzelnen Gesteinszonen auf den Erfolg im Stollen-vortrieb kommt in den Zahlen der Tabelle sehr deutlich zum Ausdruck.

Zur Tabelle sei bemerkt: Die ausgewählten Strecken wurden durchwegs in maschinellem Betrieb mit zwei Flottmannschen Bohrhämmern, Type B, an der Brust vorgetrieben. Der mittlere Stollenquerschnitt betrug  $5 \text{ m}^2$ . Das Gefälle des Stollens beträgt  $0.9 \text{ ‰}$ . Die Strecken 301—464, 504—639, 734—821 (Stollen II) wurden gegen das Gefälle, 1534—1734 und 1851—1887 (Stollen III) im Gefälle vorgetrieben. Ein beim Fenster in Haslach aufgestellter Kompressor K 18 mit einem Motor von 33 PS. und einem Zusatzmotor von 8.8 PS. versorgte gleichzeitig je zwei Bohrhämmer an der Brust im Stollen II und III. Die Strecken 2030—2153 und 2435—2572 im Stollen IV wurden durch einen Kompressor FK 15, gekuppelt mit FK 12 (Motoren von 28, bzw. 20 PS.), mit Preßluft für die zwei Bohrhämmer versorgt (diese Kompressoren versorgten auch die Bohrungen beim Wasserschloß). Stollen IV wurde gegen das Gefälle vorgetrieben.

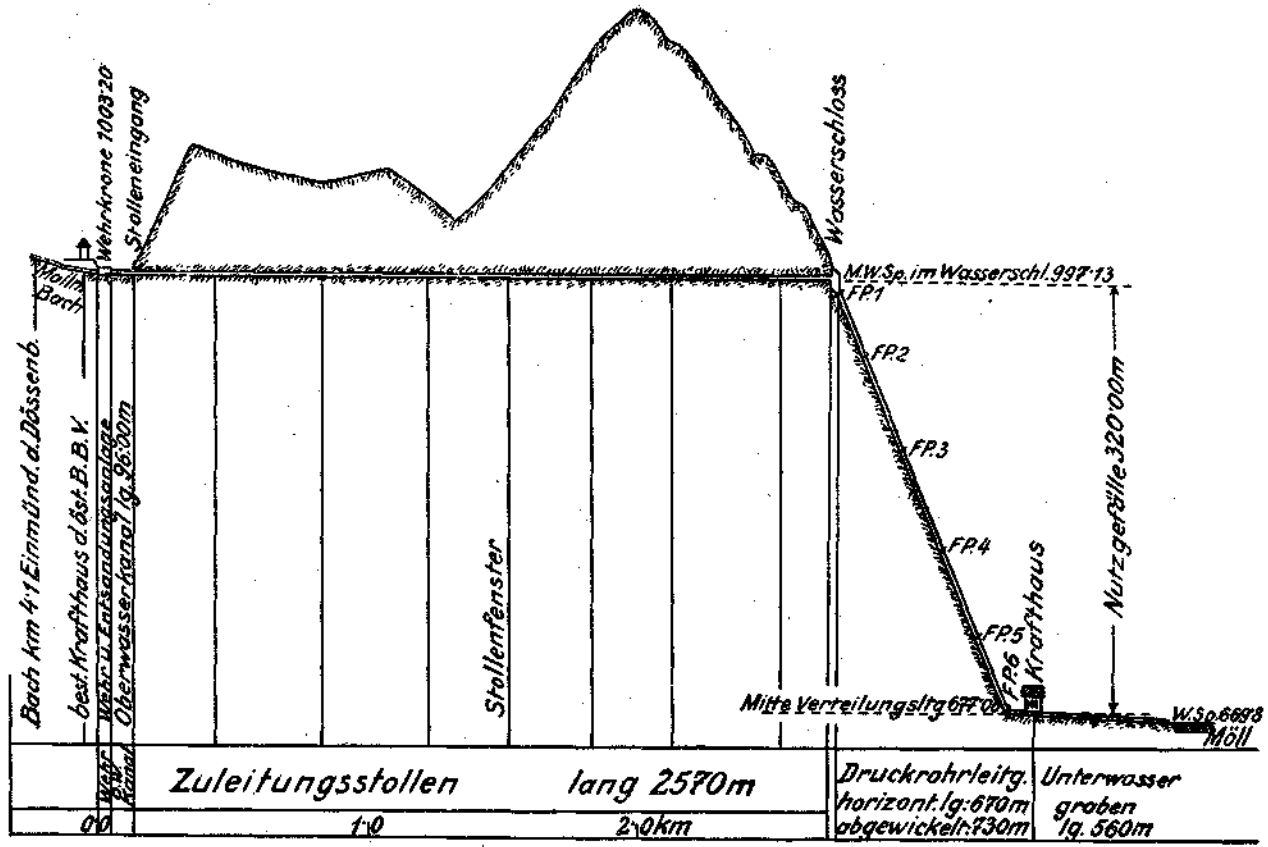


Fig. 12. Technisches Längenprofil (fünffach überhöht), entnommen einem Merkblatt der Bundesbauleitung.

Stationierung und Gesteinsart	Stollenmeter 301—464 Kalkphyllit	Stollenmeter 504—639 Kalkphyllit und Kalkglimmerschiefer	Stollenmeter 734—821 Kalkglimmerschiefer	Stollenmeter 1534—1734 Quarzit	Stollenmeter 1851—1887 Augengneis	Stollenmeter 2030—2153 Kalkglimmerschiefer und kristallinischer Kalk	Stollenmeter 2435—2572 mylonitische Randzone
Mittlerer Fortschritt pro Schicht (8 Stunden) in Metern .....	1·07	1·13	0·83	0·49	0·62	0·99	0·42
Zimmerung (Kappen) im Mittel pro Meter Stollen, Stück .....	0·33	0·12	0·00	0·00	0·00	0·15	0·84
Mittlerer Fortschritt pro Attacke in Metern	1·10	1·15	0·91	0·68	0·73	1·00	0·73
Bohrlochzahl pro Meter Stollen .....	10·20	10·30	16·35	22·90	18·01	16·20	14·60
Mittlere Bohrlochlänge in Metern .....	1·56	1·53	1·30	1·03	1·29	1·55	1·04
Bohrerschneiden pro Meter Stollen ...	29·60	28·20	53·80	147·00	86·20	48·00	20·00
Bohrer Stahl pro Meter Stollen in Kilogramm .....	0·90	0·84	1·61	4·88	2·59	1·44	0·60
Dynamit pro Meter Stollen in Kilogramm	10·45	9·80	11·44	14·08	13·78	13·45	8·58
Dynamon pro Meter Stollen in Kilogramm	0·61	1·45	2·55	2·30	2·68	0·12	1·93
Kapsel pro Meter Stollen in Stück ...	13·70	13·02	17·40	25·70	21·34	16·20	18·80
Zündschnur pro Meter Stollen in Metern	22·20	20·60	27·90	42·70	33·82	27·20	24·50
Wasserverhältnisse	Viel Tropfwasser, mehrere Quellen, hauptsächlich bergseits	Wenig Sohlwasser	Stellenweise etwas Sickerwasser in der Sohle	Stellenweise etwas Sickerwasser, sonst vollständig trocken	Stellenweise etwas Sickerwasser an der Sohle	Wenig Tropf- u. Sickerwasser. Von 2141 bis 2153 Tropfwasser vom Firste u. von bergseit. Ulme	Vorwiegend trocken, jedoch mehrere starke Quellen beiderseits
Anmerkung	—	—	—	Im Gefälle von 0·90/100 vorgetrieben, daher wiederholt Schwierigkeiten infolge des Wasserandranges	—	—	Neigung zu Kaminbildung



## Nachtrag.

Nach Abschluß des Manuskripts erhielt ich die Arbeit von Fr. Heritsch „Aus dem Gebiete von Mallnitz und dem unteren Mölltal“ als Sonderabdruck aus den Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, Bd. 62, S. 37 u. f., 1926, von dem Autor zugesendet (der Band gelangt erst später zur Ausgabe), die ich deshalb für die obige Darstellung nicht mehr verwenden konnte. Sie enthält neben weiterreichenden regionalgeologischen Mitteilungen auch ein Profil über die Lonza (Tafelbeilage), das auch den Südabhang der Lonza bis ins Mölltal durchschneidet und dort die Beziehungen zu den über dem Sonnblickgneis liegenden Schubkörpern aufzeigt. Das Nordprofil deckt sich im wesentlichen mit dem hier gegebenen (Fig. 3), nur die Lagerung des Zentralgneises am Winklerpalfen und besonders die der angrenzenden Glimmerschiefer ist in Heritsch' Profil anders aufgefaßt. Die S-förmige Falte der Glimmerschiefer habe ich nicht gesehen, auch die von Heritsch angegebene Streichrichtung des Gneises am Winklerpalfen kann ich nicht bestätigen, da ich hier überall NO- bis ONO-Streichen des Gneises gemessen habe; auch die angrenzenden Schiefer besitzen an einzelnen Stellen noch dieses Streichen. Die kleinen Gneiskeile (Flotit nach Heritsch) dürften mit den Gneisbänken am Raud der Abrutschnische über Obernig zusammenhängen. Wichtig ist die neue Beobachtung Heritsch', daß am linken Talhang über dem Süden des Bahnhofs Mallnitz ein Aufschluß von Zentralgneis sich befindet, vermutlich die Fortsetzung des Gneises am Winklerpalfen. Daß sich letzterer nicht ins Seebachtal fortsetzt, wird auch von Heritsch bestätigt. Die Grünschiefermasse Törkopf—Rabeschmig erscheint also durch eine Gneisschuppe geteilt, deren Bewegungsfläche zu den übrigen Schuppungsflächen im Streichen und Fallen gleichgerichtet ist. Die NO-Richtung des Gneises am Winklerpalfen erscheint als örtlich begrenzte Ablenkung, was auch durch das NW-Streichen der Schiefer an den beiden gegenüberstehenden Talflanken (nördlich und östlich der Ortschaft) angezeigt wird. In der Annahme einer mehrfältigen Zusammensetzung der „Mallnitzer Mulde“ sind jetzt wohl alle Bearbeiter übereinstimmend; Heritsch nimmt eine Synkline mit Gleitbretterbau an, die wahrscheinlich gleichzeitig mit den großen Überschiebungen entstanden ist.

Jänner 1927.

## Bemerkungen zum Stollenprofil.

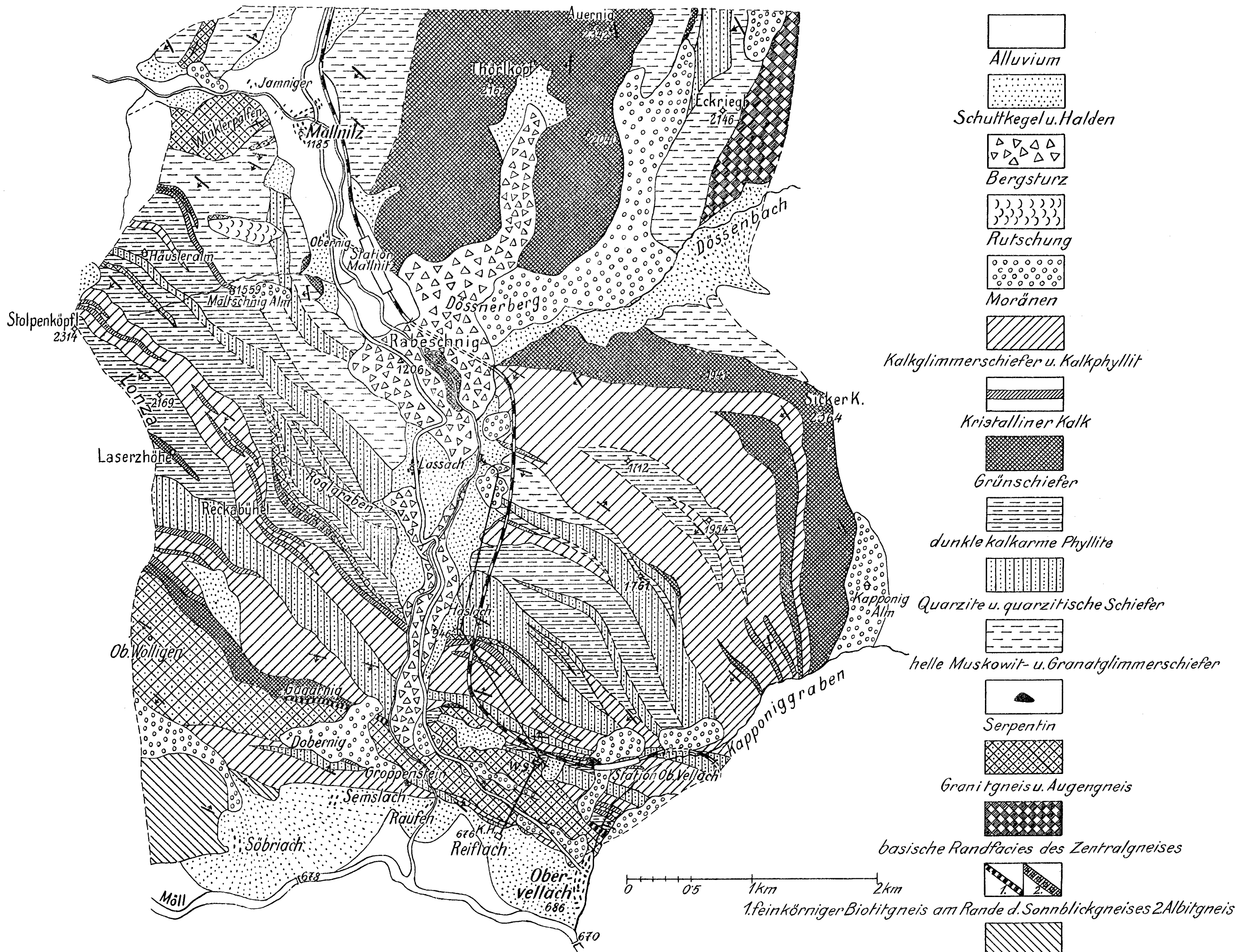
(Tafel III.)

Da die Wiedergabe des Profils im Maßstab des Originals (1 : 200) zu kostspielig war, wurde die Verkleinerung auf 1 : 1000 vorgenommen. In der Einzeichnung der Einzelheiten des Profils ist dadurch kein nennenswerter Ausfall eingetreten. Auf die Eintragung der Handstücknummern im Profil, welche die Entnahmestelle der aufgesammelten Gesteinsproben angeben, wurde verzichtet; dadurch entfällt das Bild der verschiedenen feineren Gesteinsabarten, welches das Verzeichnis der Handstücke darstellt. Die Schichten sind im Profil ebenso wie im Original in charakteristische Hauptgesteinsarten zusammengefaßt. Die im Originalprofil gesondert ausgeschiedenen biotithältigen Lagen der Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite wurden in Rücksicht auf die vielen Übergangsformen mit den Kalkglimmerschiefern, bzw. Kalkphylliten zusammengefaßt, ebenso wurden „Serizitschiefer“, „Serizitphyllit“ und „Serizitgneis“ zusammengenommen. Im übrigen kann bezüglich der mannigfachen Spielarten der einzelnen Gesteinsgruppen auf die vorausgehende Beschreibung verwiesen werden.

Von den im Originalprofil eingetragenen 586 vermessenen Streich- und Fallzeichen wurde an gedrängteren Stellen nur eine Auswahl übernommen, desgleichen mußten die genauen Zahlen für Streichen und Fallen weggelassen werden. Die Zeichen sind im richtigen Winkel zur Achse des Stollens gezeichnet, so daß die Streichrichtung daran abgenommen werden kann.

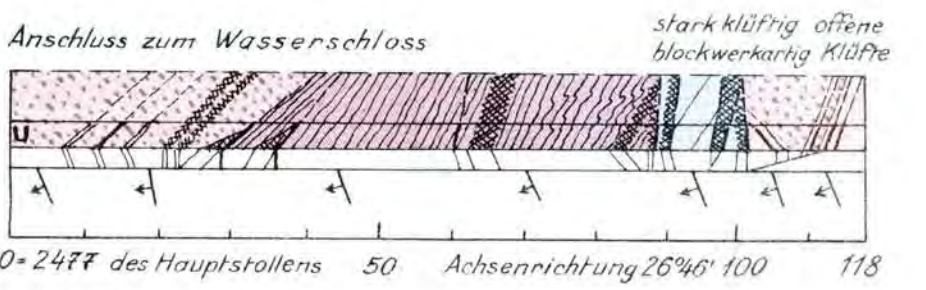
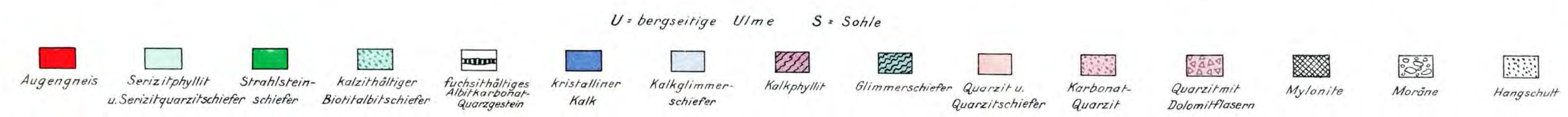
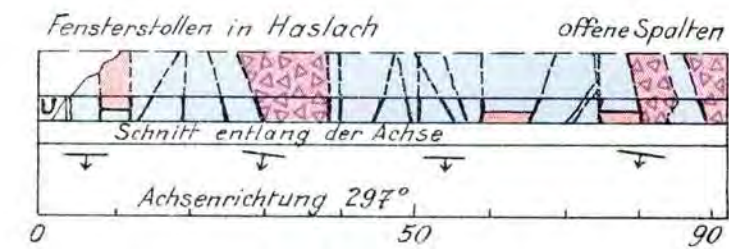
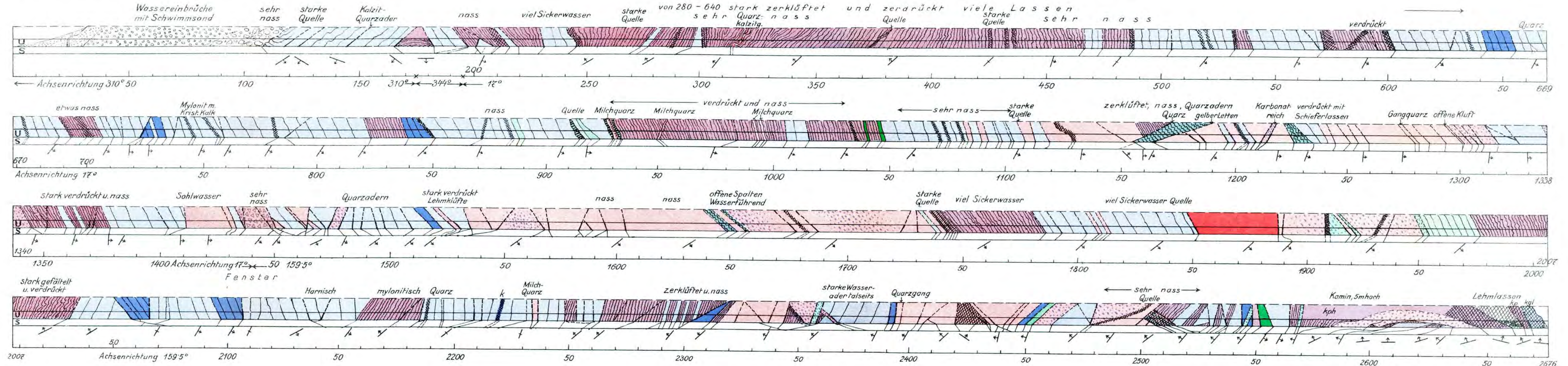
Im Originalprofil ist die Umbiegung des Stollens zwischen *m* 175 und 193 nicht entlang dem Bogen, in dem der Stollen schließlich ausgeführt wurde, sondern nach der Tangente zu diesem Bogen (für den Vortrieb) gezeichnet, woraus sich eine Verlängerung des gezeichneten Profils um 1 *m* 26 *cm* ergibt. Dies gilt in gleicher Weise für die Wiedergabe.

Im Originalprofil sind Aufriß an der bergseitigen Ulme und Grundriß an der Sohle getrennt gezeichnet. Bei der Umzeichnung wurden beide ineinandergeschlossen und, um das Profil übersichtlicher und leichter lesbar zu machen, die Zeichnung der Ulme um fast die doppelte Höhe der Ulme nach anwärts weitergeführt. Auf der Sohle ist nur der Verlauf der Schichtengrenzen und Klüfte eingezeichnet. Beim Haslacher Fensterstollen ist der Schnitt entlang der Achse dargestellt und deshalb auf Zeichnung in der Sohle verzichtet worden. Am Süende folgt das Stollenprofil dem ursprünglichen Hauptstollen, der südlich des Wasserschlosses mündet; die später gebaute Anschlußstrecke zum Wasserschloß ist getrennt gezeichnet.



Geologische Karte des Mallnitztals, aufgenommen von Wilh. Hammer. Schiefergneise der Kreuzeckgruppe





Maßstab 1:1000.

# GEOLOGISCHES PROFIL DES WASSERSTOLLENS DES MALLNITZWERKES.

Nach der Aufnahme (1:200) der Bundesbauleitung, gezeichnet von W. Hammer, 1926.



# Die Baugrunduntersuchung für die neue Kalvarienbrücke in Graz, ihre Ergebnisse und prognostische Auswertung.

Von Prof. Dr. H. Mohr, Brunn, Deutsche Technische Hochschule.

(Mit Tafel IV.)

## I. Einführung.

Von einem guten Baugrund muß verlangt werden:

1. möglichst hohe Tragfähigkeit,<sup>1)</sup>
2. möglichst geringe Zusammendrückbarkeit, d. h. möglichst geringe Setzungsbeträge,<sup>2)</sup>
3. Indifferenz gegenüber dem Fundament<sup>3)</sup> und
4. statische Unveränderlichkeit.<sup>4)</sup>

Diese Anforderungen sind nicht durch allgemein gültige Zahlen oder Definitionen beschreibbar, sondern sie sind insbesondere von der Art des Bauwerkes — ob leichtes (z. B. gewöhnliches Wohnhaus) oder schweres Ingenieurbauwerk (z. B. Wasserturm, Brücke, Großhandelshaus) — abhängig.

Wird ein Bauwerk geplant, so sollen die Fragen, welche auf die vorigen vier Punkte Bezug haben, und eine Reihe anderer, die sich hauptsächlich auf die Möglichkeit der wirtschaftlichen Durchführung beziehen (wie Tiefe der tragfähigen Bausohle, Gewinnungsfestigkeit, Standfestigkeit, Wasserzudrang und ähnliches) möglichst eindeutig vor Inangriffnahme der Projektverfassung beantwortet werden.

Dies kann geschehen: auf Grund örtlicher, an anderen Baulichkeiten gewonnener Erfahrungen, auf Grund einer Baugrundkarte, wie eine

1) Wir unterscheiden Tragfähigkeitsgrenze und zulässige Belastung; die letztere ist aus Sicherheitsgründen ein Bruchteil der ersteren. Sie wird am praktischsten in Tonnen pro  $1 m^2$  angegeben und ist normiert.

So lassen die Wiener Bestimmungen vom Jahre 1904 bei festgelagertem grobem Kies und Schotter eine Belastung von  $6 kg/cm^2$  (besser  $60 t/m^2$ ) zu.

2) Unter „Setzen“ verstehen wir jene negative Bewegung der Bausohle, welche unter der Last des wachsenden Bauwerks vorsichgeht und mit erreichter Maximalbelastung der Hauptsache nach ihr Ende erreicht. Sie steht vorzüglich mit der Zusammendrückbarkeit des Untergrundes im Zusammenhange. Im allgemeinen gelten Beträge bis  $25 mm$  (H. Lückemann) als belanglos; es können aber örtlich und nach Bauwerk bis  $300 mm$  (Wilhelmshafen) als zulässig betrachtet werden.

3) Die Indifferenz ist hauptsächlich im chemischen Sinne zu verstehen (zum Beispiel: salziges Meerwasser greift kalk( $CaCO_3$ )-hältige Mörtel an), aber auch die organische Welt kommt als Gefahrenmoment in Betracht (Bohrmuscheln und andere in Kalkstein und Holz bohrende Tiere).

4) Z. B. ist zu denken an die Gefährdung des Fundaments durch Rutschungen, Erdbeben, wechselnden Wasserdruck, Frost, bergmännischen Abbau usw.

solche von H. Stremme und E. Moldenhauer<sup>5)</sup> für Danzig entworfen und vom Verfasser in abgeänderter Form für Graz vorgeschlagen wurde,<sup>6)</sup> oder auf Grund natürlicher und künstlicher Aufschlüsse, Bodenuntersuchungen und Belastungsproben.

Wie vom Verfasser versucht wurde, diese Aufgabe in einem speziellen Fall (Neubau der Kalvarienbrücke in Graz) zu lösen, sei im nachfolgenden zum Gegenstand einer kurzen Darstellung gemacht.

## II. Allgemeines über die geologische Beschaffenheit des Baugrundes im Grazer Stadtgebiet.

Das vom Gemeinderat der Landeshauptstadt Graz aufgenommene Dollaranlehen hat sich gerade in den Zeiten ärgster wirtschaftlicher Stagnation wohltätig ausgewirkt. Das große Projekt eines zeitgerechten Aus- und Umbaues der Kanalisation wurde in Angriff genommen. Daneben ergänzte man das Bauprogramm durch die Erneuerung zweier Murbrücken, welche als ältere hölzerne Jochkonstruktionen den gesteigerten Anforderungen des modernen Verkehrs nicht mehr gewachsen waren. Besonders die zwei letzteren Projekte waren für den Verfasser Anlaß, sich mit der Frage der bausicheren Gründung und den hierfür notwendigen Vorarbeiten angelegentlich zu befassen.

Die Frage der Gründungssicherheit des Bauwerks scheint für Graz im allgemeinen unschwer zu beantworten. Einerseits steht für den größten Teil des Stadtgebietes festgelagerter grober Terrassenschotter von bedeutender Mächtigkeit, der selbst für schwere Ingenieurbauwerke eine verlässliche Gründungsbasis abgibt, zur Verfügung, andererseits war es ohne sonderliche Schwierigkeiten möglich, für die schloßbergnahen Murbrücken selbst die felsige Unterlage des Schotters zu erreichen und als Auflager heranzuziehen. Die Aussichten für den Ersatzbau der hölzernen Kalvarienbrücke in gewünschter Tiefe eine gründungssichere Basis anzutreffen, wären deshalb optimistischer beurteilt worden, wenn nicht die unvorhergesehenen Ergebnisse des Aushubes für die Widerlager der Schönaubrücke (an Stelle der alten hölzernen Schlachthausbrücke) zur Vorsicht gemahnt hätten. Dort war auf Grund der Erfahrungen, die man bei der benachbarten Eisenbahnbrücke (erbaut 1873, siehe Taf. IV, Fig. 2) gesammelt hatte, tragfähiger Murschotter bis in beträchtliche Tiefe anzunehmen. Während des Aushubes ergab sich aber, daß mindestens die oberen Partien des Schotters — etwa bis zum Wasserspiegel — ihrer lockeren Lagerung wegen mit großer Vorsicht zu beurteilen waren. Eine Nachprüfung des alten Ufergeländes — das uns heute nach durchgeführter Regulierung ein ganz verändertes Bild bietet — hat denn auch nachweisen lassen, daß das östliche Widerlager ungefähr mit einer ehemaligen Einmündungsstelle des Grazbaches zusammenfällt (siehe Fig. 2), der heute an einer viel nördlicher gelegenen Stelle der Mur zugeführt wird. Diese Situation läßt es verständlich

<sup>5)</sup> Ingenieurgeologische Baugrunderkarte der Stadt Danzig. Zeitschr. für praktische Geologie. 29. Jahrg. Halle 1921, S. 97.

<sup>6)</sup> H. Mohr, Schaffet eine Baugrunderkarte für Graz! „Grazer Tagespost“ Nr. 331 vom 1. Dezember 1925.

erscheinen, daß der Aushub besonders für das östliche Widerlager auf ganz junge, locker gelagerte Schotter traf, welche wenig sandige Füllmasse besaßen und eine nicht vorgesehene Verdichtung der Gründungssohle durch ein Netz von Holzpfehlen und verschiedene andere Umdisponierungen nötig machten.<sup>7)</sup>

Zu diesen Ungewisheiten des Untergrundes, welche längs des Murflusses durch dessen Regulierung bedingt sind, gesellen sich aber noch solche, welche in der geologischen Konfiguration begründet sind. Wenn wir Taf. IV, Fig. 2 betrachten, so sehen wir, daß aus den jugendlichen Aufschüttungsmassen des Jungtertiärs und Quartärs — wir fassen sie als „Lockergebirge“<sup>8)</sup> zusammen — felsiger Untergrund an verschiedenen Punkten im Weichbilde der Stadt aufragt.

Solche Aufragungen von „Hartgebirge“<sup>8)</sup> sind der Schloßberg, der Kalvarienberg, der selbst nur einen von der Mur abgetrennten Teil des Rainerkogels darstellt, und der Aufbruch im Stiftingtal. Diese Aufragungen sind recht verschieden hoch (Rainerkogel etwa 140 m, Stiftingtal — noch weiter östlich vom Schloßberg gelegen und auf Fig. 2 nicht mehr sichtbar — vielleicht nicht einmal 20 m über der Talsohle), und es ist recht wahrscheinlich, daß wir uns unter der Schotter- und Lehmverhüllung des Grazer Stadtgebietes noch mehrere solcher im Lockergebirge ertränkter Hügel zu denken haben, deren Gipfel die jetzige Oberfläche nicht mehr erreichen.

Anderseits fehlt es nicht an Anzeichen, daß sich die sichtbaren Aufragungen unter dem Murschotter vielfach mit einem sanfter geböschten Sockel fortsetzen, als der sichtbare Teil der Böschung annehmen läßt.

So haben die Fundierungsarbeiten für die Kepler (ehedem Ferdinandsbrücke, erbaut 1882) zuerst Schotter und Sand (bis 5·51 m) und dann Fels, nämlich Dolomit auf dem linken und blauen Tonschiefer auf dem rechten Ufer, in gleicher Tiefe ergeben (vgl. Fig. 3).

Bei der Haupt- oder Murbrücke (ehemals Franz-Karl-Brücke, erbaut 1890) stieß man in einer Tiefe von 6·57 m auf den verwitterten Tonschiefer. Die Albrechtsbrücke (erbaut 1883) endlich hat den Tonschiefer in 6·60 m erreicht.<sup>9)</sup>

<sup>7)</sup> Diese locker gelagerten Schotter waren auch die Ursache, daß die Wasserhaltung in der Bängrube großen Schwierigkeiten begegnete. Es waren zuzeiten bis 70 PS für die Pumpen nötig, um den Wasserstand auf einem das Arbeiten ermöglichenden Niveau zu halten.

<sup>8)</sup> Unter dem Begriff „Lockergebirge“ sind nach des Verfassers Definition jene Bodenarten zusammengefaßt, welche im allgemeinen über keine ausreichende und der Schwerkraft dauernd widerstrebende Kohäsion verfügen und demnach sich selbst und der Einwirkung der Erdschwere überlassen, einen für kohäsionslose Massen charakteristischen Böschungswinkel annehmen. Das „Hartgebirge“ wieder begreift in sich alle jene Felsarten, deren Kohäsion ansreichend genug ist, um eine einmal angenommene Form auf lange Zeit hinaus gegen die Wirkungen der Schwerkraft zu behaupten.

<sup>9)</sup> Nach J. Kratter, Studien über Trinkwasser und Typhus mit Zugrundelegung der Trinkwasserverhältnisse von Graz. Graz 1886, S. 78, und

V. Hilher, Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 43. Bd., 1893, S. 362.

Der westliche Steilabsturz des Schloßberges hat also unter dem Murschotterniveau keine unmittelbare Fortsetzung, sondern wird deutlich von einem sanfter geböschten, aber obertags nicht mehr erkennbaren Sockel abgelöst.

Südlich des Kalvarienberges ist dieser Sockel im Murbett ein gutes Stück flußabwärts, also gegen die Kalvarienbrücke zu, sichtbar; auch hier kontrastiert lebhaft der felsige Steilhang des Kalvarienberges mit der schwach geböschten und ganz seicht unter den Uferschottern gelegenen Sockelfläche.

Es ergeben sich also aus der Unbekanntheit des vortertiären, heute vom Lockergebirge verhüllten Reliefs, ferner aus der durch die Murregulierung stark veränderten Gestalt des Ufergeländes eine Reihe offener, den Baugrund betreffender Fragen, die eine direkte Beantwortung ohne künstlichen Eingriff nicht zulassen.

Eine gewissenhafte Planung setzt deshalb als unerläßlich voraus, daß der Inangriffnahme des Brückenentwurfes eine sorgfältige Voruntersuchung des Baugrundes voranzugehen habe.

Das Grazer Stadtbauamt hat in Würdigung obiger Momente, insbesondere aber unter dem Eindruck der Überraschungen, welche der Aushub bei der Schönaubrücke mit sich brachte, beschlossen, zur Untersuchung der Gründungsbasis der neuen Kalvarienbrücke eine Anzahl von Bohrungen abzustoßen.

Mit der Durchführung dieser Untersuchungsarbeiten wurde die Firma Brüder Redlich & Berger, Bauunternehmung, Zweigniederlassung Graz, betraut. Die Untersuchung der Bohrproben wurde vom Verfasser durchgeführt. Im nachfolgenden soll nun an der Hand des im April 1926 erstatteten Gutachtens über das Ergebnis der Sondierungsarbeiten und die aus diesen gefolgerten Schlüsse für die Gründungsbasis der Brücke berichtet werden.

### III. Die geologische Situation des Neubaus.

Den vorausgeschickten Betrachtungen über den geologischen Aufbau des Stadtuntergrundes im allgemeinen seien noch einige Angaben, welche wesentlich auf die Kalvarienbrücke Bezug haben, angefügt. Auch bei dieser Murbrücke ist das regulierte Flußbett ersichtlich in Murschotter eingetieft. Über den Betrag der Eintiefung kann man an Ort und Stelle wegen der erheblichen Aufschüttung (Brückenrampen) kein Urteil gewinnen. Einige Schritte flußaufwärts erkennt man aber am rechten Ufer, daß der Betrag der Eintiefung ganz gering ist (2—3 m). Die Ufer werden demnach — von den Uferbauten abgesehen — durch alluviale Schotter (und Sande) der Mur gebildet. Wie tief diese unter die Flußsohle reichen, war nur beiläufig bekannt (Bohrungen und Erschließungsarbeiten des Grazer Wasserwerkes.)<sup>10)</sup>

10) So zeigt das Profil „W 4“ über den Wiesenbrunnen 4 (zum Lageplan der Wasserfassung am Schwimmschnikai und der im Jahre 1907 durchgeführten Grabungen und Bohrungen gehörig) folgende Hauptergebnisse: Der unter den Murschottern häufig anzutreffende „gelbe Lehm“ beginnt etwa bei Kote 344.00. Die ihn überlagernden Anschwemmungen der Mur scheinen aber in



Daß darunter in nicht allzugroßer Tiefe fester Fels zu erwarten ist, ergibt sich aus der Nähe felsiger Aufragungen des Untergrundes und felsiger Talhänge.

So beträgt die Entfernung des „Grünschiefers“ (sogenannter „Semriacher Schiefer“), der den Kalvarienberg aufbaut und sich ein gutes Stück im Murbett gegen S fortsetzt, von der Kalvarienbrücke zirka 720 *m* in nördlicher Richtung (siehe Fig. 2).

Bis zum Sockel der steilen Schieferberge hinter dem Karmeliterkloster messen wir zirka 660 *m* in ostnordöstlicher Richtung.

Und der Fuß des Schloßberges, bzw. die Keplerbrücke, welche auf Fels gegründet wurde, ist zirka 1300 *m* in südlicher, der felsige Abhang des Bauernkogels etwa 1500 *m* in westlicher Richtung entfernt.

Diese felsige Umrahmung macht es zur Gewißheit, daß die Brückenregion in nicht übermäßiger Tiefe eine aus festen chloritischen Schiefen oder kalkigen Tonschieferu bestehende Unterlage haben muß. Ziffermäßig läßt sich über deren Tiefe nur soviel aussagen, daß der Gesteinswechsel in Berücksichtigung der obertägigen Böschungsverhältnisse, spätestens in einer Tiefe von zirka 250 *m* zu erwarten ist. Es steht aber, wie bereits früher auseinandergesetzt wurde, der Annahme nichts im Wege, daß der felsige Unterbau örtlich selbst bis nahe zur Tagesoberfläche reicht.

#### IV. Die Ergebnisse der Bohrungen.

(Siehe das Gesamtprofil.)

Als Ort der Bohrsonden wurde die Fläche der Widerlager an den beiden Ufern festgesetzt und zwei Sonden am linken (Nr. 5 und 15) und zwei (Nr. 1 und Nr. 11) am rechten Ufer angesetzt.<sup>11)</sup>

Die Bohrungen waren ausreichend dimensioniert (160—120 *mm*) und erlaubten eine zureichende Beurteilung des Bohrgutes.

Die Ergebnisse aller vier Sonden stimmen in der Hauptsache überein.

I. Künstliche Aufschüttung. Da sämtliche vier Bohrsonden in den künstlich angeschütteten Böschungen der regulierten Mur angesetzt sind, so durchbohren sie zu oberst eine mehr oder weniger mächtige Lage von Anschüttungsmaterial. Da dieses größtenteils aus Murschotter besteht, so ist es schwer, eine genaue Grenze zwischen der Anschüttung und dem gewachsenen Murschotter anzugeben. Wahrscheinlich reicht der künstliche Auftrag fast bis zur jetzigen Bettsohle (da bei der Regulierung das Flußbett verengt wurde), d. h. etwa bis Kote 348·00.

dem Profil wenig horizontbeständig zu sein, nur untergeordnet aus dem normalen Murschotter und mehr aus feinsandigen und schlammigen Ablagerungen zu bestehen. Der gelbe Lehm unter den Murablagerungen reicht im Bohrloch IV des Profils bis Kote 339·13. Darunter folgt ein vielfacher Wechsel von sandigen Tegeln, Lehmen nsw., und diese Schichten wurden auf 11 *m* bis Kote 328·03 verfolgt. Sie sind ersichtlich mit den vermutlich sarmatischen Ablagerungen der Sondierungen bei der Kalvarienbrücke zu parallelisieren. Die in den neuen Sonden ermittelte Unterkante des Murschotters stimmt mit den älteren Ergebnissen (Beginn des gelbbraunen Lehmes) auffällig gut überein.

<sup>11)</sup> Die Bohrungen sind im Übersichtsprofil in eine Ebene gelegt worden. Dadurch scheinen sie knapp nebeneinander zu liegen, was nicht zutrifft. In Wahrheit lag Sonde Nr. 1 und Nr. 5 nördlich und Sonde Nr. 11 und Nr. 15 südlich der damals noch bestehenden hölzernen Kalvarienbrücke.

Die künstliche Aufschüttung ist wasserdurchlässig, enthält größere Murgeschiebe (kopfgroß) und Bruchsteine und ist deshalb als schweres Hackgebirge zu klassifizieren.<sup>12)</sup>

II. Murschotter und Sand, gewachsen. Ohne scharfe Grenze gegen die Überdeckung ist in allen vier Bohrsonden der Murschotter in einer beiläufigen Mächtigkeit von  $3\frac{1}{2} m$  durchörtert worden. Er reicht am Ost- wie am Westufer zirka bis Kote 344-50. Der Schotter hat die normale Zusammensetzung der jüngeren Murablagerungen (arm an Kalkgeschiehen, viele kristalline Schiefer, besonders Gneis, Hornblendeschiefer, Gesteine aus der Grauwackenzone) und nimmt gegen die Basis zwischen den meist unterfaustgroßen Geschieben viel Sand auf, was seine Lagerungsdichte erhöht.

Der Murschotter ist als leichteres Hackgebirge zu bezeichnen und ist sehr wasserdurchlässig.

III. Zone der bunten Lehme und Letten. Unter dem Murschotter liegt mit scharfer Grenze ein brauner, sandiger Lehm. Dieser geht nach unten in bräunliche, gelbliche und grünliche Letten über, welche in der Regel mehr oder weniger kalkig sind (Mergeltonen). In der oberen Hälfte dieser Zone sind mehrfach kalkige und sandige kon-

<sup>12)</sup> Der Verfasser gliedert in Anlehnung an Ferd. Hoffmann und J. Stiny das Gebirge nach seiner Gewinnungsfestigkeit oder Lösbarkeit in folgende Kategorien:

Kategorie	Art der Gewinnungsmittel	Bezeichnung	Beispiele
I	Schaufel und Spaten	Stichgebirge	Ackerkrume, Kies, Torf
II	a) Breithaue..... b) Spitzhaue.....	leichtes } Hackgebirge schweres }	{ Löß, lehmige Kiese, Gehängeschutt, Blockschutt, Geschiebelehme, „Opok“
III	Brechstange, eventuell Keil und Schlägel (meist daneben Spitzhacke)	Brechgebirge	Schiefertone, die meisten Phyllite, Verwitterungszonen kristalliner Schiefer
IV	Brechwerkzeug mit Sprengmittel als Nachhilfe	Brech- und Schußgebirge	Jüngere Kalke und Sandsteine, Verwitterungszonen fester Eruptivgesteine
V	a) Stahlbohrer und wenig brisanter Sprengmittel..... b) Diamantkronenbohrer und hochbrisanter Sprengmittel	leichtes } Schußgebirge schweres }	{ Ältere Kalksteine, Marmore, feste Sandsteine, die meisten Gneise, Granite, { Augitgesteine, Hornblendefelse

kretonäre Bildungen gefunden worden, welche den Bohrprofilen nach bis zu einem halben Meter Mächtigkeit erreichen. Der Vergleich der Horizonte, in welchen diese Verhärtungen angetroffen wurden, zeigt jedoch, daß sie nicht niveaubeständig sind (vgl. Br. 1 und 11), und auch die vom Bohrmeißel zerkleinerten Konkretionen deuten darauf hin, daß es sich teilweise um ganz unregelmäßig gestaltete Mergelkonkretionen, teilweise um verhärtete, kalkig gebundene Sandplatten handelt.

Diese vorwiegend tonig-mergelige Zone reicht etwa bis Kote 334·50.

Im Durchschnitt ist dieses Gebirge im bergfeuchten Zustand als schweres Hackgebirge zu klassifizieren. Gegen Beseplung geschützt können die Letten dieser Zone als wasserundurchlässig gelten; doch zeigt der praktische Versuch, daß alle tonigen Gesteine dieses Horizontes in Wasser — vielleicht infolge des reichen Gehalts an glimmerigen Mineralien und Sand — unter voluminösem Aufblättern zum flockigen Zerfall neigen, bei Gegenwart von Wasser im Überschuß demnach auf keinen Fall ihre Konsistenz bewahren.

IV. Zone der Glimmersande. Aus dem Tonhorizont entwickelt sich durch Wechsellagerung eine etwa 3 m mächtige Zone sehr feiner, lichtgrauer, außerordentlich glimmerreicher Sande. Sie reichen zirka von Kote 334·50 bis 331·50, enthalten in den oberen Partien lichtgraugrüne Mergeltone als Einlagerungen und nehmen gegen unten Kies und auch Schotter auf. Wegen des feinen Korns des Glimmerreichtums und Tongehalts dürften diese Sande das Wasser — vor Beseplung geschützt — nur in geringem Grade durchlassen. In wassergesättigtem Zustand dürften sie den Charakter von Schwimmsanden annehmen. Bergfeucht werden sie leicht zu gewinnen und in die Kategorie des Stich- bis leichten Hackgebirges zu stellen sein.

V. Zone der tieferen Quarzschotter. In drei Bohrsonden wurde unter dem Sandhorizont eine Schotterzone angefahren. Ihre Oberfläche liegt etwa bei Kote 331·50. Die Schotter bestehen fast ausschließlich aus Quarzgeschieben, denen nur ausnahmsweise ein härteres Kalkstein-, ein Hornblendegneis- oder ein anderes Schiefergerölle beigemischt ist. Die Gerölle erreichen meist nur Taubeneigröße. Im Bohrloch 1 wurde die ganze Mächtigkeit des Schotters durchbohrt (bis Kote 327·50) und unter demselben ein sandiger, sich seifig anführender, berggrüner Letten angetroffen, der noch auf 1·55 m verfolgt wurde.

Der Quarzschotter ist sicher gut wasserdurchlässig und wahrscheinlich auch wasserführend (worüber jedoch nichts Näheres in Erfahrung gebracht werden konnte). Hinsichtlich der Lösbarkeit werden wir den Schotterhorizont in das leichte Hackgebirge einzureihen haben.

Anhang. Alter der durchbohrten Schichten. Der Murschotter ist wahrscheinlich zur Gänze alluvial, die darunter folgenden Lehme, Mergeltone, Sande und Schotter zeigten sich gänzlich fossilifer,<sup>13)</sup> sind aber wegen

<sup>13)</sup> Auch die Schlammproben der tonigen Gesteine hatten ein vollständig negatives Ergebnis.

ihrer Tiefenlage, ihres auffälligen Kalkreichtums und der nahen Übereinstimmung mit ähnlichen Schichten der Bucht von Thal jenseits des Plawutschuges der Hauptsache nach wohl als sarmatisch (obermiozän) anzusprechen. Es ist aber nicht sicher, ob der oberste braune Lehm, namentlich der Sonden Nr. 5 und 15, nicht noch eine altquartäre Bildung darstellt.

Da die Altersfrage der Schichten für die technischen Folgerungen ohne Belang ist, soll auf diese Fragen hier nicht weiter eingegangen werden.

### V. Beurteilung des Baugrundes.

Hinsichtlich Tragfähigkeit: Wir ziehen folgende Fälle in Betracht:

a) Gründung auf Murschotter; hohe Lage der Gründungssohle. Bei entsprechender Mächtigkeit und Tiefe würde dieser Horizont eine vorzügliche Gründungsbasis abgeben. Da aber seine Mächtigkeit nur etwas über 3 m erreicht, kann er als tragende Unterlage nur dann in Betracht kommen, wenn die Gründungsbasis etwa in der Höhe der Flußsohle (= Kote 347·42) angenommen wird. Weitere Voraussetzungen: ausschließlich vertikale Pressungen (da wassergetränkte und daher zu seitlichen Verschiebungen neigende Lehmoberfläche nahe); vollständige seitlich vertikale Abdichtung der Fundamentunterlage gegenüber dem Grundwasser bis auf 2 m unter der Unterkante des Murschotters. Dadurch soll vermieden werden, daß die vom Murwasserstand abhängigen Schwankungen des Grundwasserspiegels den feinen Sand, welcher in einer Tiefe von beiläufig Kote 344·5 bis 345·0 die Zwischenräume des groben Schotters ausfüllt, in Bewegung bringen, eventuell ausschlämmen und dadurch eine Setzung des Murschotters hervorrufen könnten. Zulässige Pressung bis 45 t pro 1 m<sup>2</sup>.<sup>14)</sup> Bei Wasserantrieb aus der Bau-sohle kein Pumpen in der Baugrube, nur außerhalb deren Bereich (seitlicher Pumpensumpf). Normale Gründung.

b) Gründungsbasis etwa bis<sup>15)</sup> Kote 346·50 (d. h. noch im Murschotter). Ausschließlich vertikale Pressungen. Vollständige seitliche Abdichtung der Fundamentunterlage gegen Besspülung. Tieferes Hinabschlagen der Spundwand. Kein Pumpen in der Baugrube, falls kontinuierlicher Wasserzudrang vorhanden ist, nur außerhalb derselben.

Zulässige Pressung geringer als im Fall a (etwa 35 bis 40 t pro 1 m<sup>2</sup>). Normale Gründung.

c) Gründungsbasis in der Lehm- und Lettenzone, etwa bis Kote 343·00.

Ein solches Unternehmen wäre nur bei künstlicher Gründung durchführbar; ohne eine solche müßte es als zu gewagt bezeichnet und davon abgeraten werden. Die großen Schwierigkeiten ergeben sich aus

<sup>14)</sup> Siehe auch Deutsche Bauzeitung, Jahrgang 1874, S. 497.

<sup>15)</sup> Immer von oben gerechnet.

der Unmöglichkeit, die Baugrube dauernd unterhalb des Murschotters — der reichlich Wasser führen wird — trocken zu halten. Die in den Sonden angetroffenen Tone neigen bei Gegenwart von Wasser im Überschuß stark zu fast stürmischer Wasseraufnahme und zum Zerfall. Die Folge wäre starke Nachgiebigkeit der Bausohle und Setzungsbeträge, die sich in keiner Weise vorausbestimmen lassen.

Andere Momente, welche dem Gefertigten als berücksichtigungswürdig erscheinen, sind die folgenden:

**Hinsichtlich Bausohlenverdichtung:** Sollte erwogen werden, die Tragfähigkeit des Bodens durch Verdichtung zu erhöhen, so sei hier vom gefertigten Gutachter neuerdings als ein Gebot der Vorsicht empfohlen, Ort und Art der Verdichtung von der Annahme abhängig zu machen, daß die Eintiefung der Mur — mindestens oberhalb des zu einer Sohlschwelle umgestalteten Augartenwehres — noch nicht zum Stillstand gekommen sein dürfte. Von dieser Annahme ausgehend, wird es notwendig sein, mit den Köpfen des allenfalls eingerammten Holzpfählnetzes entsprechend tief (unter Niederwasser, noch besser unter Mursohle) hinunterzugehen. Vorteilhafter wäre wohl überhaupt, von Holzpfählen abzusehen.

Bei der Verwendung von Pfählen ist folgendes zu beachten:

Die unter dem Murschotter liegende Letten- und Mergelzone ist feucht und wahrscheinlich erheblich elastisch. Die zu rammenden Pfähle werden sich deshalb voraussichtlich nach einiger Zeit festlaufen und nach einer entsprechenden Rastperiode (über Nacht?) wieder tieferschlagen lassen.

Dieses vermutete zah-plastische Verhalten der sarmatischen Schichten läßt es ferner nicht ganz sicher erscheinen, ob nach erreichter Maximalbelastung der Fundamentsohle auch der Setzungsbetrag sein Maximum erreicht hat. Es ist recht gut denkbar, daß infolge des langsamen Reagierens der tonigen Massen auf den Belastungsdruck die Setzungserscheinungen noch nach erreichter Maximalbelastung fort-dauern, vorausgesetzt natürlich, daß entsprechend tief gerammte Pfähle einem Nachsitzen des Bauwerks nicht im Wege sind.

Aus den Bohrerergebnissen ist nicht mit Sicherheit zu entnehmen, ob die in verschiedenen Niveaus angetroffenen kalkigen, sandsteinartigen Verhärtungen homogene dickere Platten bilden oder nur lose Konkretionen, welche durch unverfestigtes Material voneinander geschieden sind. In ersterem Falle würde wahrscheinlich eine Dicke von 15 cm genügen, um den Pilotenschuh nicht mehr durchdringen zu lassen. Die in den Sonden konstatierten Mächtigkeiten der Verhärtungszonen (Sonde 1: 0,58 m, 0,44 m; S. 5: 0,10 m; S. 11: 0,32 m, 0,18 m) würden es möglich erscheinen lassen, daß die Pfähle örtlich durch solche Verhärtungen am Vordringen gehindert werden. Ganz allgemein ist dies gewiß nicht zu befürchten, weil diese konkretionären Lagen nicht überall angetroffen wurden (sie fehlen z. B. in Sonde 15), weil sie in ihrer Mächtigkeit ganz unbeständig sind und weil sie selbst in benachbarten Bohrlöchern in verschiedenen Niveaus angetroffen wurden.

Hinsichtlich Wasserführung und Wasserhaltung ist folgendes zu sagen:

Der Murschotter wird infolge seines großen Porenvolumens und der Nähe des Flusses sehr reichlich Wasser führen; es ist diesbezüglich Entsprechendes vorzukehren und insbesondere für die Schaffung einer entsprechend dichten Spundwand, die noch hinreichend tief in den Lehm einzutreiben ist, Sorge zu tragen.

Aus bereits erörterten Gründen wird zur Schonung des Baugrundes der Pumpensumpf außerhalb der engeren Bausohle — vielleicht unmittelbar nördlich und südlich anschließend — angeordnet. Bei entsprechend dichter Spundwand und Niedertreiben der Wände bis in den tieferen Lehm wird der Wasserzudrang minimal sein und keinerlei Schwierigkeiten verursachen.

Die feinsandigen Einlagerungen der tieferen Schichten führen jedenfalls nur unbedeutende Mengen von Wasser oder gar keines.

Reichlichere Wassermengen dürften erst wieder in dem unteren (sarmatischen) Schotterhorizont anzutreffen sein, der aber bei seiner Tiefenlage (über 16 m unter der Flußbettsohle) auch von Pfählen kaum mehr erreicht werden dürfte.

Auf diese Verhältnisse wird hier Bezug genommen, weil sie unter Umständen eine gewisse Bedeutung gewinnen können. Wenn nämlich eine größere Anzahl von Bohrungen abgestoßen wird oder Pfähle eingerammt werden, so kann Wasser aus tieferen Horizonten, sofern es unter Druck steht, in höhere Horizonte gelangen und die dazwischen gelegenen Tonschichten in einer Weise auflockern bzw. zum Quellen bringen, daß sich daraus bei Belastung unvorhergesehene Setzungserscheinungen ableiten ließen.

Daß die Fundamentunterlage unbedingt und ausgiebig gegen Bepflügelung geschützt werden muß, ist bereits betont worden.

Zusammenfassend kann also gesagt werden, daß vom Standpunkte der Bodensicherheit aus eine ziemlich seichte Gründung im Murschotter große Vorteile bietet, sofern nur lotrecht wirkende Pressungen in Frage kommen und Sicherheit gegen Beunruhigung der Gründungsbasis durch heftige Grundwasserschwankungen oder direkte Bepflügelungen geboten werden kann. Was die Indifferenz des Baugrundes gegenüber dem Fundament anlangt, so ist diesbezüglich ein Anlaß zu irgendwelchen Bedenken nicht vorhanden.

## VI. Anhang.

### a) Einiges über die Eintiefung der Mur und deren bautechnische Wirkungen.

Da der Gedanke nahelag, den in den tieferen Teilen für größere Belastungsdrucke unzureichenden Untergrund bei der Kalvarienbrücke durch ein Pfahlnetz tragfähiger zu gestalten, fand der Verfasser Anlaß, auf die Gefahren der Mureintiefung hinzuweisen.

Ob eine solche noch wirksam ist und auch künftighin nicht mehr wirksam werden kann, ist freilich eine schwierige und kaum ohne langjährige Beobachtungen entscheidbare Frage. Gegenwärtig sind namhafte

Fachmänner der Meinung, daß die Mur bei Graz seit zehn Jahren keine nennenswerte Vergrößerung ihres Tiefenschurfes zeige und daher ihr Gefällsprofil als stabil betrachtet werden könne. Dieser Annahme gegenüber ist wohl das Bedenken am Platze, ob denn ein Zeitraum von zehn Jahren genügt, um in dieser Hinsicht vollkommene Beruhigung zu schaffen. Der Verfasser ist der Meinung, daß hiebei noch einige Zurückhaltung am Platze ist.

Die Mur ist ein Gebirgsfluß und als solcher ganz außerordentlichen Schwankungen der Wasserführung ausgesetzt. Nach Hofrat Ing. Reitz, Graz, führt die Mur bei

niedrigstem Niederwasser (Winter 1908/09).....	25·3 m <sup>3</sup> /sek
mittlerem Niederwasser.....	123 m <sup>3</sup> /sek
mittlerem Hochwasser.....	625 m <sup>3</sup> /sek
und höchstem (bisher beobachtetem) Hochwasser..	1620 m <sup>3</sup> /sek.

Da die Mur durch die Regulierung heute in ihrem Bette festgehalten wird, muß sich bei steigendem Wasserstand eine oft vielfach größere Wassermenge durch das gleiche Profil zwängen. Die Folge ist eine erheblich größere Abflußgeschwindigkeit. Dieser Umstand erhöht zweifellos die Schleppkraft des Wassers und wirkt im gleichen Sinne wie die Zunahme der Dichte, welche gerade bei Hochwasser durch die reichliche Beladung mit Sinkstoffen eine Erhöhung erfahren muß. Es unterliegt deshalb gar keinem Zweifel, daß die Mur bei Hochwasser erodiert.

Ob diese erosive Wirkung im Verlaufe des Jahres ein Übergewicht ergibt, hängt ganz vom Verhältnis der Hochwassertage zu der Zahl der Mittel- und Niederwasserstände ab.

Nun müssen wir ferner beachten, daß der Grobschutttransport durch die immer zahlreicher werdenden Wehre stark behindert wird.<sup>16)</sup> Oberhalb des Stauwerkes entwickelt sich eine Strecke geringeren Gefalles, also geringerer Schleppkraft, unterhalb des Stauwerkes verfügt das Wasser über ein größeres Gefälle, über eine größere lebendige Kraft und daher über Erosionstendenz.

In einem Flußabschnitt zwischen zwei Wehren wird deshalb — solange die Flußbettsohle ein Gefälle besitzt — dauernd das Streben vorhanden sein, die Sinkstoffe vom Fuße des oberen Wehres gegen das untere zu verlagern, oder mit anderen Worten: das größte Gefälle gegen den oberen Aufbängepunkt der Gefällskurve zu verschieben.

Die Stadt Graz befindet sich zwischen zwei derartigen Aufbängepunkten: dem Lebringer unterhalb und dem Weinzödlwehr oberhalb der Stadt.

Die aus dem sogenannten Augartenwehr durch Umbau hervorgegangene Sohlschwelle — zwischen Radetzky- und Schönaubrücke —

<sup>16)</sup> Oberbaurat Franz Ritter v. Hochenburger (Darstellung der in der Periode 1874—1891 durchgeführten Arbeiten der Murregulierung in Steiermark. Wien 1894, S. 7) schreibt: „Die Geschiebebewegung in der oberen Strecke der Mur bis Graz ist keine bedeutende und hält sich innerhalb mäßiger Grenzen.“ . . . „Diese Tatsache findet auch darin ihre Bestätigung, daß bei den Überfallwehren in Unzmarkt, Judenburg, Leoben und bei der Weinzettelbrücke oberhalb Graz größere Überstürze von Geschiebemassen und übermäßig ausgedehnte Ablagerungen derselben seit einer langen Reihe von Jahren nicht wahrgenommen wurden.“

wäre als — dazwischen gelegener — dritter Fixpunkt zu werten, wenn seine Oberkante als stabil angenommen werden könnte; sie hätte die Aufgabe, oberhalb der Sohlschwelle, also in der inneren Stadt, der Eintiefung eine Schranke zu setzen.

Durch die Auffassung bzw. den mit einer Erniedrigung verbundenen Umbau dieses Wehres hat sich der Ausgleich des Gefälles, d. h. das Nachtiefen der Sohle, nach dem Urteile der Fachmänner flußaufwärts fortgesetzt, soll jedoch nunmehr bereits zum Stillstande gekommen sein.<sup>17)</sup>

Es ist aber nicht ausgeschlossen, der Verfasser hält es sogar für sehr wahrscheinlich, daß der Tiefenschurf fortdauert, nur weitaus langsamer, da sich verzögernde Momente fühlbar machen. Als solche Momente können in Betracht kommen: die Trümmer einer alten Wehranlage nahe dem Ursulinenplatz zwischen Haupt- und Keplerbrücke,<sup>18)</sup> die durch mächtige Dolomitblöcke sich ankündigende Nähe des Schloßbergfelsens bei der Einmündung des Werkskanals unterhalb der Keplerbrücke, der felsige Sockel des Kalvarienberges, der etwa die Hälfte des Murbettes einnimmt, die allgemeine Verringerung der Wassermenge im Murbette, verursacht durch vollständigere Ableitung der ausnutzbaren Wassermenge, d. h. Verbesserung der Weinzödlwehranlage.

Jedenfalls besteht große Wahrscheinlichkeit, daß die Schloßbergschwelle zwischen Haupt- und Keplerbrücke bald dem Tiefenschurf gegen die Keplerbrücke praktisch ein Ziel setzen wird. Unterhalb dieser natürlichen Schwelle ist aber nach vollständiger Beseitigung der künstlichen Flußhindernisse kein Grund ersichtlich, der eine weitere Eintiefung mit Erfolg aufzuhalten imstande wäre.

Der überraschend starke Tiefenschurf der Mur ist eine notwendige Folge ihrer Laufregelung, das heißt der Verkürzung ihres Laufes und der Einengung ihres Bettes.

Die Regulierung war Mitte der neunziger Jahre beendet. Ihre Wirkung war für die Stadtsanierung eine außerordentlich segensreiche. Eine Bedrohung des Stadtgebietes durch Hochwasser war nun völlig ausgeschlossen. Die Kanäle konnten das entsprechende Gefälle erhalten, so daß nunmehr die Abwässer eine rasche Abfuhr aus dem Stadtgebiete erfahren können.

<sup>17)</sup> Gegenwärtig — Oktober 1926 — nimmt man am Augartenwehr einen recht erheblichen Unterschied in den Wassergeschwindigkeiten ober- und unterhalb des Wehres wahr. Die Flußsohle ist also nicht ausgeglichen und die Sohlschwelle als Ausgleichshindernis besonders bei niedrigen Wasserständen wirksam.

<sup>18)</sup> Nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Prof. Dr. H. Pirchegger — wofür der Verfasser auch hier seinen ganz besonderen Dank zum Ausdruck bringen möchte — könnte es sich dabei um einen Wehrbau handeln, dessen erste Anlage auf ein Schwellwerk der Mur außerhalb des Sacktores (inneres?) aus dem 16. Jahrhundert zurückgeht. Im Jahre 1548 wurde nämlich Wenzel v. Ponnischitz damit betraut, eine Pumpanlage zu bauen, die Murwasser auf den Schloßberg drücken sollte. (Jos. Wastler: Geschichte der Befestigungsbauten des Schloßberges und der Stadt Grätz im 16. und 17. Jahrhundert. Mitteilungen der Zentralkommission. N. F. 13 [1887], S. 4 des Sonderdruckes.) Man sieht auch auf dem der Arbeit beigegebenen Festungsplan vom Jahre 1657 ein linksufriges Werksgerinne eingezeichnet, das sich in der Gegend der heutigen Schloßbergbahn vom Flußbette absplattet und vor der alten Murrücke, mit dem Flusse wieder vereinigt.



Andererseits aber mußten auch manche Nachteile in Kauf genommen werden. Der mit überraschender Schnelligkeit sich eintiefenden Mur folgte der Grundwasserspiegel; viele Hausbrunnen im Weichbilde der Stadt verloren ihr Wasser und mußten entsprechend nachgetieft werden.<sup>19)</sup> Auch die Grazer Wasserversorgungsgesellschaft, der damals die Wasserversorgung der Stadt überlassen war, geriet in Verlegenheit, da sie sich mit ihrer Pumpstation zu nahe der Mur gesetzt hatte (ein wenig oberhalb der Keplerbrücke, linkes Ufer) und das Grundwasser von der Bergseite her wegen des beschränkten Infiltrationsgebietes nur ganz unzureichend gespeist werden kann. Erst die Verlegung der Brunnen in das ausgedehntere und reichlicher gespeiste Grundwasserbecken nördlich des Kalvarienberges (bei Andritz) hat die Wassernot beseitigt.

Wie ungewöhnlich rasch sich die Sohlenvertiefung bemerkbar machte, ist schon aus den während der Regulierungsarbeiten gesammelten Pegelbeobachtungen zu ersehen.<sup>20)</sup> So gingen die tiefsten beobachteten Niederwasserstände bei der Franz-Karl- (heute Haupt-) Brücke schrittweise von  $-0.15$  (1881) auf  $-0.60$  (1894) und bei der Puntigamer Murbrücke ( $3.685 \text{ km}$  unterhalb der Radetzkybrücke in Graz) von  $+0.10$  (1877, zeitweilige Anlandung) auf  $-0.40$  (1881) und schließlich bis  $-1.95$  (1894) (daher Gesamtbetrag der Eintiefung  $2.05 \text{ m}$  im Jahre 1894) zurück.

Am sinnfälligsten tritt die weit gediehene Bettnachtiefung dem Beobachter an den Mittelpfeilern der Murbrücken entgegen. Solche weisen auf: die Bundesbahn-, Radetzky-, Tegetthoff- und Haupt- (oder Mur-) brücke. Die Pfeilergründung war bei diesen Brücken mittels eiserner Senkkasten (Caissons) durchgeführt worden, welche so tief in das Bett des Flusses versenkt wurden, daß sie nach Fertigstellung der Brücken jedenfalls nicht sichtbar waren. Heute (Herbst 1926) ragen die Senkkasten mit ansehnlichen Beträgen über den Flußspiegel.

Es liegt nahe, die Brücken auf einen allfälligen Zusammenhang zwischen Situation zum Flußlauf und Bauzeit einerseits und Heraus-tauchen der Caissonbleche andererseits einer Prüfung zu unterziehen.

Gegenwärtig — Mitte Oktober 1926 — wurden die Beträge, mit welchen die Gründungskasten über Wasser stehen, folgendermaßen eingeschätzt:

Haupt(oder Mur)brücke (erb. 1890) . . . . .	100 cm	Südende, (125 cm
Tegetthoffbrücke (erb. 1883) . . . . .	(70 cm)	[Pfeilermitte)
Radetzkybrücke (erb. 1898) . . . . .	170 cm	
(Alte) Schlachthausbrücke (Holz) (erb. ?) ?		
Bundesbahnbrücke (erb. 1873) . . . . .	250 cm	

Aus dieser Aufstellung geht vor allem hervor, daß dem Baualter kein bestimmender Einfluß auf die trockengelegten Caissonstücke zukommt.

<sup>19)</sup> R. Hoernes: Bau und Bild der Ebenen Österreichs. Wien-Leipzig, 1903, S. 1109.

<sup>20)</sup> Franz Ritter von Hochenburger: Darstellung der in der Periode 1874 bis 1891 durchgeführten Arbeiten der Murregulierung in Steiermark. Wien 1894, S. 16.

Wohl aber dürfte in der Verminderung der Beträge gegen Norden,<sup>21)</sup> das heißt gegen den Schloßberg, zum Ausdrucke kommen, daß die Eintiefung flußaufwärts an Wirksamkeit allmählich einbüßt.

Auch für die beiden hölzernen Jochbrücken — die Kalvarien- und die (heute nicht mehr existierende) Schlachthausbrücke — war die Mureintiefung insofern von den schwersten Folgen begleitet, als die eingerammten Jochpfähle mehr oder weniger außer Boden gerieten und bei einem stärkeren Hochwasser gänzlich ihren Halt zu verlieren drohten.

Die Nachwirkungen der Flußeintiefung griffen aber vom engeren Bettbereich auch auf das Ufergelände über, wie dies auf Grund des Zusammenhanges zwischen Wasserstand in der Mur und Gang des Grundwassers ohne weiteres verständlich ist.

Im Jahre 1924 machten sich am sogenannten „Jahnschen Palais“ (Stadtkai Nr. 47, etwa 25 m vom linken Ufer der Mur entfernt, zwischen Tegetthoff- und Radetzkybrücke) beträchtliche Bauschäden bemerkbar, kenntlich an zahlreichen lebendigen Mauerrissen, an Verschiebungen und Verziehungen der Tür- und Fensterstöcke, Fußböden und Treppen.

Die damaligen äußerst schwierigen Rekonstruktionsarbeiten, welche von der Bauunternehmung Karl Lubitz in Graz mit großem fachmännischen Verständnis für die Besonderheit des Falles durchgeführt wurden, haben zuerst weitere Kreise auf die interessanten Zusammenhänge zwischen Murregulierung, Eintiefung und Zurückweichen des Grundwasserspiegels aufmerksam gemacht.

Die Untersuchung der Fundamente hat gezeigt, daß das Haus zum Teil auf einem Stück alter Stadtmauer<sup>22)</sup> aufruhet, die selbst wieder einen dichten Pfahlrost zur Unterlage hat, zum Teil aber auf dem alten Sandboden des Murufers gegründet ist. Die Piloten standen im schwach feuchten Erdreich (Flußsand) und waren bereits zum größten Teil durch Fäulnis zerstört. Ihre Zerstörung muß auf mangelnden Luftabschluß bzw. auf das Zurückweichen des Grundwassers zurückgeführt werden. Da nun jener Teil der Hausmauern, welcher die Pilotenunterlage besaß, andere — wahrscheinlich größere Setzungenbewegungen — ausführte als der auf Mursand aufruhende, so waren Verziehungen des Hauses und Risse unvermeidlich.

Wir sind in der Lage, an der Hand dieses interessanten Falles anzugeben, um welchen Betrag sich beiläufig das Grundwasser seit der Errichtung dieses Teiles der Stadtmauer zurückgezogen haben muß. Das Fundament der nördlichen Feuermauer erwies sich nach den Aufnahmen der Firma Lubitz aus folgenden Teilen zusammengesetzt:<sup>23)</sup>

<sup>21)</sup> Die Tegetthoffbrücke scheint sich mit ihrer Ziffer aus dem Verfasser unbekanntem Gründen in diese Reihe nicht einzufügen.

<sup>22)</sup> Nach Herrn Professor H. Pircheggers Urteil handelt es sich hierbei wahrscheinlich um Manerteile, welche auf die Basteien bei der sogenannten Adlermühle zurückgehen. Diese wurden 1552 zu bauen begonnen, die Mühle selbst wurde im Jahre 1574 im Zuge dieser Erweiterung der Stadtbefestigung abgerissen (Josef Wastler: Geschichte der Befestigungsanlagen usw., Mitteilungen der Zentralkommission, N. F. 13 (1887), S. 6 des Sonderdruckes).

<sup>23)</sup> Eine interessante Neufundierung. Grazer Tagespost Nr. 319 vom 18. November 1924.

Vom Straßenniveau bis zum Kellerfußboden, d. h. bis 1·30 *m*, wurde Ziegelmauerwerk konstatiert, darunter folgte auf 0·40 *m* eine Fundierung ohne Bindung (in Bruchstein?), noch tiefer (bis auf 2·1 *m*) wurde altes Bruchsteinmauerwerk verfolgt, das einer fast meterhohen Schicht von sehr großen Steinquadern aufruhte. Diese selbst lagen einem Pfahlrost auf, der noch 1 *m* in das Erdreich hineinreichte. Da die Straßenoberfläche bei Kote 351·0 *m* liegt, so bestimmt sich die Höhe der Pilotenköpfe nach den obigen Angaben zu Kote 346·20 *m*. Es besteht bei der wuchtigen Gediegenheit, mit der dieses Stück Stadtmauer gebaut ist, und der peinlichen Sorgfalt, mit der damals überhaupt die Befestigungsarbeiten durchgeführt wurden, nach des Verfassers Meinung kein Zweifel, daß die Pfähle seinerzeit vollständig von Grundwasser bedeckt waren. Da sich nun heute das Normalnullwasser an dieser Stelle etwa bei Kote 343·50 befindet und bei dem höchsten beobachteten Hochwasser im Stadtprofil ein Pegelansteigen um etwa 2 *m* (also bis zirka Kote 345·50) stattfindet, so können die Piloten — die Entfernung bis zum Murbett beträgt 25 *m* — nur höchst selten mehr von dem mitgenommenen Grundwasserspiegel erreicht werden. Dieses „Außer-Wasser-Geraten“ ist es, was dem Pilotenrost verderblich war.

Nimmt man nun an, daß die alten Bauleute die Pfähle in der Zeit niedrigen Wasserstandes in den Boden geschlagen haben,<sup>24)</sup> so wäre das damalige mittlere Niederwasser etwa bei Kote 346·20 und das Nullwasser bei Kote 347·20 bis 347·70 zu vermuten.

Es besteht also guter Grund für die Annahme, daß sich der Grundwasserspiegel an dieser Stelle seit der Errichtung des Stadtmauerfundaments, d. i. etwa seit der Mitte des 16. Jahrhunderts, um 3·70 bis 4·20 *m* zurückgezogen hat.

Freilich wird der damalige Hochstand nicht allein auf den mangelnden Tiefenschurf der Mur, sondern auch auf künstliche Stauanlagen zurückzuführen sein, denen die Bestimmung zukam, den Stadtgraben entsprechend unter Wasser zu halten.

Das Jahnsche Palais ist nicht das einzige Gebäude am Murufer geblieben, an welchem sich in den letzten Jahren Bauschäden — offenbar im Zusammenhang mit der Flußnähe — gezeigt haben.

Auch das benachbarte Justizpalais, Ecke Kalchberggasse-Stadtkai, gab zu ersten Besorgnissen Anlaß, und etwas flußaufwärts sind am linken Ufer sowohl nahe der Hauptbrücke (Stadtkai) als bei der Ausmündung der Sackstraße auf den Schloßbergkai Häuser zu vermerken, welche infolge ungleichmäßigen Nachgebens der Bausohle bedenkliche Bauschäden aufweisen. Auch auf dem rechten Ufer der Mur stehen Häuser unter Beobachtung.

Die Eintiefung der Mur in Mittelsteiermark mit ihren weitreichenden bautechnischen Wirkungen ist ein Musterbeispiel eines logisch verknüpften Erscheinungskomplexes, dessen Ablauf durch den Eingriff des Menschen ausgelöst wurde.

<sup>24)</sup> Wahrscheinlich haben sie auch durch Pumpen den Grundwasserspiegel etwas abgesenkt.

Es ist der Sinn vorsichtiger Projektverfassung, die Folgen eines technischen Aktes nach Möglichkeit zur Gänze vorzusehen und den schädlichen zeitgerecht zu begegnen.

Von diesem Leitgedanken ausgehend, muß jede Holzpfehlgründung bei den immer häufiger werdenden und folgenreicher sich auswirkenden Eingriffen in das Wassersystem unseres Landes mit größter Vorsicht geprüft, wenn nicht überhaupt von Anbeginn an abgelehnt werden.

#### b) Einiges über das Alter der durchbohrten Schichten.

Von den Murschottern der Kalvarienbrücke ist gesagt worden, daß sie sich — wie die normalen alluvialen Murschotter — durch besondere Kalkarmut und starkes Vorwalten der kristallinen Komponenten auszeichnen. Tatsächlich scheint dies nach den Eindrücken des Verfassers ein besonderes Kennzeichen der jüngeren Terrassenschotter zu sein, während die älteren — diluvialen — die kalkige Komponente kräftiger hervortreten lassen. Dieser Eindruck, der sich vorläufig auf einige Erfahrungen in der Umgebung der Stadt stützt, würde eine genauere volumetrische Nachprüfung verdienen. Bei Zutreffen dieser Verteilung könnten sich interessante Rückschlüsse auf die erosive Tätigkeit der Mur ergeben.

Bei Beurteilung des Murschotters auf seinen Kalkreichtum hin ist aber Vorsicht geboten, denn die kalkige Komponente kann auch nachträglich verschwinden. Dies haben besonders die Aufgrabungen anlässlich der Kanalisierungsarbeiten in der Techniker- und Morellenfeldgasse ergeben (1925/26). In den dort angeschnittenen oberen Partien der sogenannten Münzgrabenterrasse (V. Hilber) kamen nur sehr selten Kalk- oder Dolomitgerölle zum Vorschein. Die vorhandenen glichen wahrhaftigen Abätzungsruinen und besaßen nur mehr einen Bruchteil des Volumens, das ihnen als Gerölle ursprünglich eigen war. Dolomitische Gerölle waren oft bis auf einen mehr oder weniger zusammenhängenden Rest von Dolomitasche aufgezehrt worden. Das Verschwinden der kalkigen Komponenten im Schotter muß auf die Anwesenheit von Wässern zurückgeführt werden, welche auf die Karbonate einen stark lösenden Einfluß ausüben. Es ist noch nicht klar, ob diese bisher nirgends mit solcher Deutlichkeit beobachtete Erscheinung auf das Stadtgebiet beschränkt ist oder ob auch unbesiedeltes Terrassengebiet von ihr betroffen ist. An Ort und Stelle können verschiedene Ursachen die Auslaugung des Kalks begünstigt haben: der dauernde Durchzug kalkarmen Grundwassers (Nähe des Sparbersbaches), der Durchzug von Infiltrationswasser, das mit in Oxydation begriffener organischer Substanz beladen ist (Nähe der Kanäle), die Nähe der Gasleitung, welche stellenweise nicht absolut dicht ist und dadurch etwas Schwefelsäure an das durchsickernde Infiltrationswasser abgeben kann.

Die Frage des Verschwindens kalkiger Komponenten in klastischen, besonders grobklastischen Ablagerungen verdient einige Beachtung. Denn es ist keine bewiesene Tatsache, daß die unglaubliche Kalkarmut der älteren grobklastischen Sedimente — welche

besonders von der Trias nach abwärts auffällig wird — eine primäre Eigenschaft ist.

Besonders der von den Sonden Nr. 5 und 15 durchbohrte gelbbraune sandige Lehm unter dem Schotter hat einige Ähnlichkeit mit dem sonst über Murschotter anzutreffenden Lößlehm. Leider kam das Material infolge der Durcharbeitung mit dem Spiralbohrer und reichlicher Wasserdurchtränkung derart verändert zutage, daß sich ein Vergleich mit bekanntem Material nicht mehr durchführen läßt. Die Klärung dieser Frage hätte ziemliche Bedeutung, denn — soweit der Verfasser unterrichtet ist — ist Löß oder Lößlehm bisher unter Murterrassenschotter noch nicht angetroffen worden. Der Lehm kann zweifellos auch als mehr oder weniger subaërische Verwitterungsdecke der darunter folgenden tonigen Ablagerungen gedeutet werden. Dann wäre er stofflich bereits dem Jungtertiär zuzurechnen, dem auch der restliche Abschnitt der Bohrprofile angehört.

Die tiefere Schichtentwicklung weist zweifellos auf einen innigen stratigraphischen Zusammenhang der Glieder untereinander hin. Sie werden demnach hinsichtlich ihres Alters unter einem betrachtet. Es handelt sich um ausschließlich klastische Ablagerungen, deren Herkunft zumeist ihres feinen Kornes und der indifferenten Zusammensetzung wegen schwer ermittelt werden kann. Einiges aber läßt sich immerhin feststellen; einmal die häufige, grünliche Färbung der tonigen Sedimente, der glimmerreichen sandigen Letten und Mergeltonen. Diese Farbe geht auf reichlich beigemengte chloritische Substanz zurück, welche entweder von detritärem, chloritisiertem Biotit oder vom Chlorit der nahen Grünschiefer (Rainerkogel, Kalvarienberg usw.) abstammt. In den Sanden ist der außerordentlich hohe Granatgehalt (auf 10—15 Volumprozent geschätzt) bemerkenswert, zu dem sich nicht spärlicher Turmalin (Schörl) und etwas Magnetit gesellt. In den tiefen, gröberen Kiesen fallen neben der überwiegenden Menge von Quarzgeröllen einige Hornblendegneisgerölle, dann selten eingestreute weißliche Kalkgerölle (undeutlich fossilführend), arkosige Quarzite vom Typus der Semmeringquarzite, porphyroidische Gerölle vom Typus der Blasseneckgneise auf. Die Gerölle haben mehr den Charakter von Strandkiesen. Es hesteht die Vermutung, daß wir es mit Flußschotter zu tun haben, welche aber durch die Meeresbrandung eine weitere Verarbeitung — d. h. Auslese — erfahren haben. Granat, Turmalin, Hornblendegneis, auch der viele Linsenquarz deuten auf Hochkristallin, auf Gneis- und Glimmerschiefergelände — Semmeringquarzite, Porphyroide (?) auf nördliche Grauwackenzone. Es ist also anzunehmen, daß wir uns in der Nähe der Mündung eines Flusses befinden, der seinen Schutt aus dem nördlicher gelegenen Hinterland bezog.

Die Kiese sind unter Wasser abgelagert worden, denn jede Andeutung einer fortschreitenden Oxydation des Eisens (beginnende Braunfärbung) fehlt. Dadurch wie durch die deutliche Anwesenheit von Kalkgeröllen unterscheiden sie sich lebhaft von den höheren pontischen Schottern des Rainerkogels, der Kanzel und der Berge westlich von Gösting, welche auch oft als thrazische Schotter bezeichnet werden und überdies durch

das häufige Vorkommen schwarzer Kieselschiefergerölle gut gekennzeichnet sind.

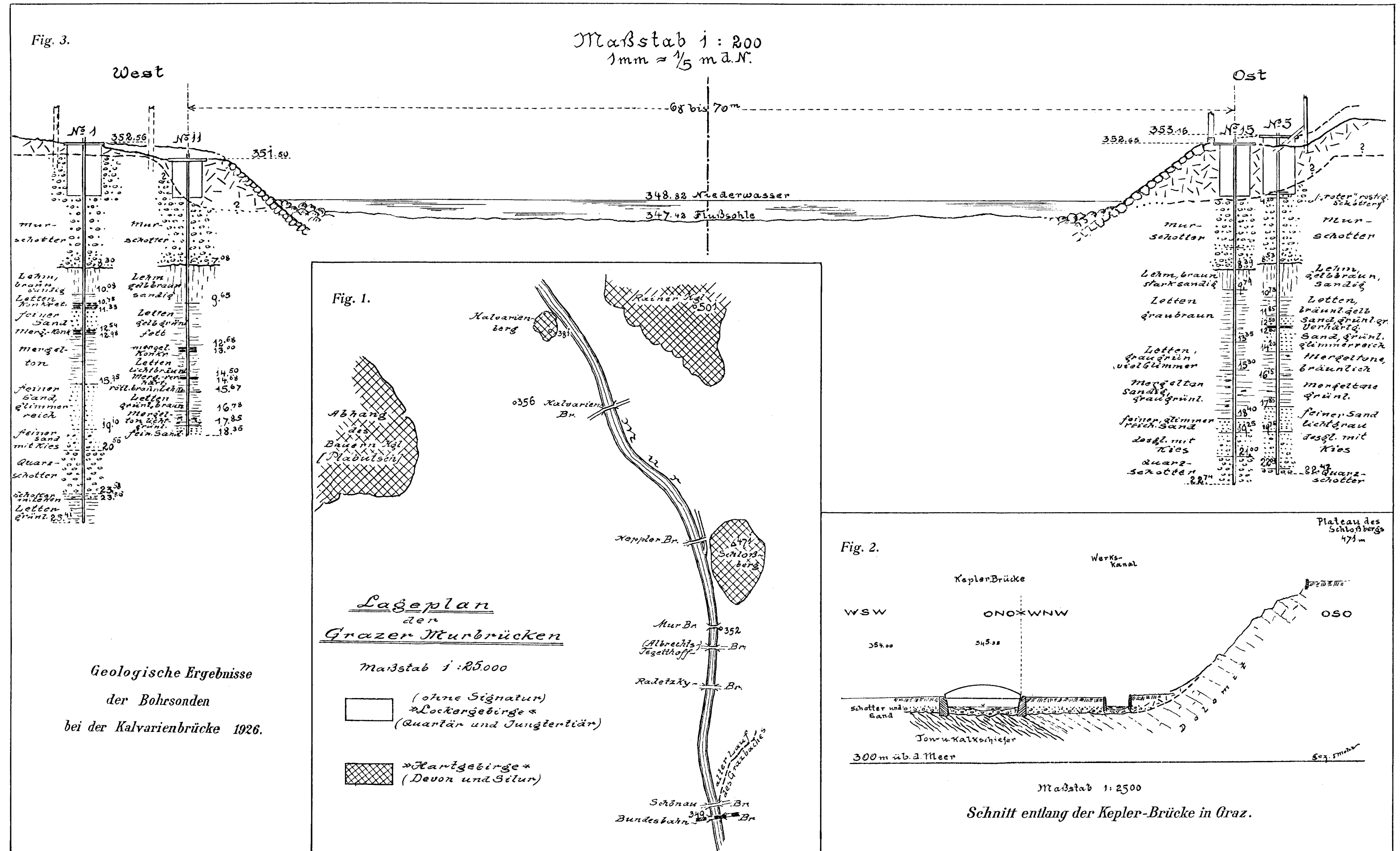
Diese tieferen Ablagerungen bei der Kalvarienbrücke unterscheiden sich deshalb erheblich von den höher liegenden pontischen, und es ist deshalb die Vermutung berechtigt, daß sie nicht mehr dem Pliozän, sondern bereits dem Miozän zugehören. Für diese Deutung spricht neben der Tiefenlage gegenüber den benachbarten pontischen Schichten insbesondere auch der nicht unbeträchtliche Kalkgehalt, der den meisten tonigen Schichten, teilweise auch den feinsandigen, eigen ist. In den tonigen — grünlichgrauen — Tegeln finden sich — soweit das Bohrgut eine Beurteilung zuläßt — häufig weiße, einige Millimeter starke Schmitze, welche vorwiegend aus erdiger Kalksubstanz bestehen. Daneben kommt der Kalkgehalt in den gelblichbraunen Letten auch diffus verteilt, in den mehr sandigen endlich als mergelige Verhärtungen vor, die bereits früher erwähnt worden sind. Es ist kaum zu bezweifeln, daß der Kalkgehalt auf organische Tätigkeit zurückzuführen ist. Gleichwohl haben alle makroskopischen Durchmusterungen wie auch Schlämmversuche ein rein negatives Ergebnis gehabt.

Die Annahme, daß die tieferen Schichten der Bohrprofile von der Kalvarienbrücke bereits in das Obermiozän — also in die sarmatische Stufe — gehören, ist demnach vorläufig nicht beweisbar; es sprechen aber verschiedene Gründe für deren Wahrscheinlichkeit. Auch das Vorhandensein einer zweiten, ganz ähnlich gestalteten Bucht jenseits des Bauernkogel- (oder Plawutscher) Rückens, die von ähnlichen Ablagerungen erfüllt ist und reichlich sarmatische Versteinerungen führt, der Bucht von Winkel bei Thal, spricht zugunsten dieser Annahme. Freilich scheint der Unterschied in der Höhenlage (Kalvarienbergschichten tiefer als zirka 340 m, Sarmat von Winkel und Wetzelsdorf zwischen 500 und 440 m) sehr einer Parallelisierung zu widerstreben. Es darf aber nicht außer acht gelassen werden, daß zwischen beiden Vorkommen die südliche Verlängerung des Leberbruches (nach R. Schwinner eine Flexur) liegt, einer ungefähr von N gegen S verlaufenden bedeutenden Störung, die mit einem Absinken des östlicher gelegenen Trumes im Zusammenhang stehen mag.

Daß sie in ihrem nördlichen Verlauf gerade das Gegenteil, nämlich ein Herausheben des östlichen Trumes bewirkt, braucht an ihrem südlichen Ende den entgegengesetzten Bewegungssinn nicht auszuschließen. Solche Fälle sind nicht vereinzelnt.

Immerhin ist sich der Verfasser im klaren, daß dieser Erklärungsversuch viel Hypothetisches an sich hat, und er betrachtet daher diesen Fragenkomplex über das genauere Alter der durchbohrten tieferen Tertiärschichten als offen.

Graz, im November 1926.



# Zur Geologie der Karnischen Alpen.

Von F. Heritsch und R. Schwinner.

## III. R. Schwinner: Die Schichtfolge des Seeberggebietes, ein Vergleich.

Das paläozoische Gebiet des Seeberges in Unterkärnten, einer der besten und mannigfaltigsten Aufbrüche von Paläozoikum in den Ostalpen, hat schon früh die Aufmerksamkeit der Geologen und Paläontologen auf sich gezogen, und die Literatur, die sich mit ihm beschäftigt, hat in den vorzüglichen Karten und Aufnahmsberichten von Teller<sup>1)</sup> einen vorläufigen Abschluß gefunden, der dem Besucher den Überblick wesentlich erleichtert. Wer die karnische Hauptkette bereits kennt, wird sich natürlich in erster Linie dafür interessieren, in welcher Ausbildung die ihm von dort bekannten paläozoischen Schichten hier wieder auftauchen.

Das Devon ist offensichtlich gleichartig ausgebildet, lichtgraue Riffkalke. Auch das tektonisch zu lichtgrauen Bänderkalken ausgewälzte Devon ist ebenso anzutreffen wie etwa im Moos- und Gamskofel. Wahrscheinlich sind auch die blauen Bänderkalke in der Vellachklamm, an der Kanzel usw., die Teller wegen ihrer tektonischen Stellung als stratigraphisch tiefer ansah (worüber wir noch sprechen werden), eben nicht als Silur, sondern als tektonisch tiefer eingeschaltete und stark durchgearbeitete Schuppen von Devonriffkalk anzusehen. Es beschreibt Teller (Erläuterungen, S. 33, 34, Verhandlungen, 1886, S. 271) selbst den Übergang von Korallen- und Krinoidenkalk in Bänderkalk (Seeberg-Klesche, Hallerfels), auch die obere Reihe der Devonvorkommen, Hallerfels, Pasterk, Storžic, Grintouc, stellt nach Linsenform, Harnischen, Reibungsbreccien nicht die ursprünglichen Riffe vor, sondern tektonisch den Schiefem einverleibte Schuppen. Zum Silur wird man nach der Ähnlichkeit mit der karnischen Fazies nur stellen die dunklen, ockerigen Kalke mit Orthozeren (gleich Eisenkalke vom Rauchkofel, Cellonetta usw.) und die schwarzen Kalkschiefer mit *Cardiola* (gleich Megäraschichten vom Valentintörl?).<sup>2)</sup>

Diese Fundpunkte zu besuchen, hatte ich leider keine Gelegenheit. Einige abweichende Gesteine finden sich ja, so südlich vom obersten

<sup>1)</sup> Teller Friedrich, Geologische Spezialkarte, herausgegeben von der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Südwestgruppe Nr. 83 und 84 (Eisenkappel und Kanker-Praßberg an der Sann) samt Erläuterungen, Wien, 1898 (zitiert als Geologische Spezialkarte und Erläuterungen); für Einzelheiten vgl. Tellers Berichte, Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1886, S. 267—280, 285—293.

<sup>2)</sup> Teller, Erläuterungen, S. 27, und Verhandlungen, 1886, S. 280.



Rappoldfelsen rotgeflamnte Kalke mit Brachiopoden, dergleichen ich nur vom Freikofel in anscheinend höherem Horizont, dem Streichen nach knapp unter den Clymenienbänken von Groß-Pal kenne, und am Aufstieg gegen den Rappold dichte, siegellackrote Kalke mit Krinoiden, denen eigentlich im Paläozoikum der karnischen Hauptkette kaum etwas vergleichbar wäre. Doch diese kleinen Verschiedenheiten sind nicht häufig und machen nicht viel aus. In der Hauptsache ist die Fazies des oberen Silur bis oberen und mittleren Devon dieselbe wie in der karnischen Hauptkette. Eine Annäherung der Gesteinsausbildung an die von Graz ist mit im übrigen ziemlich gleichem Fossilinhalt nicht festzustellen. (Ob eine ganz genaue Durcharbeitung, große Aufsammlungen nicht vielleicht feine faunistische Differenzen ergäbe, die jenem Unterschied im Sediment entsprächen, muß offen bleiben. Vorläufig ist die Differenzierung dieser Meeresräume durch heterotopische Faunen noch nicht erfaßbar.)<sup>3)</sup>

Nicht vertreten scheint das oberste Devon zu sein, das ja auch in Graz und sonst in den Karnischen Alpen nicht häufig nachgewiesen werden kann. Gesteine der tieferen Silur sind eigentlich nicht bekannt. Der schwarze Lydit kommt stellenweise, aber nicht häufig als Geröll in dunklen Schiefen und Grauwackensandsteinen vor, d. h. im Karbon. Anstehende Lyditbänke (gleich Silur) konnte Teller nicht finden (Verhandlungen, 1886, S. 268, 269, 270). Aber Erläuterungen, S. 22, schreibt er „als untergeordnete Emlagerungen in diesen Schichtkomplex, die nur ausnahmsweise größere Mächtigkeit erlangen, treten dunkle Kieselschiefer und schwarze graphitische Schiefergesteine auf.“ Lydit scheint aber nicht darunter zu sein, denn Teller fährt fort: „Dunkle lyditartige Gesteinsfragmente bilden übrigens in den groben, klastischen Bildungen der verschiedensten Niveaus einen sehr charakteristischen Gemengteil, welchen man bereits in den tiefsten in unserem Gebiet aufgeschlossenen Gesteinslagen beobachten kann.“ Es muß daher offen bleiben, ob die in den Karnischen Alpen mit dem Lydit verknüpften Graptolithenschiefer des oberen Silur am Seeberg vertreten sind.

Damit kommen wir zu der brennendsten Frage, die jeder Kenner des karnischen Paläozoikums sofort aufwerfen wird, nämlich die nach der Gliederung und Trennung der schwarzen Schiefermassen, die auch im Aufbruch des Seeberges den größten Teil der Fläche einnehmen, von denen wir in den Karnischen Alpen durch Fossilfunde wissen, daß sie in kaum zu unterscheidenden Gesteinstypen im Silur, im Unterkarbon (Nötscherschichten) und im Oberkarbon (Auernigschichten) vorkommen. Die Gliederung, die Teller diesem Terrain gegeben hat, beruht offenbar auf folgenden Erwägungen:

1. Der Aufbruch des Seeberges bildet eine Antiklinale (Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1886, S. 267); die jüngsten

<sup>3)</sup> Vgl. Heritsch F., Beiträge zur geologischen Kenntnis der Steiermark, IX., die Faunen des unterdevonischen Korallenkalkes der Mittelsteiermark nebst Bemerkungen über das Devon der Ostalpen. Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, Bd. 54, 1918, besonders S. 51.

Schichten müssen daher an den äußersten Rändern auftreten. Tatsächlich ist auch das Oberkarbon durch Fusulinenkalk und typische Leitgesteine (Quarzkonglomerat, Pflanzenschiefer) in der nördlichen Randzone gut vertreten und kleine Fusulinenkalkschuppen bezeugen seine Anwesenheit auch am Südrand des Aufbruches (Teller, Geologische Spezialkarte und Erläuterungen, S. 42, 43).

2. Im nördlichen Flügel folgt dann mit Veliki Vrh—Hallerfels—Rappold—Pasterk—Storžic—Grintouc—Steguneck eine fast geschlossene Reihe von Devonriffkalklinsen; was südlich davon liegt, muß Kern der Antiklinale, also Silurschiefer sein; deswegen hält Teller die in diese Schiefer eingeschalteten Bänderkalke ebenfalls für Silur, und zwar die der kleinen Klamm bei Bad Vellach für dessen tiefstes Glied (Verhandlungen, 1886, S. 276). Abgesehen vom großen Antiklinalbau kommen viele sekundäre Störungen vor; so sieht Teller die Devonkalke vielfach synklinal in die Silurschiefer eingefaltet an (Erläuterungen, S. 33, 34). Genauere Beschreibung oder Zeichnung, wie man es im einzelnen sich vorzustellen hätte, ist aber nicht angegeben. Nach Verhandlungen, 1886, wäre mehr an eine Schuppenzone mit Längs- und Querhrüchen zu denken.

Diese Auffassung war naheliegend, so lange man auch in den Karnischen Alpen den größten Teil der Schiefer und Grauwacken (wenn nicht alle) zum Silur stellte (gleich „Mauthnerschichten“, Frech; Teller, Erläuterungen, S. 24). Heute, wo man in den Karnischen Alpen mit gutem Grund den größten Teil dieser Schiefer zum Karbon stellt, muß das natürlich Bedenken erregen. Auch unmittelbare Beobachtungen sind nicht günstig; so sieht man am Sattel ober dem Rappoldbauer, wo die Grenze in der Tellerschen Karte genau westwärts zieht, die schwarzen Schiefer entschieden nordsüdlich, also quer dazu durchstreichen. Auch ist das Gestein dieses angeblichen Silur von dem des sicheren Karbon kaum verschieden. Sehen wir von den schwarzen Tonschiefern ab, die ja auch in den Karnischen Alpen auch im Silur sichergestellt sind und die nur, wo Leitfossilien oder Leitgesteine sie begleiten, sicher unterschieden werden können, so finden sich aber auch Sandsteine und Landpflanzenreste, was man für Karbon bezeichnend halten möchte, in Strichen, die nach Tellers Auffassung entschieden zum Silur zu stellen wären, so in der Schieferzone südlich vom Hallerfels. Allerdings die Leitgesteine des Oberkarbon, Fusulinenkalk und Quarzkonglomerat sollten dem Silurantiklinalkern fehlen. Das schien mir aber schon beim Lesen in Tellers Darstellung verdächtig; daß mitten in diesem Antiklinalkern Gesteine auftauchen sollten, „welche dem kärntnerischen Verbreitungsgebiet silurischer Schichten vollkommen fremd sind“ (Teller, Erläuterungen, S. 24), deren Beschreibung aber mit mäßiger Phantasie Karbon vermuten ließ. Eine Exkursion in die betreffenden Gebiete, die östlich vom Vellachtal in der Gemeinde Sulzhach liegen, ergab folgendes:

1. Unter den „bunten Konglomeraten und Flaserbreccien (s. der geologischen Spezialkarte)“, wie man sie nach Überschreitung des Paulitschsattels schnell zum Teil anstehend, reichlicher in großen Blockgruppen und Geschieben findet — was mit Tellers Kartenzeichnung

bestens stimmt —, befinden sich gar nicht selten ganz typische Quarz-konglomerate mit grauem, sandigen Bindemittel, von denen schon Teller sagt (Verhandlungen, 1886, S. 279): „Man könnte versucht sein, an karbonische Konglomerate zu denken“, und die tatsächlich denen von der Auernigbasis usw. ganz gleich sehen. Mit diesen wird man aber auch die hier sehr häufig vorkommenden tektonisch stärker beanspruchten Typen verbinden müssen, da alle Übergänge aufzuweisen sind, von ungestörten Konglomeraten bis zu faserigen Breccien und schließlich zu „quarzreichen Serizitknottenschiefer“ grünlicher Färbung. In Gegensatz zu Teller möchte ich von diesen aber eine Gruppe abtrennen, die mit der ersteren nur gelegentlich durch gleiche tektonische Beanspruchung einige Ähnlichkeit bekommt. Es sind das die Gesteine, denen zuliebe Teller den Komplex „bunt“ genannt hat und die er mit Sernifitgesteinen vergleicht: Konglomerate mit rötlichem Tonschieferbindemittel, grünliche „Talkschiefer“ und grellrote bis dunkelviolette Tonschiefer. Das sind Gesteinstypen, die man sonst im Perm, zum Teil sogar auch in den Werfener Schieferen begegnet.

In der in Frage stehenden Schieferzone des obersten Sulzbachtales finden sich auch Kalke eingeschaltet. Gegen den nördlichen Rand knapp an der Kärntner Grenze scheinen in Fortsetzung der Devonzone Hallerfels—Veliki Vrh noch einige kleine Schuppen Devonbänderkalk vorzukommen, die nicht in die Karte eingetragen sind. Wir fanden solche anstehend nördlich von Krofitch (Spezialkarte) und auch vorher manchmal lose im Wald. Mitten in der fraglichen Schieferzone fand sich aber in losen Stücken ein schwarzer brecciöser Kalk ganz vom Typus der karbonischen „Schnürkalke“, leider ohne Foraminiferen. Den größten Teil der Kalke, die in jene „Silur“-Schieferzone eingestreut sind, machen aber jene aus, die Teller als „bunter Bänderkalk und Marmor mit Krimoiden, sin“ ausgeschieden hat und die bei Tisounig und Schibouth ganz beträchtliche Lager bilden. Tatsächlich finden sich darunter Typen, die in ihrer weißroten Bänderung recht nahe an Silurbänderkalk erinneren, wie man ihn etwa auf der Mauthneralpe typisch finden kann. Manche übertreffen diesen noch sogar an tektonischer Durcharbeitung und werden durch Überhandnehmen der glimmerigen Bestege der S-Flächen fast zu rötlichweißen Kalkglimmerschiefern. Teller (Erläuterungen, S. 26) betrachtet sie daher als „besondere Ausbildungsform der obersilurischen Bänderkalke.“ Aber diese Ähnlichkeit bezieht sich nur auf die gemeinsame tektonische Fazies. Die Hauptmasse, die tektonisch unbeeinflusst ist, sieht anders aus. Es ist weißer, rosa, fleischroter, reiner dichter Kalk, der an gewisse alpine Jurakalke erinnert (z. B. Vilserkalk). Man erkennt auch, daß die Bänderkalktextur hauptsächlich durch Auswalgung einer primär konglomeratischen Bildung zustande kommt, kenntlich nur dort, wo Gerölle und Grundmasse verschieden gefärbt sind. Aber auch scheinbar einheitlicher Kalk wittert oft knollig aus. Für den tektonisch nicht veränderten Kalk weiß ich im Silur der karnischen Alpen keine Parallele. Gewisse Ähnlichkeit bestünde mit den roten Abarten der Devonriffkalke, die aber, wie oben bereits gesagt, sowohl in den karnischen Alpen als im Seeberggebiet verhältnismäßig recht selten vorkommen. Am besten vergleichbar erscheint der

Trogkofelkalk. Dieser ist normalmäßig ebensolcher weißer und roter Kalk und auch die erwähnte konglomeratische Ausbildung<sup>4)</sup> ist von dort bekannt.

Am Steinbruch östlich von Tisoumig fand ich auch ein Quarzgeschiebe ( $1-1\frac{1}{2}$  cm) eingeschlossen in einen ganz reinen rosa Kalk, ein Vorkommen, das in solchen Gesteinen nicht gerade alltäglich, am Trogkofel gerade eine basale Lage charakterisiert (gut zu sehen am Fußweg seiner Süd- und Südostseite).

An Fossilien fanden sich die schon von Teller erwähnten Krinoidenstiele, kreisrunde, Durchmesser  $1-1\frac{1}{2}$  cm, mit kreisrundem Nahrungskanal und feinen Ringeln von etwa 1 mm Breite; genau jene „auffallend starken Krinoidenstiele“ (Geyer, Erläuterungen zum Blatt Mauthen, S. 51), die am Trogkogel, besonders an dessen Südwestecke ganze große Felspartien zusammensetzen. Bei der schlechten Erhaltung und dem geringen Material konnte ich an den Exemplaren von Sulzbach die Ansatzstellen der Cirrhen (Nebenranken) nicht feststellen; sie sind übrigens auch an den Poteriocrinusstielen vom Trogkofel nicht häufig gut zu erkennen. Im übrigen sind die Stücke jenen gleich. Auch Gortani M. (Paläontographia Italica, Vol. XII., 1906, S. 15) gibt vom Permocarbon des Col Mezzodi bei Forni Avoltri häufig Stielglieder von Poteriocrinus. Eine große Ähnlichkeit haben die Krinoidenstiele von Sulzbach und vom Trogkofel mit den besser erhaltenen Poteriocrinusstielen von Nötsch.<sup>5)</sup>

Ich will diese großen runden Krinoidenstiele nicht gerade als Leitfossilien für Karbon, Perm ausgeben. Man findet ähnliche auch in anderen Schichten, so z. B. im Dolomit der Veitsch (Sattlerkogel) und auch im Devon des Seebergebietes. So liegt mir aus der Sammlung des Geologischen Institutes vom Christophelsen an der Vellachstraße ein ganz ähnlicher Querschnitt vor und Teller (Erläuterungen, S. 39) hebt hervor, daß die lichten (Fusulinen-) Kalke des Konjsica-Rückens,

---

<sup>4)</sup> Bei dieser Gelegenheit möchte ich bemerken, daß ich den Vorgang von Geyer (Blatt Mauthen, Geologische Spezialkarte), am Trogkofel derartige konglomeratische Ausbildungen als „Uggowitzer Breccie“ („p“) auszuschneiden, nicht für glücklich halte. Es ist richtig, daß am Plateau des Trogkofel große Flächen eingenommen werden von einem Gestein, das eckige und runde Bruchstücke, meist von grauem, doch auch rotem und weißem Trogkofelkalk meist in ebensolchem grauem Kalk oder roter kalkig-sandiger Grundmasse enthält. Doch das gleiche Trümmergestein kommt auch tiefer mitten in der Wand als Lager vor, geht auch am Plateau „in feste Kalkbänke über, die von dem unterlagernden Trogkofelkalk nicht abzutrennen sind“ und ist also nicht ein Trümmergestein, das zeitlich selbständig durch Anfarbung des älteren Trogkofelkalkes gebildet worden ist, was man eben unter Uggowitzer Breccie versteht (Geyer G., Uggowitzer Breccie und Verrucano, Verhandlungen, 1899, S. 418—432) sondern eine jener Sedimentationsbreccien, wie sie bei Riffralken alpiner Fazies als anscheinend primäre Bildung gar nicht selten sind. (Teller, Verhandlungen, 1899, S. 410, spricht von „Riffstrandbreccie“, aus südtiroler Dachsteinkalk beschreiben. Ähnliches Loretz H., Zeitschrift Deutsche geologische Gesellschaft, 1878, S. 403, Mojsisovics, Dolomitriffe, S. 491.)

<sup>5)</sup> De Koninck (Monographie des fossiles carbonifères de Carinthie, Bruxelles, 1873, S. 10) schreibt jenen zwar eine „grande rareté“ zu. Allein mir liegen aus der Sammlung des geologischen Institutes der Universität Graz mehrere Dutzend vor, von denen ein großer Teil mit denen vom Trogkofel und von Sulzbach, so weit zu erkennen, große Ähnlichkeit haben.

westlich von Stegunek, die in manchen Lagen ganz erfüllt mit *Detrius* von *Krinoiden* sind, dann auffallend dem devonischen Riffkalk des benachbarten Stegunek gleichen. Ich hebe nur die fast lächerliche Ähnlichkeit der Handstücke von Sulzbach mit dem entsprechenden *Krinoidenkalk* vom Trogkofel hervor, als eines jener Momente, welche für eine Gleichstellung sprechen.

Ferner fanden sich in dem roten Kalk von Tisounig einige wenige, ovale und rundliche Querschnitte, die an Größe dem Durchschnitt der Schwagerinen vom Trogkofel entsprechen. Der Innenraum ließ nur bei einem Reste von Struktur erkennen. Denkt man die Bilder, in denen Schellwien (*Paläontographica*, Bd. 44, 1897/98, S. 239, 240 und 258) die Entstehung der *Fusulinensepten* erläutert hat, ziemlich stark verwischt, so kommt man etwa auf das Bild unseres Schließes. Stellenweise aber glaube ich ganz klar zu sehen, wie die äußere Kammerwand, sich einstülpend, ins Septum umhiegt. Die Innenkammern sind allerdings gänzlich zerstört. Für sich allein würde ich diese Bestimmung nicht für unbedingt sicher halten. Sie ist aber wieder ein wesentliches Moment, das im Verein mit allen anderen angeführt für die Gleichstellung mit Trogkofelkalk spricht.

Ich bin im allgemeinen nicht dafür, die stratigraphische Stellung von Schichten rein nach dem Aussehen des Gesteines zu bestimmen. Im vorliegendem Fall stützt sich die Vergleichung nicht auf die Ähnlichkeit eines einzigen Gesteines, sondern darauf, daß alle Varietäten, die an dem kleinen Vorkommen von Sulzbach zu finden waren (abgesehen natürlich von den tektonischen Umbildungen), sich am Trogkofel wiederfinden, darunter auch Gesteine, die sehr charakteristisch und sonst nicht häufig sind. Daß umgekehrt nicht alle Gesteinsvarietäten, die am Trogkofel bekannt sind, auch in Sulzbach gefunden werden, so fehlt der braunrote Kalk, dicht oder voll späterer Fragmente von *Echinodermen*, ähnlich gewissen Juravorkommen von S. Vigilio, Arzo, Hirlatz, Klausalm usf., der in Neumarkt noch vorkommt, wird durch die verhältnismäßig viel geringere Ausdehnung des Sulzbacher Vorkommens wohl hinreichend erklärt. Unsere Deutung wird dadurch gestützt, daß auch die unmittelbar unter und ober dem Trogkofelkalk folgenden Schichtenglieder mit mehreren charakteristischen Gesteinsvarietäten vertreten sind: die Auernigschichten des oberen Karbon mit den pflanzenführenden Tonschiefern, Quarzkonglomerat, dem schwarzen Schnürkalk, und der Grödner Sandstein mit rötlichen Konglomeraten, serizitischen Sandsteinschiefern und roten Tonschiefern.

Wir kommen damit zu einer Auffassung von der Tektonik, die wesentlich von jener abweicht, die Teller hatte: südlich der Devonzone des Hallerfels—Veliki Vrh kommt nicht das Silur des Antiklinalkernes, sondern eine neue Synkinalzone mit Auernigschichten, Trogkofelkalk, Grödner Sandstein in der Mitte, daher ist die nächste Kalkrippe bei Paulitsch, östlich über Bad Vellach nicht Silur (Geologische Spezialkarte), sondern als die nächste Antiklinalschuppe der Harmonika wieder Devonriffkalk usf. Dieses Bild der Tektonik wird im allgemeinen sehr jenem gegliedert haben, welches das Westende der

karnischen Hauptkette bietet, wo einzelne „Klippen“ von Devonriffkalk und spärlichem Silur aus einer Schiefermasse auftauchen, welche zum größten Teil — was Vinassa und Gortani unbedingt zuzugeben ist — dem transgredierenden Karbon zuzuzählen ist. Ein wesentlicher Unterschied liegt darin, daß auf dem Westende der Karnischen Hauptkette der Grödner Sandstein flach aufliegt. Aber, daß in die Synklinale des Sulzbacher Tisoung auch Grödner Sandstein einbezogen worden ist, braucht nicht allzusehr befremden, denn auch in den karnischen Alpen findet sich ausnahmsweise ein ähnliches tektonisches Verhältnis, so ganz nahe am Trogkofel selbst, zwischen Cordinalp und Straniger Alp, wo in Karbon ein Fetzen Grödner Sandstein förmlich eingefaltet ist. (Man gibt sich nicht immer genügend Rechenschaft, wie stark die Dislokationen auch nach Karbon noch gewesen sind. Ich verweise da z. B. auf die starken Faltungen zwischen Gartner Kofel und Auernig.) Im Meridian des Seeberges ist die junge Faltung viel stärker gewesen als in der karnischen Hauptkette. Es sind hier Schuppen von Karbon isoliert in die alpinen Falten des benachbarten Mesozoikums einbezogen worden, so in der Vellacher Kočna (Erläuterungen, S. 43) und im Uschova-Koštuzag (Erläuterungen, S. 39, 40).

In dieser Beziehung unterscheiden sich die besprochenen paläozoischen Gebiete ziemlich stark, die karnische Hauptkette hat in der alpinen Faltung die Rolle eines Zentralmassivs gespielt. Das schließt nicht aus, daß einzelne Blöcke auch damals noch gegenseitige Bewegungen ausgeführt haben, von denen die bedeutendste die Transversalverschiebung Lorenzago — Bladen — V. Bordaglia — Mauthen ist.<sup>6)</sup>

Aber die innere Struktur der Kette ist in der Hauptsache variszisch fertig gebaut gewesen, und daß sie in der alpinen Faltung eine ziemlich standhafte Massivschwelle abgegeben hat, beweist der Unterschied zwischen Nord- und Südseite. Im N ist das Kristallin des Gailtales scharf angepreßt und die Randzone des Paläozoikums in Schuppen aufgelöst, deren Devon in Bänderkalk und deren Karbonschiefer in Phyllite ungeprägt worden sind, die stellenweise vom Phyllit des Grundgebirges kaum mehr zu unterscheiden sind.<sup>7)</sup> Gegen S aber sinken die Schichtenglieder der

<sup>6)</sup> Vgl. Schwinner, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, S. 267 und 269.

<sup>7)</sup> Diese gemeinsame Tektonifazies veranlaßt Frech beides als Mauthener Schichten stratigraphisch zusammenzufassen.

Gortani M. u. Vinassa de Rogny P., „Su l'età e posizione di alcuni scisti delli Alpi. Rend. Acc. Lincei“ (5), XXX, 2 sem. 1921, p. 141, waren erst geneigt, ähnlich wie Frech alle Schiefer zusammenzufassen, aber ins Karbon einzureihen; jedoch Gortani (Boll. Soc. geol. It., vol. 43, 1924, fasc. 10, 101—103) kam später zu dem Schluß, daß der Quarzphyllit — wenn auch oft schwierig — doch überall vom Karbon zu trennen und älter ist als die ältesten fossilführenden Schichten der Karnischen Alpen. Daß er deswegen Untersilur sein müßte, halte ich nicht für richtig, nicht einmal für wahrscheinlich, sondern glaube, daß der größte Teil der Gesteine, die dieser Gruppe zugeteilt werden, älter als Kambrium ist. Daß Jenny H. „Die alpine Faltung“, Berlin 1924, besonders S. 95, den Quarzphyllit für eine andere Fazies des Altpaläozoikums (Silur bis Unterkarbon) erklärt, ist eine zufällige Parallele.

Reihe nach sanft hinab und das Kartenbild weist hier in breiten ost-weststreichenden Streifen dem Alter nach aufeinanderfolgend Karbon—Grödner Sandstein—Bellerophonkalk—Werfener Schichten. Erst mit der mittleren Trias beginnt knapp nördlich vom Tagliamento in der Kette des Monte Clapsavon wieder Schuppentektonik. Diese Verschiedenheit im Bau beider Seiten beweist, daß der von N andringende alpine Tangentialschub von dem variszischen Bau der karnischen Kette wie von einem Widerlager aufgefangen und nicht nach S weitergeleitet worden ist. Die Tektonik des Seeberges ist wohl ursprünglich nach gleichem Plan angelegt gewesen; nur ist hier das Widerlager viel schmaler und schwächer gewesen, die Beanspruchung dagegen stärker (auch die Durchbewegung der Gesteine ist im Durchschnitt stärker als in der karnischen Hauptkette). Daher ist am Nordrand Paläozoikum mit der Trias des Uschova-Košutazuges verschuppt und verfault worden und im S ist die Kalkplatte der Steiner Alpen, welche ursprünglich wohl ebenso wie die Sextner Dolomiten auf dem Paläozoikum und seinen variszischen Falten normal transgredierend gelegen hatte, in nördlich steigenden Schuppen auf die Schwelle aufgeschoben worden.<sup>8)</sup> Das Bewegungsbild ist auch hier auf der Nord- und Südseite der variszisch gefalteten Schwelle stark verschieden, und das spricht dafür, daß diese während der alpinen Faltung sich nicht viel bewegt haben dürfte, und da ein Grund für das Gegenteil überhaupt nicht ersichtlich ist, wird man sie ungefähr als autochthon ansehen dürfen.<sup>9)</sup>

Wir kehren nun zur Beantwortung der eingangs gestellten Frage zurück, wie die Schiefermasse des Seeberges zu horizontieren wäre. Der Nachweis jüngerer Schichten beim Tisounig usw. hat das einfache tektonische Bild, auf das Teller die Zuteilung derselben zum Silur begründet hatte, zerstört. Statt mit einer Antiklinale müssen wir mit einem Paket vielfach sich wiederholender Schuppen und Gleitbretter rechnen. Nach der heute für die karnische Hauptkette geltenden Anschauung könnte Silur nur im geringen Maß daran beteiligt sein und jedenfalls nur angeschlossen an die Zone der Devonkalklinsen. Die Hauptmasse wäre dem Karbon zuzuteilen. Eine gewisse Differenzierung in diesen sonst so einförmigen Massen ist aber doch nicht zu übersehen. Es gibt Schieferzonen, in denen Belege für die Anwesenheit der Auernigschichten (fossilführende Fusulinenkalk, Quarzkonglomerate usw.) ziemlich häufig sind; andere, in denen derartiges aber gänzlich fehlt. Ich möchte nun neuerlich<sup>10)</sup> zur Diskussion stellen, ob man nicht in jenen sterilen Schiefen ein Äquivalent der Nötscher Schichten sehen sollte. Was in der kleinen Scholle von Nötsch oben und unten liegt, ja überhaupt, wie viel echte stratigraphische Folge, was Schuppung ist, wird man kaum

<sup>8)</sup> Um unnütze Weiterungen zu vermeiden, stelle ich fest, daß ich hier nur den relativen Bewegungssinn der benachbarten Gebirgsteile meine.

<sup>9)</sup> Trotz Kober L. („Alpen und Dinariden“, Geologische Rundschau, V., 1915, S. 184.)

<sup>10)</sup> R. Schwinner, Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1923, Monatsbericht, S. 165, Anmerkung 3.

je unterscheiden können. Also können die Quarzkonglomerate auch als Hangendes angesehen werden. (Windische Höhe?)

Auch in der karnischen Hauptkette sind die streichenden Zonen ziemlich reinlich geschieden. In gewissen Strichen sind Landpflanzen, Kohle, Konglomerate, Lyditbreccien oder dergleichen häufig, z. B. Angertal-Mittellinie, andere Tonschiefergebiete sind frei oder fast frei von solchen Einlagerungen: So kenne ich in der Randzone gegen das Gailtal Konglomerate in ganz kleinen Schmitzen und nur an zwei Stellen: An der Plöckenstraße und am Weg gegen die Rattendorfer Alm, beidemal etwa am Terrassenrand gegen das Gailtal. Auch im Westteil der Karnischen Alpen herrscht die feinklastische Schieferserie, welcher Diabas und Diabastuffe, besonders mächtig am Steinwand- und Raudenspitze<sup>11)</sup> eingeschaltet sind, was sofort an die mächtigen Diabaslager von Nötsch erinnert.

Es schiene mir aber plausibel, daß das Unterkarbon noch frei von groben klastischen Bildungen ist. Ich habe neuerlich am Pal die Grenze genau angesehen: auf einer leicht gewellten und geriefen Fläche des Clymenienkalkes liegt ziemlich feiner Schiefer bis Sandstein; ähnlich kenne ich es vom Lauchek gegenüber von Groß Pal. Auch in den Karbonzonen des Seekopfprofils finden sich nur recht feinklastische Sedimente. Neuestens hat cand. geol. von Gärtner in dem Graben, der vom Großen Pal herabzieht, ein Trümmergestein im unmittelbar Hangenden des Clymenienkalkes gefunden, über das er selbst ausführlicher berichten wird. Es unterscheidet sich von den Auernigkonglomeraten durch den Gehalt an Kalk und Lydit, selten Quarz, geringe Größe der Komponenten und schwankende viel geringere Mächtigkeit (dort 10 cm). Damit ist auch über dem Clymenienkalk eine klastische Transgressionsbildung festgestellt. Auch die Nötscher Schichten sind soweit fossilführend sehr fein; feine Sandsteine, milde Tonschiefer und sogar kalkige Absätze. (Diese sind allerdings meist in Knollen aufgelöst und ihr Fossilinhalt, große Korallen u. a. zeigen manchmal Spuren von Abrollung.<sup>12)</sup>)

Daß die orogenetische Serie des Unterkarbons nicht mit groben Bildungen beginnt, obwohl eine starke Erosion nachweisbar ist,<sup>13)</sup> braucht nicht zu stören. Wir kennen Fälle aus alpinen und anderen Formationen, wo über einer erodierten Kalkküste keine Konglomerate, sondern ein ziemlich feines Sediment transgrediert, Erosions- und Sedimentationsräume brauchen durchaus nicht zusammenzufallen. Die orogenetische Periode des Oberkarbons setzt dann mit den groben Quarzkonglomeraten ein. Diese sind nicht etwa Schutt der Wildbäche eines jungen Gebirges, sondern typische Restschotter, welche neben den chemisch fast

<sup>11)</sup> Geyer, Geologische Spezialkarte, Sillian und S. Stefano und Erläuterung, S. 14, 16.

<sup>12)</sup> Vgl. eine Arbeit von Dr. Kuntschnig über Korallen von Nötsch, Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, Bd. 62, S. 3—9, Graz 1926.

<sup>13)</sup> Vgl. Schwinner, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1925, S. 267.



unangreifbaren Gangquarzen und Lyditen nur spärlich und dann stets ganz lokal Gerölle des Paläozoikums enthalten, u. zw. fast kein Silur, Devon, das damals von den Nötscher Schichten ganz bedeckt gewesen sein muß, sondern aus den nur wenig älteren Karbonschichten, bzw. den zu dieser Zeit emporgedrungenen Eruptivgesteinen.<sup>14)</sup> Die Bildung solcher Restschotter war nur möglich, wenn nicht allzuweit davon in den Alpen riesige Massen älteren orogenen Schutttes vorhanden waren, aus denen sie durch Verwitterung, nicht durch den Transport ausgelesen worden sind, und das setzt eben eine vorausgegangene Phase der Gebirgsbildung voraus. H. Stille<sup>15)</sup> will in den Karnischen Alpen zwar nur eine „sudetische“ und eine geringe „saalische“ Gebirgsbildung gelten lassen. Soweit ich es übersehen kann, ließe sich aber die vorgeschlagene Annahme einer bretonischen Faltung mit seinem System auch in Einklang bringen. Zwischen Karbon und Perm will Stille allerdings keine orogene Phase gelten lassen. Ich will nicht darauf bestehen, daß Auernigsschichten und Trogkofelkalk gerade um Naßfeld und Trogkofel sehr deutlich diskordant zu liegen scheinen, die Auernigsschichten ziemlich heftig gefaltet, der Trogkofelkalk fast söhlig, denn eine solche Differenz zwischen mechanisch stark unterschiedenen Stockwerken ist häufig tektonisch und ich kenne auch aus der Trogkofelbasis Zeichen solcher differenzieller Bewegungen. Es sind die gleich zu erwähnenden Schichten mit kleinen Quarzgeröllen stellenweise zu Reibungsbreccien mit Harnischen ausgewalzt. Wichtiger als diese nicht ganz eindeutigen Lokalerscheinungen ist die offenbare Unabhängigkeit der Verbreitung des Trogkofelkalkes vom Karbon. Im Sextner Verrucano finden sich stellenweise massenhaft Trogkofelkalkgerölle,<sup>16)</sup> und das gilt für die sogenannte Uggowitzer Breccie ostwärts bis Weitenstein, das ist 240 km, die allgemein bunte und weiße Fusulinenkalke (Trogkofelkalk) aber keine Gesteine der Auernigsschichten (schwarzer Fusulinenkalk)<sup>17)</sup> führen und dann finden sich besonders im Liegenden vielfach keine Trogkofelkalke in den Falten des dort vorhandenen Oberkarbon. Ich will nicht darauf bestehen, diese Eigentümlichkeiten der Verbreitung als Zeichen einer echten Gebirgsbildung anzusehen, aber jedenfalls liegt zwischen Auernig und Trogkofel eine beträchtliche Umwälzung. Ein Zeugnis dafür ist auch, daß man in den untersten Schichten des Trogkofel knapp über dem schwarzen Haupt-Schwagerinenkalk eingestreut in reine, dichte oder Krinoidenkalke jene Gerölle von weißem Quarz und schwarzem Lydit (etwa erbsen- bis nußgroß) manchmal reichlich, meistens aber sehr vereinzelt findet, die wir in gleicher Art in Sulzbach angetroffen haben und die unzweifelhaft ein Zeugnis von neu einsetzender Erosion und Abschwemmung sein müssen.

14) Vgl. G. Geyer, Untersuchung der künstlichen Kriegsaufschlüsse entlang der aufgelassenen Südwestfront am Kamm der Karnischen Hauptkette in Kärnten und Tirol. Anzeiger der Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Wien 1919/3, S. 32.

15) H. Stille, Grundfragen der vergleichenden Tektonik, Berlin 1924, S. 91, 103 und 130.

16) Geyer, Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1899, S. 418—432.

17) Teller, Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1889, S. 317.

Stellen wir die besprochenen Vorgänge zusammen, so bekommen wir folgende Tabelle:

**Gebirgsbildung und Sedimentation im Karnischen Paläozoikum.**

Rotliegend	} Arta-St.?	Grödner Sandstein.
		Verrucano und „Uggowitzer“ Breccie.
Karbon	} Ober-	Saalische Faltung.
		Trogkofelkalk.
	Schicht mit kleinen Quarzgeröllen.	
	} Unter-	Leichte Diskordanz (Faltung?).
		Auernigschichten.
Mächtige grobe Quarzkonglomerate.		
Oberdevon		Sudetische oder asturische Faltung.
		Nötscher Schichten (mit Diabas).
		Feinklastische Basalbildungen.
		Bretonische Faltung.
		Glymenienkalk.



# Oberrhätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen.

## II. Teil.

Von Wilhelm Vortisch.

Mit 7 Abbildungen im Text.

### Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorbemerkung . . . . .	93—94
V. Rhätische Stufe und Lias südlich des Sonntagshornes . . . . .	94—117
1. Das rhätisch-liassische Profil und Verfolgung seiner Teile durch das Untersuchungsgebiet . . . . .	94—102
2. Kleine Riffbildungen, vergleichbar den Cipitalken . . . . .	102—103
3. Fazieswechsel zum weißen Riffkalk und Beschreibung des letzteren . . . . .	103—105
4. Beschreibung der tektonischen Erscheinungen . . . . .	106—112
5. Theoretische Erörterung der tektonischen Erscheinungen . . . . .	112—117
Verwandlung exogener Konkavhänge in tektonische Mulden S. 112—113. — Typus und Abarten der überkippten Falten und Überschiebungen, Verhalten im Streichen, parallele Lage S. 113—115. — Bewegungsvorgang bei der Entstehung, Vergleich mit den Experimenten Paulckes, Beziehung zum orogenetischen Druck S. 115—116. — Vorbestimmtheit durch die Gesteinsbeschaffenheit S. 116. — Bedeutung für die Deckentheorie, mögliches Ausmaß und Erkennbarkeit S. 116. — „Gipfelfaltung“ Suess' S. 117. — Orientierung des orogenetischen Druckes bei der Entstehung der Falten und Überschiebungen, Ausweichrichtung S. 117.	
VI. Bemerkungen zur Literatur . . . . .	117
1. Umgebung der Basilalm . . . . .	117—119
2. Kammerker-Sonntagshorngruppe (Steinplatte bei Waidring und Gebiet südlich des Sonntagshornes) . . . . .	119—131
Zusatz zum Literaturverzeichnis, I. Teil, S. 62—64 . . . . .	132

### Vorbemerkung.

Die nachfolgende Arbeit ist die Fortsetzung der Untersuchungen, welche unter gleichem Titel im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1926, S. 1, erschienen ist. Es folgen zunächst die feldgeologischen Beobachtungen und unmittelbar anschließend eine theoretische Erörterung der tektonischen Erscheinungen, ferner eine kurze Besprechung der Literatur der drei bisher untersuchten Örtlichkeiten. Für die Fortsetzung der sedimentpetrographischen, paläogeographischen und paläontologischen Untersuchungen ist ein weiterer (III.) Teil der Gesamtveröffentlichung in Aussicht genommen.

Literaturangaben, bestehend aus Autornamen und den rechten beiden Stellen der Zahl des Erscheinungsjahres der betreffenden Arbeit, beziehen sich auf das Literaturverzeichnis in Teil I, S. 62—64. Die dort nicht angeführte Literatur ist am Schlusse dieses zweiten Teiles der Arbeit zu finden.

Eine flüchtige Kenntnis des Inhaltes der Arbeit ist mit Hilfe des Inhaltsverzeichnisses, der Abbildungen und zugehörigen Erläuterungen möglich, so daß besondere Zusammenfassungen überflüssig erscheinen.

## V. Rhätische Stufe und Lias südlich des Sonntagshornes.

Der fazielle Übergang von tonreichen rhätischen Gesteinen zum Riffkalk ist in der weitgespannten „Unkenhachmulde“, außer in deren Südwestecke an der Steinplatte, auch an deren Nordrande, in der Gegend südlich vom Sonntagshorn, zu beobachten (vgl. Kartenskizze, Abb. 1). Den Sockel des Gebirges bilden hier im allgemeinen nach S fallende und dementsprechend gegen N an Steilwänden aufhörende, gegen S sanft abdachende norische Gesteine, welchen verhältnismäßig unmächtige, aber wegen ihres Tongehaltes für die Almwirtschaft desto wichtigere rhätische, und, in unserem Untersuchungsgebiet in ganz bescheidenem Ausmaß, auch liassische Gesteine aufgelagert sind.

### 1. Das rhätisch-liassische Profil und Verfolgung seiner Teile durch das Untersuchungsgebiet.

Prof. 13, kombiniert, bei der Hochalm, Perchtalm und im Roßkar.  
Lias:

- o) 1 m. Bank roten, weißgeaderten Brachiopodenkalks, bisher bestimmt: *Waldheimia mutabilis* Opperl, *Rhynchonella variabilis* Schlottheim im weiteren, von Geyer (89) gefaßten Sinne (nach der mir zur Verfügung stehenden Literatur ist das von mir gesammelte Exemplar nicht sicher von *Rhynchonella Zitteli* Gemmellaro abtrennbar), *Rhynchonella* cf. *plicatissima* Quenstedt (auch auf *Rhynchonella Sancti-Hilarii* Böse beziehbar), *Spiriferin* sp.
- n) Wenige m. Dünnschichtiger, roter Kalk.
- m) 5 m. Grauer bis rötlicher oder gelblicher, dünnschichtiger Knollenkalk mit eisenhaltigen Rinden, ziegelroten Lagen und kolophoniumartigen Hornsteinen.

Rhätische Stufe:

- l) zirka 8 m. Graue, ziemlich tonige, knollige Kalke, im oberen Teil mit hellgrauen, riffkalkartigen, mächtigeren Bänken.
- k) 40 m. Dickbankiger, hellgrauer Kalk, im hangenden und liegenden Teil durch Dunklerwerden der Farbe und Abnahme der Mächtigkeit der einzelnen Bänke allmählicher Übergang zu den benachbarten Schichten. Keine Lithodendronstruktur.
- j) 60 m. Wohlgeschichtete, graue, knollige Kalke (Kössener Kalke) ähnlich i Prof. 1. Schichtung und knollige Beschaffenheit durch

mergelige, flaserige Zwischenlagen hervorgerufen. In diesen Kalken liegen mehrere riffartige Körper (vgl. S. 102, 103). Im oberen Teil, an der Basis der Linse 6 (S. 102), unter dem Beutelkopf, wenige Finger dicke Lage mit *Rhynchonella fissicostata* Suess, mit einem stark verdrückten, bisher unbestimmbaren Brachiopoden und mit Bivalven. Im unteren Teil,  $1\frac{1}{2}$  m über der unteren Grenze, links unter dem S. 103 beschriebenen Riff in der Westwand des Roßkars (Abb. 3), *Spiriferina uncinata* Schafhäütl i. w. S.

Grenze zwischen oberrhätischen und unterrhätischen Schichten.

- i) zirka 30 m. Hand- bis fußhohe Lagen dunkler Schiefermergel und ebenso mächtige ebenflächige Bänke auf frischem Bruche dunkel bläulichgrauen, ockerfarben verwitternden, tonigen Kalks in regelmäßiger Wechsellagerung. Nach oben nehmen die Schiefermergel überhand. Diese werden an der Grenze gegen j durch knollige Kalkbänke mit rasch zurücktretenden Schieferzwischenlagen verdrängt. Auch sonst treten die Kalke in manchen Horizonten zu mächtigeren Lagen zusammen. Lumachellen, an der Oberfläche mit *Gervilleia inflata* Schafh. und *Anomia*, O der Hochalm, am Touristenweg zur Schneid, *Homomya* cf. *lariana* Stoppani.
- h) zirka 2 m. Grauer, dickbankiger Lithodendronkalk.
- g) zirka 5 m. Kalk-Mergelwechsellagerung wie in i. Auf der Hochalmseite, in dem S. 101 beschriebenen Aufschlusse: *Cardita austriaca* Hauer und Lumachellen mit *Gervilleia inflata* Schafh., ferner mit *Avicula contorta* Portl., *Modiola minuta* Goldf. und anderen Bivalven.
- f) zirka 2 m. Hellgrauer, etwas kristalliner Lithodendronkalk.
- e) zirka 5 m. Kalk-Mergelwechsellagerung wie in i. Auf der Hochalmseite in dem S. 101 beschriebenen Aufschlusse: Lumachellen, an der Oberfläche häufig mit einer kleinen dreieckigen Bivalve (bisher nicht bestimmbar), *Gervilleia inflata* Schafh., *Gervilleia praecursor* Qu., *Leda* sp., Gasteropoden.
- d) zirka 5 m. Dickbankiger Lithodendronkalk, unten grau, feinkristallin, oben blaugrau, dicht. Im Roßkar im obersten Teil Lumachelle von *Terebratula gregaria* Suess, darin auch *Lima punctata* Sow., *Avicula contorta* Portl., *Spiriferina uncinata* Schafh. i. w. S., *Plicatula intusstriata* Emm.
- c) zirka 20 m. Kalk-Mergelwechsellagerung wie in i. Nach oben nehmen die dunklen Schiefermergel überhand, im unteren Teil werden die Schiefermergel oft mehr bräunlich und plattig, wodurch sie sich petrographisch den Kalken nähern, welche mit ihnen wechsellagern. Lumachellen mit *Avicula contorta* Portl., *Gervilleia inflata* Schafh., *Modiola minuta* Goldf., *Terebratula gregaria* Suess, *Spiriferina uncinata* Schafh. i. w. S. Stellenweise sind übrigens auch diese sehr tomigen Kalke von Korallenstengeln durchwachsen.

Aus den Schichten c—g stammen auch die zahlreichen Lumachellen, welche in der Furche umherliegen, die NO der Hochalm zur „Schneid“ hinaufzieht und die Gehänge des Sonntagshornes von den Westhängen der Schneid trennt (vgl. S. 101). Zum Teil sind diese Lumachellen von *Terebratula gregaria* Suess erfüllt, andere

Unterrhät. Lithodendronkalke  
 Oberrhät. Kössener Kalke  
 Riffkalke  
 Überschiebung  
 Lias

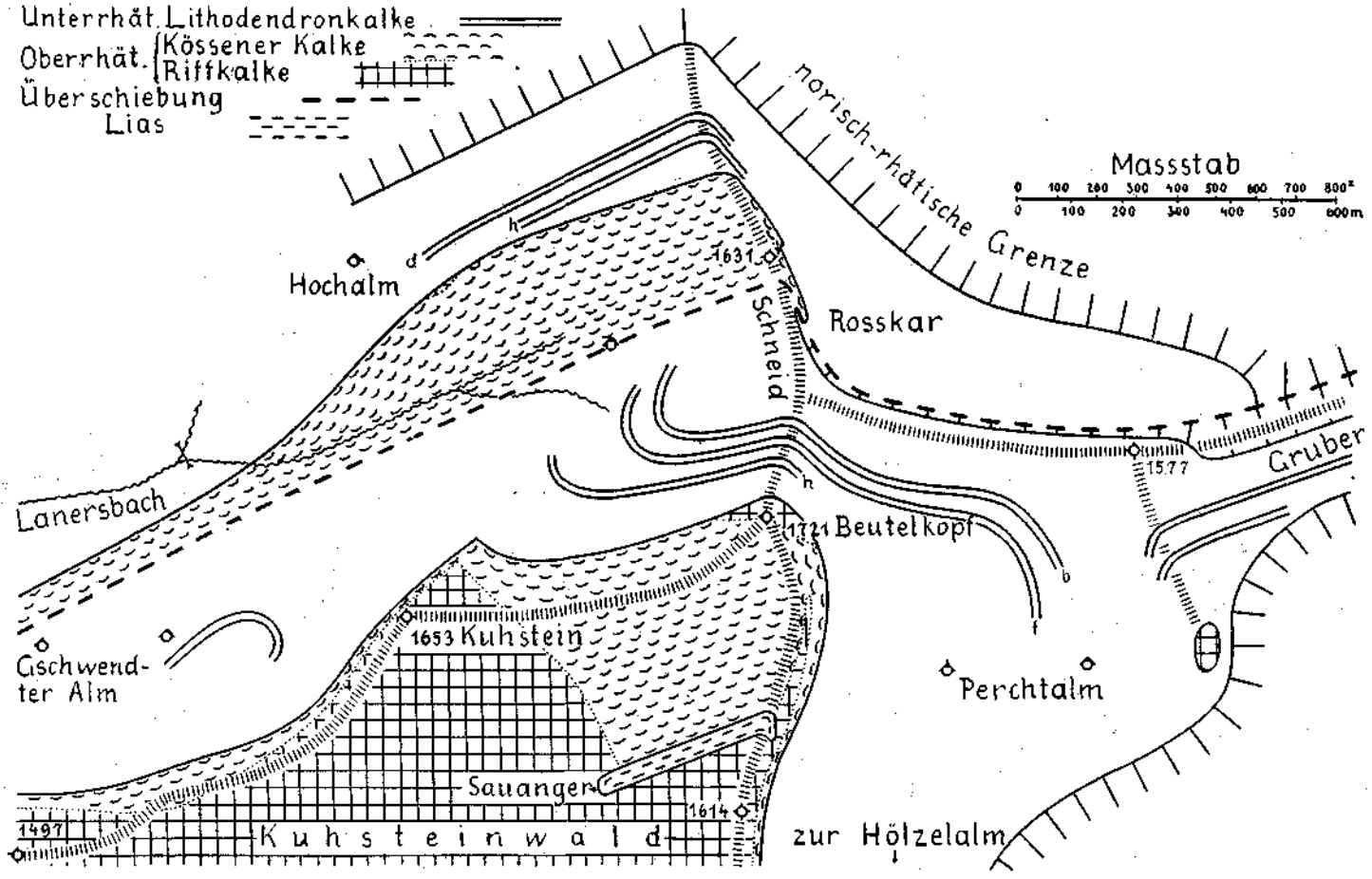
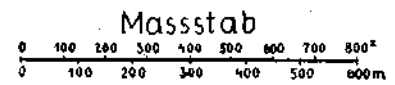


Abb. 1. Kartenskizze der rhätisch-liassischen Bildungen südlich des Sonnlagshornes. Maßstab 1 : 13.400.

In der Signatur der Kössener Kalke zeigt die Konvexität der Bogenstriche ins stratigraphische Hangende. Die unterrhätischen Schichten sind bis auf die Lithodendronkalké weiß gelassen. Die Terrainanstellung mußte auf die Höhenkoten und dazwischen verlaufenden Kamm-linien (quer gestrichelt) beschränkt werden. Das kleine Riffkalkvorkommen östlich der Perchtalm ist wahrscheinlich unterrhätisch. Es ist zu beachten, daß die Knickung der geologischen Grenzlinien an den Kammhöhen keine Änderung der Streichrichtung bedeutet, sondern durch die unebene Tagesoberfläche zustande kommt. Die Lithodendronkalke der unterrhätischen Schichten konnten wegen des Maßstabes nur teilweise dargestellt werden. Sie hören dort auf, wo sie in der Natur nicht mehr sichtbar, wiewohl sicher vorhanden sind.

Im großen und ganzen handelt es sich um eine Verdoppelung der rhätischen Stufe entlang einer Fallentüberschiebung (Abb. 3, *U*<sub>1</sub>). Im süd-östlichen (Hangend-)Flügel dieser Überschiebung sind die Kössener Kalke zum Teil faziell durch weißen Riffkalk vertreten. An den unter-rhätischen Lithodendronkalkeinlagerungen südwestlich der „Schneid“ kommt der Hangensattel der Überschiebung durch die Umbiegung im Streichen zum Ausdruck. Diese Sättel tauchen gegen SW unter den Riffkalk des Kulsteines und kommen noch weiter gegen SW bei der Geschwendter Alm wieder zum Vorschein. Jedoch sind hier die Verhältnisse viel unregelmäßiger und konnten nur stark schematisiert wieder-gegeben werden.

Weiter südlich im Hangendflügel der Fallentüberschiebung hat sich in einer parallelen Mulde mit überkipptem Südfügel ein Streifen Lias erhalten (vgl. Abb. 2). Die Fortsetzung dieser Mulde bildet wahrscheinlich die unterrhätisch-obernorische Mulde des Gruber (Abb. 6).

werden von Bivalvenschalen, darunter *Leda* cf. *Titei* Moore (auch auf *L. bavarica* Winkler beziehbar), und Bivalvenbruchstücken, Gasteropoden und Seeigelstacheln gebildet.

b) zirka 2 m. Dickbankiger, hellgrauer, kristalliner Lithodendronkalk.

a) zirka 60 m. Hier vollzieht sich der Übergang von den obernorischen zu den eigentlichen rhätischen Gesteinen. Es handelt sich um eine Wechsel-lagerung verschiedenartiger Mergel und Kalke. Es sind bereits dunkle Schiefermergel vorhanden, deren erste, einige Dezimeter mächtige Lage als untere Grenze der rhätischen Stufe angesehen wurde, und welche der norischen Stufe völlig fremd sind. Die dickbankigen, dunkelbräunlichgrauen, bituminösen Kalke der Plattenkalk-region kommen hier noch vor, hören aber unter Wechsellagerung mit den übrigen Gesteinstypen nach oben all-mählich auf. Besonders reichlich sind in 2—3 cm mächtigen Platten ge-schichtete, am frischen Bruch blau-graue, braun verwitternde Gesteine, welche an der Grenze zwischen Mergel und Kalk stehen. Aber auch Kalke mit ockeriger Verwitterungsfarbe und Lumachellen mit *Modiola minuta* Goldf. trifft man schon.

Liegendes: Norische Stufe. In einiger Entfernung unter der rhätisch-norischen Grenze stellen sich, mit den Plattenkalk-bänken wechsellagernd, Dolomite ein, die nach unten überhandnehmend den Über-gang zum Hauptdolomit vermitteln.

Im vorstehenden Profil wird als Grenze zwischen rhätischer Stufe und Lias eine Faziesgrenze (Riffkalk — bunte Kalke *m*) angesehen. Es darf nicht außer Acht gelassen werden, daß paläontologische Anhaltspunkte für diese Grenze nicht gegeben sind und daher neue Fossilfunde Überraschungen bringen können. Paläontologisch ist lediglich sichergestellt, daß die Brachiopodenkalke *o* bereits in den Lias gehören. Auf Grund der bisher



bestimmten wenigen Arten, unter welchen noch dazu die stark mutierenden Rhynchonellen vorwiegen, wage ich nicht zu entscheiden, ob es sich hier um unteren oder mittleren Lias handelt. Am wahrscheinlichsten scheint mir Lias  $\beta$ , also Hierlatzfazies im engeren Sinn.

Die rhätischen Fossilien im Profile, für welche keine besonderen Fundorte angegeben werden, beziehen sich auf die im nachfolgenden bezeichneten Örtlichkeiten, aus welchen das Profil zusammengestellt wurde.

Die Suess'sche Faziesfolge am Osterhorn ist auch hier in großen Zügen gewahrt. Aber schwäbische und karpathische Fazies lassen sich nicht recht trennen. Allerdings ist in *a* nur eine schwäbische Bivalve: *Modiola minuta* Goldf., bekannt und erst weiter oben in *c*, *d* treten die karpathische *Terebratula gregaria* Suess und *Plicatula intusstriata* Emm. auf. Da jedoch in *e*—*i* die karpathischen Formen nicht nachgewiesen sind, hat man eigentlich kein Recht, *c*—*i* zur Gänze in die karpathische Fazies zu stellen. Vielleicht ist dieser Unterschied gegen Fonsjoch und Steinplatte mehr in den Aufsammlungen bedingt. Gut entspricht wieder der Faziesfolge am Osterhorn das Auftreten der Kössener Form *Rhynchonella fissicostata* Suess in *i* über den schwäbisch-karpathischen Formen.

Die norisch-rhätisch-liassischen Schichten des Gebietes sind besonders in zwei großen Aufschlüssen gut überblickbar. Beide verlaufen in N-S-Richtung, nahezu auf demselben Meridian. Der eine (Profil Abb. 2) beginnt mit den Steilwänden westlich der Hölzelalm und setzt sich westlich bei der Perchtalm vorbei bis zu dem Rücken fort, der nördlich des Beutelkopfes Kote 1721 nach O zieht und gleichzeitig die Südwand des Roßkars bildet. Nördlich dieses Rückens sind in der Verlängerung des ersterwähnten Profils die norisch-rhätischen Schichten in der Westwand des Roßkars neuerdings schön aufgeschlossen, Profil Abb. 3. Die beiden in den Abb. 2 und 3 dargestellten Aufschlüsse werden hinfort einfach als Perchtalm- bzw. Roßkarprofil bezeichnet.

*m* bildet den Kern der tektonischen Mulde des Perchtalmprofils an dem Steige, der von der Perchtalm in den Kuhsteinwald führt, vgl. Abb. 2: Lias. *n* ist in der Terrainmulde von der höchsten Stelle dieses Steiges nach SW hinab zu einem kleinen Rasenfleck, dem sogenannten Sauanger, zu sehen, und unmittelbar vor diesem Rasenfleck als Handgestes auch *o* (vgl. Abb. 1).

*l*—*j* bezieht sich im Perchtalmprofil auf die Stelle, wo die Wand unmittelbar südlich vom Beutelkopf Kote 1721 verhältnismäßig leicht ersteigbar ist, vgl. Abb. 2. Da *l* gegen S hinab ins Liegende der Liasmulde nur mit kleinen tektonischen Unterbrechungen verfolgbar ist, erscheint seine Mächtigkeitssziffer (zirka 8 *m*) mit einiger Unsicherheit behaftet. Ungefähr an der Grenze zwischen *k* und *l* ist gegen S hinab zu dem Steige, der von der Hölzelalm in den Kuhsteinwald führt, eine Schichtfläche weithin entblößt.

Die Grenze zwischen *j* und *i* ist im Roßkarprofil als Gegensatz zwischen den wandbildenden Kössener Kalken der oberen rhätischen Stufe und den unterlagernden mergelreichen Schichten leicht wiedererkennbar. Ich betrachte sie als Grenze zwischen dem oberen und

unteren Teil der rhätischen Stufe. Der untere Teil ist im Roßkar besser aufgeschlossen, weshalb sich  $i-a$  und das Liegende im vorstehenden Profil auf das Roßkarprofil (vgl. Abb. 3), allerdings mit Ergänzungen aus dessen unmittelbarer Fortsetzung über die Roßkarschneid zur Hochalm hinab und aus den tektonisch abgetrennten, unterrhätischen Schichten des Perchtalprofils im Liegenden des Beutelkopfes bezieht. Fossilfunde außerhalb der Ausgangsteile des vorstehenden Profils sind unter Angabe der Örtlichkeit angeführt.

Die einzelnen Teile des Profils sollen nun soweit als möglich durch das Untersuchungsgebiet verfolgt werden.

In der norischen Stufe, unter der auf die erwähnte Art angenommenen rhätisch-norischen Grenze, vollzieht sich der von Hahn (10) S. 334, 335 beschriebene Fazieswechsel von der bayrischen Fazies zur Übergangsfazies (in die Berchtesgadener Fazies). Die Schichten des Liegenden in Profil 13, im nördlichen Teile des Roßkars im Liegendflügel der Roßkarüberschiebung, gehören durch die bräunlichgrauen, bituminösen Bänke des Plattenkalkes, welche auch noch in  $a$  erscheinen und nach unten in den ähnlich gefärbten bituminösen Hauptdolomit übergehen, der bayrischen Fazies an. In den untersten rhätischen und obernorischen Schichten des Hangendflügels der Roßkarüberschiebung im südlichen Teile des Roßkars und Nordende des Perchtalprofils sind sie durch die hellgelblichgrauen, dichten bis feinkristallinen, dickbankigen Kalke der Übergangsfazies ersetzt, welche mit den Mergeln und Kalken der entsprechenden Region des Roßkarnordendes gleichenden Gesteinen, wie dort der Plattenkalk, wechsellagern und nach unten allmählich durch den meist ähnlich gefärbten, nicht bituminösen Dolomit der Übergangsfazies ersetzt werden. Das Auftreten dieser Kalke in mächtigen Bänken und das Aussehen auf frischem Bruche macht sie makroskopisch fast ununterscheidbar von den Einlagerungen von Lithodendronkalken, die weiter aufwärts in der rhätischen Stufe ihre Rolle übernehmen. Jedoch fehlt ihnen zum Unterschied von den letzteren die Lithodendronstruktur. Tiefer hinab in der Grenzregion zwischen Kalk und Dolomit dieser Übergangsfazies zur Berchtesgadener Fazies nach Hahn kommen auch rein weiße Dolomite, auf frischem Bruche helle Bänderdolomite, dolomitische und nicht dolomitische Bänderkalke vor, in der Nähe der rhätisch-norischen Grenze am Wetterkreuz endlich Bänke grauen Kalkes mit massenhaften, kaum zentimetergroßen, von weißem Kalkspat ausgefüllten Megalodonten. Diese Übergangsfazies entwickelt sich im Liegenden der rhätischen Schichten des Roßkarprofils aus der bayerischen Fazies des Nordendes dieses Profils. Die durch das Roßkar streichenden, Abb. 3 dargestellten Faltenüberschiebungen haben wegen der damit verbundenen Verkürzung gewiß auch eine Verschärfung des faziellen Gegensatzes zwischen Nord- und Südende des Profils in der norischen Stufe mit bedingt. Wenigstens die südlichere der beiden, die eigentliche Roßkarüberschiebung, reicht sicher bis in die norische Stufe. Die Übergangsfazies Hahns bildet dann das Liegende der rhätischen Stufe über das Wetterkreuz zur Hölzelalm hinab.

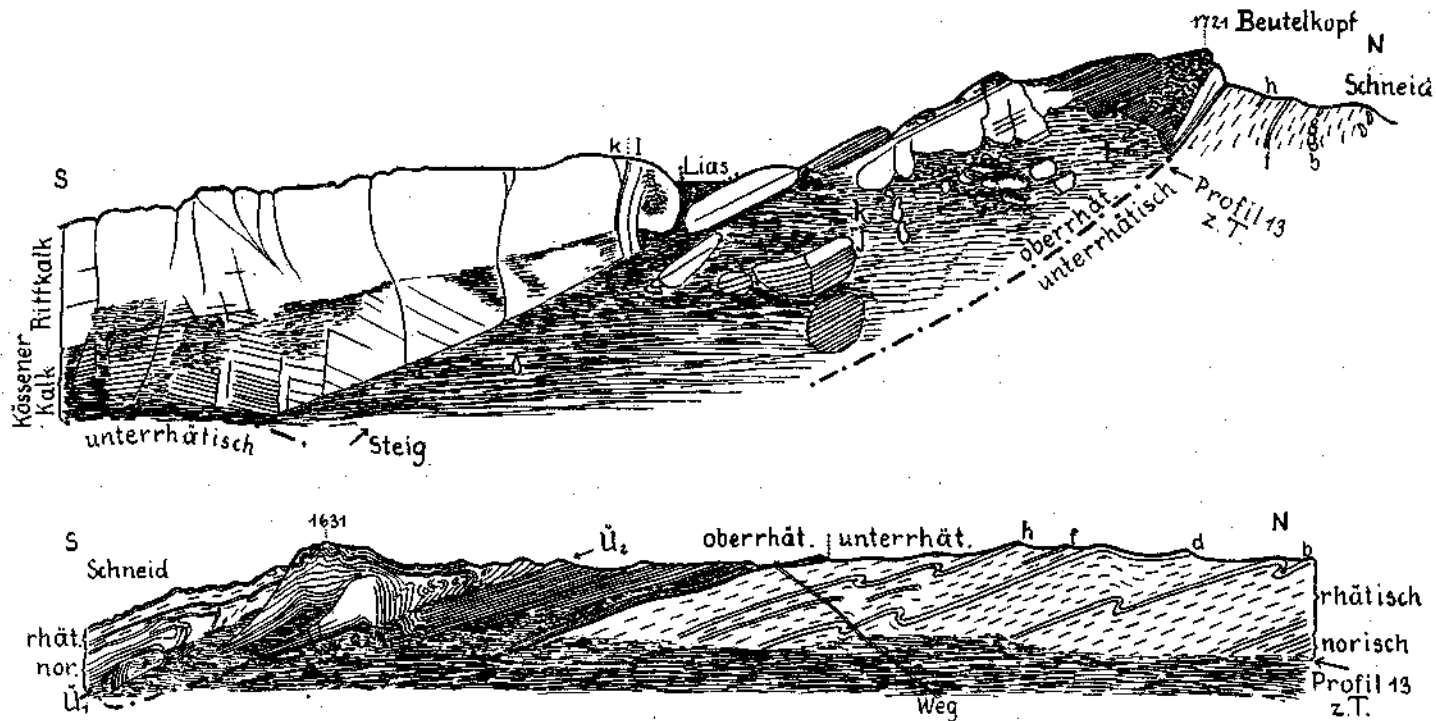


Abb. 2 und 3. Beide Profile verlaufen ungefähr in N-S-Richtung. Größtenteils wurden sie von einem gegenüberliegenden Aussichtspunkte aus mit einem Breithauptsehen Kompaß mit Spiegelvisur ausgemessen und in ein Netz gezeichnet, wobei möglichst wenig schematisiert wurde. Nur die unterrhätischen Teile wurden schematisch (Strichel in der Fallrichtung, Lithodendronkalk-Doppellinien) beigelegt.

Abb. 2. Große Aufschlüsse westlich der Perchtalm. Auf eine unbedeutende Aufsattlung im S folgt nach N eine überkippte Mulde mit Liaskern (Abb. 1), unter welcher der oberrhätische Riffkalk im S faziell in Kössener Kalk im N übergeht. Die tektonische Mulde hat sich aus einem konkaven Riffhange gebildet. Eine große Riffkalklinse, z. T. abgetragen, bildet den Beutelkopf Kote 1721, mehrere kleinere liegen, —ähnlich den Cipittalken in Südtirol, in den Kössener Kalken unmittelbar südlich davon.

Abb. 3. Westwand des Roßkars, die unterrhätischen Schichten von einem weiter nördlich gelegenen Aussichtspunkte beigest. Die oberrhätischen Schichten sind hier durch die Fazies der Kössener Kalke vertreten. Auf eine Faltenüberschiebung (Roßkardüberschiebung  $U_1$ ) im S (vgl. auch Abb. 1) folgt etwas weiter nördlich nochmals eine Faltenüberschiebung  $U_2$ , welche die Nordböschung der großen Rifffalklinse an der Basis der oberrhätischen Kössener Kalke unter Kote 1631 in Mitleidenschaft zieht. Die unterrhätischen Lithodendronkalke weiter nördlich zeigen ganz analoge Störungen kleineren Ausmaßes.

Die Schichten  $d-i$  des Roßkarprofils lassen sich über die „Schneid“ gegen die Hochalm hinab im einzelnen verfolgen. Am unteren Rande des linken (Südost-)Hanges der etwas bewaldeten Furche, welche die mattenbedeckten Westhänge des Beutelkopfes Kote 1721 und der Roßkarschneid von dem Hang des Sonntagshornes trennt (vgl. Abb. 1), sind die Lithodendronkalke  $d$  am weitesten gegen SW. erkennbar, in höheren Teilen des Hanges auch  $f$  und  $h$ . Wenige hundert Schritte oberhalb der Hochalm sind noch  $d, e, f, g, h$  übereinander aufgeschlossen. Hier sind anstehend und im Schutt zahlreiche Versteinerungen, besonders in Lumachellen zu finden (vgl. Prof. 13, S. 95). Obwohl im einzelnen nicht weiter verfolgbar, ist der untere Teil der rhätischen Stufe noch bei unveränderter Ausbildungsweise in dem Wasserriße aufgeschlossen, der, vom Beutelkopfwesthange kommend, von dem Karrenweg Unken—Hochalm durch eine Holzbrücke überquert wird.

Für den Vergleich der tektonisch von denen des Roßkars abgetrennten unterrhätischen Schichten am Nordende des Perchtalmprofils stehen zwar keine paläontologischen Anhaltspunkte zur Verfügung, aber Mächtigkeitsziffern und die Regelmäßigkeit der Lithodendronkalkeinlagerungen gewähren auf diese kleine Entfernung genügend Anhaltspunkte für die in Prof. 13 und in den Abb. 1—3 durch Buchstabenbenennung vertretene Auffassung. Die kleinen Serpentinien des Steiges Perchtalm—Roßkarschneid unmittelbar vor Erreichung des Kammes liegen in  $c$ , worin hier wieder Lumachellen zu finden sind, unmittelbar rechts davon (Abb. 2) kommt  $b$  zutage.

Die oberrhätischen Schichten des Perchtalmprofils, Prof. 13,  $j-l$ , wiederum sind im Roßkar durch die Deutlichkeit des Gegensatzes dieser wandbildenden Kalke und der mergelreichen unterrhätischen Schichten sofort wiedererkennbar, Abb. 3. Da Lias hier nicht erhalten ist, weiß man allerdings nicht genau, wie weit die Kalke hinaufreichen, viel kann aber wegen ihrer Mächtigkeit nicht fehlen. Wie am Nordende des Perchtalmprofils ist der obere Teil der rhätischen Stufe bis auf lokale Rifffalklinen hier ausschließlich durch die Fazies der Kössener Kalke vertreten. Die unteren 5  $m$  sind infolge gelb verwitternder mergeliger Flasern nicht durchgehend geschichtete Knollenkalke, höher hinauf sind gut geschichtete grobknollige Kalke mit einzelnen etwas mächtigeren (bis 0.5  $m$ ) Schiefermergelzwischenlagen vorhanden. Von der Roßkarschneid gegen WSW bilden diese den Nordwesthang der sich nach unten verengernden wiesenreichen Mulde, in deren Mitte eine Sennhütte steht. Bei dieser Hütte beginnend ist auch noch ein kleiner Teil des Südosthanges der Mulde von diesen Kalken gebildet. (Vgl. Abb. 1, die Sohle der Mulde ist durch den Wasserriß kenntlich.)

Oberhalb der Hochalm treten sie an die vom Nordende der Schneid zu dieser Alm hinabführenden Furche heran und bilden dann den oberen Teil des Hanges, der sich von hier nach SW fortsetzt. Aufgeschlossen sind sie am Touristensteig von der Hochalm gegen den Beutelkopf mit ihrem unteren Teile — in ihren höheren Teilen in den Wasserrissen unter der Sennhütte am Westhange des Beutelkopfes. Ein letztes Mal endlich ist die ganze Gesteinsfolge der Kössener Kalke bei unverändertem Ansehen am Karrenwege Unken—Hochalm zwischen der vorerwähnten Holzbrücke und der Gschwendter Alm zu sehen (Abb. 4).

## 2. Kleine Riffbildungen, vergleichbar den Cipitkalken.

In der ganzen rhätischen Stufe des Gebietes sind riffartige, nach Schema Abb. 4, S. 45, I. Teil, gebaute Linsen häufig. Im unteren Teil gehört hierher schon die Erscheinung, daß die als Lithodendronkalke bezeichneten Einlagerungen nicht überall die Korallenstengel führen. Für *h* z. B. liegt eine Stelle mit reichlichem Korallenwachstum in dem S. 101 erwähnten Aufschluß, einige hundert Schritt nordöstlich der Hochalm (Störungen S. 111!), während anderwärts die Korallen darin vielfach fehlen. Vollkommen dem Schema entsprechen jene Örtlichkeiten, wo neben Korallenführung Zunahme der Mächtigkeit und Hellerwerden der Farbe beobachtet werden kann. Damit nähert sich das Gestein der Fazies des weißen Riffkalks. Solche Anschwellungen liegen am Nordende des Perchtalmprofils in *d* und *f* gerade am Kamm, in *h* etwas tiefer unten. Diejenigen Anschwellungen, welche in der Fortsetzung von *f* gegen SO liegen, sind petrographisch kaum vom weißen Riffkalk verschieden. Das kleine, bereits von Hahn (10) kartierte Riffkalkvorkommen am Westrande der Wetterkreuzhochfläche ist ebenso zu erklären und gehört vielleicht *b* an. Im oberen Teil der rhätischen Stufe sind solche kleine Riffe besonders häufig in *j*, Prof. 13, unter dem Beutelkopf. Sie gehen sämtlich aus einer oder wenigen, wenige Dezimeter mächtigen Bänken des dunkelblaugrauen, bituminösen Kalkes hervor. Das Gestein wird lichter und nicht bituminös, bisweilen, wie in 2 (siehe unten), ist es völlig dicht und muschelrig brechend wie Hallstätter Kalk, nur ausnahmsweise, wie in 4, führt es Korallenstengel, häufig jedoch Krinoidenstielglieder. Es müssen also andere Organismen als Korallen Anlaß zur Riffbildung gegeben haben, vgl. S. 49, I. Teil. An der Basis der kleinen Riffe kommen gelb verwitternde Knollenkalke wie an der Steinplatte, Teil I, S. 11, 49, vor. Wenn man die kleinen Riffe nach ihrer stratigraphischen Lage von unten nach oben heziffert, sind die Verhältnisse der Länge zur Dicke in Metern ungefähr folgende: 1: 1 × 3, 2: 3 × 7, 3: 3 × 6, 5: 3 × 10, 6: 2 × 5. 1—3 liegen dicht beisammen, 4 liegt orographisch in gleicher Höhe weiter links und schaut nur teilweise aus dem Rasen. Stratigraphisch gelten die Abstände: unterer Rand von *j*—17 *m* — 2. Riff — 14 *m* — 5. Riff — 8 *m* — 6. Riff — 18 *m* — 7. Riff. 7 ist bedeutend größer als alle anderen und schwer erreichbar. Von weitem sichtbar und in Abb. 2 übertrieben groß dargestellt sind 2, 4, 5, 7. Auf diese Häufung kleiner Riffe habe ich bereits in Teil I, S. 49, hingewiesen und auf die Ähnlichkeit mit den Cipitkalken Richthofens in Südtirol aufmerksam gemacht.

Besonders häufig schwellen die untersten Bänke von *j* zu riffartigen Linsen an, welche größere Ausmaße erlangen als die vorerwähnten. Nach den Erwägungen S. 45, I. Teil, können sie Korallenstengel führen. Dies ist auch wirklich der Fall. Die Nordhälfte des Beutelkopfes ist nichts anderes als eine aus den untersten Bänken von *j* hervorgehende, in die Luft ragende solche Linse, deren nördlicher Teil abgetragen ist. An der Basis liegen wieder gelb verwitternde mergelige Knollenkalke und im Kern, nach Blöcken zu urteilen, hellgraue Lithodendronkalke. Demselben Horizont gehört im Hangendflügel der Roßkarüberschiebung die zirka  $5 \times 10$  m große Linse in den aus dem unteren Teile des Riffkalkes des Kuhsteines hervorgehenden Kössener Kalken östlich der Gschwendter Alm an (Auf Abb. 1 nicht angedeutet, vgl. Abb. 4) — im Liegendflügel das weit größere Riff des Roßkarprofils, Abb. 3, mit den S. 110 beschriebenen tektonischen Erscheinungen. Im Zusammenhang mit den zahlreichen Riffen dieses Horizontes steht wohl die Ausbildung der unteren 5 m von *j* im Roßkar als gelbverwitternde Knollenkalke, wie sie anderwärts an der Basis der Riffe auftreten. Endlich gehören hieher die massigen hellgrauen Lithodendronkalke, welche sich aus den Kössener Kalken rechts unterhalb des Touristensteiges von der Hochalm zum Beutelkopf entwickeln, wo derselbe den waldigen Hang östlich des Schutzhauses beinahe erklommen hat. Noch weiter gegen SW ist nichts mehr von Lithodendronkalken in diesem Horizont zu sehen.

### 3. Fazieswechsel zum weißen Riffkalk und Beschreibung des letzteren.

Nur dem Ausmaße nach aber nicht im Wesen von diesen kleinen Faziesänderungen verschieden ist der Fazieswechsel, welcher die Kössener Kalke, Prof. 13, *j-l*, südlich unter dem Beutelkopf Kote 1721, in ihrer Fortsetzung nach S ergreift. (Immer verglichen Abb. 2!) Ob die riffkalkartigen Bänke in *k* schon den endgültigen Übergang zum weißen Riffkalk bedeuten oder ob es sich zunächst um eine Linse wie oben beschrieben handelt, ist wegen kleiner Störungen nicht sicher zu entscheiden. Jedenfalls vollzieht sich im großen und ganzen in *k* nach S der Fazieswechsel durch Verlust der Schichtung, Hellerwerden des Gesteins und wohl auch Mächtigkeitszuwachs, während nach N, wo der Aufschluß bald zu Ende ist, eine Annäherung an die Kössener Kalke stattfindet, so daß man annehmen kann, daß, abgesehen von Sonderriffen, die Riffkalkfazies nach N kaum über das Perchtalmprofil hinausreicht. Die Grenze zwischen *k* und *l* bildet südlich des Prof. 13 eine weithin entblößte,  $43^\circ$  ungefähr S fallende, knollige Schichtfläche (vgl. auch S. 106), auf welcher eigentümliche *Problematica* vorkommen, nämlich flache Wülste, zirka 3 cm breit, z. T. S-förmig gewunden, von etwas abweichender Gesteinsbeschaffenheit als die Umgebung. *l*, welches schon weiter nördlich in Prof. 13 riffkalkartige Bänke führt, wird über dieser Schichtfläche immer mächtiger und dickbankiger. Südlich des Steiges Perchtalm—Kuhsteinwald, welcher die Wand in einem Rasenstreifen erklimmt, ist die erwähnte Schichtfläche wohl durch die klaffende, fast saigere, etwas überkippte,  $86^\circ$  S fallende Schichtfuge (Abb. 2) fortgesetzt, deren stratigraphisch Hangendes

als Äquivalent von *l* einen weiteren Fortschritt des Fazieswechsels gegen den weißen Riffkalk hin dartut. Hahn (10), Fig. 16, S. 409, deutet diese Schichtfuge als Bruch, aber die Beschaffenheit der sie begrenzenden Flächen läßt keinen Zweifel über ihre Natur zu. *l* bildet also hier eine Mulde mit  $43^\circ$  S fallendem Nordschenkel und etwas überkipptem Südschenkel bei gleichzeitig fortschreitendem Fazieswechsel. Im Kern dieser Mulde liegt, ebenfalls als Mulde mit flachem Nord- und saigerem Südschenkel, Lias *m*, Prof. 13, auf 10 m N-S-Erstreckung aufgeschlossen. Unter *l* folgt südlich des vom Steig benützten Rasenstreifens hellgrauer, feinkristalliner Kalk, der nach unten hie und da Schichtenfugen zeigt und *k*, Prof. 13, entsprechen muß. Unterhalb des Nordschenkels von *l* kommt *j* als zirka 50 m mächtige, grobknollige, dunkelgraue Kalke zum Vorschein, welche sich gegen oben durch massigere Bankung in ihrer Ausbildung *k* nähern. Auch südlich des Rasenstreifens kommen unter *k* ohne scharfe Grenze dunklere, knollige Kalke zum Vorschein, welche zunächst einen flachen Sattel bilden und dann weiter südlich unter dem wandbildenden Riffkalk wiederholt auftauchen. In der Aufsattelung sind riffartige Linsen sichtbar.

Der Fazieswechsel vollzieht sich also von N nach S zuerst in *k*, dann unter der Liasmulde in *l*, und von *j* gliedern sich vielleicht erst noch weiter südlich Teile der zusammenhängenden Riffkalkmasse an.

Nach den Blöcken zu urteilen, welche die Terrainmulde südwestlich der Perchtalm bedecken, ist in den Riffkalcken des Perchtalmprofils südlich des Rasenstreifens mit dem Steige Hölzelalm—Kuhsteinwald Lithodendronstruktur allgemein verbreitet, nicht zu beobachten jedoch ist sie in den, der ehemaligen Riffböschung angehörigen Kalcken nördlich dieses Steiges, obwohl diese, wie bereits auseinandergesetzt, in den Abschnitten *k* und *l* z. T. sonst völlig riffkalkartig beschaffen sein können.

Auch die hausgroßen Blöcke von Riffkalk am Wege unweit südlich der östlichen der beiden Perchtalmhütten, die Hahn (10) auf seiner Karte als autochthon darstellt, bieten keinen Anhaltspunkt für die Auffassung dieses Forschers. Am ehestens erklärt sich ihre große Entfernung von den Riffkalkwänden des Perchtalmprofils und ihre Lage jenseits der Sohle der dies Profil im O begleitenden Terrainmulde durch Abrutsch auf eiszeitlichem Firnschnee, welcher den Wänden des Profils gegen O angelagert war. In diesen Blöcken findet man wieder Lumachellen, wie ich sie schon aus weißem Riffkalk (I. Teil, S. 10, 11, 51) beschrieben habe, hauptsächlich ein Gemenge aus *Oxytoma inaequivalve* Sow., *Avicula contorta* Portl. und *Modiola minuta* Goldf. Untergeordnet sind auch andere Bivalven beteiligt. In anderen findet man große Montlivaltiaarten, merkwürdigerweise wieder zusammen mit *Cheilosporites tirolensis* Wähner.

Man kann die Schichten *l* von Prof. 13 an auf den berasteten Hängen nach W bis zum Kuhsteinnordende verfolgen, wo sich aus ihnen wieder Riffkalk entwickelt. Sie biegen dabei aus O-W-Richtung in  $334^\circ$  NW (Fallen  $25^\circ$  SW) auf der Kammlinie um. An den Wänden und Steilhängen, welche die oberrhätischen Riffkalke des Kuhsteinwaldes nach NW gegen das Wiesengelände der Gschwendter und Hochalm begrenzen, ist, wenn auch nicht übersichtlich aufgeschlossen wie im

Perchtalprofil, ein zweifacher Fazieswechsel zu beobachten. Vgl. die schematische Abb. 4, u. zw. den Teil oberhalb der Roßkarüberschiebung  $\bar{U}_1$ . Am Nordostende des Profils entsteht aus den oberen Teilen der Kössener Kalke des Hangendflügels der Überschiebung auf dieselbe Art, wie an der Steinplatte bei Waidring und wie im Schema Abb. 4, S. 45, I. Teil, dargestellt, Riffkalk, zunächst frei von Korallen, dann, nach abgestürzten Blöcken zu urteilen, mit Lithodendronkalcken im Kern. Die untere Partie des Riffkalces verfällt weiter gegen SW wiederum dem Fazieswechsel zum Kössener Kalk, welcher an dem Steige von der Gschwendter Alm in den Kuhsteinwald nur von zirka 23 m hellgrauen, nur im obersten Teil riffkalkähnlicheren Kalcken überlagert wird. Nach einer Störungszone gliedern

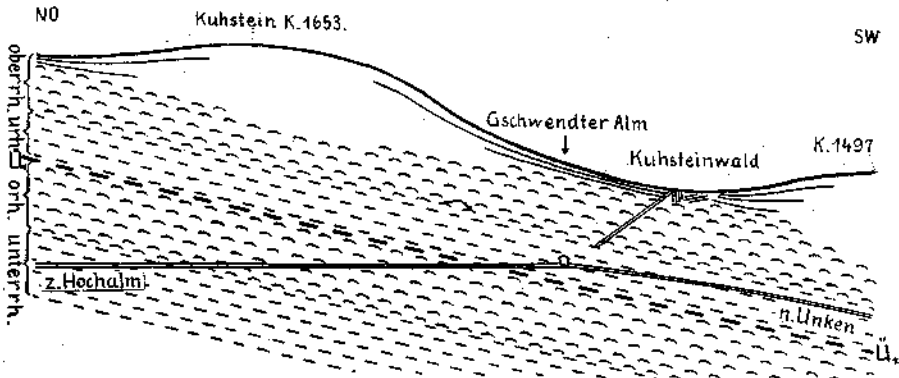


Abb. 4. Schematische Darstellung des gegen NW gerichteten Hanges zwischen Kuhstein Kote 1653 und Kote 1497. Verdoppelung der rhätischen Stufe durch die Roßkarüberschiebung  $\bar{U}_1$ , im Hangendflügel wiederholter Fazieswechsel zwischen dem oberen Teil der Kössener Kalke und weißem Riffkalk. Die Wand des Kuhsteines Kote 1653 bildet einen Querschnitt durch den nach NW vorgestreckten Lappen des oberrhätischen Riffkalces des Kuhsteinwaldes (siehe Kartenskizze Abb. 1 samt Beschreibung). Wo der Steig von der Gschwendter Alm in den Kuhsteinwald die obere Grenzlinie des Hanges erreicht, kleine, nicht sicher deutbare Störungen.

Riffkalk weiß, gebankter Riffkalk mit Schichtlinien, Kössener Kalk = gebogene Strichel, unterrhätische Schichten = gerade Strichel, Roßkarüberschiebung  $\bar{U}_1$  = dick gestrichelt.

sich gegen SW wieder tiefere Teile der Kössener Kalke dem hangenden Riffkalke an und bei Kote 1491 ist über Kössener Kalcken wieder mächtiger Riffkalk, wie am Südende des Perchtalprofils, vorhanden.

Die S. 106 erwähnte, vom Perchtalprofil zum Sauanger sich erstreckende Liasmulde (Abb. 1) bildet die Grenze zwischen riffkalkartigen Gesteinen im SO und mehr grauen, tonigeren Kalcken im NW. Vom Sauanger gegen den Kuhsteingipfel hinansteigend bleibt man ständig im Blockwerk von weißem Korallenkalk. Die Grenze gegen die Übergangsgesteine zum Kössener Kalk wird im O von einer SSO—NNW verlaufenden Furche begleitet. Im Zusammenhang mit dem oben beschriebenen Fazieswechsel auf der Nordwestseite des Kuhsteines ergibt sich, daß der Kuhstein einen nach N in die Fazies der Kössener Kalke vorgestreckten Lappen der Riffkalkmasse des Kuhsteinwaldes darstellt.



#### 4. Beschreibung der tektonischen Erscheinungen.

Wie erwähnt, haben die norisch-rhätischen Schichten südlich des Sonntagshornes ein ziemlich steiles, im allgemeinen nach S gerichtetes Fallen. Im einzelnen wechseln Streichrichtung und Neigungswinkel um ziemliche Beträge, auch dort, wo es sich nicht um die im nachfolgenden geschilderten Verwicklungen handelt. Die Mittelwerte des in Abb. 1 dargestellten Gebietes sind ungefähr  $70^\circ$  für das Streichen und  $40^\circ$  für den Fallwinkel.

Von der erwähnten Streichrichtung weicht das Südende des Perchtalmprofils und dessen Umgebung beträchtlich ab. Gemessen wurde unweit des Südendes des Profils, oberhalb der Hölzelalm, noch in der norischen Stufe,  $160^\circ$  Streichen,  $15^\circ$  SW Fallwinkel, und am Steige, welcher vom Vordergöll über die Wand in den Kuhsteinwald führt, auf der Höhe der Wand,  $138^\circ$  bzw.  $27^\circ$  SW. Die Werte am Südende des Perchtalmprofils im Kössener Kalk von  $150^\circ$  bzw.  $30^\circ$  SW und der etwas weiter gegen N von  $190^\circ$  bzw.  $35^\circ$  W erklären die flache Aufsattelung dieses Teiles des Profils durch eine unbedeutende Änderung der Streichrichtung. Die hier durchsetzenden, nach NO streichenden saigeren Klüfte wurden bereits von Hahn beachtet. Die auffallendste quert im Profil gerade den First des erwähnten Sattels, ist mit horizontalen Hohlkehlen bedeckt und setzt sich weit in den Kuhsteinwald hinein als tiefe Schlucht fort. Weiter südlich im Perchtalmprofil durchstreichende Klüfte kommen an den Wänden oberhalb des Vordergölls über dem Wege, welcher von der Hölzelalm ins Heutal führt, wieder zum Vorschein. An dem obenerwähnten Steige vom Vordergöll in den Kuhsteinwald bildet eine solche saigere,  $45^\circ$  streichende, mit horizontalen Rutschstreifen bedeckte Kluft die Grenze zwischen Riffkalk (Streichen auf der Höhe der Wand  $138^\circ$ , Fallwinkel  $27^\circ$  SW) und  $75^\circ$  streichenden, unter  $64^\circ$  nach SO fallenden roten liassischen Knollenkalken, welche entsprechende Schlepplungserscheinungen zeigen. Hier handelt es sich also um eine Blattverschiebung quer durch geneigte Schichten, wenn man das Streichen und Fallen des Riffkalkes in Betracht zieht. Der SO-Flügel ist nach NO geschoben, das veränderte Streichen und Fallen des Lias vielleicht schon Schlepplung. Ob die Grenze zwischen Riffkalk und jüngeren Schichten an diesen Südostwänden des Kuhsteinwaldes durchaus so zu erklären ist oder ob außerdem Senkung des südöstlichen Gebirgsstückes beteiligt ist (Saalabwestbruch Hahns [10], S. 640, 660, 661), kann von dieser Lokalbeobachtung aus nicht entschieden werden.

In den oberen Teilen des Riffkalkes folgt nördlich des erwähnten Sattels im Perchtalmprofil eine Mulde mit saigerem, etwas überkipptem Süd- und flacherem Nordflügel (Abb. 1, 2). Der liassische Kern in dieser Mulde streicht im Kuhsteinwald unter  $248^\circ$  nach SW, vgl. S. 98. Hinter dem Sauanger hört der Lias, weil das Terrain steiler fällt als die Muldenachse, auf und auch im Riffkalk ist bald nichts mehr von muldenförmigem Bau erkennbar. Die überkippte, unterrhätische und obernorische Mulde des Gruber (Ensmannalm vgl. S. 111) liegt genau in der streichenden Fortsetzung dieser Riffkalk-Liasmulde gegen NO. Der Zusammenhang dieser beiden Mulden ist daher wahrscheinlich, obwohl wegen der unterbrechenden Schuttverhüllung nicht direkt verfolgbar.

Die liasführende Mulde des Perchtalprofils hat sich, wie unten näher ausgeführt werden wird, aus dem Konkavhange der Riffböschung des im Kuhsteinwalde verbreiteten Riffkalkes entwickelt. Die kleinen S. 102 beschriebenen Riffe in *j*, Prof. 13, bieten hiezu gewisse Analogien. Bei sämtlichen ist das nach oben gerichtete, nördliche Ende durch kleine Störungen von der heteropischen Fortsetzung losgetrennt und der Zusammenhang undeutlich. Am auffallendsten ist die Ähnlichkeit bei Riffkalklinse Nr. 6, S. 102.

Weit bedeutendere Störungen als die bisher beschriebenen bietet das Roßkarprofil (Abb. 3). Die Südwand des Roßkars verläuft im Streichen der Schichten, daher scheint die Lagerung aus einiger Entfernung horizontal.

Aus dem Steinbachtal ins Roßkar kommend, erkennt man bei einiger Kenntnis des Aussehens der norischen und rhätischen Gesteine auf den ersten Blick, daß die Südwand aus einem anderen Gestein besteht als die Westwand. Die Grenze liegt unmittelbar S. Kote 1613, in der Westwand, dicht an der Umbiegung zur Südwand. Die oberrhätischen Kössener Kalke der Westwand tauchen unter die obernorisch-unterrhätischen Gesteine der Südwand und werden eine Strecke weit von diesen entlang einer ziemlich steilen Grenze überlagert. Es kann sich also nur um eine Überschiebung handeln. Ganz unten bei  $\bar{U}_1$ , Abb. 3, bilden Schichtenflächen von  $140^\circ$  streichenden Kössener Kalken den Steilhang. Die vorspringende Klippe etwas weiter rechts wird von saigeren,  $80^\circ$  streichenden Kössener Kalken gebildet. Wahrscheinlich handelt es sich in beiden Fällen um Schleppung an der Überschiebung, wobei allerdings die Richtung von  $140^\circ$  der ersterwähnten Kalke eine lokale Unregelmäßigkeit darstellt. Alles, was rechts über diesen Kalken zweifelhaften Zusammenhanges an oberrhätischen Gesteinen folgt, setzt sich direkt in das obere Drittel der Kössener Kalke der Westwand weiter nördlich fort, gehört also, wenn man die Störung als Faltenüberschiebung ansieht, nicht dem Mittelschenkel, sondern dem Liegendschenkel an. Deutliche, bis zur Überkippung gesteigerte Schleppung ist dagegen in den obernorischen Kalken des Hangendflügels, rechts oberhalb der erwähnten saiger stehenden Kössener Kalke, zu sehen. Während die obernorischen Kalke und Dolomite weiter unten ohne Lageänderung unter dem Rasen verschwinden, ist die Umbiegung hier im mittleren Drittel der Wandhöhe deutlich. Die gebogenen Schichtenflächen der obernorischen Kalke sind von nahezu horizontalen, SW gerichteten Hohlkehlen oder Streckungsfalten bedeckt. Nach rechts folgen aus höheren ebensolchen Kalken hervorgegangene, im Profil zweispitzige, metergroße Quetschlinge, hierauf ebenfalls laminierte dunkle Kalke und Lumachellen, welche auch die großen Quetschlinge umfließen. Sie sind, weil ursprünglich knollig oder dünner geschichtet, zu kleineren, nur dezimetergroßen Quetschlingen ausgewalzt und können (besonders die Lumachellen) nur aus höherem Niveau, aus der norisch-rhätischen Grenzregion oder den unterrhätischen Schichten stammen; also ein deutlich ausgewalzter Zwischenschenkel, welchem allerdings oberrhätische Schichten fehlen und der daher direkt auf oberrhätischen Gesteinen des Liegendschenkels ruht. Eine wenig höher folgende, mehrere Meter lange, auf der schmalen Kante stehende Linse

hellgrauen Kalkes kann sehr wohl als unterrhätische Riffkalklinse aufgefaßt werden (sie ist in Abb. 3 rechts von der oberen winkelig gebogenen Bank angedeutet), ebenso dürften die steil S fallenden Schiefermergel, welche links, also im stratigraphischen Liegenden dieser Linse vorhanden sind und sich weit den Hang hinauf fortsetzen, aus höheren Teilen der unterrhätischen Stufe stammen. Im oberen Hangdrittel<sup>1)</sup> zeigen die nunmehr unterrhätischen Gesteine keine Schlepplung. Wie die Schiefermergel müssen hier auch die rechtsfolgenden, ebenfalls steil S fallenden Bänke hellgrauen Kalkes, von welchen die oberen deutliche Lithodendronstruktur zeigen, als zu einem überkippten Mittelschenkel gehörig aufgefaßt werden; denn ihre stratigraphischen Äquivalente sind nicht mehr in der Wand des Roßkars, sondern auf dem Rücken gegen den Beutelkopf zu zu suchen. Die erwähnten, zum Teil Korallenstengel führenden Bänke ruhen fast unmittelbar auf den obersten Kössener Kalken der Roßkarwestwand. In Abb. 3 sind sie hinter der von Kote 1631 nach links vorspringenden Nase verdeckt. Zusammenfassend ist also der Überschiebungscharakter der Störung sichergestellt, denn sie trennt ältere Schichten in ihrem Hangenden von jüngeren in ihrem Liegenden.

Auf der Westseite der Schneid liegt in der streichenden Fortsetzung der Überschiebung nach SW zunächst eine, durch Kalklösung an der Störung entstandene, kesselartige Vertiefung, welche weiter nach SW durch einen Wasserriß als Sohle einer weiten Terrainmulde fortgesetzt wird. Von der Almhütte an bilden die obersten Teile der oberrhätischen Kalke des Liegendflügels einen deutlichen kleinen Rücken am Fuße des Südosthanges dieser Mulde, so daß der Wasserriß ganz in den genannten Kalken liegt. (Vgl. Abb. 1, die Sohle des Wasserrisses ist eingezeichnet.) Die Nordwestflanke der Mulde bilden Schichtenflächen der Kössener Kalke, welche, weil im Hangsinne fallend, auf der Skizze, Abb. 1, einen unverhältnismäßig großen Raum einzunehmen scheinen. Über der Almhütte auf dem Südosthange sieht man die aus dem Rasen schauenden unterrhätischen Lithodendronkalkeinlagerungen des Hangendflügels vom Rücken nördlich des Beutelkopfes herab aus der Südwestrichtung über W—NW—N bis fast NO umschwenken. Besonders auffällig ist die mit Fichten bestandene Umschwenkung der Einlagerung *f* oberhalb der Almhütte. Die Einlagerungen bilden also durch ihre Schlepplung an der Überschiebung regelmäßige, nach NW überkippende Sättel, deren Stirnen nach SW unter die Tagesoberfläche tauchen. Ähnlich verhalten sich die oberrhätischen Kalke des Hangendflügels, die vom Beutelkopf nach SW streichen. Der erwähnte Wasserriß empfängt am Ausgange der weiten wiesenreichen Mulde von links einen Seitenarm. Dieser letztere und die gemeinsame Fortsetzung beider bis hinab zur Holzbrücke des Karrenweges Unken-Hochalm schließen fast die gesamten rhätischen Schichten des Liegendflügels nochmals auf; die oberrhätischen Schichten (Kössener Kalke) sind auch noch an dem Karrenwege zwischen der erwähnten Holzbrücke und der Gschwendter Alm zu sehen (Abb. 4, 5). Die unterrhätischen Schichten des Hangendflügels bilden unmittelbar darüber ein sehr flaches Hangstück, welches der Steig von der im vorstehenden

<sup>1)</sup> Hangendflügel.

öfter erwähnten Almhütte auf der Westseite des Beutelkopfes zur Gschwendter Alm benutzt. (Vgl. Abb. 5.) Noch höher folgen Kössener Kalke und dann oberrhätischer Riffkalk, welcher sich aus dem oberen Teil der Kössener Kalke des Beutelkopfes entwickelt hat. Die Aufschlußwände des linsenförmigen Riffkalkquerschnittes des Kuhsteines, Kote 1653, sind mit schichtenparallelen, also etwas S fallenden Hohlkehlen oder Streckungsfalten bedeckt, auch anderwärts eine Folge der Streckung an Faltenbiegungen (vgl. z. B. die norischen Sattelum biegungen im Roßkar, S. 107).

Die nordwestlichen Teile der Riffkalkzunge des Kuhsteines fallen denn auch abweichend von der Schichtenlage im Kuhsteinwald nach NW<sup>1)</sup>. Es handelt sich um die nur teilweise erhaltene Sattelum biegun g

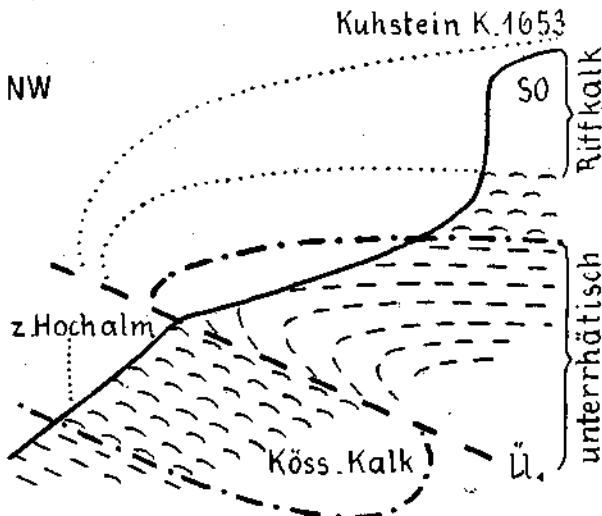


Abb. 5. Schematisches Querprofil zu Abb. 4 durch den Kuhstein Kote 1653. Signaturen wie in Abb. 4.

des Hangendflügels der Roßkarüberschiebung (oder Schleppung des Hangendflügels an der Überschiebung), vgl. Abb. 5. Auf dem Hange östlich der Gschwendter Alm kommen die unterrhätischen Lithodendronkalkeinlagerungen, ebenfalls steil aber ziemlich unregelmäßig im Hangsinne hinabgebogen, wieder zum Vorschein. Die Hütten der Gschwendter Alm liegen noch auf den flachgeböschten, unterrhätischen Schichten, in deren Liegenden am Wege zur Hochalm schon die Kössener Kalke des Liegendflügels aufgeschlossen sind. Auch die Riffkalke N Kote 1497 zeigen wieder, im Gegensatz zum Kuhsteinwald, Nordwestfallen, während bei Kote 1497 selbst die Lagerung ungefähr schwebend zu sein scheint. Die sattelförmige Umbiegung (Schleppung) an der Roßkarüberschiebung macht sich also auch hier geltend. Der weitere Verlauf der Über-

1) Wenigstens in den jüngsten Bänken.

schiebung ins Heutal hinab kann mangels geeigneter Aufschlüsse nicht angegeben werden. Es wäre auch möglich, daß die Störung im Streichen gegen SW, etwa nach Übergang zur einfachen schiefen Falte, allmählich ganz aufhört (vgl. S. 114).

Während von der Schneid nach SW die Überschiebung an der Tagesoberfläche ganz in rhätischen Gesteinen liegt, bildet sie vom Roßkarprofil nach O die Grenze zwischen norischen, alsbald von unter-rhätischen Schichten normal überlagerten Gesteinen im S und rhätischen im N. Die tonreichen unterrhätischen Schichten des nördlichen (Liegend-)Flügels liefern den Wiesen- und Quellboden im südlichen Teile des Roßkars und hören nach O allmählich sich verschmälernd auf.

Eine ganz ähnliche Störung wie die große Überschiebung hat sich im Roßkarprofil weiter nördlich an der oberen, nördlichen Hälfte der großen Riffkalklinse (S. 103) der untersten Teile der Kössener Kalke entwickelt (Ü., Abb. 3). In Bezug auf die Riffkalklinse ähnelt sie auch den tektonischen Veränderungen der viel kleineren Riffkalklinsen des nördlichen Teiles des Perchtalprofils, südlich unter dem Beutelkopf (S. 113). Der ganze nördliche Teil der Linse mit einem Teile der darüber folgenden Kössener Kalke ist steil bis zur Überkipfung hinabgehogen und auf die weiter nördlich folgenden Kössener Kalke hinaufgeschoben. Der obere Teil dieser letzteren ist am unteren Ende steil aufwärts gebogen und weiter gegen S schauen unter der Riffkalklinse steil stehende und zerknitterte Bänke der Kössener Kalke aus dem Rasen, welche den tieferen Lagen der Kalke des überschobenen Teiles<sup>1)</sup> entsprechen dürften, obwohl hier der Zusammenhang nicht unmittelbar sichtbar ist. Man hat also ebenfalls eine Faltenüberschiebung mit zerrissenem Mittelschenkel vor sich. Der oberste Teil der Kössener Kalke des Hangendflügels setzt sich nach rechts über die Störung zwar unter Kleinfaltung fort, in den Mittelschenkel ist aber nur eine ganz kleine Partie rechts mit einbezogen, ein Zeichen, daß die Störung nach oben ausklingt. Zwischen diesen hangenden Kalken, den steil abwärts gebogenen Kalken der Linse und ihres unmittelbaren Hangenden und den Kalken des Liegendflügels entsteht so ein dreieckiger Raum, der von mannigfaltig gestauchten und zertrümmerten Kössener Kalken und Schiefermergeln ausgefüllt wird, die hier durch den Zusammenschub viel mächtiger erscheinen als im normalen stratigraphischen Zusammenhang, in welchen sie nur schwächige Zwischenlagen bilden (S. 101).

Kleine, isoklinale, in Überschiebungen übergehende Falten kommen im Roßkar auch in den obernorischen Kalken der Südwand vor, wo sie ausnahmsweise ungefähr nach O überkippt sind und nur wenige, allerdings sehr mächtige Bänke ergreifen. Wie die eben beschriebenen beiden großen Störungen, d. h. nach NW überkippt, liegen sie dagegen in den Lithodendronkalkeinlagerungen in den unterrhätischen Schichten des nördlichen Teiles des Roßkarprofils und der Südflanke der Furche, welche vom Nordende der Schneid hinab zur Hochalm führt. Auch hier ist es eine einzige oder sind es wenige Bänke, welche die Störung mitmachen. Im Roßkarprofil sind diese Störungen im Profil aufgeschlossen

1) Liegendflügels.

(Abb. 3), während sie in der Furche zur Hochalm gewissermaßen von der Stirnseite, d. h. von NW zu sehen sind. Ziemlich weit oben in der Furche gelangt dadurch *f* tiefer hinab und im oberen Teil des S. 101 erwähnten Aufschlusses weiter unten scheint sich eine solche Störung in *h* sogar zweimal übereinander zu wiederholen.

Von der Perchtalm gegen NO setzt sich ein Streifen unterrhätischer Gesteine zur Ensmannalm im sogenannten Gruber fort. Er liegt in der streichenden Fortsetzung der Liasmulde des Perchtalmprofiles, weshalb diese überkippte, aus unterrhätischen-obernorischen Gesteinen bestehende Mulde wahrscheinlich auch die tektonische Fortsetzung der letzteren ist. Daß es sich um eine Mulde mit überkipptem Südschenkel und nicht, wie Hahn (10) S. 640 und Taf. XIV, Prof. 2 meint, um eine Verwerfung mit geschleppten Rändern handelt, dafür sprechen alle

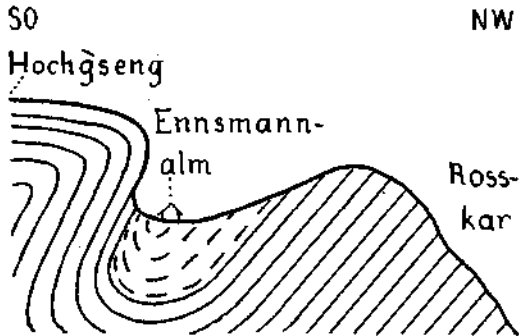


Abb. 6. Schematisches Querprofil durch die überkippte Mulde des Gruber. Der Zwischenschenkel ist vielleicht zerrissen.  
 Signaturen: Strichel = unterrhätische Schichten, ausgezogene Schichtlinien = obernorische Kalke und Dolomite.

Beobachtungstatsachen, obwohl die Aufschlüsse hier keinen so schönen Überblick wie im Rosskar gestatten. Auf dem Kamme zwischen Wetterkreuz und Kote 1577, besonders am Westhange, geben die aus dem Rasen schauenden unterrhätischen Lithodendronkalkbänke ein Bild, welches als nach NW überkippte Mulde gedeutet werden kann. Von hier streichen die Bänke in den Gruber hinab. Oberrhätische Gesteine fehlen. Unweit (W) der Sennhütte, an der Südwand des Gruber, biegen sich die am Wetterkreuz flachliegenden obernorischen Kalke bis zur deutlichen Überkipfung am unteren Rande der Wand hinab (Abb. 6). Hier maß ich Streichen  $71^\circ$ ; Fallen  $65^\circ$  S. Der Nordrand der Terrainmulde des Gruber liegt viel tiefer als der Südrand und besteht aus südostfallenden obernorischen Kalken und Dolomiten. Durch Verbindung dieser Beobachtungen erhält man den Abb. 6 dargestellten Querschnitt, entsprechend der eingangs dieses Abschnittes ausgesprochenen Meinung, daß es sich hier um eine überkippte, vielleicht überschobene Mulde

unterrhätisch-obernorischer Gesteine handelt, welche sich im Gegensatz zur Anschauung Hahns in den Gesamtbau des Gebietes völlig harmonisch einordnet.

Sowohl die überschobene Mulde des Roßkars als auch des Gruber dürften tiefer in der norischen Stufe bald ausklingen (vgl. S. 114).

### 5. Theoretische Erörterung der tektonischen Erscheinungen.

Die im vorstehenden dargelegten tektonischen Erscheinungen bedürfen noch der theoretischen Verbindung. Es wurde darauf hingewiesen, daß die Liasmulde des Perchtalmprofils gerade dort den oberrhätischen Kalken aufruht, wo diese im stärksten Fazieswechsel von Kössener Kalk zu Riffkalk begriffen sind. Auch im Kuhsteinwald ist der oberrhätische Kalk nordwestlich der Liasmulde dunkler und toniger als südöstlich davon. An der Steinplatte liegt dieser Faziesübergang im unteren konkaven Teil der Riffböschung, und man muß daher annehmen, daß auch bei der Perchtalm der gegenwärtig im Muldenkerne erhaltene Lias ursprünglich auf dem unteren konkaven Teile einer ehemals sicher vorhandenen Böschung der oberrhätischen Riffkalke lag. Die exogenen Verhältnisse haben also die tektonischen Verhältnisse insofern beeinflußt, als sich gerade dort eine tektonische Mulde entwickelte, wo eine schwache exogene Einbiegung schon vorhanden war (vgl. Abb. 7 b—d). Wir haben hier ein völlig klargelegtes Beispiel dafür, daß exogene Böschungen entscheidend sind für den Ablauf tektonischer Veränderungen.

Bei Heim (78), I. Bd., S. 235, hat dieser Gedanke eine etwas andere Bedeutung, denn er denkt an schräge Lagerung der Schichten, welche beim Beginn der Faltung auch oberflächlich vorhanden war. In unserem Falle hingegen war die Böschung bei Beginn der Faltung durch mächtige überlagernde Sedimente längst ausgeglichen.

Des weiteren läßt sich unser Beispiel auch als Sonderfall einer Faziesgrenze auffassen, welche wegen der damit verbundenen mechanischen Unstetigkeiten stets zur Ausbildung von Störungen neigen. Heim (78), II. Bd., S. 219, weist bereits auf das Zusammenfallen orographischer Gebirgsgrenzen mit weit älteren Faziesgrenzen hin. Paulcke (12), S. 102—105, betont die Auslösung von tektonischen Bewegungen an Faziesgrenzen auf Grund von Naturbeobachtungen und bestätigt sie durch das Experiment. Dieser Umstand darf auch bei der vielfach erörterten Möglichkeit der Konstruktion von Faziesdecken in der Deckentheorie nicht übersehen werden. Wäre in unserem Falle die Störung etwas weitergegangen, dann würde hier die Riffkalkfazies auf der Fazies der Kössener Kalke liegen. Bei ungenügenden Aufschlüssen wäre man dann leicht geneigt, der seitlichen Verschiebung einen bedeutend größeren Betrag zuzumuten, als ihr wirklich zukommt.

Endlich fallen die mit mechanischen Unstetigkeiten verbundenen Faziesgrenzen unter die noch allgemeinere Regel, daß sich eine Erklärung tektonischer Erscheinungen nur aus der Wirkung der tektonischen Kräfte auf die besondere mechanische Beschaffenheit der ihnen unterliegenden Gesteine ergibt. Hiefür wäre die beschriebene tektonische

Erscheinung ebenso ein Beispiel wie etwa der Umstand, daß die Mächtigkeit und Art der Schichtung für das Ausmaß und die Art der Faltung maßgebend ist.

Es wurde in unserem Falle die nach NW (im Profil, Abb. 2, nach N) gerichtete Riffböschung versteilt. Es ist nun eine merkwürdige Tatsache, daß bei den kleinen Riffkalklinsen in *j*, Prof. 13, S. 102, südlich unter dem Beutelkopf, stets auch das nördliche (nach der Schrägstellung obere) Ende Störungen, entsprechend dem kleineren Ausmaße der Riffe auch entsprechend kleineren Betrages, zeigt. Das Aufschlußbild der Linse 6 ist sogar eine ziemlich getreue Nachbildung der Liasmulde im kleinen, gewissermaßen ein Experiment, welches die Natur selbst vorführt. Auch bei der großen Riffkalklinse im Roßkar ist, wie S. 110 beschrieben, das Nordende gestört. Selbst wenn man die viel beträchtlichere Größe der Riffkalkmasse in Betracht zieht, erreicht diese Störung ein viel größeres Ausmaß und ist zu einer Überschiebung geworden. Sie ist zwar der Art nach gleich den eben beschriebenen Störungen, dem Betrage nach aber viel bedeutender.

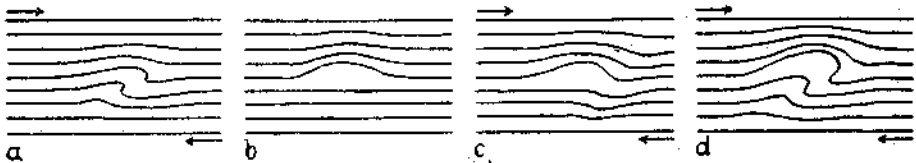


Abb. 7. *a*: Im Arbeitsgebiet (vgl. Abb. 1—6) und auch sonst verbreiteter Störungstypus: überkippte Falten, entstanden durch schichtenparalleles Gleiten des Hangenden relativ zum Liegenden im Sinne der Pfeile. Die Mächtigkeit der von diesen Störungen ergriffenen Schichten kann von einzelnen Bänken bis zu ganzen Schichtenfolgen schwanken. Der Mittelschenkel kann zerreißen. Wesentlich ist die Über- und Unterlagerung durch ungestörte Schichten.

*c, d*: Abarten des gleichen Störungstypus, welche bei gleicher Bewegung des Hangenden zum Liegenden durch tektonische Versteilung aus dem Konkavhang einer Riffkalklinse wie bei *b* abgebildet entstehen.

Ein großer Teil der Störungen des Gebietes, auch die eben besprochenen, welche aus Konkavhängen der Riffkalklinsen hervorgegangen sind, läßt sich auf einen gemeinsamen Grundtypus zurückführen, der in Abb. 7 *a* dargestellt ist. Eine vom Liegenden und Hangenden durch Bewegung ermöglichende, etwa schieferige Zwischenlagen getrennte Bank bildet eine überkippte Falte. Die liegenden und hangenden Schichten schmiegen sich zunächst noch etwas an, aber in einiger Entfernung ist alles ausgeglichen. Lücken zwischen den einzelnen Bänken können durch das zusammengeschobene, ursprünglich auf einen größeren Raum ausgedehnte Zwischenmittel ausgefüllt werden (in Abb. 7 vernachlässigt). Dieser Störungstypus<sup>1)</sup> kann nun in verschiedenen Beziehungen Modifikationen erfahren. Auf einige dieser Möglichkeiten soll hier hingewiesen werden. Es können mehrere Schichten gefaltet werden, wodurch das ganze ein großes oder sehr großes Ausmaß annehmen kann ( $\beta$ ). Der Mittelschenkel kann zerreißen, wodurch der Übergang zu einer

<sup>1)</sup> Gleichzeitig den einfachsten Spezialfall ( $\alpha$ ) vorstellend.



Überschiebung hergestellt ist ( $\gamma$ ), die schließlich gar nicht aus einem überkippten Mittelschenkel hervorgegangen sein muß ( $\delta$ ). Wenn eine oder mehrere Schichten zu plankonvexen Linsen nach Art der oben besprochenen Riffkalklinsen anschwellen, werden die konkaven Böschungen dieser Anschwellungen besonders zur tektonischen Versteilung neigen und zur Liegendmulde unseres Störungstypus werden (Abb. 7 b—d).

Im Gebiete südlich des Sonntagshornes sind Störungen der Unterart  $\beta$  und  $\gamma$  in kleinem Ausmaße (wenige Bänke erfassend) in den oberrheinischen Kalken der Südwand des Roßkares, ferner in den unterrhätischen Lithodendronkalken der Westwand und der Furche zur Hochalm hinab verbreitet (S. 110, 111). Wie in Abb. 3 sichtbar, gehen wenigstens teilweise diese Störungen durch mehrere Lithodendronkalkeinlagerungen. Das Ausklingen nach oben und unten ist hier durch die hohe Beweglichkeit der Schiefermergel erleichtert, deren Verhalten, weil sie keine größeren zusammenhängenden Aufschlüsse bilden, schwer festzustellen ist. Die Roßkarüberschiebung ist ein Beispiel für eine derartige Störung in großem Maßstabe (d. h. unter Einbeziehung einer großen Anzahl von Schichten) mit zerrissenem Mittelschenkel (Abb. 3). Der ehemals die rhätischen Schichten überlagernde Lias ist im Mittelschenkel nicht zu finden. Er wäre wegen seines charakteristischen Aussehens kaum zu übersehen. Daraus ist zu schließen, daß er nicht mit eingefaltet wurde. Er konnte sich höchstens, wie die höheren Bänke in Abb. 7 a, etwas um die durch die Störung entstandene Verdickung herumbiegen. Das Ausklingen der Störung nach oben ist somit wahrscheinlich gemacht. Ebenso ist in den tieferen Teilen der norischen Stufe unter der Roßkarüberschiebung bisher nichts von einer Fortsetzung der Störung bekanntgeworden.

Die Abart  $\delta$  ist mir in völlig den alpinen Verhältnissen entsprechender Weise in den mitteldevonischen Kalken  $g_1$ , südlich von Prag, im Eisenbahneinschnitt der Mägdeburg aufgefallen.

Zahlreich sind in unserem Gebiete die Beispiele, wo sich der Störungstypus aus dem Konkavhang einer Riffböschung entwickelt. Sie wurden bereits unter diesem Gesichtspunkte zusammengefaßt (S. 113).

Leider kommen kaum je die Veränderungen in deutlichen Aufschlüssen zutage, welche das Profil dieser Störungen im Streichen erleidet. Gewiß sind hier alle Möglichkeiten vorhanden, welche die streichende Fortsetzung von Falten und Faltenüberschiebungen überhaupt bieten, wie allmähliches Ausklingen, Übergang von Überschiebungen in Falten und umgekehrt usw. Man könnte hier höchstens darauf hinweisen, daß die Roßkarüberschiebung jenseits der Gschwendter Alm ins Heutal hinab möglicherweise ausklingt. Mangel an Aufschlüssen ließ aber bisher keine Entscheidung zu. Daß die kleineren Störungen, wie die am Nordende der kleinen Riffe unter dem Beutelkopf im Perchtalprofil, im Streichen nicht lange vorhalten, ist wohl zweifellos richtig, obwohl nicht zu beobachten.

Fast alle diese Faltungen und Überschiebungen südlich des Sonntagshornes haben das Gemeinsame, daß sie stets nach NW überfaltet bzw. überschoben sind. Sie liegen also parallel. Da bei den Riffen aus der

konkaven Riffböschung überkippte Mulden hervorgehen, kann die Regel nur gewahrt bleiben, wenn die nach N gerichtete Böschung sich versteilt. Das ist auch tatsächlich der Fall (S. 113).

Fragen wir uns nun, welche Bewegungsvorgänge zur Entstehung der im vorstehenden zusammengefaßten Störungen geführt haben. Für die kleineren Ausmaße bleibt nur die Vorstellung, daß es Bewegungen des Hangenden der gestörten Schichten relativ zu ihrem Liegenden oder umgekehrt waren, da eine so dünne Schicht wegen der Unmöglichkeit der Druckfortleitung in ihr sich nicht selbständig gegen das Liegende und Hangende bewegen kann. Die relative Bewegungsrichtung des hangenden und liegenden Gebirgsstückes ist in Abb. 7 durch Pfeile angedeutet. Da auch die Störungen größeren und größten Ausmaßes in unserem Gebiete den kleinen derartig erklärbaren völlig analog gebaut sind und zu ihnen parallel liegen, muß man auch für sie gleiche Entstehung annehmen. Der relative Bewegungssinn des Hangenden zum Liegenden geht also aus allen diesen Störungen klar hervor und da sie alle gegen NW überkippt sind, hat die Bewegung des Hangenden zum Liegenden stets nach NW stattgefunden oder umgekehrt die Bewegung des Liegenden zum Hangenden nach SO. Da immer nur die gegenseitige Lage der Gebirgsstücke in Betracht kommt, fehlt für die Beurteilung, ob Nordwest- oder Südostbewegung oder gar beide stattgefunden haben, innerhalb der mir zugänglichen Beobachtungstatsachen jedes Bezugssystem. Man kann sich den Vorgang so denken, daß durch die im Liegenden und Hangenden der gestörten Schichten entgegengesetzt wirkende Reibung ein Drehmoment erzeugt wurde, welches den überkippten Mittelschenkel um mehr als  $90^\circ$  gedreht hat.

Auch bei den Experimenten Paulckes (12) bewirkte die Reibung der zusammengeschobenen Schichten am Kastenboden, also deren relative Bewegung zum Boden als Liegendes, ganz ähnlich eine Überkippfung in der Bewegungsrichtung der beweglichen Wand. Nicht deren Bewegungsrichtung ist ausschlaggebend, sondern der Reibungswiderstand. Dieser war unterhalb der zusammengeschobenen Schichten größer als darüber — einerseits, weil die Schwerkraft die Schichten an den Kastenboden andrückte und andererseits, weil die mächtige Sandzwischenlage gegen die Kastendecke die Reibung nach oben verringerte. Wäre der Reibungswiderstand durch eine andere Versuchsanordnung gegen unten geringer gewesen als gegen oben, hätte bei gleicher Bewegung der Schubwand Überkippfung in der entgegengesetzten Richtung stattfinden müssen. An und für sich wirkt der orogenetische Druck wie jeder andere zweiseitig (Reaktionsprinzip) und kann daher nicht als Ursache für einseitige Überkippfung angesehen werden. Diesen Umstand hat schon Heim (78), I. Bd., S. 232--233, betont, er scheint aber durch den Einfluß Suess' und dessen Lehre vom einseitigen Bau der Faltengebirge in den Hintergrund gedrängt worden zu sein. Allerdings lehnte Heim in obiger grundlegender Monographie S. 233 unsere Erklärung der Überkippfung für die von ihm studierten Beispiele auf Grund der Kontraktionstheorie ab.

Das vermutete Aufhören unserer überkippten Falten und Überschiebungen im Streichen kann man sich beim Gleiten des einen Gebirgs-

stückes gegen das andere so entstanden denken, daß die sich einfaltenden Schichten nur an einer im Streichen beschränkten Stelle mitgeschleppt wurden. Je weiter im Streichen von dieser Stelle entfernt, je eher löste sich das schleppende Gebirgsstück ab und glitt allein weiter.

Bevorzugte Stellen für die Entwicklung der beschriebenen Störungen werden Bewegungshorizonte überhaupt, im alpinen Mesozoikum etwa gut geschichtete mergelige Gesteine zwischen weniger gut geschichteten oder massigen, riffkalkartigen Gesteinen oder an der Grenze gegen die letzteren sein. Zum zweiten Falle gehören die rhätischen Schichten unseres Gebietes, mit welchen über der norischen Stufe beweglichere mergelige Gesteine beginnen, um sich in Jura und Neokom fortzusetzen.

Die Aufmerksamkeit, welche von den Geologen der Deckentheorie gewidmet wurde, hat dazu geführt, daß die mechanisch ganz ähnlich wie die oben zusammengefaßten Störungen entstandenen Faltungen an Deckengrenzen wohl beachtet wurden (Wilckens [12], S. 46 und Fig. 49). Aber dasselbe kann sich auch innerhalb einer einheitlichen Schichtenfolge abspielen und wir wissen nicht, welches Ausmaß solche überkippte Falten und Faltenüberschiebungen annehmen können. Wenn wir, wozu guter Grund vorhanden ist, in unserem Gebiete die Roßkarüberschiebung so erklären, könnte man dann vielleicht auch für die ähnlichen, aber noch größeren Überschiebungen des Sonnwendgebirges ohne *Traineau écraseur* auskommen. Sogar die Deckentheorie selbst bietet Gründe für die Annahme solcher Störungen innerhalb tektonisch einheitlicher Schichtenfolgen, denn das Vorgehen jüngerer Schichten gegen die älteren ist ihr eine geläufige Vorstellung (Wilckens [12], S. 41). Weitgehende derartige Gleitungen führen dann zum Begriff der „Spaltdecken“ Paulckes, ohne daß eine strenge Abgrenzung möglich wäre. Bei allen diesen Bewegungen vom geringfügigen Gleiten härterer Bänke entlang toniger Zwischenlagen bis zum spaltdeckenartigen Vorwärtsgleiten jüngerer Formationen und Bewegungen an sonstigen Deckengrenzen ist die Möglichkeit für die Entwicklung unseres Störungstypus gegeben und man muß sich fragen, ob bei der Entstehung der riesigen „diskordanten Faltungen“ wie z. B. von Arn. Heim aus der Alviergruppe dargestellt (nach Wilckens [12], S. 34 und Fig. 40, und Alb. Heim [21], S. 380 und Fig. 116) nicht das Gleiten der mächtigen, heute allerdings zum Teil abgetragenen jüngeren Formationen (oberes Valangien bis Eozän) die Hauptrolle spielte. Es ist also die Möglichkeit im Auge zu behalten, daß den oben erläuterten mechanischen Vorgängen für die Entstehung überkippter Falten und Überschiebungen eine größere Bedeutung zukommt, als auf den ersten Blick scheinen möchte. In vielen Fällen mag die Überlagerung durch ungefaltete Schichten nicht mehr erhalten sein oder es sind auf Grund wesensgleicher Vorgänge unregelmäßigere Gebilde entstanden. Wir kommen auch auf diesem Wege zum Ergebnis, daß „tektonische Bildungen, welche wir jetzt an der Oberfläche sehen, Tiefenbilder sind“ (Paulcke [12], S. 80).

Auf Grund der oben erwähnten Anschauung über das Vorgehen der jüngeren Formationen in den Decken könnte man, wenn man will, auch die überkippten Falten und Faltenüberschiebungen des Sonntagshornes solchen Gleitbewegungen in der tirolischen Decke gegen NW unterordnen.

Die rhätische Stufe taucht hier nach S unter viele hundert Meter mächtige Jura- und Neokomschichten, welche bei der Faltung wohl sicher auch das jetzige Gipfelgebiet S des Sonntagshornes bedeckten. Daß Störungen der beschriebenen Art auch in der heute von Jura und Neokom bedeckten rhätische Stufe in den tieferen Teilen der Unkenbachmulde, obwohl der Beobachtung nicht zugänglich, vorhanden sind, ist höchst wahrscheinlich. Mit der heutigen Gipfellage in unserem Gebiet S des Sonntagshornes hat demnach ihre Entstehung nichts zu tun und die Anwendung des Ausdruckes „Gipfelfaltung“ (Suess [09], S. 198) wäre unberechtigt.

Wir haben uns, ausgehend von einem weitverbreiteten Störungstypus unseres Gebietes, mit Hilfe von einfachen mechanischen Erfahrungen eine Vorstellung über die Bewegungen gemacht, welche bei der Entstehung der Störungen stattgefunden haben. Es handelt sich um ein „Bewegungsbild“. Damit ist es aber noch lange nicht gelungen, diese Vorgänge aus bestimmten Spannungszuständen in klarer Weise abzuleiten; einer derartigen Analyse werden die tektonischen Erscheinungen noch lange spotten.

Wir können von den Spannungen, welche die überkippten Falten und Überschiebungen des Gebietes in letzter Linie hervorriefen, nur sagen, daß sie ein NW—SO (= SO—NW) gerichtetes Druckmaximum und senkrecht dazu, d. i. SW—NO, ein Druckminimum hatten. Diese letztere Richtung kommt in der tektonischen Skizze, Abb. 1, am meisten zum Ausdruck. Allerdings ist dabei zu beachten, daß in der Skizze nicht die eigentlichen Streichrichtungen, sondern die Schnittfläche der Schichtflächen und Überschiebungen mit der sehr unebenen Tagesoberfläche dargestellt ist, so daß etwa dem Knick der geologischen Linien an den Kammlinien keine Bedeutung für den geologischen Bau zukommt. Die NO-SW-Richtung als Ausweichrichtung fällt gegen SW, wie schon aus der Richtung der Achsen der überkippten Falten hervorgeht, d. h. sie ist innerhalb der allgemeinen Lage der Schichtflächen etwas aus der horizontalen Richtung herausgedreht. Dieselbe nach SW fallende Lage hat die Streckungsfältelung in den Faltenbiegungen an der Roßkarüberschiebung auf der Nordwestwand des Kuhsteines (S. 109). Auch auf den oberrheinischen Sätteln des Roßkarprofils (S. 107) ist sie vorhanden, aber nur auf eine kurze Strecke aufgeschlossen.

## VI. Bemerkungen zur Literatur.

### 1. Umgebung der Basilalm.

Pichler ([69], S. 207 und 208) fährt bereits aus den rhätischen Schichten des Fonsjoches Versteinerungen an und meint wohl die im I. Teil, S. 28, Prof. 10n, beschriebenen Umwandlungserscheinungen, wenn er sagt: „Nach oben wurden die grauen Mergel der *Aviculaschichten*, die wohl auch bei aufmerksamer Untersuchung hier eine Einteilung in Zonen gestatten, allmählig ganz versteinungsleer, gelb und dünngeschichtet.“ Darüber entdeckte er die Zone des *Ammonites planorbis* und

zählt eine Reihe von Versteinerungen daraus auf, welche von Zittel bestimmt worden waren; auch die Adneter Schichten wurden festgestellt.

Neumayr (79) veröffentlichte eine weit umfangreichere Fossiliste aus den Pylonotenschichten des Fonsjoches und paläontologische Beschreibungen der Versteinerungen von dieser und anderen Örtlichkeiten des untersten Lias.

Wähner begann 1882 seine „Beiträge“, wodurch die Arbeit Neumayrs fortgesetzt wurde. Die Frucht der jahrelangen Studien Wähners war die Kenntnis einer ungeahnten Formenfülle von Ammoniten und die Aufstellung einer Zonengliederung im untersten alpinen Lias.

Wähner (86). In dieser Schrift sind, wie bezüglich anderer für den untersten Lias wichtigen Örtlichkeiten, auch bezüglich des Fonsjoches die mit den paläontologischen Untersuchungen Hand in Hand gehenden feldgeologischen Ergebnisse niedergelegt (S. 7). Die Gliederung Wähners, unterstützt durch mündliche Mitteilungen und eigene Beobachtungen, ist in dem Prof. 9, S. 27, I. Teil, verwertet.

Clark (87), S. 14 und 15, versuchte eine Einteilung der rhätischen Stufe. Der Dachsteinkalk der „Wilden Kirche“ wird S. 16 und 17 bereits richtig als linsenförmige Einlagerung aufgefaßt. Bezüglich des Lias bringt er außer der paläontologischen Beschreibung einiger Muscheln und Schnecken wenig Neues, zieht sogar Wähnersche Zonen wieder zusammen (S. 17—24). Nach S. 17 scheint er die scheinbare Wechselagerung zwischen dachsteinkalkähnlichen Bänken und Adneter Kalken unweit der Basilalm (vgl. I. Teil, S. 32 und 33) bereits gekannt zu haben, hat sie aber durch exogene Vorgänge erklärt. Er kannte auch die Abnahme des untersten Lias vom Fonsjoch gegen die Basilalm zu (S. 20 und 22).

Rothpletz (88) bringt S. 27—34 und Fig. 2 die Schichtenfolge am Fonsjoch auf Grund der Aufnahmen von Clark für die rhätische Stufe und von Schwager für den Lias. Die Mächtigkeit der einzelnen Horizonte Clarks in der rhätischen Stufe erscheint durch den bestimmten Maßstab des Profils festgelegt. Trotz des eifrigen Studiums der Schichtenfolge auf dem Fonsjoch kann ich die Richtigkeit der Clarkschen Einteilung nicht bestätigen und konnte sie daher für meine, für den stratigraphischen Vergleich auf kleine Entfernungen taugliche Einteilung nicht verwerten. Auch wenn man von den geringen Mächtigkeitsziffern gegenüber meinen doch größtenteils durch direktes Ausmessen mit dem Metermaß festgestellten Ziffern absieht, bleibt nur eine sehr entfernte Analogie zwischen der Clark-Rothpletzschenschen Einteilung und der von mir gefundenen. Nicht viel besser erging es mir mit der Schwager-Rothpletzschenschen Gliederung des unteren Lias am Fonsjoch, welche mehr ins einzelne geht als die von mir verwendete, auf Wähner fußende, und im Gegensatz zur rhätischen Stufe größere Mächtigkeitsziffern aufweist als die von mir gemessenen (vgl. Prof. 9, S. 27, I. Teil). Bezüglich der mittleren und oberen Lias wurde bereits auf Rothpletz verwiesen.

Ampferer (nach Sander [21], S. 200—202) faßt die Knickung der Karwendelvorgebirgsmulde bei Achenkirchen als das Ergebnis einer Eindrehung auf. Hiemit stimmt die von mir S. 32, I. Teil, geäußerte

Anschauung über die Bildung der Plattenkalkknickungen im Winkel dieser Drehung vollständig überein. Ich kannte bei der Abfassung des I. Teiles meiner Arbeit die Auffassung Ampferers nicht.

Ampferer-Ohnesorge (24) bringen S. 33, 43—46 gute Zusammenfassungen der bisherigen Forschungsergebnisse.

## 2. Kammerker-Sonntagshorngruppe.

(Steinplatte bei Waldring und Gebiet südlich des Sonntagshornes.)

Bereits Hauer (53), S. 733, 734, bringt nach Peters einige Angaben über die Gegend westlich von Unken, u. a. betreffs Kössener Schichten, oberen Dachsteinkalk und Lias bei Unken und an der Steinplatte.

Gümbel (61), S. 381, weist bereits auf „jene höchst wichtige Stelle“ hin, „an welcher durch das schon geschilderte Auskeilen der mergeligen, versteinungsreichen Schichten Plattenkalk und Dachsteinkalk zu einem Ganzen sich zusammenschließen,“ und erläutert diesen Fazieswechsel an der Steinplatte durch eine allerdings sehr schematische Abbildung, aus welcher immerhin die Faziesverknüpfung deutlich wird. Die Mächtigkeitsabnahme des weißen Riffkalkes beim Übergang in die Kössener Kalke ist dabei freilich nicht berücksichtigt.

Mojsisovics (71), S. 205, 206, und Taf. VII, Fig. 11, erkennt in der Steinplatte eine Korallenriffbildung, deren Mächtigkeit nach N abnimmt. Aber in seiner Abbildung grenzt er ihn mit einer wie eine Abtragungsfläche aussehenden Linie nicht nur gegen den Lias, sondern auch gegen die Kössener Schichten ab, so daß der Zusammenhang mit den letzteren gegen N hin nicht richtig in die Erscheinung tritt. Seine Auffassung erinnert sehr an manche Profile, welche er in seinen „Dolomitriffen von Südtirol“ zur Darstellung bringt. Es ist heute wohl kein Zweifel mehr, daß im letzteren Falle teilweise Brüche für Riffböschungen genommen wurden; das lassen auch die Verhältnisse in der rhätischen Stufe erwarten.

Hahn (10). Die Kammerker Sonntagshorngruppe liegt an der Stelle, wo sich über der von W nach O allmählich tiefer sinkenden tirolischen Basis juvavische Decken einstellen. Daher bietet sich hier die beste Gelegenheit, den Ausstrich der Schubflächen zu verfolgen. Dies war das Hauptziel der Untersuchung Hahns, ursprünglich (vgl. Hahn [10], S. 311) formuliert als Frage der Abgrenzung des bayrischen und Berchtesgadener Triasbezirkes. Zur Lösung dieser Frage hat denn auch Hahn wesentlich beigetragen und die neuesten Beobachtungen, welche Ampferer und Reithofer mitteilen (Hammer [25], S. 16, 17, und Ampferer [25], S. 31, 32, Fig. 9), berichtigen und vervollständigen die Ergebnisse Hahns. Daß bei dieser Arbeitsrichtung die Aufmerksamkeit von Problemen, wie sie von mir behandelt wurden, abgelenkt war, ist verständlich, und wenn ich im nachfolgenden die auf die von mir behandelten Fragen bezüglichen Anschauungen Hahns einer Kritik unterziehe, so geschieht das mit der ausdrücklichen Feststellung, daß mir Hahns Arbeit auch bei meinen Spezialuntersuchungen als Wegweiser gute Dienste geleistet hat.

Hahn gibt S. 409 eine kurze Beschreibung des Fazieswechsels bei der Perchtalm, hält aber tektonische und exogene Erscheinungen nicht genügend auseinander. Unter den „unzusammenhängenden Blöcken“ in den „dünngebankten Mergelkalken“ versteht er wohl die kleinen Riffe in *f*, Prof. 13, welche zum Teil von weitem durch sie begrenzende Brüche den Eindruck von Blöcken hervorrufen könnten. Auch bei dem Fazieswechsel im großen ist keine geradlinige „Grenze von Riff und schichtigem Gestein“ vorhanden, sondern ein allmählicher Übergang, der höchstens durch Klüfte für flüchtige Betrachtung den Eindruck einer scharfen Grenze machen kann. In beiden Fällen ist der Einfluß der Anschauungen Mojsisovics (79) unverkennbar, welcher die Cipitkalke als von den Riffen losgelöste Blöcke auffaßte und in seinen Profilen häufig scharfe Grenzen zwischen Riff und heteropischen Gesteinen darstellte. Die Tektonik des Profils ist mit kleinen Senkverwerfungen nicht erschöpft. Die S. 106 beschriebene und Abb. 2 dargestellte Mulde mit ihrem Lias Kern hat Hahn vollständig übersehen und sogar die klaffende Schichtenfuge im saigeren Südlügel dieser Mulde in seiner Skizze als Verwerfung bezeichnet.

Nur wenige Worte auf S. 410 widmet Hahn dem Fazieswechsel an der Steinplatte. Wieder ist von Blöcken die Rede. Wahrscheinlich hat in junger Zeit abgestürztes Blockwerk oder das zum Teil tektonisch begrenzte kleine Riff Punkt 7, Taf. Ia, b und die gänzlich tektonisch umgrenzte Partie Punkt 12, Taf. Ia, Anlaß zur Verwechslung gegeben. Nie sind nach der Art, wie Mojsisovics die Cipitkalke auffaßt, größere Blöcke von den Riffen auf exogenem Wege in die umgebenden Sedimente geraten, sondern die Komponenten, welche diese von den Riffen erhalten, übersteigen kaum jemals Millimetergröße und spielen nur für den feineren petrographischen Aufbau eine Rolle.

Zu ganz anderen Ergebnissen bin ich auch bezüglich der tektonischen Erscheinungen gekommen, welche Hahn S. 639 von „Die bayrische Faltungsrichtung wirkt . . .“ bis S. 640 „ . . . keineswegs niveaubeständig auftreten“ beschreibt und in den Profilen Fig. 2 und 3, Taf. XXIV, darstellt. Zu Fig. 3 vergleiche man besonders meine Abb. 2 und 3, welche dasselbe bringen. Hahn meint zwar auch, daß Materialverschiedenheiten die Störungen bedingen, die diesbezüglichen Einheiten stimmen jedoch nicht mit den meinen. Von seinen zwei Mulden und Sätteln bleibt eigentlich nur der südliche Sattel bestehen, aber nur als kleine, lokale Änderung der Streichrichtung, die kaum als Folge einer besonderen Dislokationsrichtung abtrennbar ist. Die „geringe Versenkung des nördlichen Teiles“ bei Kote 1631 ist die von mir S. 107 als Roßkarüberschiebung bezeichnete Störung, welche auf eine weite Erstreckung eine Verdoppelung der rhätischen Stufe zur Folge hat: Kleine Störungen südlich Kote 1721 (Beutelkopf) haben nicht die ihnen von Hahn zugeschriebene Wirkung, daß sie den Riffkalk des Beutelkopfes abschneiden, sondern dieser geht, wie S. 103 geschildert, nach S nochmals in Kössener Kalk über. Endlich erklärt sich das scheinbare Abstoßen der Kössener Kalk nach S gegen den Riffkalk der Kuhsteinwand Kote 1614 nicht durch eine Senkverwerfung, wie sie Hahn darstellt, sondern durch die liasführende Mulde bei der

Perchtalm. Die Ensmannalpyverwerfung, welche Hahn in Fig. 2 abbildet, ist eine von S her überschobene Mulde, anders wäre die Überkippung der obernorischen Kalke an der Störung nicht erklärlich, vgl. S. 111. Endlich konnte ich die zusammenhängende größere Riffkalkpartie auf Hahns Karte unmittelbar bei der Perchtalm, die laut Text S. 640 „zum Teil an Sprünge geknüpft, anderseits faziell begründet“ sein soll, nicht feststellen. Es handelt sich vielmehr um wahrscheinlich eiszeitlich transportiertes Blockwerk. Nur das kleine Vorkommnis von Riffkalk am Westrande des Wetterkreuzes entspricht einem kleinen Riff. Ich habe alle tektonischen Einzelheiten im Text ausführlich begründet und man wird zugeben, daß durch meine Auffassung die Tektonik einen viel einheitlicheren Charakter erhalten hat.

Im übrigen wurden Anschauungen Hahns im Text wiederholt besprochen.



## Zusatz zum Literaturverzeichnis I. Teil, S. 62—64.

### 1. Paläontologische Bestimmungsliteratur.

#### b) Lias.

- Böse, 1892. Die Fauna der liassischen Brachiopodenschichten bei Hindelang (Algäu). Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien, Bd. XLII, S. 627—650.
- Böse, 1897. Die mittelliassische Brachiopodenfauna der östlichen Nordalpen. Nebst einem Anhang über die Fauna des unteren Dogger im bayrischen Inntal. Paläontographica, Bd. XLIV, S. 145—236.
- Böse-Schlosser, 1900. Über die mittelliassische Brachiopodenfauna von Südtirol. Paläontographica, Bd. XLVI, S. 175—212.
- Geyer, 1889. Über die liassischen Brachiopoden des Hierlitz bei Hallstatt. Abhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien, Bd. XV, S. 1—88.
- Oppel, 1861. Über die Brachiopoden des unteren Lias. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, S. 529—558.
- Parona, 1880. Il calcare liassico di Gozzano e i suoi fossili. Reale Accademia dei Lincei, Roma.
- Parona, 1884. I Brachiopodi liassici di Saltrio e Arzo nelle Prealpi lombarde.

### 2. Das Arbeitsgebiet betreffende und im Text zitierte Literatur.

- Ampferer, 1925. Beiträge zur Morphologie und Tektonik der Kalkalpen zwischen Inn und Saalach. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien, Bd. LXXV, S. 1—44.
- Hammer, 1925. Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt über das Jahr 1924. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien, S. 1—52.
- Hauer, 1853. Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien, Bd. IV, S. 715—784.
- Alb. Heim, 1878. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluß an die geologische Monographie der Tödi-Windgällengruppe, 2 Bände und Atlas. Schwabe, Basel.
- Alb. Heim, 1921. Geologie der Schweiz. II. Bd., 1. Hälfte. Tauchnitz, Leipzig.
- Mojsisovics, 1871. Beiträge zur topischen Geologie der Alpen. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien, Bd. XXI, S. 189—210.
- Pauleke, 1912. Das Experiment in der Geologie. Bornträger, Berlin.
- Pichler, 1869. Beiträge zur Geognosie und Mineralogie Tirols. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien, Bd. XIX, S. 207—216.
- Rothpletz, 1888. Das Karwendelgebirge. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines.
- Sander, 1921. Zur Geologie der Zentralalpen. Mit Beiträgen von Ampferer und Spengler. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien, Bd. LXXI, S. 173—224.
- Suess, 1909. Das Antlitz der Erde, III. Bd., 2. Hälfte, Tempsky, Wien, und Freytag, Leipzig.
- Wilckens, 1912. Grundzüge der tektonischen Geologie. Fischer, Jena.

# Geologische Profile aus dem Gebiete des Kössener Beckens.

Von **Otto Ampferer.**

(Mit 18 Zeichnungen und 1 Tafel.)

Im Jahre 1908 ist in Innsbruck eine Studie von F. Oertelius über die wirtschaftliche Bedeutung des Kössener Beckens erschienen, verbunden mit einer geologischen Skizze der Umgebung von Schwendt bei Kössen von Dr. O. M. Reis.

Seitdem ist meines Wissens die Geologie dieses Gebietes nicht mehr eingehender beschrieben worden. Bei der Neuaufnahme der Blätter „Kufstein und Lofer—St. Johann“ habe ich auch das Kössener Becken samt seiner engeren und weiteren Umgebung nun genauer kennengelernt.

Im folgenden soll über die bei diesen Aufnahmen gewonnenen neuen Erfahrungen kurz berichtet werden.

Das Kössener Becken stellt mit seiner östlichen Fortsetzung im Becken von Reit im Winkl eine langgestreckte Muldenform vor, welche mit tertiären und quartären Ablagerungen erfüllt ist.

Gegen O zu wird diese Mulde schmaler und hebt sich östlich von Reit im Winkl ganz heraus.

Gegen W zu wird dieselbe breiter, taucht teilweise unter das Kaisergebirge hinein und steht wahrscheinlich mit der Tertiärmulde des Unterinntales in geschlossenem Zusammenhang.

Für das Verständnis dieser Gebiete war die Erkenntnis der Kaisergebirgsdecke und ihres tertiären Vorschubes von entscheidender Bedeutung.

Die Grundlagen für diese Auffassung sind in den drei Arbeiten „Regionale Stellung des Kaisergebirges, Jahrbuch 1921, Geologie des Unterinntaler Tertiärs, Jahrbuch 1922 und Beiträge zur Tektonik und Morphologie der Kalkalpen zwischen Inn und Saalach, Jahrbuch 1925“, geliefert worden.

Die Kenntnis dieser Arbeiten wird hier vorausgesetzt, da diese Arbeit nur ein weiteres Glied derselben Reihe vorstellt.

Als Kartengrundlagen kommen die zwei Blätter „Kufstein“ und „Lofer—St. Johann“ zunächst in Betracht, von denen das erste bereits erschienen ist, während das zweite in diesem Herbst herauskommt.

## I. Bau der Tertiärmulde.

Wenn man sich mit der Geologie des Kössener Beckens genauer beschäftigt, so gewinnt man bald den Eindruck, daß die heute vorliegende weite Muldenlandschaft zwar in den großen Verhältnissen der

geologischen Vorzeichnung des Untergrundes folgt, daß dies aber im Detail keineswegs offen sichtbar liegt, sondern erst durch Zusammenfügung vieler in Wald und Schluchten verborgener Profile gelingt.

Ein Blick auf die beiliegende Taf. V zeigt auch sofort, daß die schöne, klare Muldenform der Tertiärschichten in keinem Profile lückenlos erschlossen, sondern meist von jüngeren Schuttmassen verhüllt ist.

Wenn wir mit der Beschreibung unserer Mulde im W beginnen, so ist zunächst hervorzuheben, daß die Tertiärschichten auf der Nordseite des Kaisergebirges eine erheblich größere Ausdehnung zeigen, als auf der Karte des Kaisergebirges von Leuchs angegeben ist.

Sie haben sich bis in die Gegend südlich von Oberndorf verfolgen lassen. Ihr Auftreten ist hier dasselbe wie am ganzen Nordrand des Kaisergebirges.

Die Tertiärkonglomerate am Nordfuß des Kaisergebirges sind also von den gleichartigen Tertiärkonglomeraten am Südfuß der Thierbergterrasse tatsächlich nur mehr durch die schräge Breite der Inntalsole bei Kiefersfelden (zirka 4 km) getrennt.

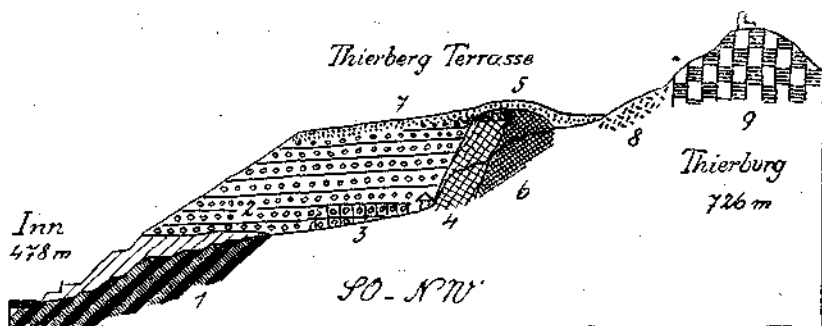


Fig. 1. 1 = Angerbergsschichten. 2 = Innschotter. 3 = Konglomerat von Innschottern. 4 = Hauptdolomit Mylonit. 5 = Grüne Sandsteine, Lotten — Kleiner Rest. 6 = Dunkelgraue, weißfadige Kalk. 7 = Hangende Grundmoräne. 8 = Gosambrecce. 9 = Wettersteinkalk.

Man kann daher wohl mit großer Wahrscheinlichkeit mit einem unmittelbaren Zusammenhang der Unterinntaler und der Kössener Tertiärmulde rechnen.

Prof. Fig. 1 zeigt die Angerbergsschichten am Westufer des Inn knapp vor dem Untertauchen unter die Schuttsole des Inntales und Prof. Fig. 2 das erste Auftauchen derselben Schichtserie am Ostufer des Flusses unter den Wänden des Kaisergebirges.

Die weitere Fortsetzung der Tertiärmulde gegen O bringen dann die acht Profile, welche auf Taf. V vereinigt sind.

Fig. 1 und 2 stellen also die Verbindung zwischen der Kössener Mulde und jener des Unterinntales her.

In Fig. 1 haben wir ein Stück des Nordflügels der Unterinntaler Tertiärmulde vor uns, der sich hier an eine steil stehende Schichten-Gruppe von Hauptdolomit, undeutlich entwickelten Raibler Schichten und Wettersteinkalk anlehnt.

In dieser Schichtengruppe haben wir die abgesenkte und nordwärts verschobene Fortsetzung des Unutz-Pendling-Gewölbes erkannt.

Die Anlagerung der Angerbergsschichten ist in dem Profilschnitt nicht unmittelbar zu sehen. Charakteristisch ist die Auflagerung von Gosaubreccien auf den Wettersteinkalkzug, welcher die Ruine der Thierburg trägt.

Dieser Wettersteinkalkzug taucht etwas nördlicher von den Angerbergsschichten ebenfalls unter die Schuttsohle des Inntales und kommt dann erst östlich von Ebbs wieder zum Vorschein. Die Unterbrechung dieses auffallenden Kalkzuges beträgt hier zirka 5 km.

Er taucht aber mit denselben Merkmalen wie auf der Thierbergterrasse wieder auf. Auch hier bildet er den Felskern einer Terrasse (Buchberg) und besteht aus einer Verschweißung von Linsen von Wettersteinkalk mit Hauptdolomit, auf der ebenfalls auch spärliche Reste von Gosaubreccien erhalten sind.

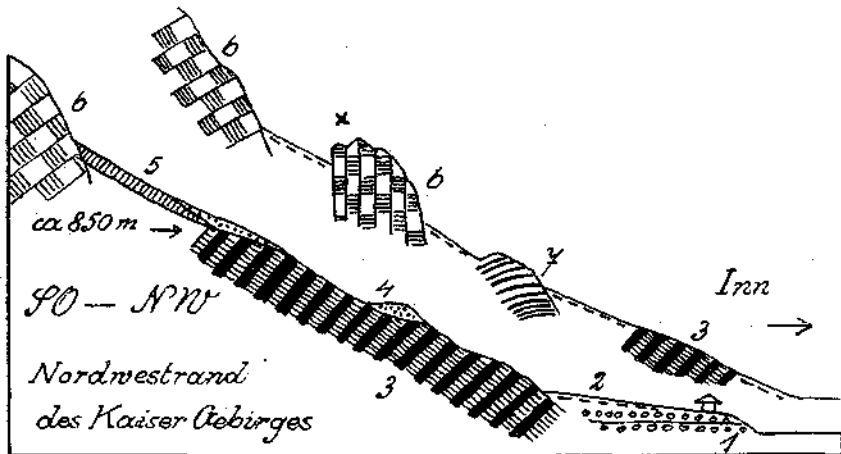


Fig. 2. 1 = Innsande. 2 = Hangschutt. 3 = Angerbergsschichten. 4 = Grundmoräne. 5 = Gehängebreccie. 6 = Wettersteinkalk. X = Scholle von Wettersteinkalk, begrenzt von steilen, mächtigen Schubflächen. 7 = Muschelkalk.

Dieser Zug, welcher das weithin sichtbare Kirchlein St. Nikolaus trägt, ist deshalb schon länger bekannt, weil an seiner Südseite ein Zug von Häringner Schichten in der Form von Nummulitenbreccien aufgeschlossen liegt.

Prof. I der Taf. V schneidet von Kaisergebirge über diesen Zug zu dem Niederndorfer Berg hinüber. In diesem Profil erkennen wir bereits deutlich die vier tektonischen Hauptelemente, mit welchen wir uns im folgenden vielfach zu beschäftigen haben.

Es sind dies vom S gegen N die große Schubmasse des Kaisergebirges, darunter die überwältigte Mulde der Tertiärschichten. Den Nordflügel der Tertiärmulde bildet dann zunächst die Fortsetzung des Unutz-Pendingzuges. Dieser selbst stößt wieder längs einer Störungslinie an die Fortsetzung der großen Neokommulde von Landl, welche sich aus der Gegend von Niederndorf, allerdings vielfach ganz enggepreßt, wild verworfen und auch teilweise von Gosauern und Konglomeraten überdeckt, bis an den Nordfuß des Rauschberges verfolgen läßt.

Durch den Zementbruch von Sebi ist hier ein sehr schöner Aufschluß entstanden, von dem Fig. 3 eine räumliche Vorstellung geben soll. Wir sehen insbesondere die Neokommargel in gegen N überkippte enge Falten gepreßt, welche deutlich genug einen mächtigen, vom S gekommenen Anschub verraten. Im Gegensatz dazu sind die das Neokom überlagernden Breccien und Sandsteine der Gosauschichten viel ruhiger gelagert und nicht in demselben Ausmaß verfault.

Es ist daher wahrscheinlich, daß diese heftige Verfaltung des Neokoms schon vor Anlagerung der Gosauschichten entstanden ist.

In dem waldbedeckten Abhang oberhalb des Zementofens stehen zwischen den Buchstaben *b* und *d* von Fig. 3 steil gegen NW fallende Kalke an, aus denen G. Buchauer (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1887) Ammoniten des oheren Lias (Posidonienschichten) gewonnen und beschrieben hat.

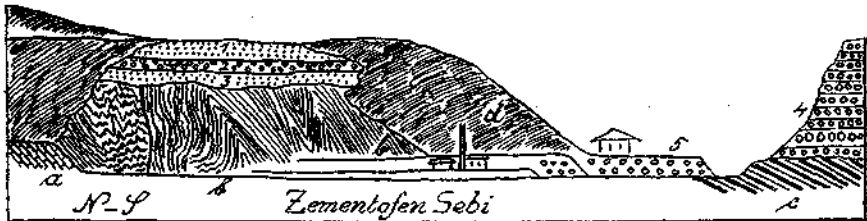


Fig. 3. *a* = Aptychenkalke. *b* = Neokommargel. *c* = Dunklere und hellere graue, weiche, knolligbrechende Mergel und weiche glimmerige Sandsteine mit Koblen spreu. *d* = Graue, gelbbraun verwitternde Kalksandsteine und feine baustückige Kalkbreccien. Viele Schalen auch große Inoceramen. Röllche, graue, grünliche Kalkspatdrusen mit Eisen- und Kupferkies. 1 = Hellgrauer Schotter. 2 = Gröberer, rot verwitterter Schotter. 3 = Feinerer grauer Schotter. 4 = Terrassenschotter.

Es handelt sich hier um eine Scholle, welche aus einigen dünngebankten grauen Kalklagen mit dunklen Hornsteinlinsen und einer roten mergeligen Zwischenlage besteht, aus welcher die Ammoniten stammen.

Darüber und darunter stehen feinkörnige Kalksandsteine an, die kleine eckige Kalk- und Hornsteinkörnchen enthalten.

Wahrscheinlich ist die Liasscholle ganz von Gosauschichten eingehüllt und besitzt nur eine geringe Größe.

Die breiten Terrassen, welche sich östlich von Sebi über den Sattel von Durchholzen zum Walchsee erstrecken und dabei den Miesberg wie eine Insel allseitig umschließen, bestehen zum großen Teil aus Ablagerungen des Inn. Unter ihnen tritt zwischen Sebi und Primau ältere Grundmoräne und zu beiden Seiten des Staudinger Baches eine ausgedehnte Ablagerung von Bändertonen auf.

Überlagert werden diese vielfach auch etwas verkitteten Schotter- und Sandterrassen von einer ausgedehnten Grundmoränendecke.

Über dieser Grundmoränendecke breitet sich westlich von Durchholzen eine mächtige grobblockige Endmoräne eines tief herabreichenden Gletschers der Pyramidenspitze aus.

Diese Endmoräne ist früher als Bergsturzmasse gedeutet worden.

Fig. 4 legt einen Schnitt durch die eben besprochenen Terrassen und diese Endmoräne von Durchholzen vor.

Dieses Profil schneidet aber auch einen kleinen Hügel, der aus den Terrassenschottern aufragt. Die nähere Besichtigung lehrt, daß wir es mit einem weichen Sandstein zu tun haben, der ziemlich reichlich kleine Nummuliten enthält.

Östlich davon treffen wir in der Bachschlucht einen unscheinbaren Aufschluß von zertrümmertem Wettersteinkalk mit einer Rauhwacke, die wahrscheinlich nicht den Raibler Schichten, sondern schon der Untertrias angehört.

Weiter östlich stellen sich dann genau in derselben tektonischen Fuge viel größere Massen von Untertrias sogar mit Haselgebirge und Buntsandstein ein.

Interessant ist die Beobachtung, daß wir hier die Nummuliten-sandsteine offenbar nördlich von dem Triaszug Buchberg—Miesberg antreffen.

Auf der Ostseite des Inn ist das weitere Nordwärtsgreifen des Tertiärs schon lange bekannt.

Es findet aber auch auf der Westseite dieses Flusses statt.

Der kleine Hügel bei Fuchsanger ist ein Beleg dafür.

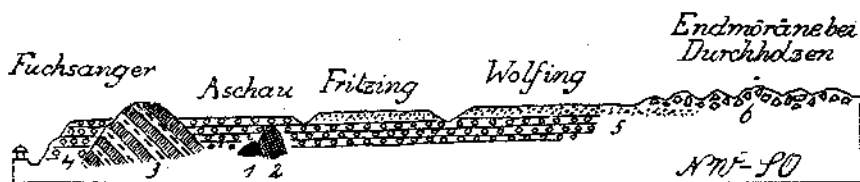


Fig. 4. 1 = Rauhwacke mit schwarzen Kalkstückchen — Untertrias. 2 = Wettersteinkalk, zertrümmert. 3 = Nummulitensandstein. 4 = Inntaler Terrassenschotter. 5 = Stark bearbeitete Grundmoräne mit Blöcken des Durchholzener Konglomerats, die deutlich geschliffen sind. 6 = Endmoräne.

Ein noch viel deutlicherer findet sich aber an der Nordseite des Miesberges, welcher auf Prof. III der Taf. V abgebildet erscheint. Hier fand ich einen ziemlich ausgedehnten Streifen von Nummulitenbreccien und weiter östlich einen Streifen von Gosauschichten.

Es ist also festzuhalten, daß beiderseits des Inndurchbruches die älteren Tertiärablagerungen die Linie des heutigen Muldenrandes, welche die Fortsetzung des Unutzgewölbes bildet, überschritten haben.

Weiter gegen O finden wir keine so sicheren Beweise eines solchen Übergreifens mehr und die Tertiärablagerungen sind streng und reinlich auf das Muldengebiet beschränkt.

Vom Miesberg fehlen bis in die Gegend von Kössen Tertiäraufschlüsse des Nordflügels. Dagegen ist der Südfügel auf der ganzen Strecke, wenn man von den lokalen Verschüttungen absieht, ziemlich gut aufgeschlossen. Unter den Nordwänden des Kaisergebirges sind die Angerbergsschichten in allen tieferen Gräben angeschnitten. Dazwischen verhüllen aber mächtige glaziale und interglaziale Ablagerungen das Gehänge.

Ein unmittelbarer Kontakt der Tertiärschichten mit der Kaisergebirgsdecke ist jedoch erst an jenem Seitenkamm zu beobachten, der von der Pyramidenspitze gegen N vorspringt und die Jovenalpe trägt.

Die hier vorhandenen wichtigen Aufschlüsse habe ich bereits im Jahre 1921 in einem Querschnitt durch das Kaisergebirge (Jahrbuch 1921, S. 162) zur Darstellung gebracht.

Leider ist der Maßstab dieses Profils zu klein, und so füge ich hier ein anschaulicheres Bild der Verhältnisse, Fig. 5, ein. •

Die Angerbergsschichten, welche auch hier aus einem vielfältigen Wechsel von Sandstein- und Konglomeratbänken bestehen, enthalten mehrfach Schmitzen und Scherben von Pechkohlen. Die Gerölle enthalten massenhaft Grauwackeugesteine und Kalke der Untertrias.

Schräg zu den Angerbergsschichten springt ein Keil von Hauptdolomit ein, der auch noch in einem mehr südwestlich gelegenen Aufschluß zu sehen ist. Zwischen diesem Dolomitkeil und der aufgeschobenen Kaisergebirgsdecke sind nun hier graue und rote, dünnschuppige Mergel und Kalkschiefer aufgeschlossen, die aufs schärfste ausgewalzt erscheinen. Sie enthalten massenhaft Zerrkalkschuppen und eingequetschte Schollen von Konglomeraten mit vielen bunten Hornsteingeröllen. Es ist eine Verfaltung von bunten Senonmergeln mit Gosaukonglomeraten, wie wir solche in weiterer Verbreitung aus dem Fenster von Eiberg an der Südwestseite des Kaisergebirges kennen gelernt haben.

Charakteristisch ist, daß wir hier als Südflügel des Tertiärs nicht die Triaskalke des Kaisergebirges, sondern einen Keil von Hauptdolomit und Gosauschichten antreffen.

Die östliche Fortsetzung des Muschelkalkstreifens der Jovenalpe bildet dann zunächst der Heuberg und weiter der Ebersberg.

Beide bestehen aus verfalteten Muschelkalkschichten, zu denen aber auch noch Rauhwacken und Dolomithreccien der Reichenhaller Schichten treten.

Im S stößt dieser Muschelkalkzug am Jöchl an den Wettersteinkalk des Roßkaisers, im N ist derselbe auf Tertiär aufgeschoben. Der unmittelbare Kontakt ist aber leider hier nirgends entblößt.

Schräg gegenüber von der Jovenalpe ist bei der Goglalpe in den Angerbergsschichten ein Schürfstollen auf Kohlen vorgetrieben worden, der aber zur Zeit meines Besuches bereits verfallen und unzugänglich war.

Am Nordfuß von Heuberg und Ebersberg sind die Angerbergsschichten in ziemlicher Ausdehnung aufgedeckt.

Ob zwischen ihnen und der aufgeschobenen Untertrias auch hier noch Gosauschichten zwischengeschaltet liegen, kann ich nicht entscheiden.

Sicher ist dies aber an der Nordseite des Ebersberges an seinem Abfall gegen das Habersauer Tal vorhanden.

Hier sind die bunten Konglomerate und die weichen, zwischenlagernden Senonmergel auf mehr als 1 km Länge gut erschlossen.

Sie streichen ungenau ostwestlich und fallen steil südwärts ein. Ihr Streichen führt westwärts gleich unter die Reichenhaller Schichten des Ebersberges hinein, ostwärts aber treten dieselben Konglomerate und Senonmergel auf eine Strecke von über 3 km vielfach offen zutage und enden in der Schlucht des Kohlbaches nördlich von Schwendt. Die allgemeine Lage dieses Gosauzuges ist auf Taf. V in den Profilen IV und V wiedergegeben.

Prof. IV schneidet den Gosauzug in seiner breitesten Entfaltung. Die nördlich davon liegende Tertiärmulde ist in diesem Anschnitt überall von Grundmoränen und Schottern verhüllt.

Prof. V zeigt die Gosauschichten nur mehr als Einfaltung in den Neokommerneln von Schwendt. Diese Neokommerneln bilden dann die Basis des Tertiärs, das mit lokalen groben Basalbreccien auf den weichen Neokommerneln liegt.

Die soeben besprochenen zwei Profile IV und V bedeuten für den inneren Bau unserer Tertiärmulde einen Wendepunkt. Während die Profile I bis IV offenbar unter dem mächtigen Einfluß der Kaisergebirgsdecke eine ausgesprochene Überkipfung des ganzen Südflügels unserer Mulde zeigen, ändert sich dies auf Prof. V. Von hier an zeigt der Südflügel bis zu seinem Ende bei Reit im Winkl durchaus ein normales, mittelsteiles Einfallen gegen N.

Dieser machtvolle Umschwung im ganzen Bauplan der Tertiärmulde fällt genau mit dem Wirkungsbereich der Kaisergebirgsdecke zusammen. Soweit dieselbe reicht, wurde die Tertiärmulde überkippt. Mit dem

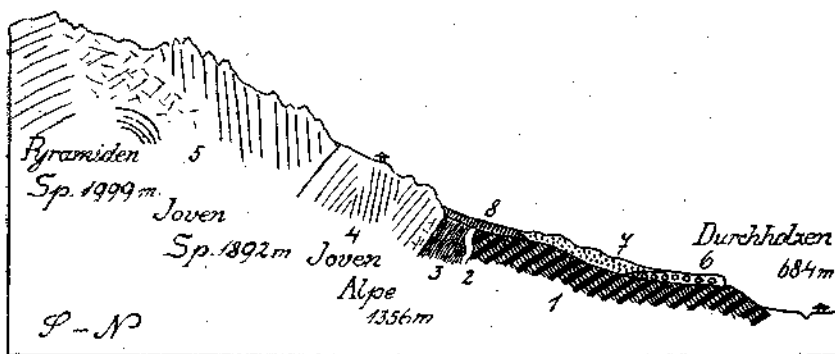


Fig. 5. 1 = Angerbergsschichten. 2 = Keil von Hauptdolomit. 3 = Gosauernergel und Gosaukonglomerat. 4 = Muschelkalk. 5 = Wettersteinkalk. 6 = Altes Innkonglomerat. 7 = Blockmoräne mit viel Blöcken von 8. 8 = Gehäugebreccie meist aus 5.

Zurückweichen der Kaisergebirgsdecke an der Westseite des Kohltales hört auch diese Überkipfung auf und die Tertiärmulde zeigt wieder ihre undeformierte Gestalt.

Prof. V bringt zugleich einen der vollständigsten Querschnitte durch unsere Mulde, der außerdem noch durch Bohrungen bis in große Tiefen aufgehellt wurde. Diese Bohrungen, welche zwar ihren Zweck, nämlich die Auffindung der kohleführenden Häringer Schichten, nicht erreicht haben, beweisen die tiefe Einfaltung der Angerbergsschichten. Kohleführende Häringer Schichten sind also weder an den Rändern, noch auch an der Sohle unserer Mulde vorhanden. Mit Ausnahme der sehr ungleich mächtigen basalen Breccien und Konglomerate, die vielfach Nummuliten und reichlich Korallen führen, besteht die weit überwiegende Füllmasse unserer Mulde hier aus Angerbergsschichten, die sich durch Fossilarmut auszeichnen.

Etwas nördlich von der im Prof. V eingetragenen Bohrung habe ich am Südufer des Weißenbaches eine Lage von verkohlten Pflanzenresten in den dort anstehenden, flach liegenden Sandsteinen entdeckt, die jedoch wegen ihrer Erhaltung wenig Aussicht auf Bestimmung bieten.



Das Neokom von Schwendt, das seinerzeit wegen seiner vorzüglichen Eignung für die Zementerzeugung eingehend untersucht worden ist, bildet indessen nur auf eine kurze Strecke den Südlügel unserer Tertiärmulde. Bereits 1 km nordöstlich von Schwendt transgredieren die Nummuliten und Korallen führenden Basalbreccien schon unmittelbar auf Hauptdolomit.

Die Aufschlüsse sind hier sehr gut, besonders zu beiden Seiten des tiefen Einschnittes des Niederhauser Tales, welcher das Schnappenberghorn vom Unterberghorn trennt. Prof. VI auf Taf. V enthält die Hauptangaben über die Anlagerung des Tertiärs an die mächtigen, hochaufgewölbten Massen von Hauptdolomit, welche die Gruppe von Schnappenberg- und Unterberghorn zusammensetzen.

Während im Bereich des Neokoms die Basalbreccien nur geringmächtig sind, finden wir hier wohl entsprechend der viel tieferen Abtragung mächtige, meist aus Hauptdolomit und Plattenkalk gebildete Breccien und Konglomerate. Es geht aus diesem Befunde hervor, daß der dreieckige Fleck von jüngeren Schichten, welcher bei Schwendt zwischen dem Ostrand der Kaisergebirgsdecke, dem Südrand der Tertiärmulde und dem Hauptdolomitmassiv des Schnappenbergs erhalten ist, bereits bei der Tertiärtransgression an seiner Nordseite zugeschnitten wurde. Die Grenze der Kaisergebirgsdecke ist dagegen offenbar wesentlich jünger.

Die Abgrenzung gegen den Hauptdolomit des Schnappenbergs ist aber auch eine Störung, und zwar eine Verwerfung, die sich an der Westseite des Schnappenberghorns weit nach S verfolgen läßt.

Aber diese Verwerfung, an welcher die jüngeren Schichten von Schwendt abgesenkt wurden, scheint älter als die Tertiärtransgression zu sein.

Das Verhältnis der Schwendter Scholle zu der überschobenen Kaisergebirgsdecke im W und zum Dolomitmassiv des Schnappenberghorns im O soll der ostwestliche Schnitt, Fig. 6, dem Leser vorführen.

In dieser Schnittlage bilden die jüngeren Schichten von Schwendt eine eigentümliche Falte mit steil in die Tiefe gehogenem Sattel. Man hat den Eindruck, daß diese auffallend einseitige Ausbildung eine Wirkung des Vorschubes der Kaisergebirgsdecke vorstellt. Bemerkenswert ist weiters die Anhäufung von roten Hornsteinkalken oberhalb von Schwendt, wogegen dieselben unterhalb von Schwendt fehlen.

Wahrscheinlich ist auch darin die Wirkung einer mächtigen Ausquetschung zu verspüren, die sonst in dem einfachen Faltenbild ganz unverständlich wirkt.

Es ist hier der Ort, auf die eigenartige regionale Stellung hinzuweisen, welche diese Insel von jüngeren Schichten bei Schwendt mit dem sogenannten Fenster von Eiberg auf der Westseite des Kaisergebirges verbindet.

Diese beiden kleinen Oasen von Jura- und Kreidgesteinen sind genau durch die Längserstreckung der Kaisergebirgsdecke, das ist einen Betrag von 17 bis 18 km, voneinander getrennt.

Zu der Ähnlichkeit der Juraschichten ist durch die Neuaufnahme auch noch die Ähnlichkeit der Gosauschichten gekommen. Beide Vor-

kommen stoßen scharf und unvermittelt an die Kaisergebirgsdecke und es ist heute wohl naheliegend, ihren Zusammenhang unter dieser selbst zu vermuten.

Wenn man das Fenster von Eiberg mit dem Fenster von Schwendt geradlinig verbindet, so genügt ein Vorschub der Kaisergebirgsdecke in der Richtung von SO gegen NO im Ausmaß von nur 4—5 km, um die nötige Überdeckung zu schaffen.

Damit ist natürlich nur ein Minimum bezeichnet, der wirkliche Vorschub dürfte voraussichtlich bedeutender gewesen sein.

Wenn wir uns nun von Schwendt aus wieder dem Studium des Südrandes der Tertiärmulde zuwenden, so zeigt sich, daß die große Hauptdolomitmasse, welche Schnappenberg- und Unterberghorn zusammensetzt auch noch das Durchbruchstal der Großache übersetzt und jenseits den breiten, weitausgreifenden Sockel des Kammerkörgebirges bildet.

Die Tertiärgrenze überschreitet ebenfalls die Großache und bildet dabei in derselben einen Klippenzug. Im O der Großache ist die Tertiärmulde nun sowohl am Süd- wie auch am Nordrande verhältnismäßig gut abgeschlossen. Die Prof. VI, VII und VIII von Taf. V schneiden durch diesen Teil der Mulde, der sich nun allmählig in der Richtung gegen O heraushebt. Der Südfügel bewahrt dabei seine monumentale ruhige Gestaltung.

Prof. VIII zeigt das Ostende der Tertiärmulde bei der Endfeldmühle. Wir erkennen, daß die Basalbreccien hier unmittelbar steilgestellten und tief abgetragenen Schichten von Hauptdolomit aufgelagert sind. Diese Formung ist nur möglich, wenn der Untergrund unserer Mulde schon vor der Auflagerung des Tertiärs ziemlich eng gefaltet und bereits wieder tief abgetragen war. Es ist also nicht anzunehmen, daß der Untergrund der Tertiärmulde ebenfalls eine einfache Muldenstruktur besitzt. Er hatte im Gegenteil schon eine oder vielleicht schon mehrere scharfe Faltungen durchgemacht und war bereits tiefgreifend erodiert worden, bevor die Aufschüttungen der tertiären Ablagerungen begannen.

Wenn dies nun auch nur an dem hochgehobenen Ostende unserer Tertiärbucht direkt

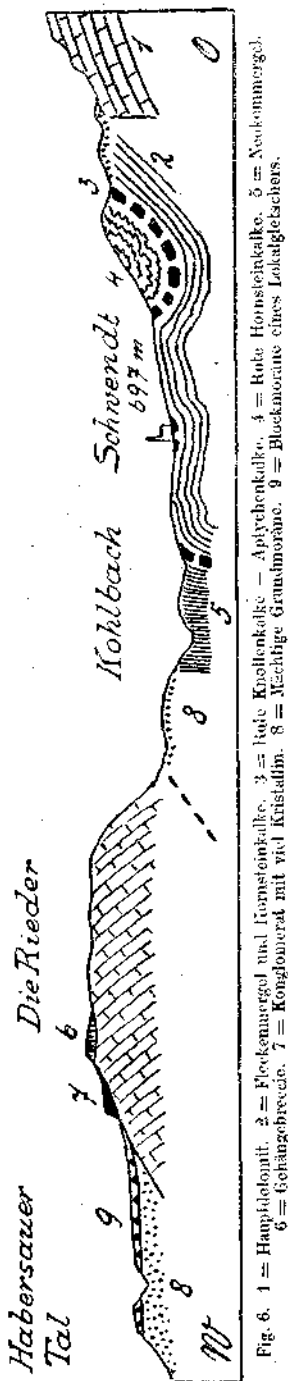


Fig. 6. 1 = Hauptdolomit, 2 = Fleckenmergel und Hornsteinkalke, 3 = Rote Knollenkalke — Apflichtenkalke, 4 = Rote Hornsteinkalke, 5 = Neckkammmergel, 6 = Gehängbreccie, 7 = Konglomerat mit viel Kristallin, 8 = Mächtige Grundmoräne, 9 = Blockmoräne eines Lokaltalschers.

zu sehen ist, so kann man dasselbe doch mit großer Wahrscheinlichkeit auch für ihren übrigen Untergrund annehmen.

Es muß hier erwähnt werden, daß sich in der Talfurche, welcher die Straße von Reit im Winkl gegen Oberwössen folgt, an zwei Stellen noch Anhäufungen von großen Konglomeratblöcken befinden, die möglicherweise Reste einer weiteren Tertiärausbreitung vorstellen. Es sind feste Konglomerate mit zahlreichen runden, glatten Hornsteinen, die sehr an Gosaukonglomerate erinnern. Eine Eisverschleppung ist wohl ausgeschlossen.

Ein Streifen solcher Blöcke liegt gleich nordöstlich von der Endfeldmühle, ein viel größerer Rest von anscheinend horizontal geschichteten Blöcken befindet sich dann etwa 1.5 km weiter nördlich und bildet die Anhöhe gegenüber der Staffeggalpe.

Es hat also wahrscheinlich nach diesen Befunden auch an Ostende der geschlossenen Tertiärmulde die ursprüngliche Tertiärablagerung darüber hinausgegriffen.

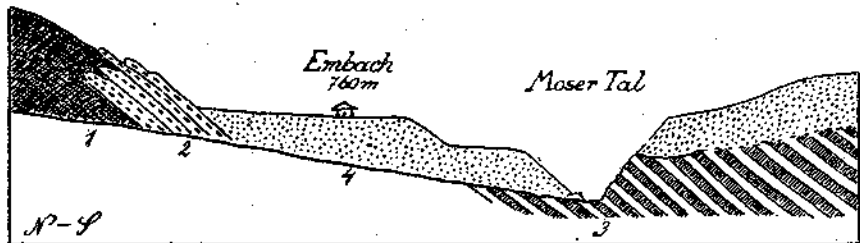


Fig. 7. 1 = Hauptdolomit. 2 = Basalbreccie des Tertiärs mit kleinen Nummuliten. 3 = Sandsteine mit verkohlten Blättern und Kohlenschmitzen wechseln mit Konglomeratbänken, die massenhaft blanke Kiesel, viele Phyllitstückchen und dunkle Kalke der Untertrias führen 4 = Mächtige, stark bearbeitete Grundmoräne.

In dem Abschnitt östlich der Großbache zeigte die Tertiärmulde nicht nur am Süd- sondern auch am Nordrand und im Mittelteil recht gute Aufschließungen.

Über die Verhältnisse am Nordrand gibt Fig. 7 einen guten Einblick. Es ist dem oberen Teil des Mosertales (Lederergraben) entnommen, das etwas unterhalb von Kössen in die Großbache mündet.

In diesem Tal sind die Angerbergsschichten sehr schön abgeschlossen, vielfach auch mit ihren typischen Fetzen und Scherben von Pechkohlen und Pflanzenresten. Es sind aber auch an der Nordseite dieses Tales in der Nähe des Embacher Hofes die Basalbreccien sehr gut entwickelt, die zahlreiche kleine Nummuliten umschließen.

Diese Basalbreccie ist ihrerseits wieder mit jenem Streifen von Hauptdolomit und Wettersteinkalk verkittet, der die Fortsetzung des Unutz-Pendling-Gewölbes vorstellt.

Der mittlere Teil der Tertiärmulde ist in dem Gebiete zwischen Kössen und Reit im Winkl mit ganz gewaltigen Massen von stark bearbeiteten Grundmoränen überlagert.

Der Profilschnitt Fig. 8, welcher das Becken von Reit im Winkl quert, verzeichnet die hier sichtbaren Teile der bereits viel flacher gewordenen Tertiärmulde.

In diesem östlichsten Teil unserer Mulde fehlen bereits die typischen Angerberg-schichten und wir haben es nur noch mit ortsnahen lokalen Breccien und Konglomeraten zu tun.

Wenn wir noch einmal mit Hilfe von Taf. V den Bau unserer Tertiärmulde überblicken, so können wir sagen, daß dieselbe in dem hier betrachteten Abschnitt aus zwei verschieden gebauten Stücken besteht.

Das westliche Stück wurde offenbar unter dem Druck der vorrückenden Schubmasse des Kaisergebirges kräftig gegen N oder NW zu überkippt, während das anschließende östliche Stück seine ursprüngliche unverdrückte Muldenform behielt.

Den Inhalt unserer Mulde bilden zum größten Teil die Sandsteine, Mergel und Konglomerate der Angerberg-schichten, denen nach den Untersuchungen von M. Schlosser ein oberoligozänes Alter zukommt.

Unter dieser mächtigen Schichtengruppe lagern die basalen, rein lokalen Breccien und Konglomerate, denen wohl ein obereozänes Alter entsprechen dürfte.

Es fehlen also gegenüber der viel tieferen und schichtenreicheren Unterinntaler Ter-tiärbucht zunächst die kohlenführenden Häringer Schichten mit ihren schönen Bitum-mergeln und weiter die mächtige Gruppe der Zementmergel. Dadurch erscheint die Transgression der Angerberg-schichten im Kössener Becken noch wesentlich deutlicher ausgeprägt als in der Unterinntaler Bucht.

## II. Vortertiäre Überschiebungen.

Wir haben schon bei der Beschreibung der Ränder der Tertiärmulde Gelegenheit gehabt, auf Spuren älterer Gebirgsbildung hinzuweisen.

Es sind aber durch die Neuaufnahmen noch einige sehr interessante Anzeichen von älteren Störungen aufgefunden worden, mit denen ich mich hier in Kürze zu beschäftigen habe.

Die Tertiärmulde stellt mit ihrer ein-fachen, klaren Gestalt ein vorzügliches Hilfsmittel dar, jene Störungen, die vor

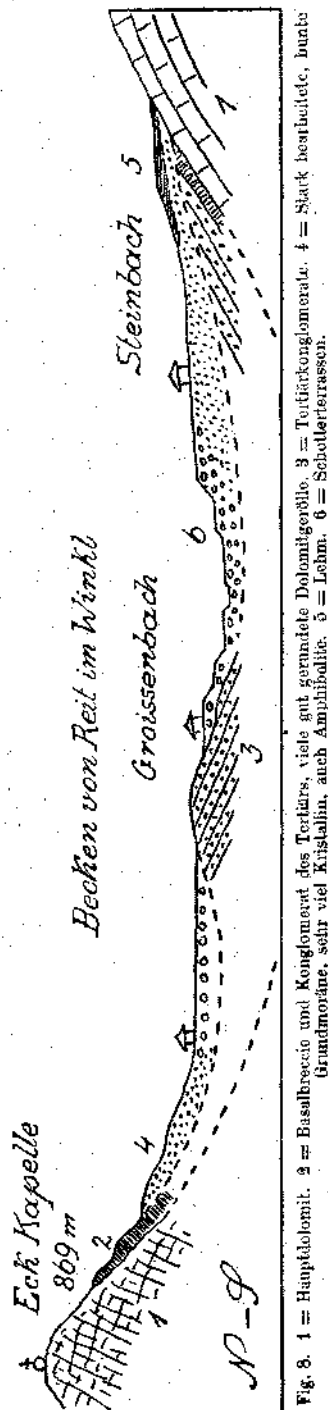


Fig. 8. 1 = Hauptdolomit. 2 = Basalbreccie und Konglomerat des Tertiärs, viele gut gemauerte Dolomitgebölle. 3 = gut gemauerte Dolomitgebölle. 4 = Tertiärrassenterrasse. 5 = Schotterterrasse. 6 = Lehm. 7 = Amphibolit. 8 = Grundmoräne, sehr viel Kieselstein, auch Amphibolit.

und nach dieser Muldenbildung entstanden sind, voneinander zu trennen.

Wir haben schon erkannt, daß der Ablagerung der Tertiärschichten in unserem Gebiete eine oder mehrere Faltungen vorausgegangen waren.

Es sind aber auch noch Anzeichen vorhanden, die erkennen lassen, daß hier auch in vortertiärer Zeit bereits Überschiebungen zur Auslösung gelangten.

Allerdings sind die Reste dieser Überschiebungszeugen meist nur sehr bescheiden und offenbar schon von der vortertiären Erosion größtenteils aufgezehrt worden.

Eine wohl hiehergehörige Liasscholle haben wir bereits in der Gegend des Zementofens von Sebi erwähnt.

Sie liegt diskordant zu den enggefalteten Neokommern und wird von Gosauschichten umschlossen. Etwa 2-3 km nordwestlich von dieser Liasscholle habe ich vor einigen Jahren an der Straße von Niederndorf nach Erl anscheinend auf den Exogyren Sandsteinen des Zenomans eine Scholle von schneeweißem, zuckerigem Dolomit und weißem fein oolithischem Kalk entdeckt.

Es ist ziemlich wahrscheinlich, daß auch diese seltsamen Gesteine (Wetterstein K und D?) Reste einer alten Überschiebungsmasse vorstellen.

Südöstlich von Kössen befindet sich die malerische Schlucht des Lofer Baches, welche die beiden Becken von Kössen und Reit im Winkl verbindet.

Diese Schlucht ist auf eine Strecke von zirka 1 km in prachtvoll gefaltete und sehr fossilreiche Kössener Schichten eingeschnitten, eine Schichtengruppe, welche von dieser Stelle ihren Namen erhalten hat.

Die Schlucht bildet hier einen epigenetischen Einschnitt, während die alte, verschüttete Bachfurche etwas weiter nördlich liegt.

Die Kössener Schichten werden nun an der Nordseite unserer Schlucht noch größtenteils von den Tertiärschichten überlagert, deren mächtige, grobblockige Basalschichten prächtig freigelegt erscheinen.

An einigen Stellen haben sich nun zwischen den liegenden Kössener Schichten und den hangenden Tertiärschichten kleine Schichtenreste erhalten, die im folgenden näher besprochen werden sollen.

Zunächst gibt die Profilserie, Fig. 9, die geologischen Verhältnisse in jenem Teil der Lofer Bachschlucht, der in Kössener Schichten eingeschnitten ist.

Mit den Buchstaben a, b, d, e sind auf diesen Profilen die Schichtenreste verzeichnet, welche, meiner Ansicht nach, nicht in normaler, sondern in überschobener Lage sich auf den Kössener Schichten befinden und offenbar von den jüngeren Tertiärschichten überlagert und so bis auf den heutigen Tag erhalten worden sind.

Wenn wir die Schlucht von W nach O durchwandern, so treffen wir zuerst auf einen großen Block von dunkelrotem Liaskalk, welcher auf der Südseite der Straße in einiger Höhe zwischen Kössener Schichten und Tertiärschichten eingeschaltet liegt.

Eine kurze Strecke weiter bachaufwärts lagern unmittelbar neben der Straße zwei riesige Felsblöcke von sehr dickbankigem Kalk, der

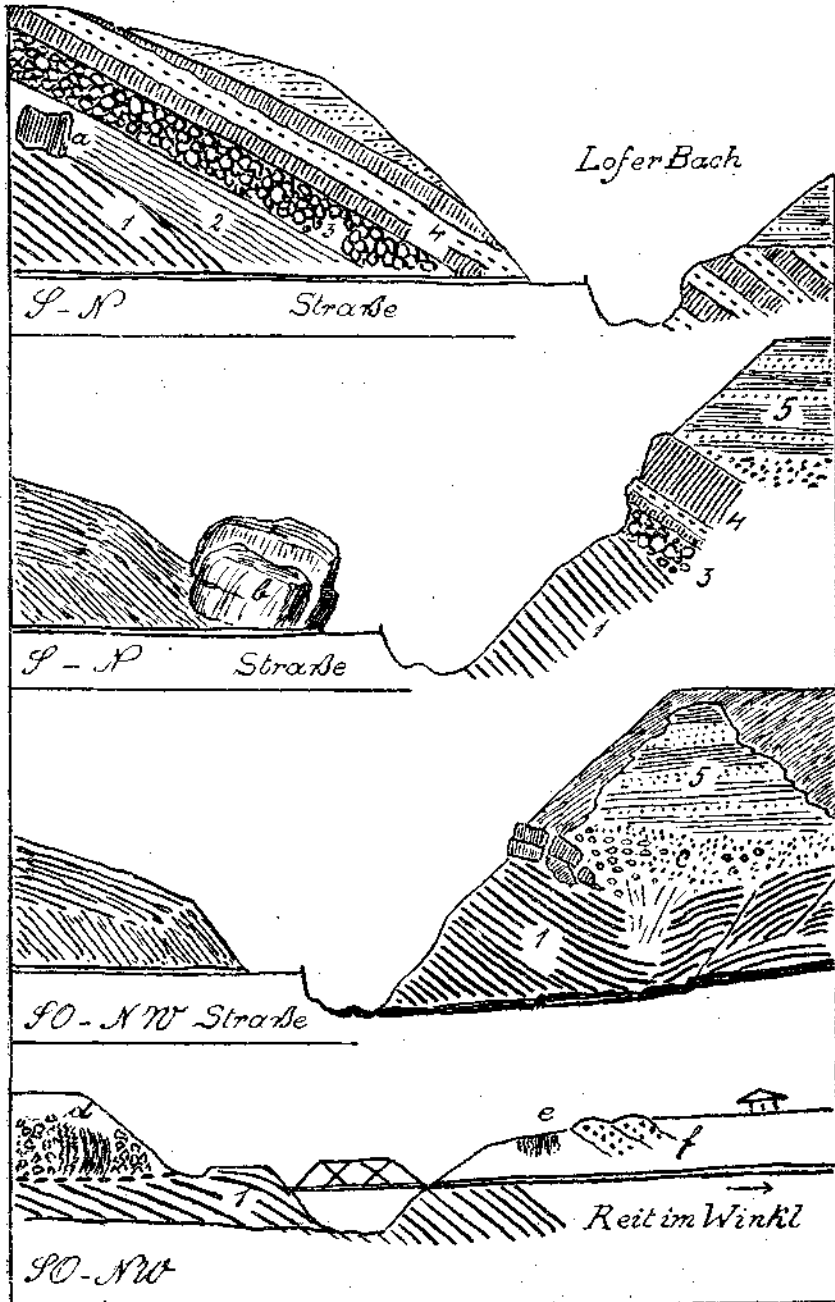


Fig. 9. 1 = Kössener Schichten. 2 = Weiche graue Mergel mit weißen Muschelschalen (Tertiär). 3 = Sehr grobes Basalkonglomerat (bis  $1 m^2$  große Blöcke) (Tertiär). 4 = Kalkbreccien und Kalksandsteine (Tertiär) 5 = Wechsellagerung von Lehm, Sand und Schottern. a = Block von rotem Liasalk. b = Blöcke von grauem dickbankigen Kalk. c = Grundmoräne mit Trümmern des Untergrundes. d und e = Graue und rote zerquetschte Aptychenkalke mit Trümmern von Kössener Schichten. f = Tertiärkonglomerat? Gosaukonglomerat?

wahrscheinlich den oberrhätischen Kalken zugehört. In der Nähe sind keine so mächtigen Kalklagen vorhanden und eine Zulieferung durch Eis ist ebenfalls nicht wahrscheinlich.

Hat man dann das Ende der Schlucht erreicht, so trifft man gleich östlich von der Straßenbrücke einen ganz merkwürdigen kleinen Aufschluß.

Von der Brücke führt ein Feldweg am Südufer des Lofer Baches weiter und nach wenigen Schritten steht man vor der in Fig. 9 unten abgebildeten Stelle.

Unterhalb des Weges stehen feste, flach gegen N einfallende, knollige Plattenkalke der Kössener Schichten an. Diese lösen sich gegen oben teilweise in ein Trümmerwerk auf.

In und auf diesem Trümmerwerk erkennen wir nur eine kleine Scholle von arg zerknitterten und ausgewalzten Aptychenkalken, die steil aufgerichtet und etwas gebogen sind.

Es ist eine ausgesprochen tektonische Klippe, welche zufällig hier noch in einem kleinen Rest erhalten worden ist.

Wenn man die Umgebung dieser Stelle genauer absucht, so bemerkt man gleich nördlich der Straßenbrücke noch eine geringe Fortsetzung der Aptychenkalke.

Die Scholle hat sich also quer über den Lofer Bach erstreckt und ist von diesem entzweigeschnitten worden.

Dieses zweite kleine Vorkommen ist noch dadurch bemerkenswert, daß gleich daneben nordfallende Konglomeratbänke anstehen, die aus feinen, glatten, bunten Hornsteingeröllen hestehen.

Es ist nicht sicher, ob es sich hier um Konglomerate des Tertiärs oder der Gosau handelt.

Ich möchte diese Konglomerate eber für solche der Gosauschichten halten, da die Basalbreccien in der Lofer Schlucht ganz anders entwickelt sind.

Jedenfalls sind die roten und grünlichen, so heftig ausgewalzten Aptychenkalke, welche hier, am Ausgange der Lofer Klamm, auf zertrümmerten Kössener Schichten liegen, Anzeichen von stärkeren Verschiebungen, wie sie für die Basis oder die Stirnregion einer Überschiebung charakteristisch sind.

Eine wichtige Ergänzung zur Auffindung dieser Überschiebungszeugen in der Lofer Bachschlucht hat nun im vergangenen Herbst die geologische Aufnahme der Umgebung des Taubensees gebracht.

Der Taubensee liegt nördlich von Kössen auf dem Grenzkamm gegen Bayern und wird von dieser Grenze gerade in zwei Hälften zerteilt.

Der See liegt 1138 m hoch und hat wasserdichte Kössener Mergel als Untergrund. Die Profilerie, Fig. 10, zeigt die wichtigsten geologischen Verhältnisse in der Umgebung dieses Sees.

Die Profile sind so angeordnet, daß sie von oben nach unten, von W gegen O zu fortschreiten. Wir haben hier als Fundament dieses Grenzkammes einen mächtigen, steilstehenden Zug von Hauptdolomit, der im N von Kössener Schichten, oberrhätischen Kalken, Lias, Jura begleitet wird.

Auf den Kössener Schichten dieses Grenzkammes liegt der Taubensee.

Auf der Südseite dieses Grenzkammes, den die Großache nördlich von Kössen in der wilden Entenlochklamm durchbricht, gewinnen mannigfaltige Ablagerungen der Gosauschichten eine große Ausdehnung.

Die Neuaufnahme hat nun aber ergeben, daß zwischen dem basalen, steilstehenden Hauptdolomit dieses Grenzkammes und den hangenden

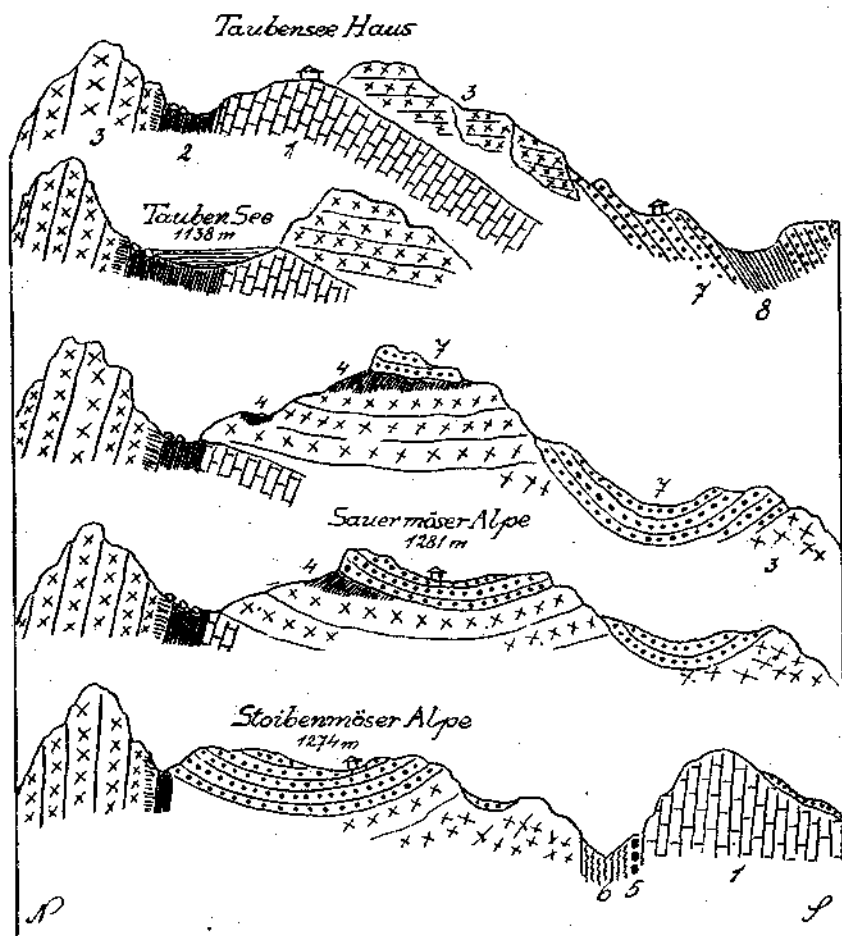


Fig. 10. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrhätische Kalken. 4 = Liaskrinoidenkalken. 5 = Bunte Liaskalke. 6 = Aptychenkalken und Neokommerngel. 7 = Gosaubreccien, die massenhaft Stücke von 4 enthalten. 8 = Gosaaumergel, Zementmergel, Inoceramenmergel.

Gosauschichten noch mehrere große Schollen von Oberrhätkalken und Liaskalken lagern.

Diese Schollen sind einerseits auf mäßig steiler Schubfläche über den Hauptdolomit vorgeschoben und werden andererseits von den Breccien, Sandsteinen und Konglomeraten der Gosauschichten überlagert.

Wir haben also hier Reste einer offenbar bereits in der Erosion zerstückelten Schubmasse vor uns, die später von Gosauschichten eingehüllt und mit ihrem Grundgebirge verkittet wurden.



Die soeben erwähnten Schubshollen aus Oberrhät- und Liaskalken der Taubenseegegend sind etwas weniger als 4 km von den alten Schubzeugen in der Klamm des Lofer Baches entfernt. Zwischen ihnen liegt die ganze Breite der Kössener Tertiärmulde.

Es ist natürlich unmöglich, den einstigen Zusammenhang aller dieser vortertiären und sogar vorgosaischen Überschiebungszeugen hier streng zu beweisen.

Es bleibt aber gewiß recht wahrscheinlich, einen solchen Zusammenhang anzunehmen.

Wenn es sich wirklich um eine zusammenhängende vorgosaische Schubmasse handelt, so muß dieselbe von der Erosion schon vor Ablagerung der Gosauschichten sehr tief abgetragen worden sein.

### III. Jüngere Ablagerungen.

Das Kössener Becken und seine Umrandung sind sehr reich an nachtertiären Ablagerungen, die im folgenden kurz und übersichtlich besprochen werden sollen.

In neuerer Zeit haben sich mit diesen Ablagerungen Klebelsberg und Levi (Leyden) eingehender beschäftigt.

Klebelsberg hat in seinen „Glazialgeologischen Notizen vom bayrischen Alpenrande“ in der Zeitschrift für Gletscherkunde 1913, Bd. 8, über das Becken von Reit im Winkl und sein glaziales Einzugs- und Abflußgebiet berichtet.

Levi kommt auf das hier betrachtete Gebiet mehrfach in seinen Arbeiten in den „Ostalpinen Formenstudien“ zu sprechen. Diese Arbeiten führen die Titel: „Quartäre Formenentwicklung der Schlierseer Berge und ihrer Nachbarschaft“, Berlin 1922, und „Quartärstudien in den Chiemgauer Bergen“, Berlin 1922.

Ich führe zunächst meist mit Profilen meine Beobachtungen an, soweit dieselben, wie ich glaube, neues Material betreffen.

Die ältesten quartären Ablagerungen unseres Gebietes sind wahrscheinlich die hochgelegenen Konglomerate oberhalb von Durchholzen.

Sie haben bereits in den „Alpen im Eiszeitalter“ durch Penck eine zutreffende Darstellung erhalten.

Ich habe mich auch schon mehrfach damit beschäftigt. In dieser Arbeit sind diese hochgelegenen festen Konglomerate auf Prof. II, Taf. V, und in Fig. 5 abgebildet.

Durch die Neuaufnahme hat sich herausgestellt, daß die Verbreitung dieser Konglomerate eine größere ist, als früher bekannt war. So haben auch noch am Nordabfall des Kaisergebirges westlich von Durchholzen diese Konglomerate eine ziemliche Ausdehnung inne. Es konnten aber auch noch an der Ostseite des Habersauer Tales am Steilrand der Hochfläche der „Rieder“ mehrere Reste davon entdeckt werden.

Ihre Lage ist auf den beiden Profilen Fig. 6 und Fig. 11 eingetragen. Sie befinden sich hier in Höhenlagen zwischen 880 m und etwas über 900 m.

Merkwürdig ist, daß sowohl bei Durchholzen als auch hier am Riederplateau oberhalb dieser typischen Flußkonglomerate sich rein lokale Gehängebreccien einstellen.

Die alten Innkonglomerate haben also noch heute am Nordabfall des Kaisergebirges ein Verbreitungsgebiet von zirka 9 km Länge inne.

Ob dieselben ihre hohe Lage über den Terrassen von Durchholzen-Walchsee lediglich durch ein starkes Einschneiden des Inn und seiner Zuflüsse oder durch Heraushebung des Kaisergebirges erhalten haben, ist nicht so leicht zu entscheiden.

Die Gehängebreccien, welche besonders an den Ahhängen des Kaisergebirges ziemlich erhalten sind und hier eine sehr mächtige Gehängeverschüttung beweisen, kann man wohl in Analogie mit den gleichartigen Ablagerungen im mittleren und oberen Inntal als interglaziale Gebilde bezeichnen.

Zwischen einer liegenden und einer hangenden Grundmoräne sind auch hier ziemlich ausgedehnte Ablagerungen von Bändertonen, Mehlsanden und Schottern eingeschaltet.

Sie treten einerseits als Teil der Inntalterrassen zu beiden Seiten des Achentalerbaches zwischen Sebi und dem Walchsee auf, andererseits haben sich weiter östlich zu beiden Seiten der Loferbachschlucht ebenfalls noch dazugehörige Ablagerungen auffinden lassen.

Die Prof. I, II und III von Taf. V zeigen die räumliche Einschaltung dieser Inntalterrassen, welche in ihrem Liegenden mehrfach Reste von Grundmoräne aufweisen und im Hangenden weithin von einer typischen Grundmoränendecke des Inntalglatschers überzogen sind.

Diese Innaufschüttung läßt sich ungefähr bis in die Gegend

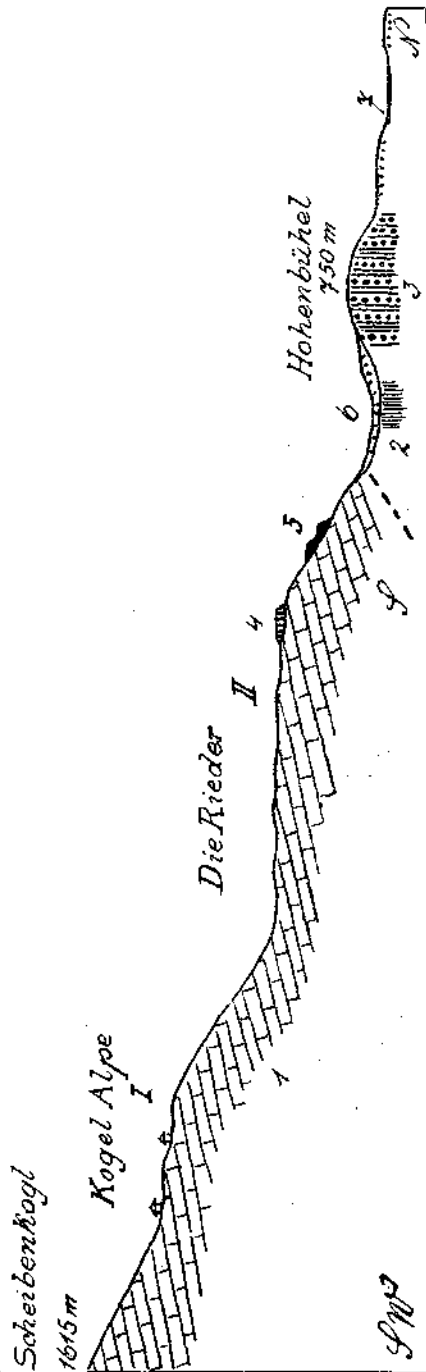


Fig. 11. 1 = Hauptdolomit mit Plattenkalk. 2 = Rote Sequenzmergel (Gössenschiefer). 3 = Rote Sequenzmergel (Gössenschiefer). 4 = Rest von Gehängebreccie, kalkalpinen Schotter und Hangschutt. 5 = Konglomerat, reich an kristallinen Geröll. 6 = Grundmoräne. 7 = Torfmoor. I = Ver-  
 4 = hangungsfläche in zirka 1000 m Höhe. II = Verhangungsfläche in zirka 1350 m Höhe.

des Walchsees verfolgen und sie umspannt dabei den Miesberg von allen Seiten.

Das Verhältnis dieser Terrassen zu der tief herabreichenden Blockendmoräne eines Pyramidenspitzen-gletschers bei Durchholzen ist in Fig. 4 wiedergegeben.

Östlich vom Walchsee, dessen flache Wanne wohl vom Inntal-gletscher ausgeschliffen und mit einer Grundmoränenhaut abgedichtet worden ist, ändern sich die Verhältnisse wesentlich.

Die Terrassen, welche den Abfluß des Walchsees begleiten und weiterhin dann das Becken von Kössen so schön unsäumen, sind sowohl von jüngerm Alter als auch von ganz anderer Entstehung.

Dies prägt sich zunächst in ihrer Zusammensetzung selbst nicht deutlich aus. Sie sind vielleicht ärmer an kristallinen Geröllen aber dieser Unterschied hätte wenig zu bedeuten.

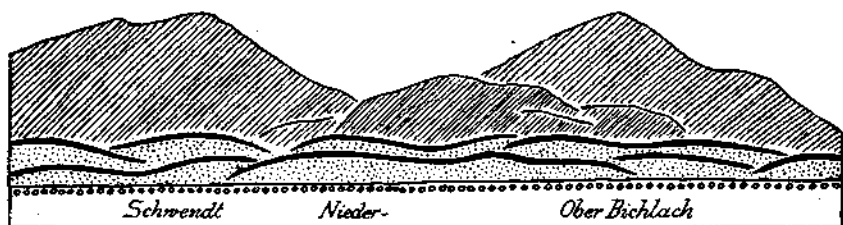


Fig. 12. Schraffiert = Grundgebirge. Punktiert = Grundmoränen. Geringelt = Schotterterrassen. Die dicken Striche zeigen die prächtig vom Eisen abgerundeten Formen der Grundmoränen östlich vom Walchsee im Kössener Becken an.



Fig. 13. 1 = Plattenkalk. 2 = Kössener Schichten. 3 = Grundmoräne mit vielen Trümmern des Untergrundes. 4 = Lehm, Sand und Schotter mehrfach wechselnd. 5 = Hangende mächtige, stark bearbeitete Grundmoräne. 6 = Torfmoor.

Entscheidend ist jedoch, daß sie nicht mehr von einer Grundmoränendecke überlagert werden.

Die Grundmoränen des Inntalgletschers bilden östlich des Walchsees, wie Fig. 12 veranschaulichen soll, mächtige, prächtig gerundete Anhöhen, die von den soeben erwähnten Schotterterrassen umflossen und eingesäumt werden.

Wir werden uns später noch genauer mit diesen Erscheinungen zu befassen haben.

Es ist also sicher, daß wir in diesen Terrassen des Kössener Beckens keine Fortsetzungen der Inntalterrassen, sondern lokale und jüngere Gebilde zu erblicken haben.

Anders liegen jedoch die Verhältnisse zu beiden Seiten der schon mehrfach erwähnten Schlucht des Loferbaches.

Fig. 9 enthält darüber bereits eine Reihe von Angaben und Fig. 13 gibt einen Schnitt quer über diese Schlucht.

Dieser Schnitt zeigt zunächst, daß die heutige Loferkklamm ein jüngerer Taleinschnitt ist, während der breitere ältere etwas nördlicher gelegen ist.

Dieser ältere Einschnitt ist nun durch Lehm, Sand und Schotterablagerungen verschüttet, welche sowohl von Moräne unter- als auch überlagert werden.

Wir erkennen in diesen Ablagerungen Reste einer Aufschüttung, welche wahrscheinlich zusammenlaufend von der Großache und vom Inn gebildet wurden, das heißt mit anderen Worten, es sind dies Reste einer mächtigen Flußaufschüttung, an der hier im Osten hauptsächlich die Großache, weiter im Westen aber hauptsächlich der Inn mitgearbeitet hat.

Wir haben nach dieser Auffassung die Terrassensedimente westlich des Walchsees mit denen der Loferkklamm gleichzustellen. An den schönen

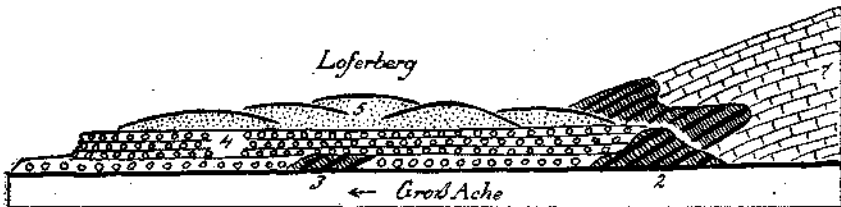


Fig. 14. 1 = Hauptdolomit und Plattenkalk. 2 = Tertiärkonglomerat, an der Ache mit kopfgroßen Geröllen von Hauptdolomit und Plattenkalk. 3 = Tertiärmergel und Sandsteine. 4 = Konglomerierte Terrassenschotter. 5 = Stark bearbeitete Grundmoräne, welche auf 4 liegt und schöne, vom Eis gerundete Formen zeigt.

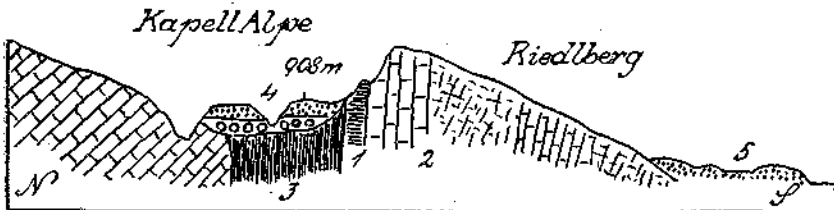


Fig. 15. 1 = Wettersteinkalk. 2 = Hauptdolomit. 3 = Weiche graue Mergel mit großen dünn-schaligen Inoceramen. 4 = Schotter-, Sand-, Lehmlagen zwischen 740 und 860 m, darüber stark bearbeitete Grundmoräne mit zahlreichen großen kristallinen Blöcken. 5 = Grundmoräne, stark bearbeitet.

Aufschlüssen der Loferkklamm ist besonders die Beschaffenheit der Liegendmoräne bemerkenswert. Während die Hangendmoräne eine ausgezeichnet gleichmäßig und stark durchgearbeitete Grundmoräne vorstellt, ist die Liegendmoräne sehr stark mit Blockwerk und Trümmerwerk des lokalen Untergrundes vermischt. Hauptsächlich handelt es sich dabei um Stücke von Kössener Schichten und Blöcke von der Basalbreccie des Tertiärs.

Die Liegendmoräne ist hier am besten auf der Nordseite der Loferkklamm aufgeschlossen. Die Lehme, Sande und Schotter nehmen aber auch südlich dieser Klamm noch einigen Raum ein.

Sie lagern hier in dem Dreieck zwischen Loferbach, Großache und Loferberg meist auf Tertiär und werden von mächtigen Grundmoränen überlagert, welche, wie Fig. 14 ergibt, wieder schön eingerundete Formen bilden. Außer diesen Stellen zu beiden Seiten des Loferbaches, von denen sich das nördlichere Vorkommen noch bis ins Becken von Reit im Winkel hineinzieht, ist mir noch ein Aufschluß bekanntgeworden.

wo ebenfalls bunte und an Kristallin reiche Schotter von typischer Grundmoräne überlagert werden.

Fig. 15 bringt eine Abbildung dieses ziemlich versteckten Aufschlusses, der sich westlich von Kössen unterhalb der Kapellalpe befindet.

Die bunten, stark gerollten Schotter, die mit Sand und Lehmlagen verbunden sind, lagern hier zwischen 740—860 *m*. Das ist eine wesentlich höhere Lage als jene der früher besprochenen Schotter zu beiden Seiten des Loferbaches, die etwa zwischen 610 und 700 *m* eingeschaltet sind.

Der Höhe nach würden die Schotter unter der Kapellalpe mit den hohen Konglomeraten von Durchholzen besser zusammenpassen.

Sie zeigen indessen keine nennenswerte Verfestigung.

Die darauf lagernde Grundmoräne ist von ganz typischer Ausbildung mit einem reichen Bestand prachtvoller, großer kristalliner Blöcke aus einem weiten Einzugsgebiete. Bezüglich der Deutung dieses ganz isolierten hohen Schottervorkommens ist man auf Vermutungen angewiesen.

Es kann ein lokal gehobener Rest der Inntalterrassen sein, es ist aber auch möglich, daß es einen unverfestigt gebliebenen Teil der alten höheren Schotterdecke vorstellt. Vor einigen Jahren habe ich an der Südseite des Kaisergebirges unterhalb der Reg- und Kaisermannalpe zwischen 1160—1200 *m* ein Vorkommen von buntem, kristallinem Gerölle angetroffen, das sich im Streichen zirka 1 *km* weit verfolgen läßt. Es liegt unmittelbar auf Buntsandstein und wird von lokaler kalkalpiner Moräne überlagert.

An der Ostseite des Hintersteiner Sees reichen die bunten Schotter ebenfalls ungefähr in dieselbe Höhe wie bei der Kapellalpe empor und werden ebenfalls von typischer stark bearbeiteter Grundmoräne des Inntalgletschers eingedeckt. Die bunten Schotter der Gegend von Waidring reichen sogar noch höher empor.

Man hat also die Wahl, ältere höhere Flußverschüttungen anzunehmen oder spätere tektonische Verbiegungen des Reliefs zur Erklärung heranzuziehen.

Ich habe nicht die Absicht, hier näher auf diese interessanten Fragen einzugehen, da sich aus dem Material, welches das Kössener Becken geliefert hat, darüber kaum etwas Entscheidendes aussagen läßt.

Eine sehr wichtige Rolle spielen dagegen im Kösseuer Becken die riesigen Massen von Grundmoränen, welche bei der letzten Großvergletscherung hier aufgestapelt wurden. Diese Grundmoränenmassen treten uns heute in drei verschiedenen Formen entgegen. Entweder sind sie als flache dünne Decke über die Terrassenschotter ausgebreitet oder sie bilden schön geformte, selbständige, fein abgerundete Anhöhen oder sie sind endlich in die Seitentäler in großen Massen hineingestaut.

Wir beginnen mit der Schilderung mit dem oben genannten dritten Fall und wählen als ein selten schönes Beispiel das Niederhauser Tal, das, wie schon erwähnt, zwischen dem Schnappenberg- und Unterberghorn tief eingesenkt liegt.

Fig. 16 entwirft einen ostwestlichen Querschnitt durch dieses Tal, das ganz in Hauptdolomit eingeschnitten ist.

Der Scheidekamm, welcher unser Tal im Süden abschließt, sinkt vom Schnappenberghorn, 1534 *m*, auf die Kotenreihe 1456 *m*, 1374 *m*, 1314 *m* herab, um von da steiler zum Unterberghorn, 1774 *m*, anzusteigen.

Da die Eisstandhöhe für dieses Gebiet zur Zeit des Hochstandes der Würmeiszeit zwischen 1500—1600 *m* betrug, so ist klar, daß unser gegen Norden geöffnetes Tal vor allem in der Höhenlage von zirka 700 bis 1300 *m*, also durch volle 700 *m* Eisstromwachstum von dieser Seite mit Eis und Grundmoräne angestaut werden konnte, während erst für den Hochstand auch ein Überfließen von Süden her in Betracht kam.

Letzteres muß aber doch bis zu einem gewissen Grade noch wirksam geworden sein, da sich im Hintergrund des Niederhauser Tales mehrfach Blöcke einer Raibler Fazies finden, die erst weiter südlich anstehend vorkommt.

In dieses reine Hauptdolomittel wurde nun allmählich eine riesige Masse von stark bearbeitetem Grundmoränenmaterial hereingestaut. Offenbar vermochte der Gletscher zwar wohl Grundmoräne hereinzuschleppen, aber nicht mehr diesselbe hinauszuschieben. Innerhalb des

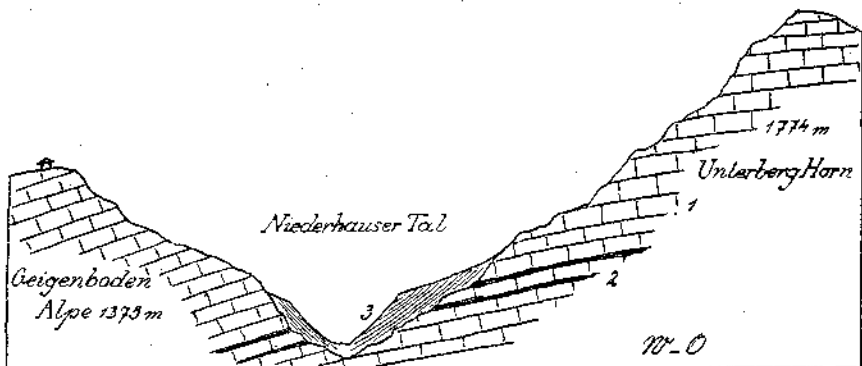


Fig. 16. 1 = Hauptdolomit. 2 = Bituminöse Einschaltungen. 3 = Mächtige, stark bearbeitete, feinkörnige Grundmoräne. Schräge Einpressungsschichtung. Riesige, noch jetzt bis 200 *m* hohe Aufschlüsse in schönen Zeltformen.

Niederhauser Tales scheint keine nennenswerte Verschiebung der Grundmoräne mehr eingetreten zu sein.

Wenigstens lagern die Moränen hier nicht auf abgeschliffenen, sondern auf rauen und zackigen Felsen.

Die Grundmoräne selbst ist ungemein gleichmäßig und stark bearbeitet. Sie zeigt ein ziemlich feinkörniges Material und besteht der Hauptmasse nach aus Hauptdolomit.

Innerhalb der anstehenden Moränenaufschlüsse finden sich nur selten gröbere Geschiebe.

Dagegen liegen im Bachbett Tausende von großen erratischen Blöcken. Meist sind es Blöcke von Zentralgneis, Granit, Augengneis, Grünschiefer, Tertiärkonglomerat, Buntsandstein, rote Liaskalke . . . .

Auffallend ist das Fehlen der Amphibolite.

Einzelne Gneisblöcke sind über 2—3 *m*<sup>2</sup> groß. Die Blöcke stammen offenbar von der Oberfläche des Eises und sind nach dem Rückzug desselben von den steilen Seitenhängen in das Bachbett herabgestürzt

und haben sich hier zu einem beinahe zusammenhängenden, gigantischen Pflaster vereinigt.

Die Grundmoräne muß in gewaltiger Masse einst das Niederhauser Tal hoch hinauf erfüllt haben. Noch heute sind Aufschlüsse da, welche eine Höhe von zirka 200 m erreichen. Charakteristisch ist endlich an diesen großen Moränenmassen eine feine, mit den Berghängen parallele Schichtung, die wahrscheinlich durch die lagenweise Einpressung entstanden ist. Diese Schichtung ist auch in Fig. 16 schematisch angedeutet worden.

Sie ist nach meinen Erfahrungen für alle größeren Moränenmassen charakteristisch, die offenbar durch langsames Einpressen in Hohlräume angesammelt wurden, wo sie dann der weiteren Eisbewegung entzogen waren. Wir haben also im Niederhauser Tal einen typischen „Grundmoränenspeicher“ vor uns, der heute allerdings zum größten Teil bereits wieder entleert ist.

Diese Entleerung kann sich natürlich erst nach dem Rückzug der Würmvereisung vollzogen haben.

Ihr Produkt ist ein gewaltiger Schuttkegel, der sich vom Ausgang des Niederhauser Tales ins Becken von Kössen hinaus erstreckt und dort einen großen Teil der schon früher erwähnten Terrassen zusammensetzt.

Diese Terrassen aber sind dadurch geformt worden, daß die Großache den vorderen Teil dieses Schuttkegels entfernt und so einen Steilabschluß desselben geschaffen hat.

Diese hier im Niederhauser Tal so klar vorgetragene Entstehung der jungen Terrassen bietet auch für die anschließenden übrigen gleichaltrigen Terrassen dieses und wohl auch noch manches anderen Gebietes die richtige Erklärung.

Die Ansicht, daß die Terrassen im Becken von Kössen und Reit im Winkl im wesentlichen nur die Zuschneidungen von großen, flachen Schuttkegeln sind, hat auch Klebelsberg in der schon erwähnten Arbeit vom Jahre 1914 ausgesprochen. Das Entscheidende sind für diesen Vorgang die Aufspeicherungen großer Massen von Grundmoränen in den steilen, seitlichen Felschluchten, aus welchen dieselben dann nach dem Rückzug des Talgletschers von den Wildbächen in verhältnismäßig ganz kurzer Zeit ins Vorland hinausgeschwemmt werden.

Dadurch entstehen übertrieben große Schuttkegel, deren Ränder dann von den größeren Flüssen nach Erschöpfung der Hauptzufuhren wieder zurückgedrängt und so mit steilen Stirnrändern versehen werden.

Es werden also nach dem Abschmelzen der großen Talgletscher die riesigen Massen von Grundmoränen, die in die Seitenschluchten hineingestopft und dort liegen gelassen wurden, zu einer anfangs außerordentlich ergiebigen Quelle mächtiger Schuttkegelbildungen.

Diese Umformung der „Grundmoränen-Speicherung“ in Schuttkegel geht bei dem leicht beweglichen Material, das meistens ungemein hemmend in den Verlauf der Schluchten eingestopft wurde, anfangs sehr rasch vor sich. Dem entspricht ein ungemein rasches Wachstum der Schuttkegel.

Ist dann einmal die Hauptmasse der Moränen entfernt und beginnen die Bäche wieder den eigentlichen Felsboden zu bearbeiten, so sinkt

ihre Förderung ganz gewaltig. Die Schuttkegel erhalten nicht mehr genügenden Nachschub, sie können nicht mehr entsprechend weiterwachsen und werden nun wieder kleiner zugeschnitten.

Sie sind gleichsam nur durch Verschwendung so ungebührlich groß geworden und müssen sich später wieder auf ihr normales, viel kleineres Einkommen beschränken. Wir erkennen also in diesen Schuttkegeln und Terrassen im wesentlichen eine verschwenderisch gesteigerte Umformung der Grundmoränenerbschaft der Würmvergletscherung.

Die Gegend von Kössen und Reit im Winkl bietet dafür hervorragend deutliche Beispiele. Wir finden aber durch die ganzen Alpen, so weit sie überhaupt vergletschert waren, dieselbe Erscheinung der postglazialen hypertrophen Schuttkegelbauten, die dann später wieder einschrumpfen und zerstört werden.

Während wir aber im Niederhauser Tal eine mächtige und anscheinend einheitliche Einschaltung von Grundmoränen kennengelernt haben, finden sich in unserem Gebiete auch Seitentäler mit einer komplizierten gebauten Verstopfung.

Ich verweise zunächst auf das Habersauer Tal, dessen Schutthinhalte ich in der Zeitschrift „Die Eiszeit“, Band II, 1926, genauer beschrieben habe. Die Verbauung dieses Tales besteht ebenfalls in der Hauptsache aus Grundmoräne des Inntalgletschers. Unter dieser befindet sich aber ein ausgedehntes Lehmlager und über derselben breitet sich noch das Blockfeld eines Lokalgletschers des Kaisergebirges aus. In Figur 8 ist der obere Teil dieser Verbauung noch am linken Profilende abgebildet.

Das Bänder-tonlager im Liegenden der großen Grundmoränenmasse beweist, daß zur Zeit der beginnenden Einfüllung der Grundmoräne hier ein Stausee bestand, der allmählich durch das Eis verdrängt wurde.

Es ist dies insofern interessant, als daraus hervorgeht, daß der Ferngletscher hier an der Nordseite des Kaisergebirges noch in ein eisfreies Tal eingedrungen ist. Eine ähnliche Erscheinung können wir auch östlich von Reit im Winkl beobachten.

Das Tal des Schwarzloferbaches enthält in der Strecke zwischen dem Becken von Reit im Winkl und Seegatterl eine mächtige Einstopfung von Grundmoränen. Auch hier finden wir im Liegenden dieser Grundmoränen eine ausgedehnte Ablagerung von feingeschlammten, oft hellrötlich gefärbten Bänder-tonen.

Im Süden des Beckens von Reit im Winkl öffnen sich die zwei benachbarten engen Talschluchten des Groß- und Kleinsteinbaches. Sie sind in Hauptdolomit eingeschnitten.

Beide Talfurchen sind mit Moränen verbaut, über deren Anordnung der Profilschnitt, Fig. 17, unterrichten soll.

Im Einschnitt des Großsteinbaches treffen wir eine deutliche Trennung der Ablagerungen in eine liegende, sehr stark bearbeitete, feste, lehmreiche Grundmoräne, die sicher die Hinterlassenschaft eines Ferngletschers vorstellt.

Auf dieser liegt dann eine viel gröbere und schlechter bearbeitete Grundmoräne, die von einem Lokalgletscher abstammen kann. Nun hat bereits Klebelsberg in seiner Arbeit von 1914 darauf hingewiesen,



daß die Lokalvergletscherung auf der Nordseite des Fellhorns bis unter 960 m herabreichte. Ich glaube, daß man nach den Befunden im Graben des Großsteinbaches diese Grenze noch tiefer, etwa bis 800 m herabziehen muß.

Damit erreicht das Ende dieses Fellhorngletschers ungefähr die Südgrenze des Beckens von Reit im Winkl.

Das würde sehr gut zu den Angaben von der Nordseite des Kaisergebirges stimmen, wo die Lokalgletscher gleichzeitig bis auf die Terrassen von Durchholzen herabgestiegen waren.

Es ist schon hervorgehoben worden, daß sich zwischen Kössen und Reit im Winkl am sogenannten „Moserberg“ eine gewaltige Anhäufung von stark bearbeiteten Grundmoränen über einem Tertiärsockel befindet.

In diese Ablagerungen eröffnet der Einschnitt des Mosertales (Lederergraben) einen tiefen Einblick.

Insbesondere sind im oberen Teil dieses Grabens die Grundmoränen geradezu prachtvoll aufgeschlossen.

Hier zeigt sich nun, wie Fig. 18 vorführen soll, eine Zweiteilung der Grundmoränen.



Fig. 17. 1 = Hauptdolomit 2 = Feste, schlammreiche, stark bearbeitete Grundmoräne, viel Lehm, auch kristalline Gesteine. 3 = lichtere, gröbere, ungleich bearbeitete, oft blockige Grundmoräne.

Es ist ein unterer, betonartiger, fester, bestens bearbeiteter Teil der Moräne von einem oberen, lichterem und mehr weißlichgrauen Teil durch eine Lage gröberer, geschichteter Schotter und eine Lehmfuge getrennt.

Beide Grundmoränen sind Ablagerungen von Ferngletschern und sehen nur wie etwas verschiedene Fazies aus.

Es ist aber ganz wohl möglich, daß die untere Grundmoräne einer älteren Vergletscherung angehört und nur die obere jener der Würmeiszeit.

Es ist aber nur bei besonders guten und tiefen Aufschlüssen möglich, eine solche Trennung zu erkennen.

Wir haben uns nun noch mit der zweiten Form der Grundmoränenablagerungen, den feinen, schön abgerundeten Anhöhen zu beschäftigen, welche einen besonderen Schmuck des Kössener Beckens ausmachen.

Die Figuren 12 und 14 geben ein schematisches Bild ihres Auftretens.

Diese meist elliptischen Hügel und Anhöhen beginnen hier bei Durchholzen und enden zwischen Kössen und Reit im Winkl.

Soweit man erkennen kann, haben wohl die meisten Sockel und Kerne von Tertiär, auf denen dann Grundmoräne lagert.

Ihr Auftreten ist gesellig und sie drängen sich wie die Rücken einer Schafherde zusammen. Für ihre Erklärung kommen vor allem zwei Möglichkeiten in Betracht.

Es kann sich hier entweder um Formen handeln, die unter dem Druck des darüber weggleitenden Eises gebildet wurden, oder aber um Moränenwälle am Ende eines Gletschers.

Beide Möglichkeiten haben in der Literatur schon ihre Vertreter gefunden.

Penck hat diese Formen als „Drumlins“ und (Levi) Leyden hinwieder als „Endmoränenwälle“ beschrieben.

Leyden hat sich in seiner schon erwähnten Arbeit „Quartäre Formenentwicklung der Schlierseer Berge und ihrer Nachbarschaft“ eingehender mit diesen Formen beschäftigt und glaubt in ihnen eine große Stillstandslage des schwindenden Inntalgletschers zu erkennen, welche er nach der Gegend ihrer schönsten Entfaltung als das „Walchseestadium“ des Inntalgletschers bezeichnet, das jünger als die Jungendmoränen, aber älter als das Bühlstadium sein soll.

Nach vielfacher Überwanderung und Betrachtung dieser Formen muß ich mich zu der älteren Deutung von Penck bekennen.

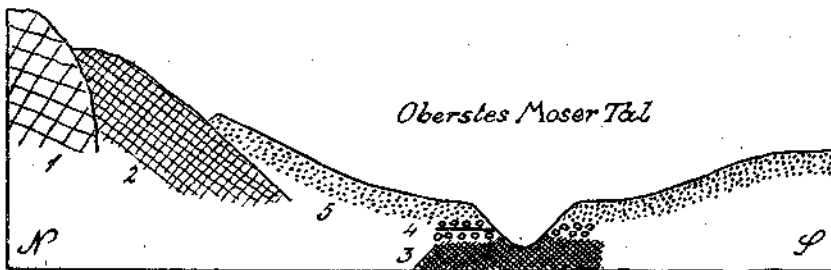


Fig. 18. 1 = Wettersteinkalk. 2 = Hauptdolomit. 3 = Festzementierte, bunte, stark bearbeitete Grundmoräne. 4 = größerer geschichteter Schotter mit einer schwarzen dunklen Lehmlage. Im Schotter auch gekritzte Gesechiebe. 5 = Mächtige, weißlichgraue, stark bearbeitete Grundmoräne. Mehr kalkalpines Material.

Sie haben tatsächlich so reine und in der Bewegungsrichtung des Eises so sanft ausgezogene Formen, wie die Aufschüttungen am Ende eines rückweichenden Gletschers wohl kaum bilden können.

Die Schotterterrassen, welche sie teilweise umfassen, haben gar keine engere Beziehung zu denselben.

Sie entstammen den großen seitlichen Moränenspeichern und umfließen sie als von ihnen ganz unabhängig aufgeschüttete jüngere Schuttkegel.

Es ist ausgeschlossen, etwa diese Schuttkegel den sogenannten Endmoränenwällen als zugehörige Schotterfelder anzugliedern.

Man hat überhaupt den Eindruck, daß es sich bei diesen Formen mehr um Ausschleifungen und Ausräumungen als um reine Aufschüttungen handelt.

Die meisten dieser Anhöhen dürften einen Kern von Tertiärschichten umschließen.

Bei vielen hat sich dies bei der Neuaufnahme unmittelbar feststellen lassen.

Wahrscheinlich ist auch die breite, mit einem Wechsel von weichen Mergeln und Sandsteinen mit härteren Konglomeraten erfüllte Tertiärmulde die Ursache für eine so ausgezeichnete Entwicklung dieser Eiserosionsformen gewesen.

Dieser Untergrund bot eben den gewaltigen darüber hingleitenden Eismassen einen entsprechend leicht modellierbaren Boden.

Die Grundmoränen stellen also wahrscheinlich nur einen sehr ungleich mächtigen Überzug dieser Felssformen dar.

Was endlich die dritte Form des Auftretens der Grundmoränen betrifft, so ist dies die flache Ausbreitung als Hangenddecke über den Terrassenschottern.

Sie tritt uns auf den Terrassen westlich von Durchholzen entgegen.

Ganz in derselben Art und Weise sind ja auch die Terrassen des mittleren und oberen Inntales mit einer Hangenddecke von Grundmoräne überzogen, die durchschnittlich eine Mächtigkeit von etwa 10 m nicht überschreitet.

Nun bleibt mir noch übrig, einige Bemerkungen über die lokale Vergletscherung anzufügen, welche sich in unserem Gebiete nach dem Abschmelzen der Ferngletscher entwickelt hat. Die Hochstände der Würmvergletscherung dürften im Gebiete des Kössener Beckens etwa zwischen 1400 und 1600 m betragen haben.

Einen guten Überblick gewährt hier die Darstellung der Eisoberfläche des Hochstandes der Würmvergletscherung, die Klebelsberg 1914 in der Zeitschrift für Gletscherkunde geliefert hat.

Jedenfalls war das ganze Becken samt einem Großteil seiner Umrandung unter diese Eisoberfläche untergetaucht.

In größerem Ausmaß ragten hier nur die beiden Kämme des zahmen und wilden Kaisers sowie Unterberghorn und Fellhorn aus dieser gewaltigen Eisflut empor.

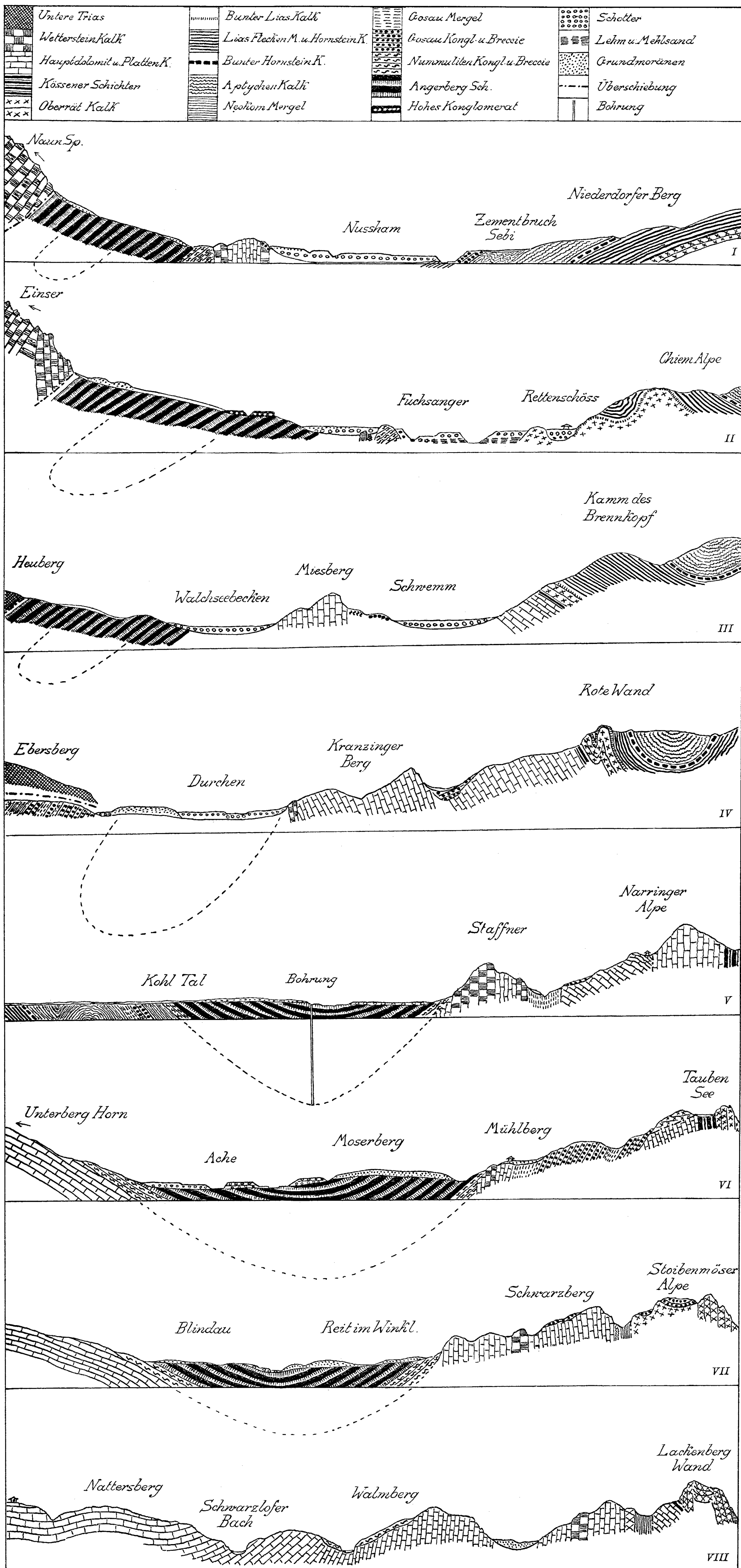
Diese Aufragungen bilden größtenteils steile, schmale Kämme oder, wie im wilden Kaiser, überhaupt nur wilde Felstürme und Steilwände.

Einzig das hohe Plateau des zahmen Kaisers besaß hier eine räumliche Gestaltung, welche die Ansammlung von größeren eigenen Eismassen überhaupt gestatten konnte. Wenn nun die Schneegrenze immer höher rückte und die riesige Eismasse zu schmelzen und zu sinken begann, so müssen diese steilen Gipfelfelsen ebenfalls eisfrei geworden sein.

Sicherlich konnten sie nicht zu Heimstätten größerer Eigengletscher werden, während gleichzeitig der Inntalgletscher hier in einer Mächtigkeit von wohl über 1000 m abgeschmolzen wurde.

Nun treffen wir aber z. B. an der Nordseite des zahmen Kaisers und an jener des Fellhorns deutlich erhaltene, rein lokale Endmoränen, welche bis auf den Sattel von Durchholzen und bis zum Becken von Reit im Winkel herabgestiegen sind. Das heißt mit anderen Worten, diese nordseitigen Lokalgletscher sind zirka 800 m unter den Hochstand der Würmvergletscherung herabgestiegen.

Ich halte die Gleichzeitigkeit einer so ungeheuren Abschmelzung des Ferngletschers und eines so starken Anwachsens des benachbarten Nahgletscher für miteinander unvereinbar. In der Zeitschrift „Die Eiszeit“ habe ich 1926 die Gründe genauer dargelegt, welche nach meiner Ansicht dafür sprechen, daß man dieses mächtige Vorrücken der kalkalpinen Lokalgletscher nicht mit dem Rückzug der Würmeiszeit zusammenkuppeln darf, sondern in ihnen die Beweise einer eigenen letzten Vergletscherung zu erblicken hat.



# Beiträge zur Geologie der Umgebung von Hieflau.

Von Otto Ampferer.

(Mit 12 Zeichnungen.)

Die hier folgende Arbeit bildet einen kurzen Bericht über die Ergebnisse der geologischen Neuaufnahme, welche im Jahre 1926 in der Umgebung von Hieflau erreicht wurden.

Ich habe bereits in zwei Aufsätzen über die geologischen Aufnahmen von Blatt „Admont—Hieflau“ berichtet.

Es sind dies 1921 (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt) — Beiträge zur Geologie der Ennstaler Alpen und 1926 — Fortschritte der geologischen Neuaufnahme von Blatt Admont—Hieflau.

Diese Arbeit stellt eine weitere Fortsetzung dar.

Leider war das Wetter im Juni und Juli 1926 in den Ennstaler Alpen außerordentlich ungünstig, so daß gar manche Exkursion unterbrochen oder gar nicht ausgeführt wurde.

Einiges ist aber doch gelungen.

Als Grundlage diente auch hier wieder die Aufnahmskarte von Bittner im Maßstabe 1 : 75.000.

Im folgenden sollen in Kürze jene Befunde vorgelegt werden, welche sich gegenüber dieser Vorlage als neu oder als davon abweichend herausgestellt haben.

## 1. Tertiärmulde südöstlich von Hieflau.

Auf der Karte von Bittner zieht sich unmittelbar von Hieflau ein breiter Streifen von „Tal- und Gehängeschutt“ um die Südseite von Dürren- und Eibenkogel herum bis auf und über die Kammhöhe gegen das Schwabeltal empor.

Die genauere Begehung lehrt aber, daß wohl der größte Teil dieser Ablagerung ein höheres, wahrscheinlich tertiäres Alter besitzt.

Die Ausdehnung dieser Ablagerung ist auf der Karte von Bittner bereits ziemlich richtig umgrenzt, nur daß er bei Hieflau damit die weit jüngeren Terrassenschotter der Enns und des Erzbaches zusammengezogen hat. Fig. 1 gibt einen schematischen Längsschnitt durch diese Tertiärmulde wieder, wozu Fig. 2 und 3 zwei entsprechende Querschnitte bringen.

Wie man aus diesen Zeichnungen ohne weiteres ablesen kann, erfüllen diese Ablagerungen an der Südseite des Dürren- und Eibenkogels eine ziemlich langgestreckte Talfurche, welche in der Richtung von W gegen O von etwa 700 m bis nahe an 1100 m Höhe emporsteigt.

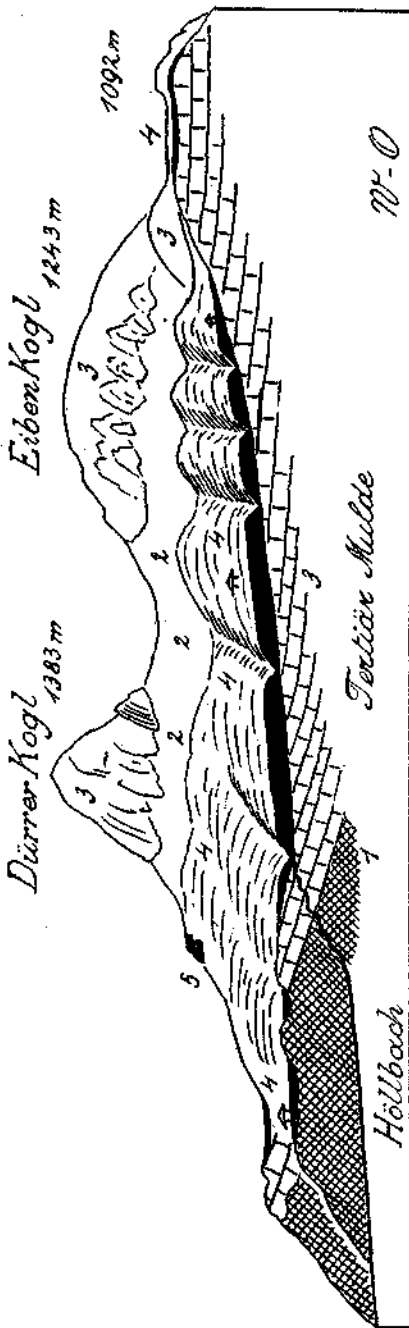


Fig. 1. 1 und 2 = weißer Dolomit, 3 = Dachsteinkalk, 4 = tertiäre Mergel-Sandsteine und Konglomerate, 5 = Gehäugebrecie.

Heute wird diese Talfurche von dem Hölzbach entwässert. Die alte Furche, in welcher unsere Tertiärschichten eingelagert wurden, zieht aber aus diesem Graben über den Sattel des Halserbauern an die Westseite des Dürrerkogels und läßt sich hier bis oberhalb von Hieflau verfolgen, wo dieselbe in etwa 600 m Höhe ohne scharfe Grenze endet.

Die Längserstreckung der geschlossenen Ablagerung beträgt heute noch zirka 5 km. Abgetrennt davon befinden sich auf der Terrasse des Salcherbodens, am Buchriedl, auf dem Weißenbachboden und auf der Ostseite des Kammes zwischen Ofenbachtal und Schwabeltal noch einige kleine, ganz isolierte Reste.

Obwohl in der Umgebung von Hieflau reichlich ältere und jüngere Terrassenschotter, Gehäugebrecien und Moränen vorhanden sind, kann man die tertiären Ablagerungen an keiner Stelle mit diesen glazialen, interglazialen oder postglazialen Bildungen verwechseln.

Es hängt dies hauptsächlich von der ganz verschiedenartigen Geröllführung der Tertiärschichten ab.

Die besten Aufschlüsse zum Studium dieser Ablagerungen befinden sich in den Gräben in der Umgebung des Grabnerbauers — Fig. 2. Hier bilden die Schichten deutlich eine flache Mulde und lassen auch teilweise ihren unmittelbaren Untergrund erkennen. Dieser Untergrund besteht hier aus mäßig steil gegen N einfallendem, dickbankigem Dachsteinkalk. Wir haben es offenbar mit einer tief abgetragenen alten Landoberfläche zu tun, welche die Schichten des Dachsteinkalkes schräg schneidet.

Der tief erodierte Dachsteinkalk enthält an vielen Stellen kleine Nester und Schnüre von blutrottem Bauxit, der von Prof. Dr. Ing. J. Stiny

auf seine praktische Verwendbarkeit untersucht worden ist. Es handelt sich aber, soweit die Aufschlüsse reichen, immer nur um ganz kleine Vorkommnisse. Die blutroten Spalten dringen tief in den Dachsteinkalk, ja sogar bis in den darunterliegenden Dolomit ein. Im auflagernden Tertiär binwieder sind vielfach Brocken von Bauxit eingeschichtet und rotes Tonmaterial in Schweifen eingeschwemmt. Das Tertiär hat offenbar eine alte, mit Bauxit verkrustete Landoberfläche überflutet und ein-

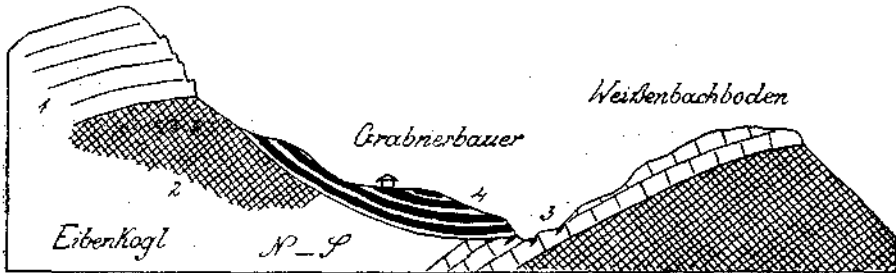


Fig. 2. 1 = Dachsteinkalk, 2 = heller Dolomit, 3 = Nester von Bauxit, 4 = tertiäre Sandsteine und Konglomerate.

sedimentiert. Die Tertiärablagerungen bestehen, soweit sie noch erhalten sind, aus einem vielfältigen Wechsel von Letten, Mergeln, Sandsteinen und Konglomeratlagen.

Nach Angabe von Prof. Stiny sollen auch schwache Pechkohlenflözchen darin eingeschlossen sein.

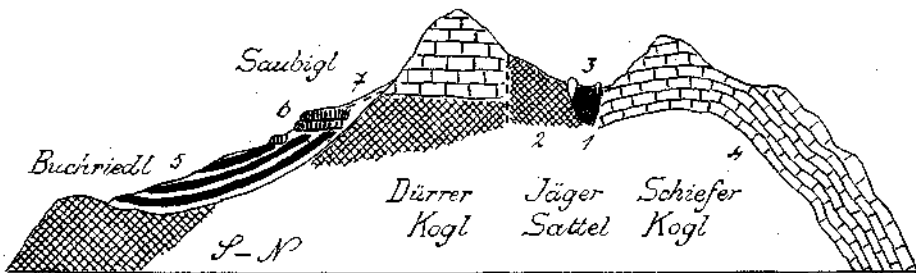


Fig. 3. 1 = Werfener Schichten, 2 = hellgrauer Dolomit, 3 = Kalkschollen, 4 = Dachsteinkalk, 5 = tertiäre Sandsteine und Konglomerate, 6 = Gehängebreccie, 7 = Hangschutt.

Die Sandsteine sind vielfach tonig, fein, weißglimmerig und zerfallen zu Lehm und Sand, in dem viele kleine, blanke Kiesel wie Hagelkörner stecken. Diese Kiesel werden häufig in den Bachrunsen und Wegeinschnitten zusammengeschwemmt.

Die Konglomeratlagen zeigen eine recht bunte Geröllführung in einer nicht sehr festen Fassung. Die Schichtung ist darin nur unklar ausgesprochen.

Meist hat das zu den Konglomeraten verwendete Geröllmaterial nicht Hühnereigröße. Es kommen aber stellenweise weit größere Geröllfelder vor.

So ist z. B. der Sattel bei P. 1092 (in Fig. 1) mit einer bunten Hartschotterdecke überzogen, in der kopfgroße Gerölle nicht selten sind.

Die Basis dieses Geröllfeldes bildet hier eine sehr schön erhaltene hohe Verebnungsfläche, von der aus die Tertiärgerölle über den Kamm ins Gebiet des Schwabeltales hinübergreifen.

Auffallend sind hier kopfgroße, gelbe und weiße Kiesel, Verrucano und Granite sowie zahlreiche kleinere bunte Quarzite.

Ich habe eine Geröllsammlung dieses Tertiärs Herrn Direktor Hammer vorgelegt, welcher mit der Aufnahme der südlich angrenzenden Grauwackenzone schon länger beschäftigt ist.

Nach seiner Prüfung stammt ein Teil der Gerölle aus sicherem Altkristallin, u. zw. Biotitgranitgneise und Albitgneise.

Ein weit größerer Anteil ist in der Grauwackenzone beheimatet.

Es sind: Muskowitquarzschiefer, verschiedene Grünschiefer, Kiesel-schiefer, feinschichtiger, weißer Quarzit, feinschuppiger, schwarzer Schiefer, Verrucano, Blasseneckporphyroide.

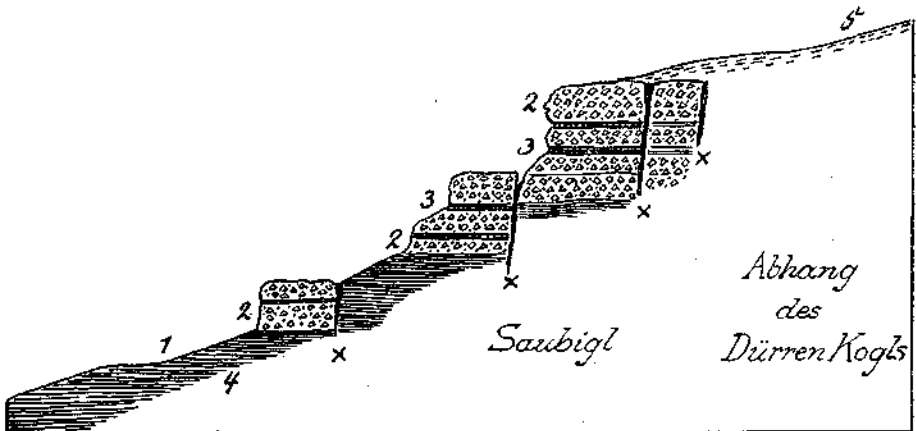


Fig. 4. 1 = tonige, braune, weiche Sandsteine mit Kiesel (Tertiär), 2 = Lagen von groben Kalkbreccien, 3 = feinschlammige, dünnplattige Lagen, 4 = Konglomerate (Tertiär), 5 = Hangschutt, x = Klüfte an denen die Gehängebreccie stoffelweise abgesunken ist.

Buntsandsteine und verschiedene Triaskalke sind ebenfalls zu finden.

Die Geröllführung des Erzbaches und auch der Enns ist heute weit größer und mit zahlreichem Blockwerk vermengt.

Blöcke kommen aber nach meiner Erfahrung in diesen Tertiärkonglomeraten überhaupt nicht vor.

Man hat den Eindruck, daß der Fluß, welcher diese Schotterlagen herbeigetragen hat, nicht von Steilwänden umgeben und also kein Hochgebirgsgewässer gewesen ist. Zu seiner Zeit war wohl nur eine Mittelgebirgslandschaft oder ein noch sanfteres Relief in dieser Gegend entwickelt.

Fossilreste, welche eine Altersbestimmung ermöglichen würden, wurden bisher keine aufgefunden.

Die Ablagerung wird nur an einer Stelle von einer jüngeren Schuttbildung überlagert, was auf Fig. 1 und 3 und im Detail auf Fig. 4 abgebildet erscheint.

Dem steilen Kamm des Dürrenkogls ist auf der Südseite eine ziemlich ausgedehnte Felsterrasse, der „Salcher Boden“, vorgelagert.



Er besteht größtenteils aus einer Felsstufe von Dachsteinkalk, in welche mehrere große und tiefe Dolinen eingesenkt sind. Die höchste Erhebung dieser Felsterrasse ist auf der Originalkarte mit 969 *m* vermessen. Die Dolinen befinden sich alle im westlichen Abschnitt dieser Terrasse.

Der östliche Abschnitt besteht ebenfalls noch größtenteils aus Dachsteinkalk, doch schließt sich hier eine mächtige Gehängebreccie an, welche auch auf die tertiären Mergel und Sandsteine übergreift.

Diese Gehängebreccie, von der heute offenbar nur noch ein kleiner Teil erhalten ist, erscheint in dicke, ziemlich horizontal liegende Bänke gegliedert. Die dicken Bänke bestehen aus grohstückigem Schutt von Dachsteinkalk. Dazwischen liegen aber dünnplattige Lagen eines gelblichen, feinschlammigen Materials, das an die pflanzenführenden Letten der Höttinger Breccie erinnert.

In dem groben Schuttmaterial der dicken Bänke findet man nicht selten kleine weiße Quarzstücke, die wahrscheinlich aus dem Tertiär stammen.

Die ganze Ablagerung ruht auf den braunen, weichen, tonigen Tertiärsandsteinen, die massenhaft kleine Kiesel und Schiefer und Kristallin enthalten.

Mächtige vertikale Klüfte zerschneiden die Breccie und an ihnen sind auch schon größere Abrutschungen eingetreten.

Es ist ziemlich wahrscheinlich, daß dieser Gehängebreccie ein interglaziales Alter zukommt. Sie ist nicht mit den hochgelegenen Flußkonglomeraten des gegenüberliegenden Waggrabens zu verwechseln.

Diese liegen doch wesentlich tiefer und sind nach ihrer Zusammensetzung und Struktur unverkennbare Aufschüttungen der Enns.

Die nächstvergleichbaren Ablagerungen unserer Tertiärschichten stellen im Talzug der Enns die Miozänablagerungen bei Stainach-Irdning vor. Ich habe mich durch eine Exkursion von der Ähnlichkeit der beiden Ablagerungen überzeugen können.

Es ist aus der Lagerung des Hieflauer Tertiärs leicht ersichtlich, daß dasselbe einerseits in eine ungefähr ostwestlich streichende Mulde verbogen und andererseits auch die Achse dieser Mulde ziemlich steil aufgerichtet wurde. Wir haben also gleich östlich von Hieflau, an diesem Tertiärstreifen gemessen, auf eine Strecke von zirka 5 *km* im ostwestlichen Streichen eine Verbiegung der alten Landoberfläche in nachmiozäner Zeit um zirka 400—500 *m*.

## II. Lugauergruppe — Kaiserschildgruppe.

Der stolze Gipfel des Lugauers bildet den Ostpfeiler der Ennstaler Alpen, von dem das Gebirge dann rasch zum Durchbruchstal des Erzbaches herabsinkt.

Fig. 5 gibt einen Querschnitt vom Lugauer bis zur Enns wieder, der deutlich den verhältnismäßig einfachen Aufbau dieser Berggruppe vorführt.

Es ist eine mächtige Platte von Dachsteinkalk, die in drei Schollen zerbrochen wurde. Diese Schollen sind so gegeneinander verschoben, daß in den Verschiebungswinkeln sich noch Streifen von jüngeren Schichten erhalten konnten.

In diesem Profilschnitt zieht ein solcher Streifen über den Wagsattel und ein anderer größerer bildet den Untergrund des Polsters. Wenn wir hier die Schichtenfolge genauer betrachten, so erkennen wir, daß zunächst auf dem Dachsteinkalk bunte, meist blaßrötliche Krinoidenkalk auflagern.

Sie enthalten vielfach feinere und gröbere Kalkbrocken und Breccien und zeigen aufs deutlichste eine transgressive Überlagerung des Dachsteinkalkes an.

Über diesen Liaskrinoidenkalken folgt dann eine Serie von meist dunklen, oft schwärzlichen Schiefen und Kalken. Sie ähneln am meisten den Liasfleckenmergeln. Die Kalken sind stark verbogen und vielfach von breiten, weißen Kalzitadern durchzogen.

Über diesen Fleckenmergeln stellen sich graue, schwärzliche, rötliche, oft poröse und vielfach feinfächerige Hornsteinkalke ein.

Ob diese Hornsteinkalke noch zum Lias oder bereits zu einer jüngeren Jurazone gehören, konnte nicht entschieden werden.

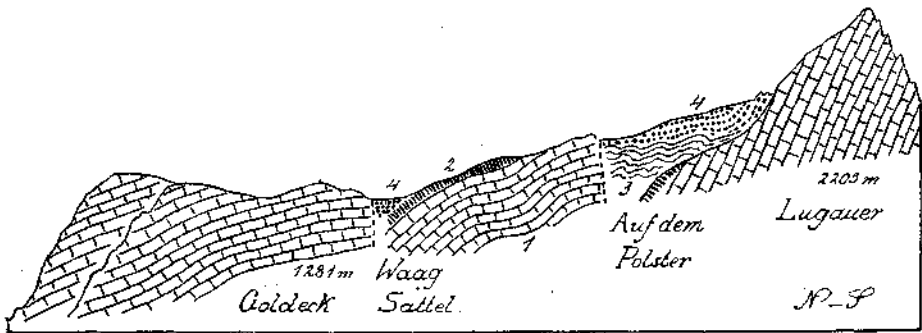


Fig. 5. 1 = Dachsteinkalk, 2 = Liaskrinoidenkalk, 3 = Fleckenmergel, 4 = graue, schwärzliche, rötliche, poröse und feinfächerige Hornsteinkalke.

Die Mulde des Polsters erstreckt sich vom oberen Hartelgraben bis zur Scheucheckalpe. Zwischen Lugauer und Scheucheck streicht dieselbe in hohen Wänden frei über dem tiefen Einschnitt des Krautgartengrabens aus.

Der Streifen von jungen Schichten, welcher über den Wagsattel zieht, läßt sich zusammenhängend ebenfalls aus dem Hartelgraben bis tief hinab in den Wagggraben verfolgen.

Hier wird derselbe von einem Zug von fossilreichen Gosauschichten überlagert und abgelöst.

Auf diesen Gosauschichten lagert dann das alte, hochgelegene Ennsschotterkonglomerat, das seinerzeit zu Mühlsteinen gebrochen wurde.

Interessant ist, daß beide Jurastreifen nicht von W nach O, sondern von SW nach NO streichen.

Dieses Streichen beherrscht den ganzen Aufbau der Lugauergruppe und ebenso auch noch den der östlich angrenzenden Zinödlgruppe.

Dieses ausgesprochen schräge Streichen der Lugauergruppe ist es auch, welches gleich darauf aufmerksam macht, daß man die östlich benachbarte Gruppe des Kaiserschildes nicht als die ungestörte Fortsetzung auffassen kann.

Auf der Karte von Bittner ist die Kaiserschildgruppe noch zum größten Teil als Dachsteinkalk dargestellt.

Dies entspricht nicht der Wirklichkeit wie auch bereits Spengler von der Ostseite her festgestellt hat.

Die Kaiserschildgruppe besteht zum größten Teil aus Wettersteindolomit und Kalk, Dachsteinkalk aber kommt darin nicht vor. Das Verhältnis der Lugauergruppe zur Kaiserschildgruppe zeigt am klarsten Fig. 6.

Wenn hier auch nur der Stanglkogl noch von dem Profilschnitt getroffen wird und die Kaiserschildgruppe erst jenseits des Radmerbaches liegt, so ist doch die Störung zwischen diesen beiden Berggruppen hier am besten zu sehen. Die Störung zieht zwischen Lugauer- und Stanglkogl durch, während dieser letztere nur durch einen Erosionseinschnitt von der Kaiserschildgruppe getrennt wird.

Wie man aus Fig. 6 ersieht, besteht die Störung vor allem in einem zweimaligen Hochsteigen der Werfener Schichten, bzw. des Haselgebirges.

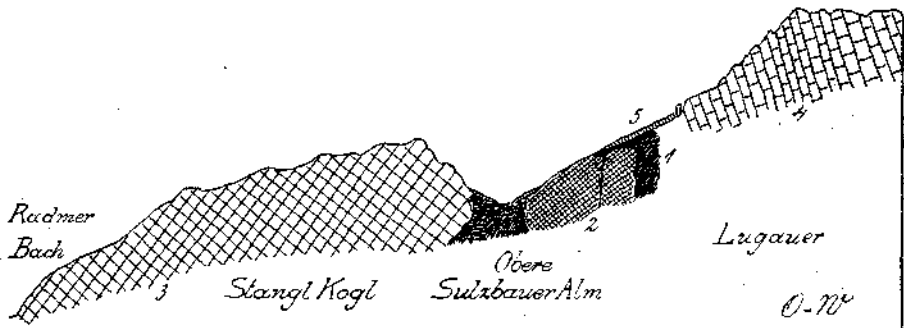


Fig. 6. 1 = Werfener Schichten, 2 = lichter Dolomit, 3 = Wettersteinkalk, 4 = Dachsteinkalk, 5 = Gängebreccie.

Besonders auffällig ist die Einpressung der Werfener Schichten unmittelbar unter den Steilwänden des Lugauers.

Hier sind die grünen, roten und violetten Tonschiefer der oberen Werfener Schichten wild durcheinandergemengt. An einer vertikalen Kluft erscheinen dieselben sogar in den hellen unteren Dolomit eingepreßt. Der Wettersteinkalk des Stanglkogls bildet eine steile Mauer, die sich gegen O zu immer mehr verbreitert. Im Querschnitt des Radmerbaches beträgt die Breite dieses schönen, hellen, blankwandigen Kalkzuges zirka 1 km. In der Kaiserschildgruppe wächst dieser Kalkzug anfangs noch in die Breite, geht aber bald in lichten Wettersteindolomit über.

Der Stanglkogl bildet scheinbar die Fortsetzung des Lugauers, besteht jedoch aus viel älterem Wettersteinkalk, zeigt ein wesentlich anderes Streichen und hat einen ganz anderen Aufbau. Vergleicht man die Lagerungsverhältnisse auf der Karte, so bemerkt man, daß die Lugauer- und die Kaiserschildgruppe je ungefähr gleich weit nach S vorspringen. Dabei besteht die eine der Hauptsache nach aus Dachsteinkalk, die andere aus Wettersteindolomit und Kalk.

Die Südspitzen beider Gruppen sind über 9 km in ostwestlicher Richtung voneinander entfernt. Dazwischen dringen aber die Grauwackenzone und die Werfener Schichten keilförmig fast 5 km weit nach N vor.

Weder die Grauwackenzone noch die Kaiserschildgruppe zeigen dabei jene scharf ausgeprägte, von SW gegen NO gerichtete Schrägstruktur, welche die Lugauergruppe auszeichnet.

Es ist dabei kein Zweifel, daß die Grauwackenzone die Grundlage bildet, auf welcher die Kaiserschildgruppe liegt. Die Lugauergruppe aber gehört ins Hangende der Kaiserschildgruppe.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß alle 3 Zonen bis zu einem gewissen Ausmaß ihren eigenen Bauplan besitzen.

Kaiserschildgruppe und Lugauergruppe zeigen dies gewiß recht auffällig.

Eine Fortsetzung der Lugauergruppe gegen O ist nur oberhalb des Fundamentes der Kaiserschildgruppe anzunehmen. Sie ist hier offenbar durch die Erosion entfernt, denn die Kaiserschildgruppe nimmt gegenüber der Lugauergruppe eine wesentlich höhere Lage ein. Der Gipfel des Lugauers erreicht heute bei steiler Schichtaufrichtung eine Höhe von 2205 m und besteht aus Dachsteinkalk, während der

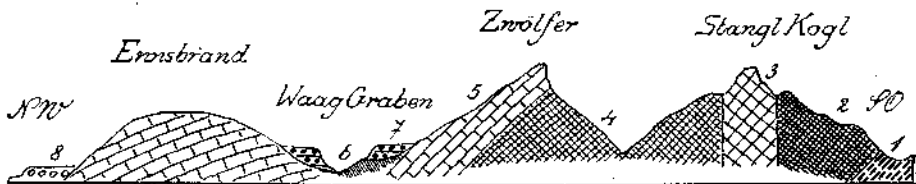


Fig. 7. 1 = Werfener Schichten, 2 = dunkelgrauer Dolomit, 3 = Wettersteinkalk, 4 = lichtgrauer Dolomit, 5 = Dachsteinkalk, 6 = Gossauschichten, 7 = altes Ennskonglomerat, 8 = jüngeres Ennskonglomerat.

Gipfel des Kaiserschildes bei flacher Lagerung eine Höhe von 2088 m einnimmt und von Wettersteindolomit gebildet wird.

Man kann also annehmen, daß die Kaiserschildgruppe gegenüber der Lugauergruppe wohl um zirka 1000 m höhergehoben ist.

Fig. 7 bringt einen Querschnitt durch den Stanglkogel und den östlichen Teil der Lugauerscholle.

Man ersieht hier einerseits die Zusammengehörigkeit der beiden Gebiete, andererseits auch die mächtige Hebung der Kaiserschild- gegen die Lugauergruppe.

Wenn also auch die beiden Gruppen gegeneinander verschoben sind und eine sehr verschiedene Höhenlage einnehmen, darf man dieselben jedoch nicht etwa als zwei verschiedene Schubdecken voneinander trennen.

Die Kaiserschildgruppe trägt im S zwischen Kaiserschild, Hochkogel und Kaiserwart noch einen ziemlich großen Rest einer wohlausgebildeten, alten Einrundungsfläche zwischen 1800—1900 m Höhe.

In der Größenordnung entspricht diese im Wettersteindolomit eingeschnittene Altfläche etwa jener am Großen Buchstein, wenn auch letztere um zirka 100 m höher liegt.

Von dieser Altfläche des Kaiserschilds brechen gegen S zu unvermittelt Steilwände nieder, während gegen N drei wilde Schluchten hinabfahren.

Es sind dies die Kalte und die Dürre Fölz und die Weißenbachschlucht.

Fig. 8 gibt einen Längsschnitt durch die hohe Altfläche des Kaiserschilds und das Tal der Kalten Fölz wieder.

Das Tal ist ungleichmäßig und von wilden Wänden umgeben. Am Ausgang desselben liegt eine mächtige, reine, nur aus Wettersteinkalk und Dolomit bestehende Endmoräne. Sie reicht bis zum Erzbach herunter und überlagert am Ausgang der Kalten Fölz einen großen Gletscherschliff auf einem Felsbuckel vom Wettersteinkalk.

Sie überlagert aber auch noch teilweise die konglomerierten Terrassenschotter, welche den Erzbach begleiten.

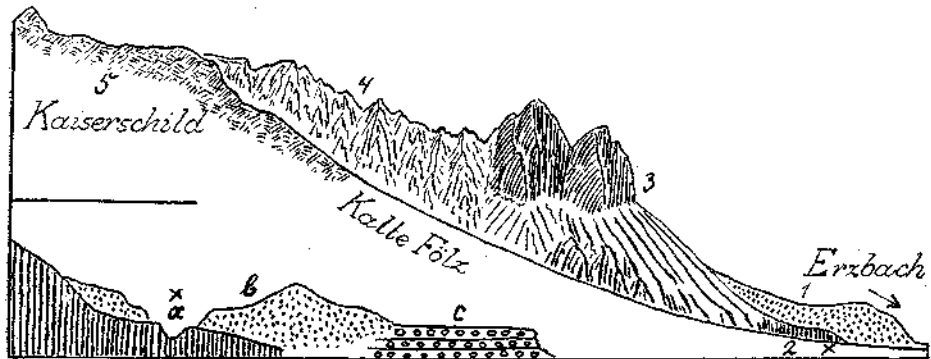


Fig. 8. 1 = Endmoräne, 2 = Kalkschwelle mit Gletscherschliff, 3 = Wettersteinkalk, 4 = lichter Dolomit, 5 = hohe Altfläche. Das kleine Profil schneidet das größere senkrecht bei x. a = Gletscherschliff, b = Endmoräne aus Wettersteinkalk und Dolomit. c = Konglomerat aus Erzbachschottern.

Während die Endmoräne der Kalten Fölz ausschließlich aus lichtem Kalk und Dolomit besteht, weisen die ziemlich groben Schotter des Erzbachtales eine bunte Zusammensetzung auf.

Es ist dies wieder eine der vielen Beweisstellen für die gegenseitige Unabhängigkeit der Terrassenschotter und der Endmoränen.

Das mittlere Tal der Dürren Fölz ist kein so wilder Einschnitt und ganz bewaldet.

Dagegen stellt sich die Schlucht des Weißenbaches als außerordentlich schroff und großartig wild dem Besucher dar.

Sie ist fast ausschließlich in Wettersteindolomit eingeschnitten und bildet die geradlinige Fortsetzung des vorderen Radmertales, das hier dann rechtwinklig gegen W abbiegt und gleich durch Werfener Schichten in die Grauwackenzone eindringt.

Die Weißenbachschlucht führt als schmaler Einschnitt anfangs mäßig ansteigend zu einem Talhintergrund von seltener Wildheit. Jähe, zackige Wände steigen hier unmittelbar zu der hohen Altfläche des Kaiserschilds empor.

Auch am Ausgang des Weißenbachtales und der Dürren Fölz liegen Schuttmassen, welche wohl auch Reste von Endmoränen vorstellen.

Offenbar sind aber diese Endmoränen ungünstiger als die der Kalten Föls gelegen gewesen und so in ihrem ganzen Zusammenhang zerstört worden.

Wenn man die Kaiserschildgruppe aus größerer Entfernung etwa von N oder von NO her betrachtet, so fällt der große Formenunterschied gegen die Dachsteinkalkberge der Ennstaler Alpen auf.

Dieser Unterschied geht darauf zurück, daß einerseits sowohl Wettersteinkalk als auch Wettersteindolomit keine erkennbare Schichtung aufweisen, anderseits in ganz unregelmäßigen Massen auftreten.

Man hat guten Grund anzunehmen, daß die Kalk- und Dolomitplatte der Kaiserschildgruppe im großen und ganzen eine flach nordfallende Lagerung einnimmt.

Die Abgrenzung der Kalk- und Dolomitmassen gegeneinander erfolgt jedoch vielfach an sehr steil gestellten Flächen.

Man hat also nur die Wahl, entweder eine sehr komplizierte Verwerfungsstruktur hineinzulegen oder eine ganz unregelmäßige Verteilung der Dolomitisierung anzunehmen.

Natürlich folgen vielfach Brüche und Verschiebungen diesen auf fallenden Materialgrenzen, aber meiner Erfahrung nach ist diese unregelmäßige und vielfach steillächige Abgrenzung und Absonderung von Kalk- und Dolomitmassen geradezu eine charakteristische Ausbildungsform, welche in allen Verbreitungsgebieten des Ramsadolomits wiederkehrt.

Spengler hat diese Erscheinungsform als „wilde Dolomitisierung“ bezeichnet.

Sie fehlt sowohl dem Dachsteinkalk als auch dem Hauptdolomit. Wenn bei diesen Gesteinen Kalk und Dolomit wechseln, so geschieht es immer in Form von kalkigen oder dolomitischen Schichtungslagen.

### III. Junge Verbiegungen.

Man braucht an der Ostseite von Hieselau nur wenig emporzusteigen, um den mächtigen Aufschwung der Ennstaler Alpen und die gewaltige Gesäuseschlucht in ihrer vollen Größe auf sich einwirken zu lassen.

Was diesem Anblick für den Geologen noch einen besonderen Reiz verleiht, ist das Nebeneinandersein einer Erosionsschlucht von unverkennbar jugendlicher Frische und seltener Großartigkeit mit noch prächtig erhaltenen, hochaufgewölbten, alten Landoberflächen.

Fig. 9 legt ein schematisches Bild dieser Altflächen vor, welche besonders schön an der Südseite des Gesäuses erhalten sind.

Die Gesäuseschlucht, welche zwischen dem tiefverschütteten und versumpften Becken von Admont nahezu geradlinig die Ennstaler Alpen bis Hieselau durchbricht, folgt auf dieser Strecke sicherlich der Vorzeichnung von tektonischen Fugen.

Im Talgrund selbst ist dies nicht zu verfolgen, wohl aber verläuft nördlich und parallel eine Fuge über Loferwald—Brucksattel—Hochscheibental, welche die Felskämme von Himbeerstein—Bruckstein—Gstatterstein vom Hauptgebirge abtrennt.

Diese Fuge übersetzt bei Hieflau die Enns und zieht über den Jägersattel (vgl. Fig. 3) ins Schwabental hinüber. Hier ändert sie ihren ost-

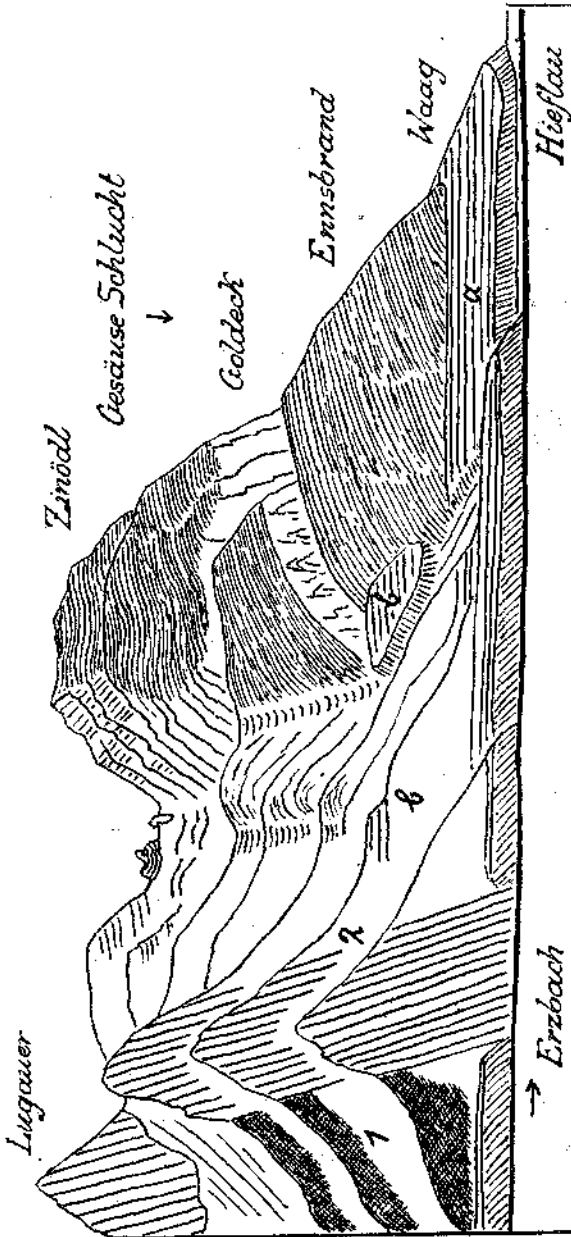


Fig. 9. Morphologische Ansicht der südlichen Gesäuseberge vom Sächerboden oberhalb Hieflau aus. Mächtige Aufwölbung der Altfläche im Süden der großen Gesäuseschlucht. 1 = lichter Dolomit, 2 = Dachsteinkalk, 3 = jüngere Ansföhrung, b = ältere Aufschöberung.

westlichen Verlauf und zieht nun gegen NO zu weiter, wie man auf dem schönen neuen Blatt „Eisenerz—Wildalpe“ von Spengler sehr deutlich verfolgen kann.

Im Bereiche des Gesäuses ist ein mittlerer Streifen davon gesenkt worden, dem wahrscheinlich der Talzug folgte.

Dadurch wurde aber zunächst nur die Richtung des Talverlaufes bestimmt und festgehalten. Über das Verhältnis desselben zum benachbarten Gebirge ist dadurch noch keine Entscheidung getroffen.

Es hat sich nun aber durch die Neuaufnahme herausgestellt, daß die Bergkämme sowohl im S wie im N des Gesäuses noch ziemlich viele Reste von alten Einrundungsflächen enthalten, welche wohl nur bei einer weit vorgeschrittenen Landabtragung sich herausbilden können.

Es ist weiter offen ersichtlich, daß diese Altflächen heute nur mehr Erbstücke einer vergangenen Formenwelt bedeuten, die schon lange nicht mehr in ihrer Eigenart weiterentwickelt, sondern nur zerstückelt und aufgezehrt werden.

Fig. 10 zeigt schematisch die Anordnung der Altflächen auf der Südseite des Gesäuses zwischen Admont und Hiefiau.

Soweit man aus der lückenhaften Anordnung noch erkennen kann, wurden diese ursprünglich wohl zusammenhängenden und in einer Niveauzone herausgebildeten Flächen später gewölbeartig aufgebogen. Diese Aufbiegung ist nicht ganz symmetrisch erfolgt.

Sie ist auf der Ostseite viel regelmäßiger und glatter vollzogen, während auf der Westseite jüngere Verwerfungen noch mitgespielt haben. Die Aufwölbung, welche aus der Schichtenstellung allein abzulesen ist, deckt sich nicht mit der Aufwölbungsform der Altflächen.

Diese Aufwölbung muß wenigstens teilweise schon älter als die Ausbildung der Altflächen gewesen sein, da die Altflächen das Schichten-gewölbe deutlich schräg abschneiden.

Es ist also daraus zu schließen, daß offenbar die ältere Aufwölbung zum Stillstand kam, so daß sie von der Landabtragung überwältigt werden konnte.

Später fand die Aufwölbung hier aber wieder eine Fortsetzung.

Heute wird die ganze aufgewölbte Zone, wie Fig. 10 ergibt, von sechs Quertälern durchschnitten.

Es sind dies von W gegen O der Lichtmeßgraben bei Admont, der mächtige Einschnitt des Johnsbachtales, die hohe Talfurche bei der Heßhütte, der tiefe Hartelsgraben, das Talstück zwischen Ennseck und Ennsbrand und endlich der Erzbach. Von diesen sechs Furchen sind zwei heute so ziemlich ausgeschaltet.

Es ist dies die hohe Furche bei der Heßhütte und die niedrigere Furche zwischen Ennseck und Ennsbrand, in welcher die Sattelalm liegt. Die letztere Furche dürfte von den hohen Schotterkonglomeraten wohl noch überschritten worden sein. Dieselben reichen von S aus dem Waggraben bis zur Sattelalm 766 m empor und nördlich davon treffen wir im Ennstal beim Scheibenbauer sogar noch Schotterreste, welche bis 826 m emporsteigen.

Zur Zeit dieser hohen Ennstalverschüttung muß also diese Fläche noch überschritten und von der Enns benützt worden sein. Heute bricht sie gegen die Enns mit einer Steilstufe von zirka 200 m Höhe hinunter. Durch die Ausschaltung dieser Furche ist der früher offenbar



von S gegen N geneigte Talweg nunmehr zu einem Sattel umgestaltet worden, von dem sowohl nach S wie nach N das Gefälle abfließt.

Dieselbe Erscheinung der Umgestaltung einer ursprünglich wahrscheinlich von S gegen N geneigten Talfurche in eine Sattelung mit zweiseitigem Abfluß ist in großartigen Verhältnissen in der Quertalfurche bei der Heßhütte verwirklicht.

Die Heßhütte liegt bei 1687 m wenige Meter über dem Scheitel dieser Quertalfurche, die von dort sowohl nach N wie nach S zuerst in flachen Böden mit niedrigen Felsstufen absinkt, dann aber besonders nach N in einer gewaltigen Wandstufe zur Enns niederbricht.

Dieser gewaltige, über 700 m hohe Absturz, dessen Tiefe durch einen mächtigen Schuttkegel gemildert erscheint, wird durch die kühne Führung des „Wasserfallweges“ überwunden und bildet ein Schaustück, das allen Besuchern der Heßhütte unvergeßlich bleibt.

Der Steilabfall gegen S zum Johnsbachtal ist weniger schroff und auch weniger hoch. Für diese Quertalfurche liegt ein unmittelbarer Beweis vor, daß dieselbe seinerzeit von S her als Wasserweg benützt worden ist. Es sind dies die hochgelegenen Sande mit bunten Grauwackengeröllen, welche bereits Geyer im Jahre 1918 aus der Gegend der Heßhütte bekanntgemacht hat.

Fig. 11 legt einen Schnitt entlang dieser großartigen Quertalfurche vor und zeigt die heutige Verbreitung der tertiären Sande und Schotter.

Sie sind nur mehr als eine dünne Decke zwischen der Heßhütte und der oberen Koderalpe vorhanden.

Bei der Heßhütte sind die Gerölle nuß- bis apfel groß, bei der Koderalpe kommen bis kopfgroße Gerölle vor.

Es ist möglich, daß auch diese Sande und Schotter gleichzeitig mit dem früher beschriebenen Tertiär von Hieflau abgelagert wurden. Interessant ist, daß auch hier diese tertiären Sande unmittelbar von Gehängebreccien überlagert werden, die nur aus Dachsteinkalk bestehen.

Eine dritte Stelle, wo ebenfalls eine Altfläche mit ortsfremden Geröllen von einer Gehängebreccie überlagert wird, habe ich vor zwei Jahren am Gipfel der Schildmauer gefunden und im Jahrbuch 1926 beschrieben und abgebildet.

Immerhin ist aber zu bedenken, daß die Quertalfurche der Heßhütte wohl zirka 600 m tief unter

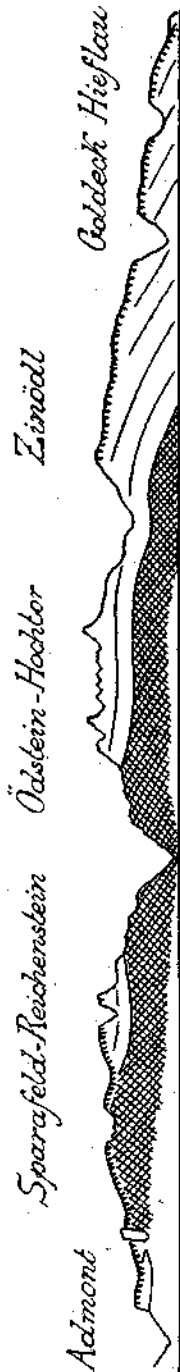


Fig. 10. Schematischer Längsschnitt durch die südlichen Gesäubeberge zwischen Admont und Hieflau. Ungleichige Aufwölbung der Schichten und Altflächen. Gitter = Rensaudotomit + Rabl's Schichten + Dachsteinkalk, Zahnlinie = Altfläche Reste.

die hohe Altfläche eingesenkt ist, welche vom Zinödl zu den Gipfeln von Hochtor und Ödstein gespannt war.

Jedenfalls erkennen wir aus diesen Befunden, daß auch die aufgewölbten Altflächen des Dachsteinkalks noch lange Zeit unter dem Einfluß einer von S aus der Grauwackenzone kommenden Wasserführung standen. Später ist aber diese Verbindung offenbar durch die zu rasch vorschreitende Aufwölbung doch größtenteils ausgeschaltet worden.

Die größten Querdurchbrüche aber, das Erzbachtal und Johnsbachtal, haben sich weiter in ihrer Rolle behauptet.

Das Erzbachtal liegt in einer Zone von tiefster Einmündung der Altflächen und ist daher durch die Aufwölbung nicht bedrängt worden. Das Johnsbachtal bricht aber wirklich gerade durch die Scheitelgend der hoch aufgewölbten Altflächen.

Hier ist der ganze Betrag der Aufwölbung von der Erosion dieser Querfurche überwunden worden.

Die Erscheinung dieses Durchbruchstaes wird noch auffälliger, wenn man bedenkt, daß der Sattel, welcher das Johnsbachtal mit dem Radmertal verbindet, nur eine Höhe von 1439 m besitzt.

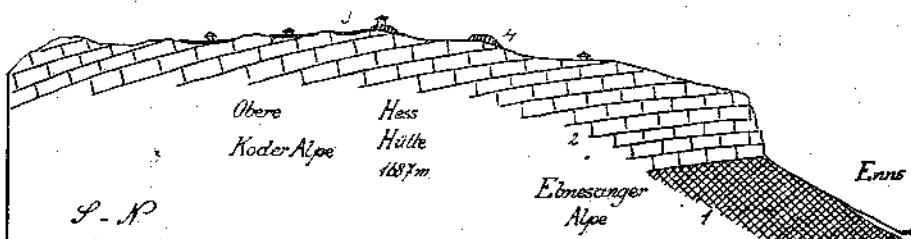


Fig. 11. 1 = lichter Dolomit, 2 = Dachsteinkalk, 3 = bunte Grauwackengerölle, 4 = Gehäugebreccie.

Es liegt also der hintere Riegel des Johnsbachtals sogar um mehr als 200 m tiefer als der Scheitel der alten Quertalfurche bei der Heßhütte. Wenn man annimmt, daß die Altflächen der Gesäuseberge, die meist in Dachsteinkalk eingeschnitten sind, vor ihrer Aufwölbung etwas niedriger als die dazugehörigen Altflächen der Grauwackenzone lagen, so ist das Vorkommen der Grauwackengerölle auf dem Dachsteinkalk ebenso verständlich wie auch die Durchsägung der offenbar nur langsam sich erhebenden Wölbung.

Das gegenseitige Höhenverhältnis von Kalkalpen und Grauwackenzone scheint nach diesen Beobachtungen durchaus beweglich gewesen zu sein.

Ich bin bereits auf Grund meiner Untersuchungen über das Verhältnis der Ferngletscher zu den Nahgletschern (Eiszeit — 1926) zu dem Urteil gekommen, daß sich sogar noch in ganz junger Zeit das Höhenverhältnis zwischen Zentralalpen und Kalkalpen wesentlich verschoben hat u. zw. auch in dem Sinne einer Hebung der Kalkalpen.

Die Aufwölbung der Gesäuseberge, welche sich mit Hilfe der alten Einrundungsflächen so klar verfolgen läßt, kann aber keine gleichmäßige und stetige gewesen sein. Es ist schon erwähnt worden, daß sich in der Umgebung von Hiefrau mindestens zwei, wahrscheinlich sogar drei

verschiedenaltige und verschieden hochgreifende Flußaufschotterungen vorfinden.

Die beiden auffälligsten Schotterssysteme sind bereits auf Fig. 7 und 9 zur Abbildung gekommen.

Die jüngste Aufschotterung setzt die schöne, breite Wagterrasse bei Hiefiau zusammen. Ihre Reste lassen sich sowohl am Erzbach wie auch an der Enns noch weiter flußaufwärts verfolgen. An der Enns hören diese Flußkonglomerate etwas oberhalb Gstatterboden auf.

Flußabwärts setzen sich diese Terrassen an der Enns bis gegen ihre Mündung in die Donau fort.

Es sind nach Penck und Brückner „Niederterrassen“, welche angeblich von den Endmoränen des Ennsgletschers zur Würmeiszeit ihren Ursprung nehmen sollen.

Ich konnte in der Zeitschrift „Eiszeit“ im Jahre 1925 Beweise vorlegen, daß ein solcher Ursprung dieser Schottermassen nicht nachzuweisen ist.



Fig. 12. 1 = Dachsteinkalk, 2 = Liaskrinoidenkalk, 3 = Gosaukonglomerate, 4 = hochgelegenes Konglomerat von Ennsschottern, 5 = niedrigeres Konglomerat aus Schwabertalschottern.

Die Schotter sind vielmehr von allen Endmoränen ganz unabhängig und verdanken ihre Bildung einer Senkung des Untergrundes. Die Aufwölbung der Gesäuseberge bildet für ihre Verhretung eine Grenze. Da sie aber noch ein gutes Stück weiter in die Gesäuseschlucht eindringen, kann man schließen, daß hier die Aufwölbung zeitweise einer kleinen Rücksenkung Raum gab.

Dieselbe Erklärung paßt wohl auch für die ältere und mächtigere Aufschotterung, die ebenfalls bei Hiefiau in ziemlich großen Resten zu beiden Seiten des Waggrabens und im Gesäuse beim Scheibenbauer erhalten ist.

Auch diese Aufschüttung strahlt keineswegs von irgendwelchen Endmoränen aus.

Es hat sich nun aber am Eingang ins Schwabertal ein kleiner Rest eines noch höheren Konglomerates gefunden, dessen Lage in Fig. 12 angegeben erscheint.

Von diesem Konglomerat sind hier nur mehr einzelne Blöcke vorhanden.

Die Gerölle sind vielfach hohl oder eingedrückt. Neben Kalken finden sich auch Grünsteine und Kiesel.

Das Konglomerat sieht sehr altertümlich aus, gehört aber doch aller Wahrscheinlichkeit noch ins Quartär.

Penck hat schon vor langer Zeit im Ennstal auch Reste von Deckenschotter neben der Nieder- und Hochterrasse unterschieden.

Auch dieser kleine Rest darf wohl zu den Deckenschottern gezählt werden. Seine Höhenlage ist bei zirka 800 *m*.

Wenn wir bedenken, daß an der Mündung des Schwabeltales die Niederterrasse das Niveau der Ennsbrücke von 462 *m* noch unterteuft, so erhalten wir auch in diesem Teil des Ennstales einen Spielraum der quartären Aufschotterungen von zirka 350 *m*.

Der Querschnitt von Fig. 12 bringt noch eine weitere interessante Erscheinung zur Darstellung. Es ist dies die tiefe Einbiegung, der die Furche des Schwabeltales folgt.

Wir haben also zwischen Admont und Hieflau die Aufwölbung der Gesäuseberge, bei Hieflau eine tiefe Einmuldung, dann zwischen Hieflau und Schwabeltal eine neue Aufwölbung und im Schwabeltal eine neue Einmuldung.

Die Aufwölbung zwischen dem Erzbachtal und dem Schwabeltal wird besonders deutlich durch die Tertiärmulde hervorgehoben wie Fig. 1 angibt.

Diese Aufwölbung ist wesentlich niedriger, aber auch viel kurzweiliger als die weite und hohe Welle der Gesäuseberge.

## Aus dem Paläozoikum des Vellachtales in Kärnten.

Von Franz Heritsch.

### A. Das Devon des Rappolt- und Pasterkfelsens bei Bad Vellach.

Alte Liebe rostet nicht! Daher ging ich, nachdem mir die Musen den Hypogryphen gesattelt hielten, zu zehnjähriger Fahrt durchs weite, romantische Land des Hochkrystallins, wieder in das alpine Devon, in die wunderschöne Umgebung von Bad Vellach, geologisch gesprochen in den „Seeberger Aufbruch“ der mittleren Karawanken.

Das Devon von Vellach ist seit langem bekannt durch seinen Reichtum an Versteinerungen; freilich gibt es keine so großartigen Versteinerungsweideplätze wie in der Umgebung des Wolaiersees, aber bescheidenen Ansprüchen genügt es.

An Ort und Stelle, im engen Tal bei Bad Vellach ergibt sich die Problemstellung von selbst. In erster Linie ist es die noch immer nicht ganz geklärte Stratigraphie des Vellacher Devons, die den Geologen fesselt. Aber diese Frage hängt innig zusammen mit der Tektonik, viel mehr, als man bisher glaubte; weil eben die älteren Beobachter immer von der Vorstellung einer regelmäßigen Schichtenfolge im Devon ausgingen, so ergab sich ein schiefes Bild.

Die Betrachtung des Devons drängt auf seine Tektonik hin, die aber auch nicht losgelöst von der Umgebung zu erfassen ist. Und so steht das tektonische Problem mit der dritten und vierten Frage in der engsten Fühlung.

Die dritte fragliche Sache ist das Alter der Bänderkalke, die man im tieferen Teile der Profile als Einschaltungen in die mächtigen Schiefererien findet.

Das führt über zu dem vierten Punkt der Problemstellung, zur Altersfrage eben dieser Schiefer, die aus dem Gebiete von Seeland (Jezero, S. H. S.) über den Seeberg in das Vellachtal hereinstreichen und dann nach Sulzbach weiterziehen.

Die vier Punkte der Problemstellung können nun nicht der Reihe nach behandelt werden, in der sie eben angeführt wurden, obwohl dies auf den ersten Blick als der klare Gang der Erörterung erscheinen möchte. Ich werde versuchen, die gestellten Fragen einer Lösung näher zu bringen und stütze mich auf eine acht tägige Begehung des in der ersten Figur dargestellten, allerdings sehr kleinen Gebietes.

Die Betrachtung in der Natur, das Wandern im Paradies von Bad Vellach und das kleine, auf der Karte dargestellte Gebiet enthüllen eine

verworrene „Klippenlandschaft“, ein Gelände, das in mancher Hinsicht den karpathischen Klippen gleicht.

Es sind zwei große Klippen vorhanden, der Rappoltfelsen mit seiner Fortsetzung bis in die Tiefe des Vellachtales und die breite Doppelklippe des Pasterk.

## I. Die Stratigraphie des Devons im Rappolt- und Pasterkfelsen.

Von den früheren Forschern sind in erster Linie Tietze, Stache, Penecke und Frech zu nennen; nur die Veröffentlichungen der drei Letztgenannten werden im folgenden angezogen werden.

a) Der fleischrote Kalk des Pasterk. Wie Penecke (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1887, S. 268) festgestellt hat, trifft man beim Aufstieg von Bad Vellach zum Pasterkfelsen am Fuße der Klippe im Walde herumliegende Blöcke eines fleischroten, sehr feinkörnigen, dichten Kalkes mit hellen Spatadern.

Aus diesem Kalk, den Penecke Bronteuskalk nennt, stammt die nachstehend angeführte kleine Fauna (siehe dazu Penecke, l. c. Frech, Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1887, S. 673, 1894, S. 450 ff. Die Karnischen Alpen, S. 256):

Vorkommen im Pasterkkalk.

*Bronteus transversus* Barr.

*Phacops Sternbergi* Barr.

*Platystoma naticopsis* var. *gregaria* Barr.

*Platyceras Protei* Oehl.

*Platyceras* n. sp.

*Euomphalus* sp.

*Dalila* sp.

*Rhynchonella latona* Barr.

*Rhynchonella nympha* var. *pseudolivonica* Barr.

*Rhynchonella princeps* Barr.

*Rhynchonella* sp.

*Pentamerus optatus* Barr.

*Spirifer secans* Barr.

*Spirifer* sp.

*Orthis* cf. *Palliata* Barr.

*Strophomena pacifica* Barr.

*Strophomena* cf. *bohemica* Barr.

*Hexacrinus* sp.

*Rhipidocrinus* sp.

Sonstiges Vorkommen.

$F_3$ .

$G_1$ , oberes Unterdevon.

Tiefes Unterdevon,  $F_2$ , Erbray.

$F_2$  des Wolaiерsees, mittleres Unterdevon von Nordfrankreich.

$F_1$ ,  $F_2$ ,  $G_1$ .

$F_3$ .

$E_2$ ,  $F_1$ ,  $F_2$ ,  $G_1$ .

$E_2$ ,  $F_2$ , Mitteldevon.

$E_2$ ,  $F_2$ .

$F_3$ .

$F_2$ .

$F_2$ .

Penecke, der die ersten Versteinerungen aus diesem Kalk namhaft gemacht hat, führt aus, daß es sich um eine typische Herzynfauna handelt. Frech stellte den Kalk in die Stufe  $F_3$ , die nach seiner damaligen Auffassung älteres Unterdevon ist.

Es ist unzweifelhaft, daß eine typische  $F_2$ -Fauna vorliegt. Zur Altersdeutung des roten Kalkes sei noch angeführt, daß die Capuliden nach Spitz (Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orientes, 20. Bd.) ebenso wie die übrige Fauna auf den hellen Kalk der Karnischen Alpen, besonders des Wolaiensee-Gebietes hindeuten.

Während die Fauna des roten Kalkes die besten und engsten Beziehungen zum  $F_2$ -Kalk des Wolaiensee-Gebietes hat, ist die Gesteinsfazies — der rote Kalk — etwas den Karnischen Alpen vollständig Fremdes.

b) Der Krinoidenkalk. Penecke (l. c. S. 268) hat auseinandergesetzt, daß unmittelbar über dem roten Kalk Korallenbänke mit zwischenlagerten grauen Krinoidenkalken, mit schlecht erhaltenen Brachiopoden und mit Korallen liegen. Bereits Stache (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1874, S. 232, 262) kannte diese Kalke und deutete sie als Äquivalenz von  $F_2$  Konjeprus. Frech spricht von der Seeländer Krinoidenbreccie (Karnische Alpen, S. 258).

Das Gestein ist ein weißlich-grauer, rötlich geflammt Kalk mit vielen, oft mehrere Zentimeter langen Krinoidenstielgliedern. Wenn man von dem Reichtum an den Krinoidenstielgliedern absieht, so besteht große Ähnlichkeit zu den rötlich geflammten Kalken an der Basis des  $F_2$ -Kalkes im Wolaiensee-Gebiete.

Aus dem Krinoidenkalk des Pasterkfelsens ist folgende Fauna (nach Frech, Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1887, S. 671, 1894, S. 450ff. Die Karnischen Alpen, S. 258, Penecke, Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1887, S. 268, Stache, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1874, S. 262, Scupin, Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1906, Spitz, Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients, 20. Bd., 1907, und eigenen Aufsammlungen) bekanntgeworden:

Krinoidenkalk des Pasterk:	Sonstiges Vorkommen:
<i>Phacops Sternbergi</i> Barr.	$G_1$ , oberes Unterdevon.
<i>Cheirurus Sternbergi</i> Barr.	$F_2$ , $G_1$ .
<i>Proetus cf. orbitatus</i> Barr.	$F_2$ .
<i>Bronteus</i> sp.	
<i>Acidaspis</i> sp.	
<i>Orthoceras</i> sp.	
<i>Platystoma naticoides</i> A. Römer.	$F_2$ , Unterdevon.
<i>Platyceras Protei</i> Oehl.	$F_2$ , Unterdevon, $F_2$ des Wolaiensee-Gebietes.
<i>Platyceras Uncinatum</i> Kayser.	Oberes Unterdevon.
<i>Capulus</i> sp.	
<i>Holopella enantiomorpha</i> Frech.	Mittleres und oberes Unterdevon, $F_2$ -Kalk des Wolaiensee-Gebietes.
<i>Bellerophon pelops</i> var. <i>expansa</i> Barrois.	Unterdevon.
<i>Bellerophon Hintzei</i> Frech.	Mittleres Unterdevon.
<i>Tremanotis fortis</i> Barr.	$F_2$ , $F_2$ des Wolaiensee-Gebietes.
<i>Tremanotis involutus</i> Frech.	$F_2$ des Wolaiensee-Gebietes.

<i>Pleurotomaris</i> sp.	
<i>Pleurotomaria Telleri</i> Frech.	$F_2$ des Wolaier Gebietes.
<i>Conocardium prunum</i> Barr.	$F_2$ .
" <i>quadrans</i> Barr.	$F_2$ .
<i>Praelucina</i> sp.	
<i>Cypricardinia scalaris</i> Phillips.	Mitteldevon von Monumenz, Oberes Unterdevon des Seekopfssockels, außeralpines Unter- und Mitteldevon.
<i>Rhynchonella Proserpina</i> Barr.	$F_2$ .
" <i>nympha</i> Barr.	$F_2, G_1$ .
" <i>nympha</i> var. <i>pseudolivonica</i> Barr.	$F_2$ .
<i>Rhynchonella</i> sp.	
" <i>Latona</i> Barr.	$F_1, F_2, G_1, F_2$ des Wolaiersee-Gebietes, Barrandeisichten bei Graz.
" <i>princeps</i> Barr.	$F_2, G_1, F_2$ des Wolaiersee-Gebietes.
<i>Pentamerus optatus</i> Barr.	$F_2$ , Mitteldevon.
" <i>procerulus</i> Barr.	$F_2$ , Mitteldevon von Monumenz.
"    cf. <i>spurius</i> Barr.	$F_2$ .
" <i>Sieberi</i> var. <i>anomala</i> Barr.	$F_2$ , Mitteldevon.
<i>Pentamerus</i> cf. <i>Knichtii</i> Sow.	
"    cf. <i>integer</i> Barr.	$F_2, F_2$ des Wolaiersee-Gebietes, Mitteldevon von Monumenz.
<i>Spirifer superstes</i> Barr.	$F_2, G_1, F_2$ des Wolaier Gebietes.
" <i>Nerei</i> Barr.	$F_2, G_1, F_2$ des Wolaier Gebietes.
" <i>Stachei</i> Scupin.	$F_2$ des Wolaier Gebietes.
" <i>falco</i> Barr.	$F_2, F_2$ des Wolaier Gebietes.
" <i>derelictus</i> Barr.	$F_2, F_2$ des Wolaier Gebietes.
" <i>carinthiacus</i> Scupin.	$F_2$ des Wolaier Gebietes.
" <i>plicatellus</i> L.?	Silur.
" <i>Togatus</i> Barr.	$E_2, F_2, F_2$ des Wolaier Gebietes.
" <i>secans</i> Barr.	$E_2, F_2$ .
<i>Meristella Circe</i> Barr.	$F_2$ .
<i>Merista herculea</i> Barr.	$F_2, G_1$ .
<i>Athyris mucronata</i> Vern.	Oberes Unterdevon.
"    sp.	
<i>Atrypa reticularis</i> L.	Obersilur, Oberdevon.
" <i>comata</i> Barr.	$F_2, F_2$ des Wolaier Gebietes.
" <i>seniorbis</i> Barr.	$F_2$ .
<i>Orthis praecursor</i> Barr.	$F_2, F_2$ des Wolaier Gebietes, Barrandeisichten bei Graz.
" <i>subcarinate</i> Hall.	Unterdevon des Ural.
"    cf. <i>distorta</i> Barr.	$E_2, F_1, F_2$ .
<i>Strophomena Phillipsi</i> Barr.	$E_2, F_2, G_1$ , bis oberes Mitteldevon, $F_2$ des Wolaiersee-Gebietes, Barrandeisichten bei Graz, oberes Mitteldevon von Monumenz.



<i>Strophomena</i> cf. <i>Stephani</i> Barr.	$F_2$ , Mitteldevon.
<i>Hexacrinus</i> sp.	
<i>Eucalyptocrinus</i> cf. <i>rosaceus</i> Goldf.	
<i>Cyathophyllum</i> sp.	
<i>Favosites</i> sp.	
<i>Heliolithes</i> <i>Barrandei</i> R. Hoernes.	Oberes Unterdevon von Graz (Barrandeischichten).
<i>Favosites</i> <i>styriacus</i> R. Hoernes.	$F_2$ , Barrandei- und (selten!) Calceolaischichten von Graz.

Von den angeführten Arten kommen vor:

- 19 nur in  $F_2$  und dessen Äquivalenten.
- 8 in  $F_3$  und  $G_1$ .
- 2 in  $F_2$  und im Mitteldevon.
- 6 im oberen Unterdevon.
- 2 in  $F_2$  und im Unterdevon.

In  $G_1$  allein kommt keine Art vor. Daher ist die Fauna als eine  $F_2$ -Fauna zu bezeichnen. Jedenfalls steht die Fauna dem  $F_2$ -Konjeprus näher als der Stufe  $G_1$ . Die Fauna des Krinoidenkalkes ist von jener des roten Kalkes nicht weit entfernt.

Frech stellt die Fauna in das obere Unterdevon, nach seiner Auffassung  $G_1$  (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1887, S. 671, 672, Die Karnischen Alpen, S. 258) und sagt, der Krinoiden-Brachiopodenkalk sei  $G_1$  in der Fazies von  $F_2$ . Dagegen habe ich mich ausgesprochen (Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark 1918, 54. Bd.) und habe geschlossen, daß nicht nur aus den vorwiegenden  $F_2$ -Formen, sondern auch aus dem Auftreten von *Heliolithes Barrandei* auf Unterdevon zu schließen sei.

c) Der Devonzug des Seebergpasses. In Parallele zu dem Krinoidenkalk des Pasterk steht der Kalkzug über dem Seebergpaß, der sowohl auf dem Weg gegen den Storšič als auch auf dem Weg zur Ankova planina Fossilien geliefert hat.

Es sind graublaue Krinoidenbreccienkalke und graublaue splinterige Kalke, die im Gestein an den  $F_2$ -Kalk von Konjeprus erinnern (Stache, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1874, S. 232). In diesem Zug fand Tietze (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1870, S. 269) zuerst Versteinerungen, die er auf  $F_2$  bezog; das war eine Feststellung von Wichtigkeit, weil es der berühmten Arbeit von E. Sueß gegenüber der erste sichere Nachweis von altpaläozoischen Schichten in den Karawanken war.

Anmerungsweise sei hier erwähnt, daß schon viel früher Rosthorn bei Vellach einen *Bronteus* gefunden hat, den Sueß (Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1858, S. 59) mit Formen aus Konjeprus vergleicht. In seiner Abhandlung über die Äquivalente des Rotliegenden (Sitzungsberichte der Wiener Akademie 1868) aber bezweifelt E. Sueß die Beweiskraft dieses *Bronteus* für ein altpaläozoisches Alter.

Die Fauna des Kalkes vom Seeberg, d. i. jenes Kalkes, der weiter in das Seeländerbecken streicht (daher auch Seeländer Krinoidenbreccie)

hat besonders Stache (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1884, S. 321) gefunden und bestimmt; es sind folgende Arten:

*Phacops fecundus* Barr. ( $F_2$ ), *Calymene* sp. *Conularia* sp. *Hyolithes* sp. *Bellerophon* aff. *bohemicus* Barr. ( $D_1$ ), *Hormotoma* aff. *fugitiva* Barr. ( $F_2$ ), *Strophostylus* cf. *Gregarius* Barr. ( $F_2$ ), *Conocardium prunum* Barr. *bohemicum* Barr. *artifex* Barr. *Quadrans* Barr. *apruptum* Barr. *ornatissimum* Barr. (alle Conocardien aus  $F_2$ ), *Rhynchonella nympha* Barr. ( $F_2$ ), *Rhynchonella* cf. *Wilsoni* Davids. *Atrypa reticularis* Dalm. *Atrypa comata* Barr. ( $F_2$ ), *Spirifer plicatellus* L., *Spirifer* cf. *nobilis* Barr. ( $E_2$ ), *Spirifer expandens* Barr. ( $E_2$ ), *Spirifer* cf. *Jaschei* Römer, *Spirifer* cf. *elevatus* Dalm. *Pentamerus galeatus* Dalm. (Unter-, Mittel- und Oberdevon), *Pentamerus integer* Barr. ( $F_2$  und Mitteldevon) *Pentamerus Sieberi* Barr. ( $F_2$ , Unter- und Mitteldevon), *Orthis distorta* Barr. ( $E_2$ ,  $F_1$ ,  $F_2$ ), *Orthis* cf. *hybrida* Sow. *Crotaloerinus* cf. *rugosus* Mill. *Eucalyptocrinus* sp. Favositen aus der Gruppe des *F. Goldfussi*, *Pachypora cristata* M. E. *Striatopora* sp. *Cyathophyllum* sp. *Hemitrypa tenella* Barr.

Diese Fauna (Stache, l. c., ferner Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1879, S. 22, 1884, S. 27; Tietze, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1870; Frech, Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1887) hat einen Gesamtcharakter des  $F_2$ ; ob Formen des Silurs wie *Bellerophon bohemicus* usw. richtig bestimmt sind, ist eine Frage, denn zur Zeit eines Teiles der Bestimmungen waren noch nicht die vortrefflichen Monographien von Barrande erschienen.

d) Das untere Mitteldevon des kleinen Pasterkfelsens. Pennecke (l. c. S. 268) stellte fest, daß im Pasterkfelsen über den Korallenbänken mit den zwischengelagerten Krinoidenkalken eine Mitteldevonfauna in z. T. ungebaukten Riffkalken vorhanden ist.

Frech hat den Riffkalk, der zum größten Teil aus *Alveolites suborbicularis* aufgebaut ist, in älteres und jüngeres Mitteldevon getrennt (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1887, S. 670).

In den nach Frech den Calceolaschichten entsprechenden Kalken fanden Frech (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1887, S. 670, 1891, S. 683) und ich:

*Heliolites Barandei* R. Hoernes.

*Favosites Goldfussi* M. E. H., u. zw. jene kleinzellige Varietät, die auch in den Caltrijugatusschichten der Eifel vorkommt. Wie die mir vorliegenden Stücke zeigen, herrscht volle Übereinstimmung mit dem *F. Goldfussi*, der im Unterdevon und im oberen Mitteldevon der Karnischen Alpen vorkommt (siehe auch Vinassa de Regny, Paleontographia italica, 24. Bd., S. 91, Taf. VI, Fig. 25, 26, 27).

*Alveolites suborbicularis* L.

*Cyathophyllum caespitosum* Goldf.

*Cystiphyllum vesiculosum* Goldf.

Frech hebt hervor, daß die bezeichnenden Arten des oberen Riffkalkes vollständig fehlen und daß im Liegenden des Mitteldevons jene Krinoidenkalken auftreten, die er mit  $G_1$  parallelisiert (dazu Frech, Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1891, S. 683).

Ich kann natürlich nicht feststellen, ob Frech seine Versteinerungen wirklich aus dem Anstehenden hatte oder ob es sich nur um eine willkürliche Trennung im aufgesammelten Materiale handelt.

Nach meinen Beobachtungen ist ein unterdevonischer Korallenkalk, der mit dem Krinoidenkalk wechselt, abzutrennen und in diesem unterdevonischen Korallenkalk tritt *Heliolites Barrandei* im Verein mit dem früher genannten *Favosites styriacus* auf.

Dazu bemerke ich, daß *Heliolites Barrandei* in der Varietät *carnicus* im oberen Mitteldevon der Karnischen Alpen vorkommt (Vinassa de Regny, *Paleontographia italica*, 24. Bd., S. 90).

*Favosites Goldfussi* kommt auch schon im Unterdevon vor und hat allerdings seine Hauptverbreitung im Mitteldevon (Calceolaschichten von Deutschland) und steigt vereinzelt auch in das Oberdevon auf.

*Cystiphyllum vesiculosum* hat folgende Verbreitung: Mitteldevon von Deutschland, England, Sibirien und Ural, Eifelien von Frankreich und Belgien, Eifelien und Frasnien von Spanien.

*Cyathophyllum caespitosum* ist zur Altersbestimmung nicht zu verwenden, da es nicht sicher ist, welche der unter diesem Namen vereinigten Arten gerade hier gemeint ist.

Unter Abzug des *Heliolites Barrandei* hat die Fauna einen allgemein mitteldevonischen Charakter.

e) Das „obere Mitteldevon“ des kleinen Pasterkfelsens. Im ungeschichteten oder schlecht geschichteten Kalk des kleinen Pasterkfelsens fand Frech (*Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 1887, S. 669)

*Alveolites suborbicularis* L.

*Cyathophyllum caespitosum* Goldf.

Er schließt daraus auf höheres Mitteldevon. Ich aber stelle fest, daß aus diesen Versteinerungen nur ein allgemein mitteldevonisches Alter zu erschließen ist.

f) Das obere Mitteldevon des unteren und oberen Pasterkfelsens. Aus den Halden des unteren und oberen Pasterkfelsens und z. T. auch aus dem Anstehenden sind die in der folgenden Liste genannten Versteinerungen bekannt geworden, welche im wesentlichen die von Penecke nachgewiesene Mitteldevonfauna aus den hauptsächlich von *Alveolites suborbicularis* aufgebauten Kalken ist:

*Spirifer simplex* Phil. Auftreten: Obere Calceolalake und Krinoidenschichten der Eifel, oberes Mitteldevon des rheinischen Gebirges, von Nassau, Waldgirmes; unteres Mitteldevon von Polen; Mittel- und Oberdevon des Urals, Belgiens und Englands; oberdevonische Goniatitenschiefer von Badesheim; Frasnien von Aachen; Mittel- und Oberdevon von Krakau; Barrandeeschichten von Graz.

*Alveolites suborbicularis* L.

*Cyathophyllum caespitosum* Goldf.

„ *vermiculare* var. *praecursor* Frech. Nach Frech in Krinoidenhorizont und den obersten Calceolaschichten vorkommend. Nach Wedekind (*Schriften zur Förderung der gesamten Naturwissenschaften*

zu Marburg, 14. Bd., 4. Heft, 1925, S. 8, Taf. 17, Fig. 103) ist es ein *Leptoinophyllum*

*Favosites polymorphus* Goldf.

*Pachypora reticulata* M. E. H. Vorkommen: Oberes Unterdevon — Oberdevon; Hauptverbreitung im Mitteldevon.

*Amplexus hercynicus* Römer. Vorkommen in den Stringocephalenschichten.

*Stromatopora concentrica* Goldf.

Aus dieser Liste geht hervor, daß es sich um oberes Mitteldevon handelt. Penecke spricht ganz allgemein von einer mitteldevonischen Fauna. Frech stellt sie in das obere Mitteldevon und sagt, daß diese Einstellung besonders klar gemacht werde durch den *Amplexus hercynicus*, der für den höchsten Horizont des Mitteldevons bezeichnend ist (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1887, S. 670).

g) Das Mitteldevon des Rappoltfelsens. So wie in den Pasterkelfelsen ist auch im Rappoltfelsen die Hauptmasse des Kalkes aus *Alveolites suborbicularis* aufgebaut. Der Kalk umschließt eine mitteldevonische Fauna, wie Frech einschränkend bemerkt, in seinem unteren Teil — ich werde unten zeigen, daß die Angabe von Oberdevon zu Unrecht besteht.

Aus dem Rappoltfelsen ist die folgende, seit Penecke und Frech wesentlich vermehrte Versteinerungsliste bekannt:

*Alveolites suborbicularis* Lam.

*Favosites polymorphus* Goldf.

„ *italicus* Vinassa de Regny. Paleontographia italica 24. Bd., Taf. 7, Fig. 13—15. Vorkommen: Südabfall des Wolaierpasses im oberen Mitteldevon.

*Pachypora reticulata* M. E. H.

*Amplexus hercynicus* Römer.

„ *mutabilis* Maurer. Vorkommen: Unterer Stringocephalkalk.

*Cyathophyllum vermiculare* var. *praecursor* Frech. Vorkommen: oberste Calceolaschichten, Krinoidenschichte, unterer und mittlerer Stringocephalkalk der Eifel.

*Cyathophyllum collinense* Vinassa de Regny. Paleontographia italica 24. Bd. Bestimmung unsicher, da kein Längsschliff zu machen war und die Gestalt der Koralle unsicher ist. Vorkommen: Oberes Mitteldevon der Karnischen Alpen.

*Thamnophyllum trigeminum* Pen. Vorkommen: Mitteldevon.

Wie besonders die beiden Amplexusarten zeigen, ist die Fauna in das obere Mitteldevon zu stellen.

An einer kleinen Stelle des Rappoltfelsens ist eine Lage kleiner Brachiopoden gefunden worden; sie stammen aus einem Kalk, in dessen vorwiegend grauer Masse rosarote, eckige Trümmer liegen, so daß er ein breccienartiges, geflammtes Aussehen erhält. Das Gestein ist vergleichbar einem stratigraphisch höher liegenden Kalk vom Freikofel in den Karnischen Alpen. Folgende Brachiopoden wurden bestimmt:

*Merista plebeja* Sow. Vorkommen: Calceola- und Stringocephalenschichten der Eifel.

*Camerophoria rhomboidea* Phil. Vorkommen: Mitteldevon von England, des Urals, obere Calceola- und Stringocephalenschichten von Deutschland, oberes Mitteldevon von Monumenz in den Karnischen Alpen. Oberdevon von England und des Ural.

*Pentamerus galeatus* Dalm. var. *biplicatus* Schnurr mut. *carnicus* Gortani. Die von Gortani aufgestellte mut. *carnicus* kommt in dem oberen Mitteldevon von Monumenz in den Karnischen Alpen vor (Gortani, Paleontographia italica, 17. Bd., S. 197). Die var. *biplicatus* kommt vor: im Unterdevon des Ural, im Mitteldevon von Frankreich, England, Polen, Ural, in den Stringocephalenschichten von Deutschland, im Oberdevon von Polen.

*Strophomena Phillipsi* Barr. Das Vorkommen dieser Art in Unter- und Mitteldevon wurde schon früher erörtert.

*Rhynchonella accuminata* Martin var. *Plicata* Sow. Vorkommen im oberen Mitteldevon von Waldgirmes (Maurer, Waldgirmes, Taf. III, Fig. 34).

Die kleine Brachiopodenfauna hat einen allgemein mitteldevonischen Charakter; aus der *Rhynchonella* und aus dem *Pentamerus* ist auf oberes Mitteldevon zu schließen.

h) Das sogenannte Oberdevon des Christoffelsens. Penecke (l. c. S. 268) hat aus den Schutthalden gegenüber dem Bilde des Großen Christof an der Vellacherstraße, wie er meint, aus den Hangendpartien des Rappoltriffes eine Reihe von Versteinerungen angeführt, die er auf Oberdevon bezieht. Das sind jene Kalke, von denen Stache sagt (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1874, S. 269): Obersilurische Kalke des Christoffelsens, an das Oberkarbon angrenzend.

Die von Penecke angeführten Versteinerungen können gar nicht aus den Hangendpartien des „Rappoltriffes“ stammen, sondern können nur aus dem tektonisch unter dem Rappoltriff liegenden Kalkzug kommen; es handelt sich durchaus um loses Material. Folgende Arten sind bekannt:

*Thamnophyllum trigeminum* Pen. Vorkommen: Mitteldevon des Hochlantsch.

*Cyathophyllum vermiculare* Goldf. Vorkommen: Mitteldevon und unteres und oberes Oberdevon von Deutschland. Oberes Mitteldevon des Hochlantsch.

*Cyathophyllum heterophylloides* Frech. Vorkommen: Unter- und Oberdevon von Iberg und Polen. Oberes Mitteldevon von Polen und Monumenz.

*Phillipsastraea Hennahi* Lonsd. Vorkommen: Mitteldevon von Deutschland und England. Unter- und Oberdevon von Iberg.

*Amplexus carinthiacus* Penecke.

„ sp.

*Alveolites suborbicularis* Lam. Mittel- und Oberdevon.

*Striatopora vermicularis* M. Coy. Oberes Mitteldevon und unteres Oberdevon von Deutschland, oberes Mitteldevon des Hochlantsch und der Karnischen Alpen.

*Favosites polymorphus* Goldf. Mitteldevon von England; oberes Unterdevon, Mitteldevon und unteres Oberdevon von Frankreich und Belgien, Deutschland, Ural, Sibirien. Mitteldevon des Hochlantsch.

*Monticulipora fibrosa*. Goldf. Mitteldevon, Oberdevon. Barrandei-schichten von Graz.

Aus der Liste geht — entgegen der Auffassung von Frech und Penecke — klar hervor, daß es sich nicht um Oberdevon handeln kann, denn reine Oberdevonformen fehlen vollständig.

## II. Das Alter der Bänderkalke.

Friedrich Teller hat in seiner ausgezeichneten geologischen Karte des Gebietes (Blatt Eisenkappel—Kanker der geologischen Spezialkarte 1:75.000) die Kalkzüge des Seeländerkessels und des Vellacher Gebietes, die, als Bänderkalke entwickelt, tektonisch unter dem fossilführenden Devon liegen und in die später zu erörternde Schieferserie eingebettet sind, als metamorphe Silurkalke angesprochen.

Der Grund für diese Auffassung liegt darin, daß er den gesamten Schiefer- und Kalkkomplex des sogenannten Aufbruches des Seeberges im wesentlichen als eine Ablagerungsserie in beiläufig normaler Lagerung übereinander auffaßt. Daß diese Auffassung nicht richtig sein kann, konnte Teller bei dem damaligen Zustande der geologischen Forschung und bei einer damals noch ganz fehlenden petrotektonischen Betrachtung nicht wissen.

Was bei den sogenannten silurischen Bänderkalken von vornherein zur Vorsicht mahnt, hat Teller selbst beobachtet. Er sagt (Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1886, S. 270, 271), daß in dem Kalkzug, der über dem Seeberg die  $F_2$ -Versteinerungen geliefert hat (siehe oben unter Ic), im Streichen gegen SW ein Übergang in Bänderkalke stattfindet; und Teller hat diese Verhältnisse in ausgezeichneter Weise geschildert.

Teller hat, ohne dies mit der Ausbildung der Bänderkalke in Zusammenhang zu bringen, auch festgelegt, daß in der Richtung gegen SW die wohlgegliederte Folge des Seeberges immer mehr zusammenschrumpft (l. c. S. 273). Das zeigt seine Karte in ausgezeichneter Weise. Und Frech schreibt (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1887, S. 670), daß im „Rappoltriff“ krystalline Bänderkalke vorkommen, die von denen des Silurs und Unterdevons nicht zu unterscheiden sind.

Um der Frage der tektonisch tief gelagerten Bänderkalke der Umgebung von Bad Vellach näher zu kommen, betrachten wir die sicheren Silurvorkommen des Aufbruches des Seeberges.

Teller (l. c. S. 268) bespricht das Profil des Seeberges gegen NW. Man hat da in der Schieferserie Einschaltungen von Kalken. Beim Gehöft Rakesch streicht die tektonisch tiefste Lage des Paßgebietes (bei Bad Vellach gibt es eine noch tiefere, die eine Antiklinale bildet) durch; das ist der Bänderkalk der sogenannten Kanzel. Darüber liegen Schiefer und über diesen streicht der Kalkzug durch, der die  $F_2$ -Versteinerungen geliefert hat (siehe oben unter Ic) und der im Streichen in Bänderkalk übergeht. Darüber liegen wieder Schiefer, deren Hangendes der Devonkalk des Stofsiè ist.

Den Hangenteil des Bänderkalkzuges der Kanzel bilden dunkelbläuliche, glimmerführende, krystalline Kalkschiefer mit dünnen Lagen und Schmitzen von dichter Beschaffenheit und intensiver schwarzer Farbe; Durchschnitte verraten eine spärliche Petrefaktenführung. Da fand Teller einen Bivalvenrest, der die charakteristische Wirbelkrümmung einer *Cardiola* erkennen läßt. Teller schließt auf eine Vertretung von Silur.

In der Fortsetzung der Bänderkalke der Kanzel fand Teller (Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1887, S. 146) zwischen Vernik und Scharhube im Seeländerkessel in dunklen, bituminösen, dickbankigen Kalken mit unregelmäßig knolligen Absonderungsformen und oberflächlich eisenschüssiger und ockeriger Überkleidung neben Krinoidenstieligliedern und vereinzelt Brachiopoden einen überraschenden Reichtum an Orthoceren.

Das ist eine Vertretung des dunklen Orthocerenkalkes des Kok in den Karnischen Alpen, ein Äquivalent der Etage *E* der östlichen Karnischen Alpen.

Es ist also ein ganz anderes Gestein als es der Bänderkalk ist, der im Aufbruch von Seeland angeblich das Silur vertritt.

Daß der Bänderkalk devonisch und nicht silurisch ist, wird aufgezeigt einmal durch den Übergang von versteinerungsführenden Devonkalken in Bänderkalke; zweitens wird man zu demselben Schluß gedrängt aus Überlegungen der Tektonik, denn es kann nicht zweifelhaft sein, daß die gesamte Kalk-Schieferserie ein Schuppenpaket ist, daß daher nicht geschlossen werden kann, das in den Profilen tektonisch tiefer liegende sei auch das ältere.

Ferner muß man erwägen, in welcher Fazies das kalkige Silur der Karnischen Alpen entwickelt ist.

Wir haben da einmal die schwarzen Kalke des Kok und dann die viel häufigere Fazies der roten und rötlichen kramenzelartigen Kalke.

Der schwarze Kalk des Kok ist durch den Fund Tellers bei Seeland sichergestellt. Wie aber soll aus den kramenzelartigen Kalken mit ihrem großen Tongehalt ein Bänderkalk werden? Es erscheint ausgeschlossen, eine solche Ableitung zu machen. Daher sind die Bänderkalke meiner Meinung nach als metamorphe Devonkalke anzusprechen und etwa mit den bänderigen Kalken des Mooskofels und Gamskofels in den Karnischen Alpen zu vergleichen.

Ein weiterer Hinweis darauf, daß es so und nicht anders ist, ergibt sich aus dem Vorkommen von ziemlich metamorphen Kalken in rötlicher Färbung, die stark durchbewegt sind und im Bänderkalkzug gegenüber von Bad Vellach auftreten (siehe später). Daß es aber auch Silurkalke in der charakteristischen Form der Orthocerenkalke gibt, zeigt ein Kalkstück mit *Orthoceras alticola*? Barr. aus dem Bestande des Klagenfurter Museums.

Nun komme ich auf die Ursache der Bänderkalkbildung. Im allgemeinen wird man sie mit der Durchbewegung, überhaupt mit der tektonischen Inanspruchnahme in Zusammenhang bringen. Das zeigt schon der Umstand, daß dort, wo der Komplex des Seebergprofils eng zusammengedrückt wird, die Bänderkalkbildung auch auf die Züge des sonst versteinerungsführenden Devons übergreift.

Auch die Schiefer des Vellacher Gebietes zeigen eine Zunahme der Metamorphose und der Durchbewegung in den tektonisch tieferen Teilen. Und gerade dort sind die Bänderkalke eingeschaltet.

Ganz allgemein wird bezüglich der Bänderkalkbildung wohl auf die Ausführungen von Eberhard Clar hinzuweisen sein (Geologisches Archiv, IV. Bd., S. 38).

### III. Das Alter der Schieferserie.

Auf der hervorragenden Karte Tellers erscheint das Zwischenmittel der Kalkzüge des Vellacher Gebietes als Silur aufgefaßt. Es ist nun sehr bemerkenswert, die verschiedenen Meinungen über diesen Schieferkomplex zu betrachten.

Peters (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1856, S. 670) hält die Kalke für Kohlenkalk und die Schiefer für Steinkohlenschiefer. Lipold (ebenda, 1856, S. 332) unterscheidet eine im Alter fragliche untere Gruppe (untere Gailtaler Schiefer und untere Gailtaler Kalke) von den zum Karbon gehörigen oberen Gailtaler Schiefen und Kalken und hebt hervor, daß nur die obere Gruppe Versteinerungen, u. zw. des Karbons geliefert habe. Obwohl, wie Lipold sagt, die Auflagerung der oberen auf die untere Gruppe ganz normal sei, lasse sich die untere Gruppe durch ihr kristallines Gefüge von der oberen unterscheiden. Die untere Gruppe habe große Ähnlichkeit mit der Grauwackenzone von Salzburg und Obersteiermark und Lipold zieht daher ihr vorkarbonisches Alter in Betracht.

Rolle (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1857, S. 417) spricht im Gebiete von Sulzbach von einer Serie von „Übergangsschiefern“ mit Übergängen in Sandsteinschiefer und mit Einlagerungen von Quarzkonglomeraten. Er kann die viel später auf Tellers Karte z. T. als Karbon, z. T. als Silur bezeichneten Gesteine nicht von einander trennen. Stur hat auf seiner Karte zur Geologie von Steiermark (Graz, 1871) die Schiefer von Sulzbach, d. i. die Fortsetzung der Schiefer von Vellach als Gailtaler Schiefer, also als Karbon ausgetrennt.

Stache (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1874, S. 232) spricht von klippenartigen Kalkriffbildungen in Schieferkomplexen, welche letztere von den Kulmschichten schwer zu trennen seien. Er hebt besonders die ähnliche Ausbildung der sicheren Karbongesteine (nördlich des sogenannten Seeberger Aufbruches) mit den Begleitgesteinen der altpaläozoischen Kalke hervor. Er sagt sogar, daß die Trennung undurchführbar sei, doch scheidet er auf seiner Übersichtskarte das Schiefergebiet von Vellach als „älteres Grauwackengebirge“ aus.

Hier zeigt sich bereits jener Kompromiß, der auf Tellers geologischer Spezialkarte durchgeführt wurde.

Ausgehend von der Vorstellung, der Gesteinskomplex des „Seeberger Aufbruches“ sei eine regelmäßig übereinander liegende Schichtenfolge, hält Stache die Schiefer unter dem tektonisch tiefsten Kalk des Seebergprofils für Untersilur.



In ausgezeichneter Weise hat sich Teller (Erläuterungen zur geologischen Karte der Ausläufer der Julischen und Karnischen Alpen, 1896, ferner Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1886, S. 267) mit den nichtkalkigen Gliedern des Seeherger Aufbruches beschäftigt. Der Seeberg ist eine Antiklinale von Phylliten, Tonschiefern, sandigen Glimmerschiefern, Grauwackensandsteinen. Teller hebt hervor, daß die Schiefer an die Quarzphyllite in den Randzonen der Zentralalpen erinnern; sie haben dieselben weißen Linsen von Quarz, zeigen Übergänge in Serizitschiefer und in dunkle, an Graphitschiefer erinnernde, meist aber durch Metalloxyde gefärbte Schiefer, anderseits aber hat man auch Übergänge von Tonschiefern und Phylliten in „Grauwackensandsteine“.

Nach E. Sueß, Anschauungen über die Äquivalente des Rotliegenden in den Alpen, würden diese Schiefer unter den Unglücksbegriff der Casannaschiefer fallen.

Die Frage nach dem Alter der Schiefer könnte zwar durch die weiter unten angeführten Beobachtungen als Rappoltfelsener sofort einer Lösung näher gebracht werden, aber es ist doch besser, vorher noch auf die Beziehungen des Schieferkomplexes zu den Bänderkalken einzugehen.

Teller, der wie alle früheren Forscher in der mehrmalig wiederholten Folge von Bänderkalk und Schiefer eine Altersfolge sieht, hebt besonders hervor, daß sich die Schiefer zwischen den Kalken vollständig gleich bleiben. Er hält Schiefer und Kalk im wesentlichen für gleich alt.

Dasselbe tut auch Penecke (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1888, S. 268). Dieser Forscher teilt (l. c. S. 270) eine Beobachtung an der Südwestseite des Rappoltfelsens mit: es sonders sich von dem Riff, wie er sagt, Blöcke ab und schieben sich zwischen die Schiefermassen ein. „Die Blöcke nehmen mit der Entfernung vom Riff an Größe ab und, während die großen in nächster Nähe des Riffes noch das ganz gleiche Aussehen wie der Kalk des Riffes selbst haben, verändert sich dasselbe mit der Entfernung der Blöcke vom Riff. Der Kalk wird immer mehr kristallinisch, reichlich von durch Metalloxyde gefärbte Kieselsäure und von Quarzadern durchzogen; schließlich ist in den kleinsten und von dem Riff entferntesten Blöcken der Kalk ganz ausgelaugt und durch Kieselsäure ersetzt, so daß sie kaum oder gar nicht mehr von den in die Phyllite überall eingelagerten Quarzkauern und Quarzlinsen unterschieden werden können.“ Penecke meint, daß es sich da um einen Fazieswechsel zwischen Riffmassen und klastischen Ablagerungen an dem Riff handle, und er zieht den Vergleich mit den von Mojsisovics beschriebenen Verhältnissen in Südtirol.

Ich werde im tektonischen Teile zeigen können, daß die Beziehungen von Kalk und Schiefer auf rein tektonischer Grundlage beruhen, und füge hier bereits an, daß die von Penecke beschriebene Auslaugung des Kalkes und sein Ersatz durch Kieselsäure auf einer Fehlbeobachtung beruht.

Aus den tatsächlich zu beobachtenden Verhältnissen ist nirgends der Schluß zu ziehen, daß Kalk und Schiefer gleich alt seien.

Keine Beobachtung zeigt auf, daß die wiederholte Folge von Kalk und Schiefen eine normale Ablagerungsreihe sei. Was ja auch — nebenbei bemerkt — bei der Durchbewegung der Schiefer und ihrem Linsenbau, den sie mit den Bänderkalken und den versteinierungsführenden Devonkalken gemeinsam haben, keineswegs wahrscheinlich sein kann.

Zweierlei Beobachtungen stürzen die Meinung von der Altersfolge bzw. der Gleichaltrigkeit von Kalk und Schiefen. Die eine machte Teller (Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1886, S. 268), indem er feststellte, daß in den klastischen Gesteinen des Schieferkomplexes (Grauwackensandstein usw.) auch Lyditbrocken auftreten, welche auch dem phyllitischen Material nicht fehlen. Wo in den Alpen Kieselschiefer bekanntgeworden sind, handelt es sich immer um Altpaläozoikum, und zwar um Silur — siehe die Karnischen Alpen, die nordalpine Grauwackenzone. Daraus ergibt sich für einen Teil der Seebergschiefer ein jüngerer Alter als Altpaläozoikum.

Als willkommene Ergänzung zu dieser Beobachtung Tellers sei angeführt, daß an verschiedenen Stellen des Schieferkomplexes Gesteine auftreten, die sonst im Oberkarbon liegen — z. B. weiße Konglomerate, Sandsteine, welche ganz den Gesteinen des Auernigg und des Angertales in den Karnischen Alpen entsprechen (siehe dazu eine im Druck befindliche Studie von R. Schwinner im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt).

Die zweite Beobachtung ist neu und überraschend. Nach Tellers Karte liegt über dem Devon des Rappolt- und Pasterkfelsens Oberkarbon, unter diesem Devon aber der Komplex der „silurischen Seebergschiefer“. Tatsächlich sieht man an der Westflanke des Rappoltfelsens, deren eigenartige Verhältnisse später zur Beschreibung kommen, daß die Oberkarbonschiefer klar in die Schiefer neben und unter den Devonkalk hineinstreichen. Es gibt also keinerlei Grenze zwischen den Seebergschiefern und dem Oberkarbon.

Daher ist zu schließen, daß die Seebergschiefer nicht von dem Oberkarbon zu trennen sind. Unterstützt wird dieser Schluß durch die petrographische Beschaffenheit des Komplexes der Seebergschiefer, die größtenteils vollständig mit dem Karbon der Karnischen Alpen, aber auch mit manchen Teilen des Unterkarbons von Nötsch übereinstimmt.

Es erscheint mir nach den Beobachtungen in dem Gebiete von Vellach recht sicher zu sein, daß der Grad der metamorphen Umwandlung der Schiefer von oben in das tektonisch Liegende etwas zunimmt; denn zwischen dem tiefsten Bänderkalkzug (in der Enge knapp ober Bad Vellach) und dem nächst höheren findet man reichlich Typen von phyllitischem Aussehen.

Aus den angeführten Beobachtungen am Rappoltriff ist zu schließen, daß wenigstens der obere Teil der Seebergschiefer, der eben mit jenen fossilführenden Kalken des Devons in Verbindung steht, dem Karbon angehört. Seiner ganzen Art nach ist er der unteren Abteilung des Karbons der Karnischen Alpen und der Karawanken, der Folge von Schiefen mit zurücktretenden Sandsteinen und Konglomeraten zuzurechnen.

Wenn man die Reihe der paläozoischen Ablagerungen südlich des Koschutazuges betrachtet, so entspricht das versteineringsführende Karbon nördlich und über dem Devon des Rappolt- und Pasterkfelsens etwa dem oberen Teile des Karbons der Karnischen Alpen — im Teil B dieser Arbeit wird die Möglichkeit einer Vertretung von Unterkarbon erörtert werden. Die tektonisch hangendsten Teile der devonischen Kalkzüge wären beiläufig an der Grenze zwischen der oberen und unteren Abteilung des Oberkarbons eingeschoben — nicht ganz genau, wie der von Schwinner erwähnte Kalk der Paulitschhube zeigt.

Man wird aber doch mit einer Vertretung von Silur in einem Teile der Seebergschiefer rechnen müssen — wie man allerdings im Felde Karbonschiefer und Silur trennen kann, weiß ich nicht. — Im Klagenfurter Museum liegen zwei merkwürdige Versteinerungen:

*Aristocystites bohemicus* Barr. — in Böhmen in  $D_4$  vorkommend, aus einem glimmerigen braunen Sandstein;

*Mitrocystites mitra* Barr. — in Böhmen in  $D_1$  bis  $D_2$  verbreitet, aus einem dunklen, sandig-tonigen Gestein.

Das Gestein, in dem die erstgenannte Versteinerung liegt, gleicht überraschend dem  $D_4$  von Böhmen; doch kommen solche Typen auch in den Seebergschiefern vor. Das Gestein, in dem der *Mitrocystites* liegt, ist vielfach bei Vellach zu sehen. Wenn keine Fundortsverwechslung in dem Museum vorliegt, so wäre damit der Nachweis erbracht, daß auch Untesilur in den Seebergschiefern vorhanden ist. Dem Karnischen Caradoc Vergleichbares habe ich nicht gefunden.

#### IV. Die Tektonik des Devons.

Des öfteren wurde schon hervorgehoben, daß Teller die Serie der Seebergschiefer als eine Ablagerungsreihe angesehen hat, daß Penecke für die Gleichaltrigkeit von Kalk und Schiefer Beweise erbracht zu haben glaubte. Zu allen diesen Meinungen hat der scheinbar einfache Bau, die angeblich antiklinale Stellung des Seeberger Aufbruches geführt.

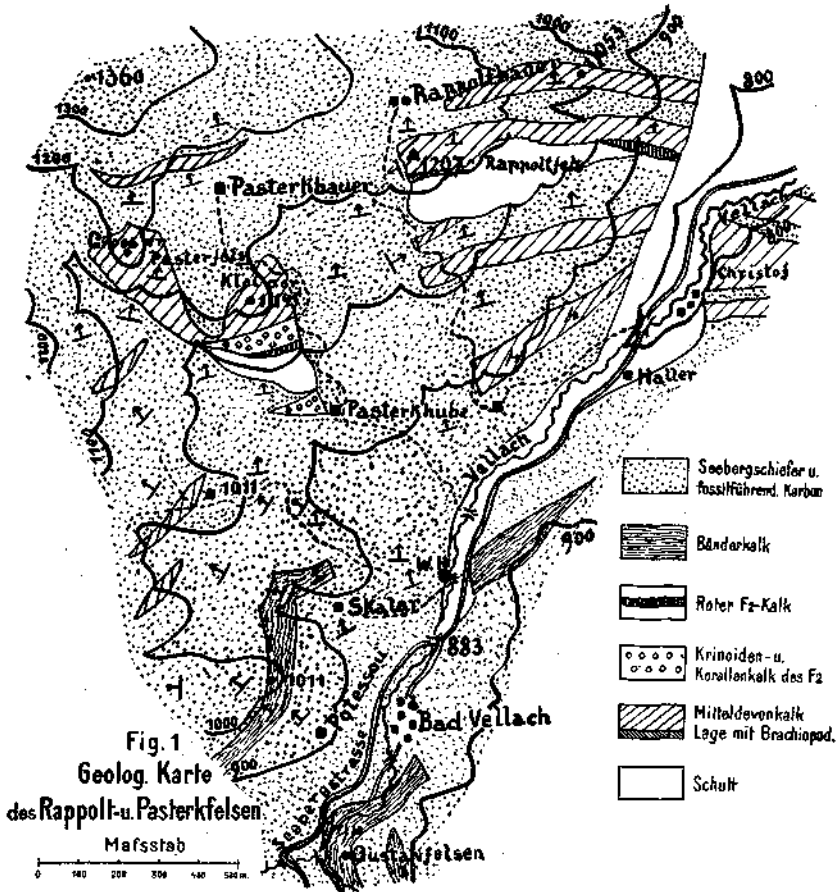
Schon durch die Feststellung, daß die silurischen Bänderkalke Tellers dem Devon angehören, ist eine andere tektonische Auffassung gegeben, welche eigentlich schon aus den Profilen von E. Seidl (Kamnische ali Savinske Alpe, in der Sammlung Slovenska zemlja, Laibach 1907) klar hervorgeht; man kann da den Schuppenbau herauslesen — jedenfalls zeigt Seidls Profil über den Seeberg, daß der „Aufbruch“ keine einfache Antiklinale ist.

An eine einfache Tektonik wird auch niemand glauben, der die Durchbewegung der Kalke und Schiefer sieht.

Um das Ergebnis gleich vorwegzunehmen, sei erwähnt, daß zwei Faktoren die Tektonik bedingen: der Schuppenbau von Devon — Karbon und die Querstörungen.

Die Grundzüge des tektonischen Baues sind aus der Karte (Fig. 1) herauszulesen. Ich kann mich daher bei der Beschreibung kurz fassen und schicke nochmals voraus, daß die Serie der „Seebergschiefer“ zwischen den verschiedenen Kalkzügen vollkommen gleich bleibt.

a) Die Doppelklippe des Pasterkfelsen. Knapp unter Punkt 833 bei Bad Vellach führt ein Weg zum Pasterk im Gehänge aufwärts. Man geht über Schiefer und Sandsteine und kommt zur Pasterkhube (940 m). Dort trifft man die Krinoidenkalke und graue und blaue, sehr zerhackte Korallenkalke; sie reichen bis 960 m im Gehänge hinauf und hören im Streichen gegen O scharf auf; gegen W streichen sie auf den Bach zu, erreichen ihn aber nicht, denn dieser ist schon in das Karbon ein-



getieft — leider läßt es sich nicht feststellen, ob es sich um eine Linse oder um eine Querstörung handelt.

Schiefer liegen also unter, über und neben dem Kalk und in den Schiefen liegen viele sandige Lagen.

Schiefer trennen den Kalkzug der Pasterkhube von dem kleinen Pasterkfelsen, an dessen Basis die roten Kalke und die Krinoidenkalke durchgehen. Der eigentliche Kleine Pasterkfelsen besteht im tiefsten Teile aus dunkelblauen, bituminösen Kalken, die sehr ähnlich unseren Barrandeischiefern sind. Die Hauptmasse des Felsens ist aus grauen

und lichten, manchmal auch bläulichen, meist sehr dichten, oft etwas krystallinischen Kalken des Mitteldevons aufgebaut, die unserem Hochlantschkalk sehr ähnlich sind.

Der Sattel zwischen den beiden Pasterkfelsen besteht aus Karbonschiefern, die im Südhang des Sattels bis 1020 m Höhe herabreichen.

Südwestlich des Pasterkbauern erhebt sich der große Pasterkfelsen, der aus Mitteldevonkalken aufgebaut ist. Stellenweise sind die Kalke ganz zertrümmert und brecciös. Ziemlich steiles Nordfallen ist herrschend. Auch die Schiefer, in die sich im Graben unter dem Felsen Konglomerate einschalten, fallen unter dem Felsen steil gegen N ein.

Der große Pasterkfelsen bildet einen Teil des Rückens südlich von P. 1360; es geht da in einem etwa 1200 m hohen Sattel des genannten Rückens der Devonkalk spitz mit hellen Kalken aus; diese Kalke sind

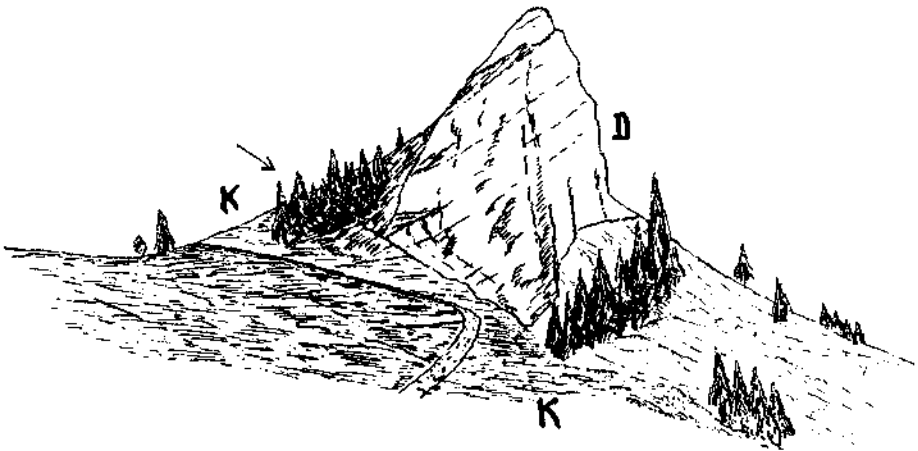


Fig. 2. Gipfel des Rappoltfelsens (P. 1207).

K = Karbon; D = Devonkalk. Der Pfeil zeigt den Verlauf der Querstörung.

zum Teil stark in s durchbewegt und in Linsen auseinandergelegt. Im allgemeinen fällt der Kalk unter die nördlich anstoßenden Karbonschiefer ein, aber am Ende des Felsens ist eine Überkippung eingetreten, indem sich eben in dem oben genannten Sattel der Kalk mit SSO-Fallen auf die Schiefer legt. Aber unmittelbar neben der Überkippung, neben dem Sattel fällt die Schieferserie unter  $40^\circ$  gegen NW ein.

Genau nördlich des Pasterkbauern geht in den Schiefem ein tektonisch höher liegendes Kalkband durch.

b) Der Rappoltfels und seine Fortsetzung bis zum Vellachtal. Schiefer und etwas Sandsteine füllen den Raum zwischen den Pasterkfelsen und dem Rappoltfels (P. 1207).

In den obersten Teilen des Felsens ( $D_1$  der Fig. 4) nahe dem Gipfel fallen die hellen Kalke des Mitteldevons leicht gegen N ein (Fig. 2).

An der Westseite, knapp unter dem Kamm ist die früher erwähnte Stelle (S. 177) mit einer überaus bemerkenswerten Störung in vortreff-

licher Weise am Rande des Felsens aufgeschlossen, und zwar etwas südlich des in Schiefem liegenden Sattels südlich des Rappoltbauern (Fig. 2, 3). Tonschiefer streichen in NO—SW und fallen sehr steil gegen NW ein, indem sie sich auf den Kalk des Rappoltfelsens legen und die direkte Verbindung der Karbonschiefer mit den „silurischen Seebergschiefern“ der Tellerschen Karte bilden (S. 177); die Auflagerung auf die Kalke geschieht aber nicht derart, daß die Schiefer auf einer Schichtfläche des Kalkes liegen — die Schichtflächen des Kalkes fallen gegen N ein und die Auflagerungsfläche der Schiefer fällt gegen NW —, sondern die Auflagerung des Schiefers geschieht an einer nordöstlich streichenden Clivagefläche im Kalk (Fig. 3). Diese Zertrümmerungsfläche im Kalk entspricht einer jener später abzuhandelnden Querstörungen.

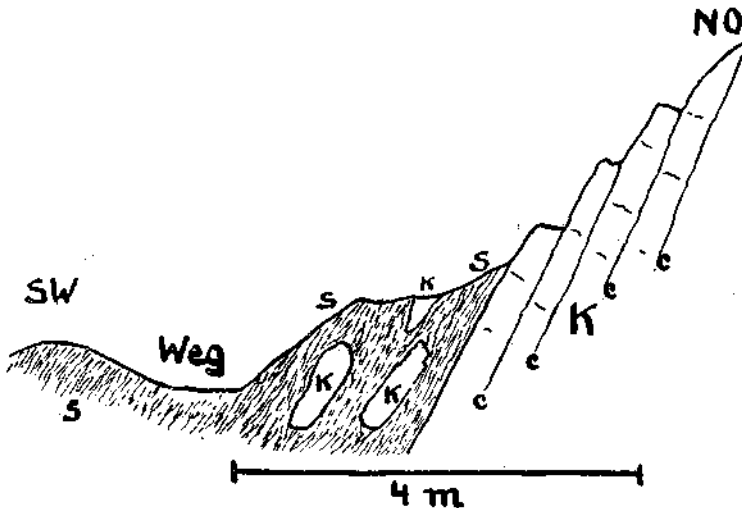


Fig. 3. An der Westflanke des Rappoltfelsens.  
K = Devonkalk; S = Schiefer; C = Clivageflächen.

Der Kalk ist in der Nähe der Auflagerung der Schiefer zerbrochen, von den scharf durchgehenden Clivagen zerrissen und ziemlich stark mit Limonit durchtränkt.

In der Figur 3 ist profilmäßig dargestellt, wie der Kalk unter die Schiefer einsinkt, wie sich von dem Kalk Trümmer losgelöst haben, die in den Schiefer eingewickelt wurden — das ist jenes Bild, das Pencke verführt hat, Verhältnisse anzunehmen analog jenen am Rande der Südtiroler Riffe.

Es ist aber eine ganz klare Querstörung, die das beschriebene; auffallende Bild hervorgebracht hat. Aber nicht nur die Querstörung ist damit bewiesen — die genannten Schiefer zeigen auch, daß zwischen dem Karbon und den Seebergschiefern auf Tellers Karte keine Trennung besteht.

Der Rappoltfels besteht aus den im Gipfelgebiete flach gegen N fallenden, dann aber sich steil nördlich niedersenkenden Mitteldevonkalcken.

Östlich unter dem Rappoltbauern setzt eine neue, tektonisch höher gelegene Rippe von Devonkalk ( $D_3$  der Fig. 4) an, die durch einen Karbonschieferstreifen vom Rappoltfelsen getrennt ist. Sie steht fast senkrecht, geradeso wie der Rappoltfelsen im Streichen gegen das Vellachtal zur steilen Lagerung sich aufrichtet. Beide Kalke ziehen zur Vellach herab und enden im Schutt gegenüber dem Christoffelsen.

Die allgemeine Lagerung der Devonkalke der Rappoltzüge hat ihr vollkommenes Äquivalent im Felsen, auf dem das Bildnis des großen Christof steht. Da wie in allen Zügen des Rappoltfelsens bis in die untersten Devonkalkzüge dieses Profiles, ebenso auch in den beiden Pasterkfelsen ist keine Parallelschichtung der Schichtung der Devonkalke mit der Schieferung der angrenzenden Schiefersteine vorhanden,

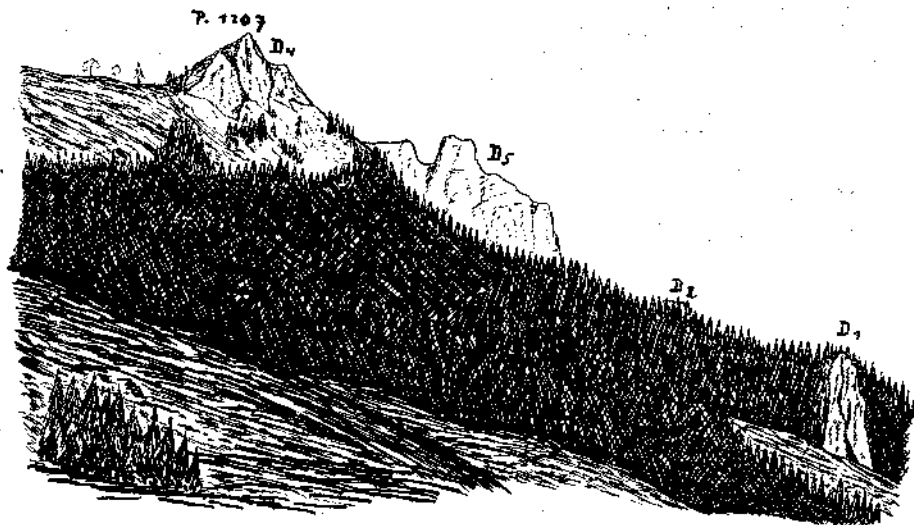


Fig. 4. Rappoltfelsen vom Pasterkrücken.

sondern eine Lagerung, welche in der Fig. 5 schematisch dargestellt ist. Derartige Lagerungsbeziehungen haben früher wohl zur Annahme von Brüchen geführt; sie sind aber durch die Einschließung der knotzigen Devonkalke in das  $s$  der Schuppenstruktur zu deuten, gleichsam als eine nicht vollkommen gelungene Gesteinstranslation aufzufassen.

Genau in demselben Verhältnis liegen im Oberharz die Mitteldevonkalke zu den Kulmschiefern (Beushausen, Abhandlungen der Preussischen Geologischen Landesanstalt, N. F. 30, S. 290).

c) Die tektonisch tieferen Devonkalke zwischen Rappoltfelsen und dem Vellachtal. Auf dem Rücken vom Rappoltfelsen gegen SSO herab liegen in den Schiefen mehrere Devonkalke. In 1080 m Höhe zieht ein weißer und blauer Kalk durch ( $D_3$ , auf der Fig. 4 im Walde ober  $D_2$ , nicht ausgeschieden). Etwa 10 m mächtiger, weißer Breccienkalk geht in 1030 m Höhe mit 40 Nordfallen durch; darunter folgen weiße und blaue Kalke mit großen Kalzitnestern, ferner blaue, etwa 20 m mächtige Kalke ( $D_2$  der Fig. 4). Die ganze Kalkserie zieht

in der Richtung gegen die Schuppe bei der Pasterkhube. Das Liegende sind wie dort Schiefer mit sehr viel Sandsteinlagen.

In 900 *m* Höhe liegt ein Gehöft, nördlich dessen ein Zug von bläulichen Kalken mit 30 Ostfallen plötzlich einsetzt ( $D_1$  der Fig. 4).

Verfolgt man die Kalke im Streichen gegen das Vellachtal, so sieht man, daß sie nicht direkt in der anderen Talseite ihre Fortsetzung haben, daß zwischen den beiden Talseiten eine Querstörung liegt.

Im Zusammenhang mit dieser Erscheinung stehen die Verhältnisse des sogenannten Christoffelsens am rechten Ufer der Vellach. Seine Devonkalke zeigen NO—SW- bis N—S-Streichen und dementsprechend West- bis Nordwestfallen. Die Scharen der Clivagen gehen in folgenden Richtungen: O—W (vorwiegend), NW—SO (darauf das Bild des großen Christof) NO—SW.

d) Das Profil am Rücken Skalar—P. 1011. Von der Vellach aufsteigend hat man zuerst flach gegen N einfallende Schiefer und Sandsteine der „Seebergschiefer“. In 940 *m* Höhe tritt plötzlich 45 Nordwestfallen ein; im Hohlweg darüber hat man eine sehr scharfe Faltung der Tonschiefer mit der Tendenz zur Überlegung gegen NW (Fig. 6.) Das allgemeine Fallen ist gegen NW gerichtet.



Fig. 5. *d* = Devonkalk mit flacher Schichtneigung; *s* = Schiefer.

Plötzlich erscheint bei etwa 1000 *m* Höhe wieder das O—W-Streichen bei durchschnittlich 40—50 betragendem Nordfallen der weitaus überwiegenden Tonschiefer.

Derartige plötzliche Wechsel im Streichen lassen wohl nur die Erklärung zu, daß hier zwei Bewegungsflächen im *s*-Gefüge vorliegen, welche die NO streichende Partie oben und unten begrenzen.

Knapp über dem Haus — Punkt 1011 — liegt in den Schiefeln eine gering mächtige Lage von Devonkalk, der deutlich oben und unten von einer graphitischen Schmierzone begrenzt ist, was einer Anreicherung des Schmiermittels an den Bewegungsflächen entspricht.

Höher oben im Gehänge liegt dann noch eine weitere kleine Devonkalkklippe. — Noch eine andere kleine Klippe erreicht man, wenn man vom Haus P. 1011 auf dem Horizontalweg gegen W geht. Es ist ein blauer Devonkalk.

Diese eigenartige Tektonik hat Teller (Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1886, S. 275) zu dem Vergleich mit den karpatischen Klippen gebracht.

e) Die Bänderkalkzüge der Umgebung von Vellach. Den Rücken Skalar P. 1011 überschreitet der Bänderkalk nicht mehr, der westlich über Bad Vellach oberhalb des Potessou-Bauern durchstreicht. Den Weg, der über die Ruine des Skalar zum P. 1011 führt, erreicht der Kalk nicht, sondern er endet in einem steilen bewaldeten Köpfel südwestlich des Weges, indem ihn eine Querstörung abschneidet.

Im Graben westlich vom Skalar ist der Kalkzug schön aufgeschlossen: blaue, etwas kristallinische Kalke, z. T. durchbewegt und dann gehändert.



im ganzen aber nicht viel mehr metamorph als viel Devonkalke, die Fossilien führen. Das Fallen ist unter  $70^\circ$  gegen NW gerichtet.

Diesen „Silurbänderkalk“ der Karte Tellers findet man wieder über dem Potessou, wo er bis zum P. 1011 hinaufreicht; dort fällt er unter  $20$  bis  $30^\circ$  gegen NW.

In diesem Kalkzug gibt es rote, kranzelartige Kalke, die ich für metamorphe Silurkalke halte. Der Kalkzug wird von den Schiefeln unter- und überlagert.

Rote kranzelartige Kalke, tektonisch höher liegend als die streichende Fortsetzung des erörterten Bänderkalkes, gibt es außerhalb des in der Kartenskizze (Fig. 1) dargestellten Gebietes unter dem P. 1247.

Bei dem Wirtshaus unter Bad Vellach liegt in der streichenden Fortsetzung des Bänderkalkes des Potessou ein Kalk, der z. T. gebändert,

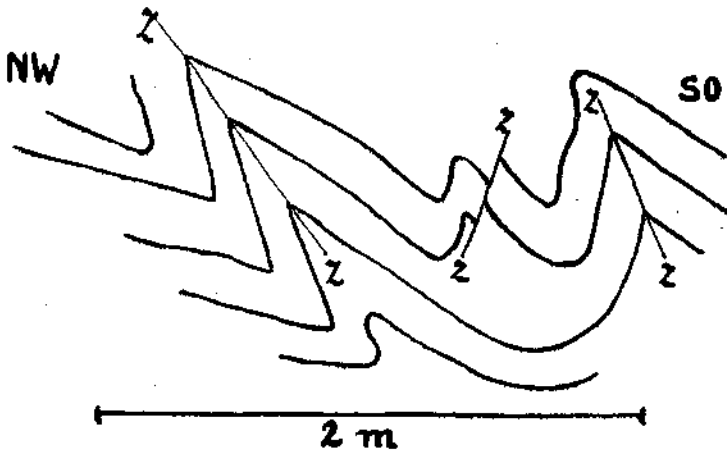


Fig. 6. Faltung von Tonschiefern zwischen Skalar und P. 1011.  
Z = Zerreißungsflächen.

z. T. ungebändert ist und im letzteren Falle wie ein Devonkalk normaler Art aussieht.

Knapp ober Bad Vellach liegt vor der Talteilung eine Enge, die durch den sogenannten Gustavfelsen (Fig. 1) gebildet wird. Dort ist im genannten Felsen das tektonisch Tiefste der Umgebung von Bad Vellach aufgeschlossen, nämlich Bänderkalke mit N—S-Streichen. In der Enge sieht man westlich der Straße  $30^\circ$  West-, östlich der Straße  $50^\circ$  Ostfallen. Es ist also eine Antiklinale. Der Bänderkalk dieser Wölbung ist stark von Clivagen durchsetzt, die z. T. in N—S, z. T. in O—W streichen.

f) Allgemeines über die Tektonik. Betrachten wir den allgemeinen Stil der Tektonik, so zeigt sich uns dieser als ein ausgesprochener Schuppenbau. Die sich immer wieder zeigende Folge Kalk — gleichgültig, ob es nun versteinierungsführende Devonkalke oder Bänderkalke sind — und Schieferserie entspricht einer tektonischen Wiederholung.

Sichere Schichtfolgen, Altersserien können wir im Devon auch nur zum kleinen Teil erkennen. Wir sehen z. B. die roten Devonkalke im Pasterk

von Krinoidenkalk überlagert und sehen an einer Stelle des Rappolt (siehe die Karte, Fig. 1) direkt unter dem Mitteldevon liegen.

Wenn man die Mächtigkeiten des Devons der Kellerwandkette und des Wolaier Seegebietes als die Normalmächtigkeiten des alpinen Devons ansieht, so ergibt sich eine geradezu ungeheure Verminderung der Mächtigkeiten im Devon von Vellach. Den vielen hundert Metern der Kalke des Unter- und Mitteldevons der Kellerwand steht eine Schichtentwicklung im Pasterk- und Rappoltfelsen gegenüber, die vielleicht 80 bis 100 m im Maximum beträgt.

Die geringe Mächtigkeit kann eine ursprüngliche Anlage sein — aber doch wohl nicht die ganze Verringerung der Mächtigkeit. Ein guter Teil derselben muß auf Konto der Tektonik, der Durchbewegung gesetzt werden.

Der zweite Grundzug des tektonischen Baues ist das Auftreten der Querstörungen. Es liegt kein Grund vor, diese Querstörungen nicht als gleichzeitig mit der Schiebung, mit der Schuppenstruktur anzusehen. Sichere, im Feld festzustellende Querstörungen sind die Ostgrenze des unteren Pasterkfelsens und ihre, den Bänderkalk beim Skalar und den Gustavfelsen abschneidende Fortsetzung, die Westgrenze des Rappoltfelsens und ihre Fortsetzung am Westende des Bänderkalkes bei W. H. im Vellachtal, das Ostende der Kalkzüge des Rappolt im Vellachtal, die plötzlich gegen die Schiefer absetzende Ost- und Südwestgrenze des oberen Pasterkfelsens.

Durch die Querstörungen ist das Gebirge bei Bad Vellach geradezu stufenförmig disloziert, verschoben.

Es besteht die Möglichkeit, daß die Mineralquelle von Bad Vellach mit der Querstörung zusammenhängt, die den Kalk des Gustavfelsens und beim Skalar abschneidet.

Ich möchte noch erwähnen, daß die Querstörungen im Paläozoikum von Bad Vellach absolut gleich sind den von Beushausen (Abhandlungen der Preussischen Geologischen Landesanstalt, N. F. 30) aus dem Oberharz dargestellten Verhältnissen, z. B. im Gebiete von Goslar und Claustal, wo der genannte Forscher die Querstörungen im Devon und Kulm auf seiner Karte 1:40.000 und auf einem kleinen Kärtchen (S. 247, S. 320) im Maßstabe 1:10.000 dargestellt hat.

## V. Ausblick auf die Großtektonik.

Die einfache Auffassung, in dem Seeberger Aufbruch eine gewöhnliche Antiklinale zu sehen, ist nicht mehr möglich. Es wurde aufgezeigt, daß es sich um einen Schuppenbau handelt.

Kober (Geologische Rundschau 1914, S. 184, Bau und Entstehung der Alpen, S. 210) faßt den Seeberger Aufbruch als eine Decke auf, die er in die oberdinarischen Decken einreicht. Leider sind seine Mitteilungen allzu aphoristisch: „Meine Studien haben ergeben, daß das sogenannte karnische Paläozoikum, wie es z. B. am Seeberg aufbricht, eine Decke ist.“

Schwinner hat (ebenda, 1915) sich allgemein gegen einen Deckenbau der Südalpen gewendet, was bisher unwiderlegt geblieben ist.

Aus Kobers Übersichtsprofilen und seinen Worten geht hervor, daß er an einen Bewegungssinn gegen S denkt. Gegen einen Südschub spricht die Tendenz der Faltung gegen N, der ganz allgemein gegen N gerichtete tektonische Stil des Profiles von den Steiner Alpen bis zum Nordrand der Karawanken, das Anschoppen des Devons am Nordrande des Seeberger Aufbruches. Mir scheint die Auffassung Staubs (Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, N. F. 52, S. 222) der Wahrheit näher zu liegen, daß im Gebiete von Eisenkappel die Dinariden über den Alpen liegen und daß es sich da um einen allgemeinen Süd—Nordschub der Randteile der Dinariden handle.

## **B. Versteinerungen aus dem Karbon des Vellachtales.**

Durch das liebenswürdige Entgegenkommen der Leitung des Museums in Klagenfurt erhielt ich eine größere Reihe von Versteinerungen aus dem Karbon des Vellachtales, wofür ich auch an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank zum Ausdruck bringe.

Die folgende Tabelle gibt eine Übersicht der zur Bestimmung gelangten Versteinerungen und ist zugleich eine Darstellung ihrer stratigraphischen Verbreitung. Es beziehen sich die ersten vier Reihen auf die Funde im Vellachtale selbst: I — aus dem Tonschiefer, II — aus dem sandigen Tonschiefer, III — aus dem Sandstein, IV — aus dem Kalk.

Die arabischen Ziffern der Tabelle bedeuten das Vorkommen in folgenden Karbongebieten:

1. Nötscher Schichten — De Koninck, Bleiberg.
2. Kulm von Deutschland — Cramer, Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt, 1910, II; 1912, II. Nebe, Neues Jahrbuch f. M. G. P. BB. 31. Parkinson, Z. D. G. 1903. Sommer, Neues Jahrbuch f. M. G. P. BB. 28. Hüffner, Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt, 1914, I.
3. Kohlenkalk der Vogesen — Tornquist, Abhandlungen zur geologischen Spezialkarte von Elsaß-Lothringen, V. Bd.
4. Kohlenkalk von Deutschland — Cramer, Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt, 1912, I. Dantz, Z. D. G. 1893.
5. Kohlenkalk von Nowaja Semlja — Toulou, S. B. der Wiener Akademie, 71. Bd., 1871.
6. Kohlenkalk von Krakau — Jarosz, Rozprawy der Krakauer Akademie der Wissenschaften, Ser. B. 49. Bd.
7. Unterer Kohlenkalk von Mittelrußland — Stuckenbergh, Mem. Com. geol. St. Petersburg, N. S. 14, 1904. Tzvetaw, Mem. Com. geol. St. Petersburg, VIII, 1898.
8. Etroengt der rechten Rheinseite — Drevermann, Z. D. G. 1902.
9. Stufe von Tournai — De Koninck, Faune du calcaire carbonifère de Belgique.
10. Stufe von Vise — De Koninck, Description des animaux foss. Monographie des genres Productus et Chonetes.





11. Unterkarbon von Großbritannien — M. Coy, Synopsit. Davidson, Brit. foss. Brachiopod. Hind, Pal. Soc. 53, 54, 58.
12. Kinderhookstufe — Smith, U. S. Geol. Surv. Monographs, 42. van Tuyl, Iowa geol. Survey, XXX. St. Weller, Transact. Acad. Sc. St. Louis, vol. X, XI.
13. Ostrauer Schichten — Klebelsberg, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1912.
14. Oberkarbon von Ungarn — Frech, Földtany Közlöny, 36. Bd., 1906. Rakusz, C. M. G. P. 1926.
15. Karbon der Veitsch — Heritsch, Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 1919.
16. Oberkarbon der Karnischen Alpen — Schellwien, Pal. 39. Johnsen, Neues Jahrbuch für M. G. P. 1906, II. Vinassa-Gartani, Boll. Soc. geol. ital. 1905.
17. Oberkarbon von Jauerburg in den Karawanken — Heritsch, Carniola, 1918.
18. Oberkarbon von Dalmatien — Mertens, Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1907. Renz, Z. D. G. 1903.
19. Oberer Kohlenkalk von Mittelrußland — Stuckenberg, Mem. Com. geol. St. Petersburg, V. Nr. 3, 1888. Tzwetaew, Mem. Com. geol. St. Petersburg, V. Nr. 4, 1888.
20. Oberkarbon des Wolgadurchbruches bei Samara — Stuckenberg, Mem. Com. geol. St. Petersburg, N. S. 23, 1905.
21. Oberkarbon des Donetzbeckens — Jakowlew, Mem. Com. geol. St. Petersburg, N. S. 4, 1903. Lebedew, Nachrichten des Berginstitutes Jekaterinoslaw, Jub. Bd., 1899—1924.
22. Oberkarbon vom Ural und Timan — Stuckenberg, Mem. Com. geol. St. Petersburg, X. Nr. 3, 1895. Tschernyschew, Mem. Com. geol. St. Petersburg, XVI. Nr. 2, 1902.
23. Productus limestone der Salt Range — Waagen Salt Range fossils.
24. Oberkarbon von Balia Maaden — Enderle, Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orientes. 13. Bd.
25. Oberkarbon von Padang — Fliegel, Paläontologie 48.
26. Oberkarbon des Tian shan — Keidel, Neues Jahrbuch für M. G. P. BB. 22. E. Sueß, Denkschriften der Wiener Akademie der Wissenschaften. 61. Bd.
27. Oberkarbon von Ägypten — Schellwien, Z. D. G. 1894.
28. Oberkarbon von Missouri — Keyes, Geol. Surv. of Missouri, V. Bd.
29. Oberkarbon von Nebraska — Hayden, U. S. Geol. Surv. of Nebraska, Washington 1871. Meek und Hayden, Fin report of the U. S. Geol. Surv. of Nebraska.
30. Oberstes Oberkarbon von Südamerika. — Meyer, Neues Jahrbuch für M. G. P. BB. 37.
31. Permokarbon (Troglkofelkalk) der Teufelsschlucht bei Neumarkt in Oberkrain — Schellwien, Abhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, XVI.
32. Permokarbon (Troglkofelkalk) von Forni Avoltri — Gortani, Pal. ital. XII.

33. Permokarbon des Donetzbeckens — Jakowlew, Mem. Com. geol. St. Petersburg, N. S. 79, 1912.

34. Permokarbon von Spitzbergen — Toula, Neues Jahrbuch für M. G. P. 1875.

35. Bellerophonkalk von Krain — Kossmat-Diener, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1910.

36. Bellerophonkalk von Südtirol — Stache, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1877.

37. Perm von Timor — Rothpletz, Pal. 39.

38. Unteres Perm von Tasmanien — Hummel, Neues Jahrbuch für M. G. P. 1915, I.

Ich wende mich nun der stratigraphischen Deutung der Fauna zu.

Stratigraphisch wertlos, weil sie im Unter- und Oberkarbon verbreitet sind, sind die im folgenden genannten Formen:

<i>Fenestella plebeja</i>	<i>Productus semireticulatus</i>
<i>Fenestella varicosa</i>	<i>Reticularia lineata</i>
<i>Fenestella burlingtonensis</i>	<i>Martinia glabra</i>
<i>Productus punctatus</i>	<i>Bellerophon Münsteri</i>

Stratigraphisch wertlos sind auch die früher namhaft gemachten Varietäten der Camerophorien.

Ich zähle nun die oberkarbonischen Formen mit Angabe ihrer Verbreitung auf, wobei folgende Abkürzungen verwendet werden: R = Rußland und Russisch Asien, K = Karnische Alpen und Jauerburg in den Karawanken, P = Permokarbon der Alpen.

*Chaetetes mosquensis*, R, K.

*Fenestella surculosa*, R, K.

*Polypora Kolvae*, R, K.

*Streptorhynchus Halli*, R, Südamerika.

*Chonetes lobata*, K.

*Productus lineatus*, R, K, Vorder-, Ost- und Südasiens.

*Productus Schrenki*, R.

*Productus fasciatus*, R, K, Tianshan.

*Productus transversalis*, R, K.

*Spirifer Fritschi*, R, K, P.

*Spirifer cameratus*, R, Oberkarbon von Nordamerika und Dalmatien, Permokarbon von Spitzbergen.

*Spirifer carnicus*, R, K, Oberkarbon von Dalmatien.

*Spirifer Zitteli*, R, K, Oberkarbon von Oberungarn (kommt zwar auch im Unterkarbon der Vogesen vor, kann aber trotzdem zu den oberkarbonischen Formen gerechnet werden).

*Spirifer Trigonalis* var. *lata*, R, K, Oberkarbon von Oberungarn.

*Martiniopsis uralica*, R, auch in der Artinskstufe von Rußland.

*Martiniopsis orientalis*, R.

*Spiriferina Coronae*, K.

*Camerophoria alpina*, K, Oberkarbon von Dalmatien, P.

*Camerophoria latissima*, Oberkarbon von Dalmatien.

*Camerophoria Sancti Spiritus*, K.

*Aviculopecten carbonarius*, R, K, Permokarbon von Rußland, Oberkarbon von Amerika.

*Pleurophorus oblongus*, R, Oberkarbon von Nordamerika.

*Euphemus uriformis*, R.

*Orthoceras compressiusculum*, R.

Um ganz sicher zu gehen, scheiden wir die nur im Oberkarbon der Karnischen Alpen vorkommenden Formen aus: *Chonetes lobata* und *Spiriferina Coronae*.

Dann treten ganz klar die engen Beziehungen zu dem russischen Oberkarbon hervor. 18 Arten unter 23 kommen in Rußland vor. Davon waren bisher 9 auch in den Karnischen Alpen bekannt, die anderen 9 sind für die Alpen neu.

Eine Reihe von Formen kommt auch in den anderen Oberkarbongebieten vor, so *Streptorhynchus Halli*, *Productus lineatus*, *Productus fasciatus*, *Spirifer cameratus*, *Spirifer carnicus*, *Spirifer Zitteli*, *Spirifer Trigonalis* var. *lata*, *Camerophoria alpina*, *Camerophoria latissima*, *Pleurophorus oblongus*.

Nur die sonst im Oberkarbon verbreiteten Arten *Spirifer Fritschi*, *Martiniopsis uralica*, *Camerophoria alpina* gehen in das alpine Permokarbon beziehungsweise in die Artinstufe hinauf.

Aus dem bisher Gesagten ergibt sich, daß der Schluß berechtigt ist, es sei im Karbon des Vellachtales ein fester Bestand von Oberkarbonformen vorhanden.

Nun handelt es sich um die genauere Einstellung der Fauna im Oberkarbon selbst.

In den Karnischen Alpen treten auf:

*Chonetes lobata* auf der Krone in der Schicht 6.

*Productus lineatus* ebenda und in der Spiriferenschichte.

*Spirifer Fritschi* ebenda und in der Spiriferenschichte.

*Spirifer carnicus*, *Zitteli*, *trigonalis* var. *lata* ebenda, ebenso auch *Spiriferina Coronae* und *Camerophoria alpina*.

Nun betrachten wir die russischen Arten. Es treten auf:

in den Cora-Schichten *Productus lineatus*,

in den Cora-Schichten und im Schwagerinenhorizonte *Productus Schrenki*, *Spirifer cameratus*,

im Schwagerinenhorizonte *Productus transversalis*, *Martiniopsis orientalis*,

im Schwagerinenhorizonte und in der Artinstufe *Martiniopsis uralica*, *Aviculopecten carboniferus*.

Es kann nur der Schluß gezogen werden, daß die ganze bisher erörterte Tiergesellschaft den Auerniggschichten und daher der Fauna des Monte Pizzul zu parallelisieren ist. Damit ist festgelegt, daß sie in ihrem größeren Teil den Coraschichten der russischen Geologen, zum kleineren Teil dem Schwagerinenhorizonte gleichzustellen ist. Hierzu sei auf die ausgezeichneten Auseinandersetzungen



Geyers (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1896, S. 220) verwiesen.

Relativ gering im Hinblick auf die von Vinassa de Regny und Cortani (Boll. Soc. geol. ital. 1905) studierte Fauna des Monte Pizzul ist der Prozentsatz der in das Permokarbon aufsteigenden Formen in der Fauna von Vellach.

Eine besondere Aufstellung muß die Versteinerungen betreffen, welche aus den dunklen, Fusulinen führenden Kalken des Vellacher Gebietes stammen. Es sind das die folgenden:

*Productus semireticulatus*,

*Productus Schrenki*, in Rußland in den Schwagerinenkalken,

*Productus transversalis*, in Rußland in den Schwagerinenkalken,

*Spirifer trigonalis* var. *lata*.

*Productus Schrenki* und *Productus transversalis* deuten auf eine Vertretung der Schwagerinenstufe, des obersten russischen Oberkarbons.

Nun verbleibt aber noch ein Rest der Fauna — die reinen Unterkarbonformen! Ich zähle sie im folgenden auf, wobei das nebengesetzte N das Vorkommen in Nötsch bedeutet.

*Productus Buchianus*, N,

*Retzia multicostata*, Tournai,

*Lima Haueriana*, N,

*Schizodus obovatus*, Kohlenkalk von England,

*Solenopsis parallela*, Kohlenkalk von England,

*Cardiomorpha subregularis*, N,

*Edmondia Lyelli*, Kohlenkalk von England,

*Edmondia sulcata*, N, Unterkarbon von Deutschland, der Vogesen und von England,

*Loxonema priscum*, Visé.

Von den Unterkarbonformen treten drei in Nötsch allein, eine in Nötsch und in sonstigem Unterkarbon und fünf in verschiedenen Stufen des englischen und belgischen Unterkarbons auf.

Ich möchte aber auf die genannten Unterkarbonarten in stratigraphischer Beziehung nicht viel geben; denn besonders bei den Brachiopoden ist ja eine große Anzahl bekannt, die ohne wesentliche Veränderung aus dem Unterkarbon in das Permokarbon aufsteigen.

Auf Grund dieser Versteinerungen kann man meines Erachtens den Schluß auf eine Vertretung des Unterkarbons nicht ziehen, um so weniger, als auch Vinassa de Regny und Gortani bei der Untersuchung des Monte Pizzul beiläufig ein Viertel Unterkarbonarten fanden.

Immerhin kann aber doch an Staches Fund von *Productus giganteus* im Gebiete der Krone erinnert werden, der von Frech und Schellwien als eine Vertretung von Unterkarbon in Abrede gestellt worden ist. Auch in der Fauna des Monte Pizzul erscheint der *Productus giganteus*.

Ist vielleicht doch in den Karnischen Alpen eine Vertretung von Nötscher Schichten vorhanden?

Teller sagt in den Erläuterungen zur geologischen Karte der Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Wien, 1896, S. 67), daß marines Unterkarbon im Vellachtales nicht nachgewiesen sei. Er erwähnt aber in der „tiefsten Abteilung des Oberkarbons“ (wie er meint, d. i. in den Lagen über dem hangendsten Devonkalkzug von Vellach) einen gut erhaltenen Rest von *Dictyodora Liebeana*, die für den mitteldeutschen Kulm fast den Wert eines Leitfossils hat, wenn die Gattung auch bereits im Silur vorkommt (siehe Hundt, C. M. G. P. 1912, S. 93; 542. 1913, S. 180. Zimmermann, Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1891, S. 551. Auch im Unterkarbon von Sarajewo, siehe Kittl, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1903, S. 665).

Zum Schluß noch eine kleine Bemerkung! Durch die Studien von Rakusz (C. M. G. P. 1926, S. 517) ist es sicher geworden, daß Frechs „marines Unterkarbon von Oberungarn“ in das Oberkarbon zu stellen ist, denn echte Leitfossilien der Visé-Stufe gehen der Dobschauer Fauna ganz ab; ein Vergleich mit Nötsch ist unmöglich, denn die Fauna ist jünger als Visé.

Damit ist es noch wahrscheinlicher geworden, als es bisher trotz verschiedener Versuche war, daß auch das Karbon von Veitsch nicht in das Unterkarbon, sondern in das Oberkarbon gehört, wie ich das vor einiger Zeit (Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark 1919, 55. Bd.) auseinandergesetzt habe.

Es wird neuerlicher großer Anstrengungen bedürfen, um die ungeklärten Fragen des Karbons der Südalpen zu bereinigen.

# Geologische Detailkarte des Gebirges um Budua in Süddalmatien.

Von Gejza Bukowski.

(Mit 1 Tafel.)

Als im Jahre 1903 anlässlich der Tagung des Neunten internationalen Geologenkongresses in Wien meine geologische Detailkarte des vom Blatte Budua umfaßten Terrains im Maßstabe 1 : 25,000 erschienen war, verblieben einzelne stratigraphische und im Zusammenhange damit auch gewisse tektonische Fragen in diesem Gebiet noch nicht vollständig gelöst. Erst die später von mir durchgeführte sehr gründliche Durchforschung des sich weiter südlich ausdehnenden Küstenstriches bis zum Željeznica-Flusse bei Antivari (Bar), das heißt, der Gebiete Pastrovicchio (Pastrović) und Spizza (Spic), haben eine völlige Klärung der gesamten, in der äußersten Südspitze Dalmatiens herrschenden stratigraphischen Verhältnisse gebracht.

Dabei hat es sich naturgemäß als notwendig herausgestellt, auch bestimmte Strecken des, wie gesagt, schon vorher kartierten und beschriebenen Buduaner Gebirges nochmals zu begehen und mit Rücksicht auf die weiter im S gewonnenen Resultate genauer zu untersuchen. Dies geschah auch tatsächlich im Jahre 1911 gelegentlich der geologischen Detailaufnahme des anstoßenden Terrains vom Blatte Cattaro.

Die Ergebnisse der Neubegehungen in dem zuletzt erwähnten östlichen und mittleren Abschnitte des Buduaner Gebirges habe ich dann in einem ihnen speziell gewidmeten, „Tithon in dem Gebiete des Blattes Budua und in den angrenzenden Teilen des Blattes Cattaro“ (Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien 1911) betitelten Aufsätze veröffentlicht, wobei zur Veranschaulichung der Kleintektonik der beiden uns in der besagten Region entgegentretenden Schubmassen mehrere dem Text eingefügte Profile dienen. Es fehlte aber bis jetzt noch die kartographische Darstellung des durch die neuen Untersuchungen in allen Punkten ermittelten Aufbaues. Der Zweck der vorliegenden Karte besteht eben zum Teil auch darin, diesen Mangel zu beheben.

In den Rahmen unserer Karte fällt jedoch, wie schon angedeutet wurde, nicht nur ein Teil des schon früher einmal beschriebenen Gebirges im N und NO Buduas, sondern auch ein beträchtliches Stück des angrenzenden bereits dem Kartenblatte Cattaro angehörenden Terrains. Ein besonderes Interesse erweckt diesmal der Umstand, daß hier auch ein größeres Gebiet des autochthonen dalmatinischen Gebirges oder des Niederkarstes zur Beobachtung und kurzen Besprechung gelangt, welches Autochthon an der Punta Platamone und Punta Trsteno westlich von Budua unter den Meeresspiegel hinabsinkt und erst im Volovica-Rücken bei Pristan-Antivari (Bar) wieder auftaucht.

Unter den zahlreichen und mannigfaltigen tektonischen Erscheinungen, welche das uns beschäftigende Terrain aufweist, nehmen bekanntlich die erste Stelle zwei Längsstörungen ein, mit denen seinerzeit gewaltige Schubvorgänge von so großer Bedeutung verknüpft waren, daß man sagen muß, es handle sich daselbst um die wesentlichsten und am meisten hervorstechenden Züge des geologischen Baues. Sie lassen sich, wie die Forschungen in anderen, insbesondere den benachbarten und näher liegenden Gegenden des Dinarischen Gebirges lehren, sehr weit über die Grenzen des Territoriums von Budua, Braić, Pastrovicchio und Spizza gegen SO, hier schließlich auch gegen NO, also nach Süd-montenegro und Albanien, sowie in entgegengesetzter Richtung nach NW, gegen Mitteldalmatien zu, verfolgen.

Es sind das zunächst die Aufschiebung eines mächtigen, in Schuppen zersplitterten, durch Brüche außerordentlich stark zerstückelten und streckenweise ungemein zusammengequetschten, ortsfremden Schichtensystems auf das Autochthon und dann die Überschiebung dieser tieferen Schubmasse durch eine zweite ortsfremde höhere Deckscholle, welche, wenn man ihre ganze Ausdehnung berücksichtigt, sehr bedeutende Dimensionen erreicht.

Die tiefere Decke trägt heute, wie man ja weiß, den von einem dominierenden Berge in Albanien entlehnten Namen „Cukalidecke“, während für die höhere jetzt die Bezeichnung „Montenegrinisch-Nord-albanische Decke“ im Gebrauch steht. Diesbezüglich und überhaupt, was die wichtigsten Grundzüge der Tektonik der ganzen Dinaridenregion anbelangt, sei hier vor allem anderen auf die zusammenfassenden, zu einem gewissen Teil auch auf eigenen Beobachtungen des Verfassers beruhenden Darstellungen Prof. F. Kossmats in seinem Werke „Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. Mit einer Übersicht des Dinarischen Gebirgsbaues“ (Kriegsschauplätze 1914—1918 geologisch dargestellt. Heft 12, Berlin 1924) verwiesen.

Die beiden vorhin erwähnten Schubmassen bieten hier im südlichsten Dalmatien und auch in der weiteren Fortsetzung gegen SO und NW sowohl untereinander als auch gegenüber dem Autochthon vielfach sehr deutlich ausgeprägte Faziesunterschiede in den sie zusammensetzenden Formationsgliedern dar, nebst manchen auffallenden Abweichungen in der Kontinuität der Sedimententwicklung. Eine Zusammenstellung dieser Unterschiede findet man in meiner Arbeit „Zur Geologie der Umgebung der Bocche di Cattaro“ (Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, 1913).

Der eben zitierte Aufsatz bringt aber außerdem in sehr gedrängter Form mehrere bis dahin gar nicht oder ungenügend bekanntgewesene tektonische, stratigraphische, paläontologische und lithologische Tatsachen gerade aus dem diesmal unserer Betrachtung zu unterziehenden Gebirgsabschnitte, so daß er sogar ganz gut als eine kurze Erläuterung zur vorliegenden Karte dienen könnte.

Von einer ausführlichen geologischen Beschreibung muß leider jetzt Umgang genommen werden. Abgesehen davon, daß hier der dazu erforderliche Raum nicht zur Verfügung steht, bin ich heute aus verschiedenen Gründen ganz außerstande, das von mir aufgesammelte

reiche paläontologische und lithologische Material, das sich in der geologischen Bundesanstalt in Wien befindet, einer eingehenden Untersuchung zu unterziehen. Viele Fossiliensuiten harren noch einer genauen Durchbestimmung, und nur einzelne Gruppen von Versteinerungen aus dieser Kollektion fanden eine erschöpfende Bearbeitung in den Publikationen anderer Forscher.

Im nachfolgenden beschränke ich mich deshalb auf etliche kurze wichtigere, teils tektonische, teils stratigraphische Mitteilungen ohne engeren Zusammenhang untereinander, die bisher nur flüchtig zur Sprache gelangt sind oder die eine nochmalige Hervorhebung erheischen. Sie mögen als Ergänzungen zu meinen früheren Angaben und Erörterungen in den schon hier zuvor genannten Aufsätzen vom Jahre 1911 und 1913 angesehen werden, und was speziell die lithologische und paläontologische Charakteristik der die zwei Schubmassen aufbauenden Schichten betrifft, so dürften die in meinen Erläuterungen zur geologischen Detailkarte von Süddalmatien, Blatt Budua (1904) und Blatt Spizza (1912), enthaltenen Beschreibungen vollkommen genügen.

Zur Sache zurückkehrend, will ich zuerst betonen, daß als Bezeichnung für die beiden großen ortsfremden Schubmassen, von denen vorhin die Rede war, mir der hier auf der Karte und in den Begleitworten zu derselben gebrauchte Ausdruck „Überschiebungsdecken“ der entsprechende zu sein scheint, nicht der Ausdruck Überfaltungsdecken. Meiner Überzeugung nach haben wir es nämlich daselbst mit sehr ausgedehnten, in Schuppen zerlegten Deckschollen zu tun, die an Bruchflächen ziemlich weit gegen SW fortbewegt wurden. Ich halte also die zwei Hauptstörungslinien für Bruchstörungen. Ob diese meine Ansicht aber wirklich die richtige ist, muß natürlich künftigen Forschungen zur Entscheidung überlassen werden.

Die untere von den zwei Störungslinien ersten Ranges, welche das Autochthon von der tieferen Überschiebungsdecke trennt, läuft vom Spas bei Budua gegen NW über Bratešić, Šisić, oberhalb Teodo (Tivat) und Lastva donja zur Meerenge Le Catene. Jenseits des schmalen Meereskanals biegt sie dann nach W um und, auf einer längeren Erstreckung diese Richtung beibehaltend, wendet sie sich schließlich hinter Ercegnovi (Castelnuovo) wieder gegen NW. So weit ist sie von mir, einige da und dort nicht untersuchte Teile abgerechnet, verfolgt worden.

Die Aufschiebung muß im allgemeinen als eine flache bezeichnet werden. An den meisten Punkten wurden an den das Autochthon unmittelbar überdeckenden Schichtenkomplexen Neigungswinkel bis höchstens 20° und häufig auch horizontale Lagerung beobachtet. (Vgl. beispielsweise meinen Aufsatz „Geologisches aus der näheren Umgebung von Ercegnovi [Castelnuovo] in Süddalmatien. Verhandlungen der geologischen Bundesanstalt, Wien 1925.)

Es gibt aber auch Strecken, die in der Beziehung eine Ausnahme bilden. So begegnen wir unter anderem auch im Bereiche unserer Karte einem solchen Abschnitte der besagten tektonischen Grenze. Unterhalb des Spassattels auf der Nordseite des Spas nicht weit von Budua zeigen nämlich sowohl der mitteleozäne Flysch, das jüngste Glied

des Autochthons, als die darauf ruhenden Sedimente der Decke an und in der Nähe der Berührungslinie steiles Einfallen gegen das Gebirge.

Eine gewisse Beachtung verdient nebstdem die Erscheinung, daß in dem Fortstreichen der in Rede befindlichen Hauptstörungslinie durch die nordwestlich von Budua sich ausbreitende Župalandschaft und dann entlang den westlichen Buchten der Bocche di Cattaro nach Castelnuovo als unterstes basales Glied der Cukalidecke an der Überschiebungsläche verschiedene, dem Alter nach zum Teil sehr weit voneinander abstehende Schichtenkomplexe zum Vorschein kommen. Am Spassattel sind es die in kleinen, unregelmäßig, man könnte fast sagen, wirt zusammengeschobenen Fragmenten auftretenden jungpaläozoischen Ablagerungen, etwas weiter nordwestlich der Muschelkalk und der Noritporphyrit, dann jüngere Triashildnngen und endlich Tithon.

Der geschilderte Wechsel dürfte sich, wie ich glaube, durch die Wirkung der Denudation allein wohl kaum genügend erklären lassen. Im Felde und auch sonst, wenn man die komplizierte Kleintektonik genau überblickt, gewinnt man vielmehr den Eindruck, daß er hauptsächlich auf die ungeheure Zersplitterung der Schubmasse durch Brüche und die häufig hiebei erfolgte völlige Verdrückung und Abdrängung in größere Tiefen eines nicht geringen Teiles der Bruchstücke zurückzuführen ist. Wieviel und welche Schuppen an diesem Wechsel Anteil nehmen, außerhalb des von mir eingehend untersuchten und kartierten Terrains, und zwar in der Fortsetzung gegen NW, wird erst durch detaillierte geologische Aufnahmen der ganzen übrigen Umrandung der Bocche di Cattaro festgestellt werden können.

Was den Aufbau der tieferen Schubmasse im kleinen innerhalb der Grenzen der vorliegenden Karte anbelangt, so sind, wie ich schon bemerkt habe, dessen Grundzüge in meiner oben genannten Arbeit aus dem Jahre 1911 an der Hand von Profilen erörtert worden. Einige Korrekturen in den damals beigelegten Querschnitten wären auf Grund der später durchgeführten Untersuchungen allerdings notwendig, aber die Abweichungen von den endgültig konstatierten tatsächlichen Verhältnissen sind derart, daß man sie aus der Karte leicht ersehen kann und demzufolge auf neue Zeichnungen zu verzichten in der Lage ist.

Hier soll bloß ergänzungsweise die Aufmerksamkeit nachdrücklichst gelenkt werden vor allem auf die auffallende Herauspressung der karnischen Halobienkalke aus dem Verbande der übrigen Sedimente des Liegendflügels einer großen fragmentarischen Falte am Südostende des Dubovicartückens und auf das weite Übergreifen dieser Kalke dann über die älteren Glieder des besagten Faltenflügels hinweg, über die ladinischen, anisischen, skythischen und jungpaläozoischen Bildungen, unmittelbar auf den mitteleozänen Flysch des Autochthons an der Jazbucht. Dieser Herauspressung verdankt auch die Budua beherrschende Erhebung „Spas“ (389 m) ihre Entstehung.

Zwischen dem normal hinziehenden Streifen der hornsteinreichen Halobienkalke inmitten der nächstälteren Absätze und der sie transgressiv überlagernden tithonischen Schichten am Südwestabhange der Dubovica und der durch Herauspressung ziemlich weit gegen SW vorgeschobenen Platte des Spas, welche an vielen Stellen horizontale

Lagerung aufweist, führt eine schmale Verbindungsbrücke, in der die Hallstätter Kalke ungemein steile Neigungen erreichen. Von der starken am Spas herrschenden Zerrüttung der aufgeschobenen obertriadischen Kalk- und Hornsteinmasse zeugen die oft sehr rasch und regellos aufeinanderfolgenden namhaften Änderungen des Verflächens.

Wie ich schließlich hinzufügen muß, unterliegt es wohl keinem Zweifel, daß mit der eben beschriebenen lokalen Herauspressung die im Košlungebiete uns entgegentretende plötzliche Schwenkung des geologischen Schichtenstreichens aus der südöstlichen in die südsüdöstliche Richtung ursächlich auf das engste zusammenhängt.

Von der Größe und Art der Zerreißung, Ausquetschung, überhaupt Zerstückelung der in überkippte Falten gelegten mannigfachen Sedimente der tieferen Überschiebungsdecke gibt in unserem Terrain ein anschauliches Bild unter anderem das in sich geschlossene fragmentarische Gewölbe von Duletić-Podoštroj und seine Fortsetzung über die Osthälfte des Košlun sowie gegen Mažić zu.

Als Beispiel gewaltiger Zusammenpressung mag ferner angeführt werden die außerordentlich starke und relativ rasch sich vollziehende Verminderung der Mächtigkeit eines Bündels von Schichtenkomplexen in der Gegend von Lastva, eine Zusammendrückung, die meinem Dafürhalten nach kaum nur als Ausdruck ursprünglicher regionaler Abnahme des Absatzmaterials gedeutet werden könnte.

Der wichtige stratigraphische Grundzug, daß die Transgression des Tithons auf zuvor stark von der Denudation angenagten obertriadischen (karnischen) Halobienkalken stattgefunden hat, erscheint streckenweise ganz scharf ausgeprägt. Als solche Gebiete wären zu nennen der Berg Rücken des Košlun, wo man das Übergreifen der tithonischen Ablagerungen auf modellierter karnischer Unterlage bei genauer Verfolgung der Grenze besonders gut beobachten kann, dann auf der Linie Marković—Duletić—Pribilović sowie endlich in der Pribilovičschlucht nördlich von Svinšte, wo das Tithon in der Gestalt eines kleinen Lappens, der einen eingeklemmten Denudationsüberrest darstellt, auf karnischer Obertrias ruht.

Das Tithon beginnt überall, wie ich schon in meinen früheren Publikationen wiederholt betont und beschrieben habe, mit Kieselnollen enthaltenden und mit Hornsteinkomplexen alternierenden Breccienkalken, deren Bindemittel zumeist oolithische Struktur besitzt, oder mit konglomeratischen Bänken, die jedoch nur sehr selten vorkommen.

Wenn man die riesige Entwicklung norischer, vorwiegend riffartiger Bildungen in der höheren Überschiebungsdecke in Betracht zieht und sich dabei das Übergreifen des Tithons unmittelbar auf das Relief der karnischen Ablagerungen in der tieferen Schubmasse vor den Augen hält, so drängt sich der Gedanke auf, daß das Fehlen des Norikums in der tieferen Decke oder zumindest dessen ungeheures Zurücktreten daselbst unmöglich lediglich der Abtragung zuzuschreiben sei. Man ginge demnach vielleicht nicht zu weit, wenn man der Vermutung Raum geben würde, daß wir es hier größtenteils mit der Folgeerscheinung der Regression des Meeres zur Zeit des Norikums zu tun haben.

Eine zweite, hier unschwer feststellbare Transgression fällt bekanntermaßen in die Oberkreide. Auf dem, wie deutlich zu sehen ist, sehr ungleich erodierten Tithon liegen als Anfangsglied der betreffenden neuen Sedimentserie wieder Breccienkalke, diesmal im Wechsel mit splittrigen Kalken, welche, nach den in ihnen bis jetzt gefundenen Fossilien zu urteilen, entweder dem Obercenoman oder dem Unterturon angehören. An einzelnen Stellen zwischen der Gegend Mrtica und Rustovo im nordwestlichen Teil von Pastrovicchio, schon außerhalb der Grenzen unserer Karte, und dann in der Nähe des von Pribilović herunterkommenden Schluchtentales wurde aber auch ein unmittelbarer Kontakt mit karnischen Halobienkalken beobachtet. Ob es sich hier jedoch wirklich um ein Übergreifen handelt oder ob der Grund dessen tektonischer Natur ist, ließ sich vorläufig nicht ermitteln.

Ich möchte die sich gerade jetzt bietende Gelegenheit nicht vorübergehen lassen ohne noch einmal mit Nachdruck die nachstehende Tatsache hervorzuheben.

Das Fehlen der unterkretazischen Ablagerungen in der tieferen Schubmasse und dafür die beiläufig um die Wende von Cenoman und Unterturon erfolgte Transgression bilden einen von den am meisten auffallenden Unterschieden gegenüber dem autochthonen Gebirge, wo, zwar nicht im Bereich unserer Karte, aber sonst in vielen Regionen desselben die Unterkreide anschließend an die Oberkreide eine nicht geringe Rolle im geologischen Aufbau spielt.

Von der sehr ausgedehnten höheren oder Montenegrinisch-nordalbanischen Decke reicht in das Gebiet der vorliegenden Karte nur ein verhältnismäßig kleiner Abschnitt eines einzigen Gliedes, der überaus mächtigen norischen Korallenkalke und Dolomite und der teilweise vielleicht schon dem Rhät angehörenden Dachsteinkalke. Die Riffbildungen, welche stellenweise über kurze Distanzen wohlgeschichteten hornsteinreichen Halobienkalken gleichen Alters Platz machen, nehmen unter anderem im mittleren und nördlichen Teil von Pastrovicchio und im anstoßenden Montenegro, so zum Beispiel zwischen der früheren österreichischen Grenze und dem Skutarisee, große Räume ein (vergleiche meine geologischen Detailkarten: Blatt Budua 1903 und Blatt Spizza 1909 sowie A. Martelli, *Studio geologico sul Montenegro sud-orientale e littoraneo*. R. Accademia dei Lincei, Roma 1908). Durch verschiedene Forscher ist ferner ihre sehr weite Verhretung auch in der Richtung gegen NW zweifellos konstatiert worden.

Wenn wir das ganze von mir im Detail geologisch kartierte Terrain von Süddalmatien berücksichtigen, so sehen wir, daß in Spizza auch noch ein zweites Glied der in Rede stehenden höheren Decke auf die tiefere Schubmasse aufgeschoben erscheint. Es sind das die ebenfalls ungemein mächtig entwickelten Korallen-, Oolith- und Ellipsactinienkalke des Tithons. Alle übrigen verschiedenartigen Schichtgruppen, welche die Montenegrinisch-nordalbanische Decke sonst noch zusammensetzen, gelangen erst außerhalb der Grenzen des durch mich kartierten Gebietes zur Beobachtung.

Auf der südwestlichen Abdachung des Maini vrh-Kammzuges und an vielen anderen Punkten der südöstlichen Fortsetzung der norischen



Bildungen bis nach Süd-Pastrovicchio läßt sich, zumal dort, wo Halobienkalke mit den Riffmassen in Verzahnung treten, eine allerdings nicht immer ganz scharf ausgeprägte Schichtung erkennen. Hier überall, ebenso wie bei den schön geschichteten Dachsteinkalken ist die stets gegen das Gebirge gerichtete Neigung der Bänke eine flache. Sehr häufig begegnet man auch direkt horizontaler Lagerung. Es erhellt also daraus, daß der Schub, wenigstens in der uns näher angehenden Region, entweder horizontal oder unter flachen Einfallswinkeln erfolgt ist!

Sehr bemerkenswert sind hier die im Bereiche der höheren Decke, und zwar ihres norischen Gliedes, vorkommenden Fenster, in denen allerlei Schichten oder, besser gesagt, verschiedene Faltenstücke der tieferen Überschiebungsdecke unter den auf ihr lastenden Gesteinsmassen der höheren Decke zufolge eines hohen Ausmaßes der Denudation an der Oberfläche auftauchen.

In den Rahmen unserer Karte fällt nur das Fenster von Unište und ein ganz kleiner Teil der nordwestlichen Spitze des sehr großen, nach O bis zu den beiden Grenzbergen Tatin und Seostjik sich ziehenden Fensters von Braić. Weiter gegen SO im mittleren Pastrovicchio haben wir dann noch zwei kleinere Fenster derselben Art zu verzeichnen, beide auf dem Hochkarst nördlich von Castellastua. Eines von ihnen befindet sich bei der Dobrunquelle, das andere nördlich von diesem knapp an der seinerzeitigen montenegrinischen Grenze in der Nähe der Vela glavica.

Die zuletzt kurz berührte geologische Erscheinung ist, nebenbei bemerkt, klar zu ersehen aus meinen vorhin mehrmals zitierten, die südlichste Spitze Dalmatiens umfassenden Karten.

Über das autochthone Gebirge im südlichsten Teile der Cattarener bzw. Buduaner Župa oder Grbals wurden bisher nur kurze Mitteilungen in meinem Aufsatz „Zur Geologie der Umgebung der Bocche di Cattaro“ (Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien 1913) veröffentlicht. Eine genauere und ausführlichere Beschreibung wäre daher nicht unangezeigt. Aus Gründen jedoch, die ich schon eingangs angegeben habe, muß ich auch heute von einer solchen Schilderung absehen, und beschränke ich mich hier dieshinsichtlich auf einige die früheren Darlegungen ergänzenden Bemerkungen.

An erster Stelle muß hervorgehoben werden, daß unser Stück des autochthonen Gebirges nicht allein eine wesentlich andere Zusammensetzung als die beiden Schubmassen zeigt, sondern auch eine viel einfachere Tektonik. Die Störungen erreichen in ihm ein bedeutend geringeres Ausmaß.

Zur Ausscheidung gelangten daselbst folgende Schichtgruppen:

Das älteste sehr mächtige Glied bilden graue Rudistenkalke und Dolomite der oberen Kreide, welche mit ebenso aussehenden Foraminiferenkalken in häufigem Wechsel stehen. Sie erscheinen in der Regel so stark bituminös, daß sie ohne weiteres die Bezeichnung Stinkkalke und Stinkdolomite führen können. Die in ihnen oft massenhaft eingeschlossenen Rudisten sind leider fast durchweg sehr schlecht erhalten und infolgedessen unbestimmbar.

Der nächste Schichtenkomplex nach oben zu, der uns hier in der Gestalt eines relativ schmalen Zuges entgegentritt, besteht aus grauen

Miloiden führenden und vielfach auch bitumenreichen Gastropodenkalken. Er dürfte wohl schon dem Eozän angehören. Die Frage, ob die tiefsten, an die Rudistenkalke sich zunächst anreihenden Bänke desselben nicht etwa eine Brackwasserablagerung darstellen, bleibt vorderhand, wie ich mit Nachdruck zu betonen es für notwendig erachte, noch unentschieden. Ebenso ließ es sich in dem von mir untersuchten Gebiete nicht sicher feststellen, ob zwischen dem Gastropodenkalk und den Rudistenkalken nicht vielleicht eine stratigraphische Lücke existiert.

Auf dem Gastropodenkalk liegt dann der Hauptnummulitenkalk, dessen Bänke von Nummuliten und Orbitoiden (*Orthophragmina*) zuweilen ganz erfüllt sind. Unter den Nummuliten spielen *Gümbelia perforata* d'Orb. und *Paronaea complanata* Lam. die erste Rolle.

Als jüngstes Glied des Autochthons schließt sich endlich konform daran eine mächtige Masse von Flyschbildungen an, die auf Grund der bisherigen Fossilienfunde dem oberen Mitteleozän zuzuzählen sind. An ihrer Basis treten feste Knollenmergel auf, Schichten, die gerade so wie hier auch in Mittel- und Norddalmatien den Übergang von dem Hauptnummulitenkalk vermitteln und stratigraphisch offenbar den istrischen Krabbenschichten entsprechen. Eine getrennte Ausscheidung der Knollenmergel auf der Karte mußte wegen ihrer geringen Mächtigkeit unterbleiben.

Nicht unwert einer Erwähnung dürfte meiner Meinung nach außerdem die von mir weiter gegen N außerhalb des Rahmens der vorliegenden Karte gemachte Beobachtung sein, daß in diesem Flysch Einschaltungen von Lagen vorkommen, die sehr reich an Alveolinen sind. Bei Prijeradi sah ich einzelne Kalkbänke, welche in großen Massen nur Alveolinen einschließen, und östlich von Lukavec eine Kalkbreccie, in welcher Alveolinen über die Nummuliten überwiegen.

Da gerade von Flysch die Rede ist, soll anhangsweise an die vorangehenden Ausführungen noch einmal auch hier auf den sehr in die Augen springenden Unterschied zwischen der tieferen Schubmasse und dem Autochthon hingewiesen werden, der sich in dem Auftreten nicht nur der oberkretazischen, sondern auch der eocänen Ablagerungen äußert.

Von den höheren Horizonten der oberen Kreide und den Eozän-schichten bis zum Obereozän finden wir in der Cukalidecke, soweit es sich nämlich um die von mir erforschte Region handelt, von der allein ich jetzt spreche, nicht eine Spur. Diese Bildungen nebmen dagegen an der Zusammensetzung des Autochthons den Hauptanteil. In der tieferen Schubmasse transgrediert das in der Flyschfazies entwickelte Obereocän samt dem Unteroligozän über verschiedene Schichtgruppen und Formationsabteilungen der älteren daselbst obertags sichtbaren Absätze. Die Frage, ob es im Autochthon des südlichsten Dalmatien wirklich fehlt oder hier nur unter den aufgeschobenen ortsfremden Gebirgsmassen vollständig verhüllt liegt, werden erst künftige genaue geologische Aufnahmen der Umgebung der Bocche di Cattaro ergeben. Paläontologisch ließ sich hier das Obereozän bis nun nicht nachweisen.

Bei dieser meiner Behauptung stütze ich mich auf die Bestimmungen des von mir aufgesammelten Foraminiferenmaterials durch meinen früheren Kollegen weiland Dr. R. Schubert.

Das durchgehends nach NO gerichtete Verfläachen im autochthonen Gebirge nimmt von der Küste gegen die Überschiebungslinie allmählich an Steilheit zu. Während an der Küste Einfallswinkel von nur 10° bis 20° beobachtet werden, begegnet man im mittleren Teil des Grbalkarstrückens schon solchen von 30°—35°, und beim Nummulitenkalk sowie bei der Hauptmasse des Flysches ist dann die Neigung von ungefähr 45° die weitaus vorherrschende. In der Nähe der Überschiebungslinie kommen endlich hie und da auch noch steilere Neigungen und sogar Schichtenverknitterung vor.

Bei Mikjel, glückte es mir, in den bituminösen Kalken der Oberkreide außer Rndistén auch Repräsentanten der Gattung *Caprina* zn entdecken. Man ist demnach wohl berechtigt, anzunehmen, daß in dieser Gegend eine Zone von Cenoman verläuft. Angesichts dessen jedoch, daß in der nordwestlichen und südöstlichen Fortsetzung von da aus nirgends mehr irgendwelche Anzeichen für das Vorhandensein dieser Stufe gefunden wurden und selbst bei Mikjel keine für eine Abtrennung von den umgebenden Schichten brauchbaren Anhaltspunkte gewonnen werden konnten, war es nicht möglich, das Cenoman kartographisch auszuscheiden.

Wenn nicht irgendwelche mit Aufschiebungen und Verquetschungen verbundene Bruchstörungen vorliegen, so ist es nicht unwahrscheinlich, daß unser Stück des Autochthons eine nach SW überkippte Antiklinale darstellt, deren Kern durch Cenoman gebildet wird und deren breiter Nordostflügel bis zur heutigen Stirn der aufgeschobenen tieferen ortsfremden Deckmasse alle Glieder des Sattels umfaßt, während gegen die See zu vom Liegendflügel nur noch ein Teil der Oberkreide über das Meeresebeneau emporragt.

Die eben ausgesprochene Ansicht möge man aber bloß als eine Vermutung betrachten, denn ein definitives Urteil in dieser Frage kann erst die Untersuchung des anschließenden, um die Bocche di Cattaro sich ausdehnenden autochthonen Terrains bringen.

Wie in Pastrovicchio und Spizza sind auch in dem Gebirge um Budua fast alle Ablagerungen durch Versteinerungen gut charakterisiert. Manche Schichten enthalten an einzelnen Stellen sogar riesige Mengen von Versteinerungen. Als fossilienarm müssen eigentlich nur die tithonischen Absätze in der tieferen Schubmasse (Cukalidecke) bezeichnet werden. Hier wurden im Bereiche unseres Kartengebietes bloß sehr spärliche Reste, im ganzen zwei Exemplare von *Aptychus lamellosus*, angetroffen.

Ferner erübrigt es noch zu betonen, daß im Gegensatz zu anderen Schichtengruppen für die Vertretung der Buchensteiner Schichten bisher ein paläontologischer Beweis sowohl in dem uns jetzt beschäftigenden Gebiete als auch in Pastrovicchio und Spizza fehlt. Eine Verdrückung auf so langer Erstreckung kann zwar vorkommen, läßt sich aber daselbst nicht leicht hin annehmen. Eher könnte man es dem Zufall zuschreiben, daß charakteristische Fossilien dieses Horizontes bis jetzt nicht entdeckt wurden.

Als ein Wink für spätere Forschungen sei eine Wahrnehmung aus der Gegend von Svimište mitgeteilt. Der tiefste Komplex der Iadinischen

Serie besteht dort aus grobklastischen Tuffen, aus pietra verde und aus Tuffsandsteinen mit Einschaltungen von schwarzen Schiefen und von Knollenkalk. Die Knollenkalke weisen auf ihrer Oberfläche zahlreiche Ammonitendurchschnitte auf, bestimmbar Stücke gelang es mir aber nicht zu erhalten. Es würde sich also vielleicht lohnen, bei Svinište eine neue, noch genauere Untersuchung des Ladinien vorzunehmen, um festzustellen, ob man es hier in den tiefsten Lagen nicht mit dem Niveau der Buchensteiner Schichten zu tun hat.

Die bisherigen Darlegungen mögen nun als Begleitworte zur vorliegenden Karte genügen. Im übrigen muß ich, wie schon gleich zu Anfang bemerkt wurde, auf meine früheren Arbeiten über den Bau der Südspitze Dalmatiens verweisen.

Zum Schluß sei es mir gestattet, noch die angenehme Pflicht zu erfüllen, dem Herrn Direktor der geologischen Bundesanstalt, Hofrat Dr. W. Hammer, meinen verbindlichsten Dank auszudrücken dafür, daß er sich in zuvorkommendster Weise selbst der Mühe unterzog, die Untersuchung und Bestimmung der in meiner Kollektion in Wien befindlichen Proben des Melaphyrmandelsteins durchzuführen.

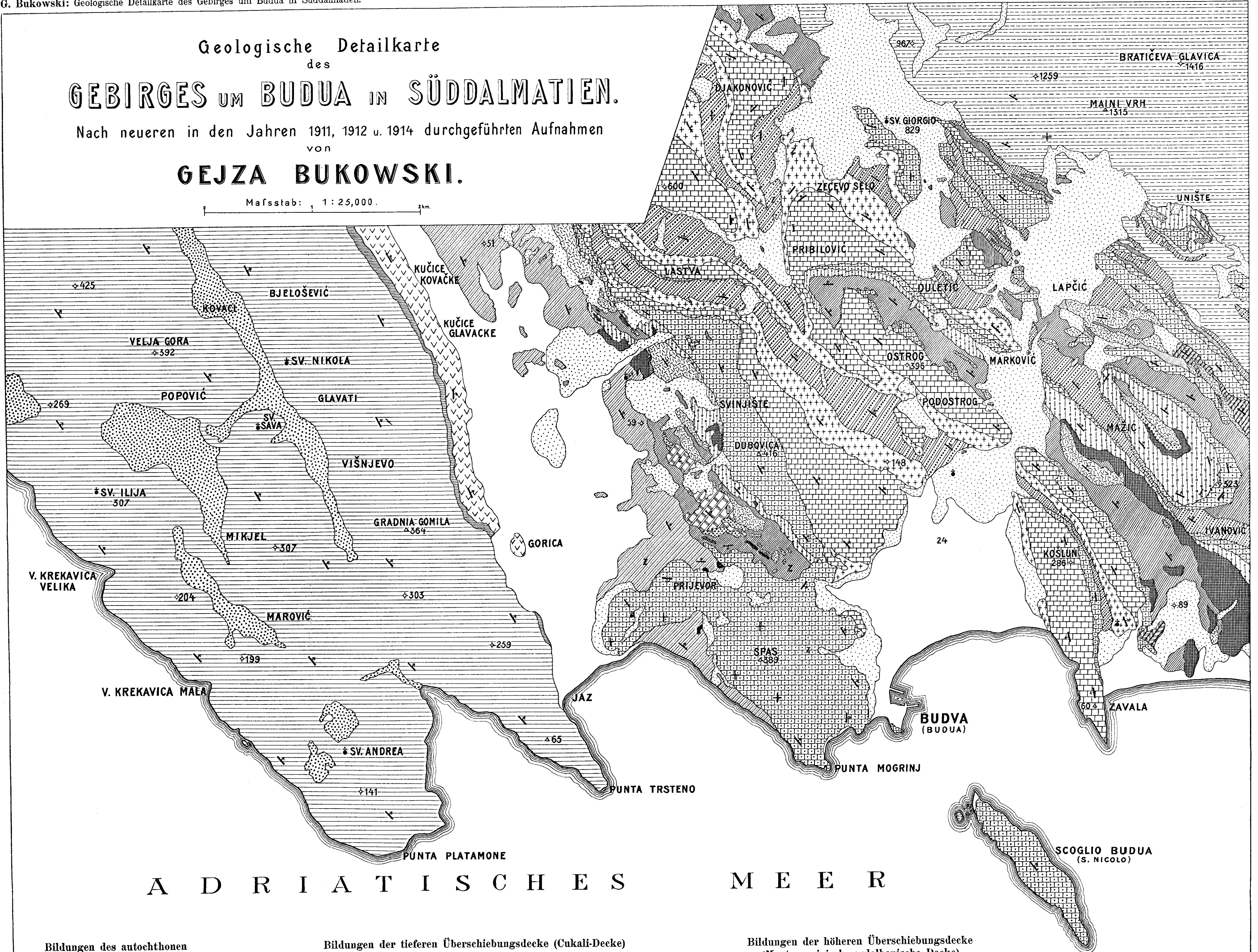
Bochnia (Polen) im März 1927.

# Geologische Detailkarte des GEBIRGES UM BUDUA IN SÜDDALMATIEN.

Nach neueren in den Jahren 1911, 1912 u. 1914 durchgeführten Aufnahmen  
von

**GEJZA BUKOWSKI.**

Maßstab: 1 : 25,000.



## A D R I A T I S C H E S M E E R

### Bildungen des autochthonen Gebirges

- Bituminöse Rudistenkalke und Dolomite der oberen Kreide im häufigen Wechsel mit Foraminiferenkalcken.
- Mioliten führende und mit Miolitenkalcken wechselnde Gastropodenkalcke.
- Nummuliten- und Orbitoidenkalcke, in den unteren Partien mit Einschaltungen von Miolitenkalcken.
- Flyschbildungen des oberen Miozözens. Zu unterst als Grenzschichten feste Knollenmergel.

### Bildungen der tieferen Überschiebungsdecke (Cukali-Decke)

- Mittleres Oberkarbon in der Fazies der Auswischten Karbons mit Spuren von Schwagerinenkalk.
- Mittleres und oberes Oberkarbon, Gröner Sandstein und oberpermischer Lyttonienkalk sowie Neoschwagerinenkalk in zusammengesetzten Fragmenten.
- Skythische Stufe (Worfener Schichten). Überall nur in Fragmenten.
- Anisische Ablagerungen (Muschelkalk in enger Fassung). Sandig-mergelige Ausbildung.

- Anisische Ablagerungen. (Muschelkalk in enger Fassung). Kalkige Ausbildung. Größtenteils in Gestalt von Linsen in der sandig-mergeligen Fazies.
- Konglomerate des Muschelkalkes in mächtigerer Entwicklung.
- Ladinische Bildungen. (Buchensteiner?, Wengener und Cassianer Schichten).
- Karnische Bildungen. Graue und rote Holoitenkalcke mit Kieselkonkretionen im Wechsel mit Hornsteinlagen und Hornstein-komplexen.

- Tithon. Kieselkonkretionen enthaltende Erecienkalcke und Oolithkalcke im Wechsel mit häufig auch oolithischen Hornsteinen.
- Tithon. Hornsteinreiche Aptychenkalckfazies.
- Kalk und Kalkbreccien der oberen Kreide. Transgression beläufig an der Wende von Obercomoman und Unterturon.
- Obereozäne und unteroligozäne Flyschbildungen.
- Enstatitporphyrit. Erstarrungsgestein der älteren ladinischen Schichten.

### Bildungen der höheren Überschiebungsdecke (Montenegrinisch-nordalbanische Decke)

- Norischer Korallenriffkalk und Dolomit, norische Holoitenkalcke in Verzahnung mit dem Riffkalk, endlich Dachsteinkalk (z. T. Rhat?).

- Melaphyrmandelstein. Ergußgestein nicht näher bestimmten Alters.
- Gohngeschutt. Schotter und Bergstürze der alluvialen und der gegenwärtigen Epoche.
- Terra rossa in mächtigerer Entwicklung.
- Alluvionen der ebenen Terrainstrecken.
- Graue, senkrechte und horizontale Schichtfolge, endlich Schichtenverwitterung.

# Über den Westrand der Berchtesgadener Decke.

Von Otto Ampferer.

(Mit 17 Zeichnungen.)

Es gibt in den Nordalpen vielleicht keinen so mannigfaltig ausgestatteten und so gut aufgeschlossenen Überschiebungsrand wie jenen der „Berchtesgadener Decke“ zu beiden Seiten des Saalachdurchbruches.

Die stratigraphischen, faziellen und tektonischen Verhältnisse dieses Gebietes haben bereits durch F. Hahn in diesem Jahrbuch 1910 und 1913 eine sehr sorgfältige Beschreibung erhalten.

Mit Dankbarkeit erinnere ich mich dieser wertvollen Hilfe, welche mir auch gestattete, meine Aufmerksamkeit anderen Fragen der Tektonik und Morphologie zuzuwenden als dies F. Hahn möglich gewesen war.

An einigen Stellen haben sich aber wesentliche Änderungen in den Befunden und in der Auffassung ergeben, was fallweise näher begründet werden soll.

Über den Zusammenhang der Tektonik der Loferer Steinberge mit der Schubmasse der Reiter Alpe habe ich in diesem Jahrbuch unter dem Titel „Beiträge zur Morphologie und Tektonik der Kalkalpen zwischen Inn und Saalach“ bereits kurz berichtet. Inzwischen habe ich auch das Gebirge zwischen Saalach und Salzach aus eigener Anschauung kennen gelernt.

Im folgenden soll nun der Versuch gemacht werden, das neue Beobachtungsmaterial in Umrissen vorzulegen und einige neue Folgerungen daraus abzuleiten.

Die schematische Karte Fig. 1 bringt übersichtlich die Lage der Berchtesgadener Decke gegenüber einigen Hauptbauelementen der benachbarten Nordalpen zur Darstellung.

Die schematische Karte Fig. 2 legt die wichtigsten Bestandteile des Überschiebungsrandes der Berchtesgadener Decke entlang des Saalachdurchbruches vor. Beide Karten zusammen ermöglichen die weitere und engere räumliche Einstellung des hier zu besprechenden Gebietes. Wir sehen von W her ein breites, mächtiges Schichtgebilde heranstreichen, das von S gegen N aus Leoganger und Loferer Steinbergen, aus der großen Kreidemulde des Unkener Tales und endlich aus dem Kamm von Dürrnbach—Sonntagshorn besteht.

Als Einheit betrachtet, stellen die Leoganger und Loferer Steinberge ein Gewölbe und die Unkener Mulde mit dem Kamm des Sonntagshorns die im N dazugehörige Mulde vor.

Das Streichen dieser gewaltigen Faltenform ist ungefähr ostwestlich. Gegen O zu senkt sich nun diese großangelegte Falte in einer recht eigentümlichen Weise. Es behält bei dieser Senkung der südlichste Teil

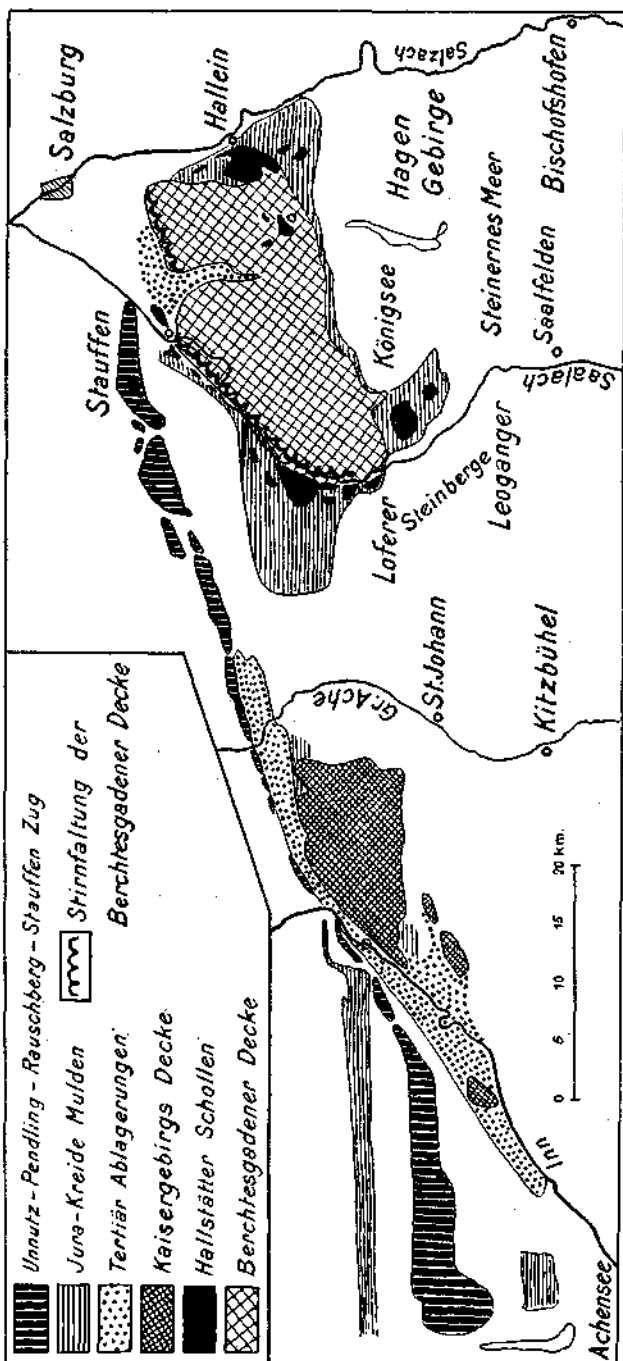


Fig. 1.

mit Ausnahme einer Niederbiegung in der Gegend des Saalachdurchbruches seine beherrschende Höhe bei, ja er gewinnt in dem Plateau des Hochkönigs sogar noch eine größere.

Der nördlichste Teil, der Zug des Sonntagshorns, verliert ostwärts an Höhe aber nur ganz allmählich.

Dagegen taucht das Mittelstück, die Loferer Steinberge und die Unkener Mulde, ziemlich schroff in die Tiefe.

Dieses Nieder-tauchen erfolgt auch nicht etwa gleichmäßig, sondern in zwei Staffeln, welche in einer schrägen Richtung von NW gegen SO zu angeordnet erscheinen.

Es ist aus den Arbeiten von F. Hahn bekannt, daß zugleich mit diesem Nieder-tauchen auch schon die ersten Schub-schollen, gleichsam die Vorposten der Berchtesgadner Decke, auftreten.

Es sind dies von S gegen N die prächtigen Einzelschollen von Hochkranz, Gerhardstein, Rauhenberg, Lerchkogl, Gföllhörndl, Dietrichstein samt Begleitschollen.



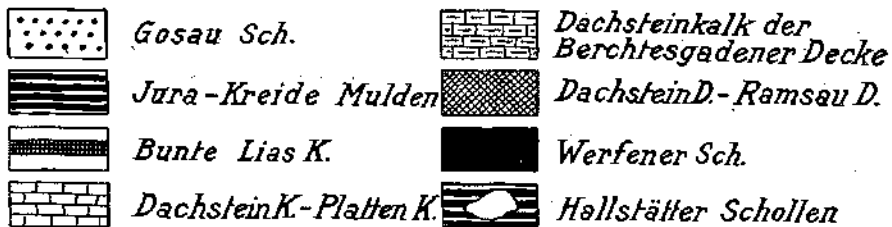
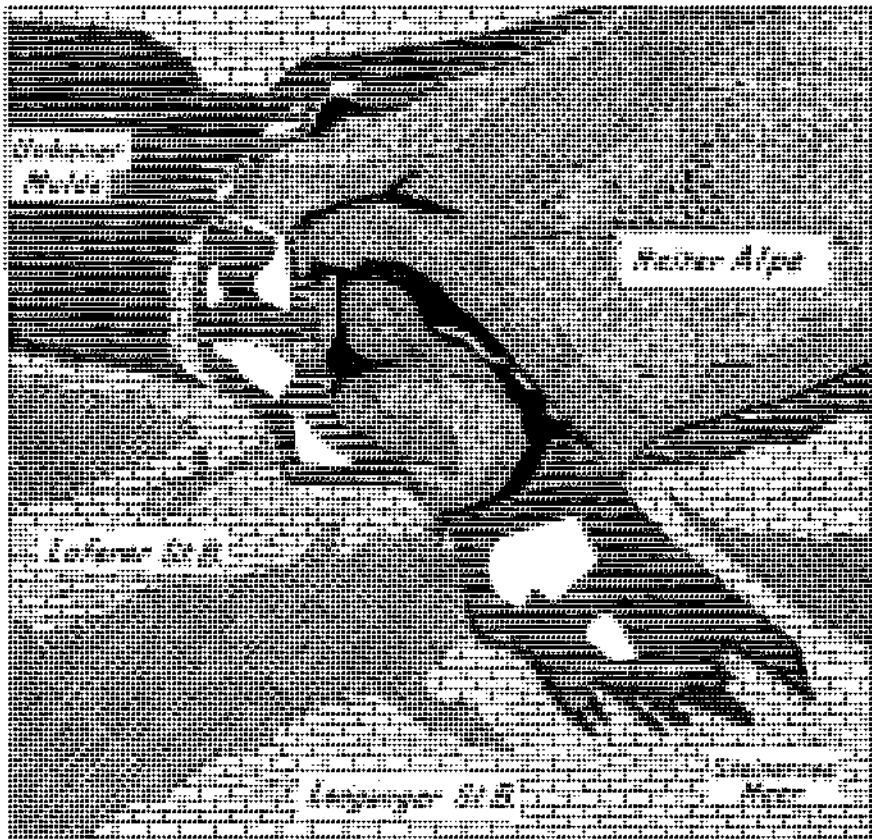


Fig. 2.

Sie bilden ein Wahrzeichen der selten schönen Umgebung von Lofer.

F. Hahn hat bereits die eigentümliche Sonderstellung dieser Einzelschollen erkannt und sie als „Vorzone“ der Berchtesgadener Decke bezeichnet.

Sie treten auf Fig. 1 als schwarze, auf Fig. 2 als weiße Flecken deutlich hervor, welche die Kernmasse der Berchtesgadener Decke umsäumen.

Mit ihrer Struktur und Lagerung haben wir uns im folgenden eingehender zu befassen.



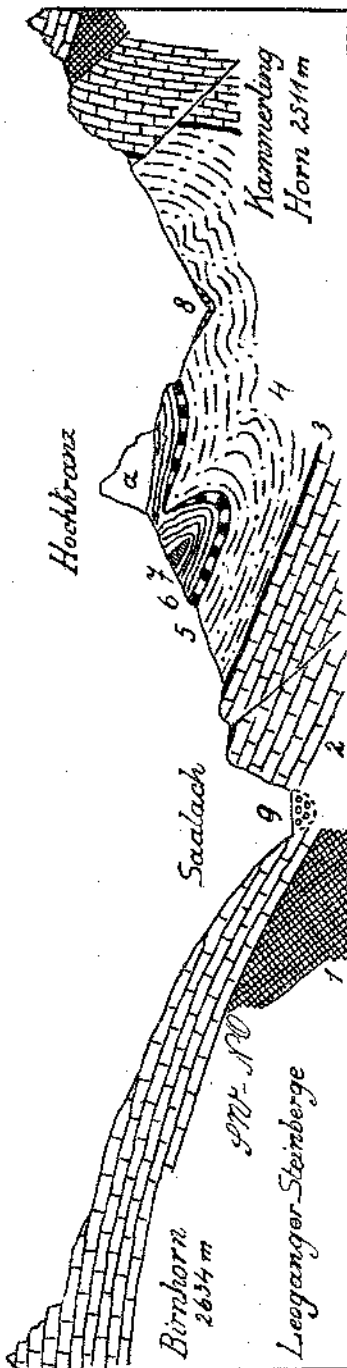


Fig. 3. 1 = Dachsteindolomit. 2 = Dachsteinkalk. 3 = bunte Liaskalke. 4 = dunkle Mergel. Quarzite, Mangenschiefer — Lias. 5 = Hornsteinkalke. 6 = Aptychenkalk. 7 = Neokum. 8 = Mergel. a = Deckscholle aus Lerchkoglkalk.

Ich beginne mit der Beschreibung im S und schreite von dort nach N vor. Ein wesentlicher Teil der Beschreibung besteht in den Profilen, welche zum erstenmal die genaueren Details aller mechanisch wichtigeren Kontaktstellen bringen. Die zwei südlichsten Deckschollen „Hochkranz und Gerhardstein“ liegen auf der Ostseite der Saalach, während die übrigen nördlicheren sich auf deren Westseite befinden.

Die südlichste Scholle bildet der Hochkranz, ein schöner, allseitig frei aufragender, lichter Fels, der zwischen den hohen Dachsteinkalkbergen von Kammerlinghorn und Birnhorn auf weichgeformten jungen Schichten ruht.

Die zwei sich in seinem Gipfel kreuzenden Profile Fig. 3 und 4 stellen seinen Aufbau übersichtlich dar.

Wir erkennen, daß die gegen NO zu absinkenden Dachsteinkalke der Leoganger Steinberge hier eine ziemlich tiefe Quermulde bilden, aus der sich der Gegenflügel des Kammerlinghorns, zerschnitten von Schubflächen, herausbebt. Die Mulde selbst ist ausgesprochen einseitig und offenbar von O oder NO her überkippt und überschoben.

Auch der Muldenkern aus Jura- und Kreidgesteinen zeigt eine lebhafte Faltung mit Ausbildung einer gegen W zu überschlagenen Falte.

Diese Falte der jungen Schichten des Untergrundes ist ganz deutlich gegen den Abfall der Leoganger Steinberge hin gerichtet.

Wir werden sehen, daß ähnliche Schub- und Überfaltungsrichtungen im Untergrund der Hallstätter Schollen zu heiden Seiten des Saalachdurchbruches auftreten.

Der lichte, von Hahn als „Lerchkoglkalk (Dachsteinkalk)“ bezeichnete, wenig geschichtete Gipfelfels ruht, soweit man zu erkennen vermag, mit glatter Schubfläche auf den zerquetschten und verschieferten Aptychenkalke. Es ist schwer zu entscheiden, ob die hier am Kontakt fehlenden, sonst in der Umgebung mächtig entwickelten Neokomschichten bereits von

der Erosion vor der Einschiebung entfernt waren oder ob eine teilweise tektonische Abscherung der Hangendschichten des gefalteten Untergrundes vorliegt, die erst bei der Einschiebung des Schubkörpers zustande kam. Mir scheint die letztere Deutung hier doch vielleicht die zutreffendere zu sein.

Die randliche Überschiebung des Kammerhinghorns ist dagegen wohl ein jüngerer Vorgang und wahrscheinlich mit dem Einschub der Berchtesgadener Decke in Zusammenhang zu bringen.

Für eine einstmalige Überdeckung der Scholle des Hochkranz durch die Berchtesgadener Schubmasse ist keinerlei Anhalt gefunden worden.

Die Schubmasse des Hochkranz senkt sich steil gegen N zu ab und wird durch den Einschnitt des Weißbaches von der viel größeren Scholle des Gerhardsteins getrennt.

Diese Deckscholle besteht nicht einheitlich aus Lerchkoglkalk, sondern enthält auch noch dolomitische Anteile.

An ihrer Ost- und Südseite ruht dieselbe auf Neokom, wogegen an der Nordseite ein Streif von ausgewalzten Aptychenkalken die unmittelbare Grundlage bildet.

An der Westseite scheint Neokom den Kontakt zu besorgen, doch verhindert hier starke Verschüttung eine nähere Einsicht.

Der Lerchkoglkalk des Gerhardsteins ist flachwellig verbogen und nimmt im großen und ganzen eine annähernd schwebende Lagerung ein.

Auch die große Neokommasse in seinem Untergrunde hält flache

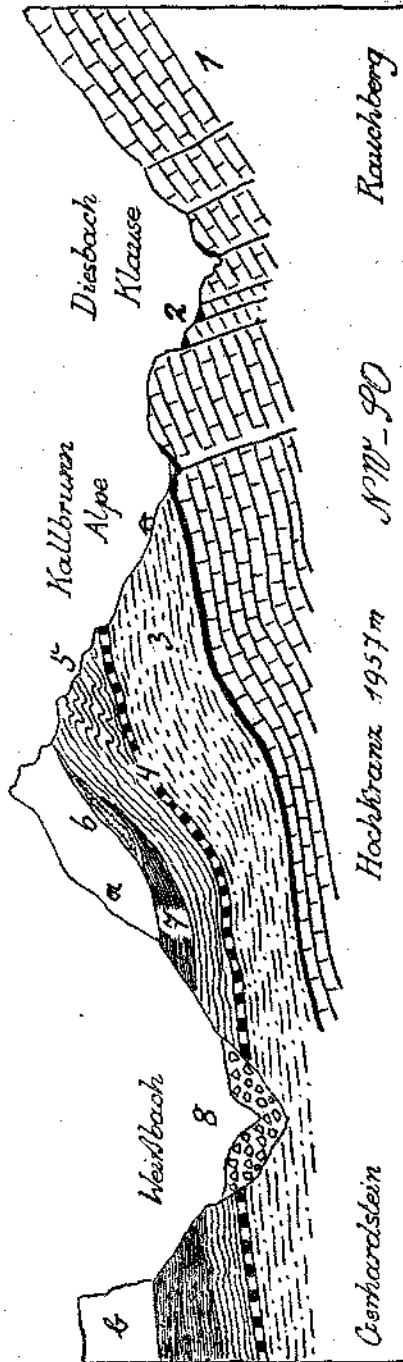


Fig. 4. 1 = Dachsteinkalke, 2 = rote Liestalke, 3 = dunkle Mergel, Sandsteine, mürbe, nordsee Quarzite, braune bis schwarze, oft bläuliche Manganschiefer — Lias, 4 = Hornsteinkalke — Radialarite, 5 = Aptychenkalk, 6 = Hornsteinkalke, 7 = bunte, stark gewalzte Aptychenkalke, 8 = Neokom, α = Blockwerk, α und β = Deckschollen aus Lerchkoglkalk.

ruhige Lagerungen ein. Dagegen zeigt uns der Saum von kräftig ausgewalzten, bunten Aptychenkalcken an der Nordfront wieder klar genug die hier stattgefundenen starken, mechanischen Einwirkungen auf den Untergrund.

Am deutlichsten tritt eine lebhafteste Faltenstruktur der Unterlage an der Westseite des Gerhardsteins zutage.

Hier bilden Aptychenkalcke oberhalb der Gföllwiese eine auffallende Steilstufe.

Bei genauerem Zusehen bemerkt man, daß diese Aptychenkalcke lebhaft verfault sind und eine gegen NW schauende Faltenstirne bilden. Die Schubmasse des Gerhardstein reicht an ihrer Westseite sehr nahe an den Felsrücken des Hundsfuß heran, welcher aus Dachsteindolomit besteht und bereits zum Sockel der Leoganger und Loferer Steinberge gehört.

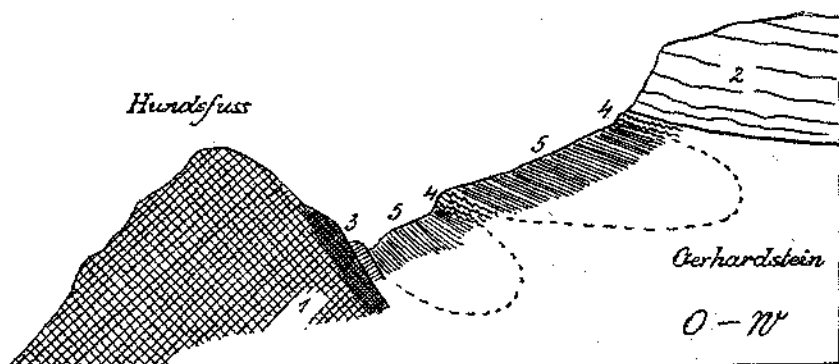


Fig. 5. 1 = Dachsteindolomit und Mylonitzone. 2 = Lerehkogalk. 3 = Schubkeil von Dachsteinkalk. 4 = stark gewalzte Aptychenkalcke. 5 = Neokommergel.

Hahn hat schon ausführlich beschrieben, daß zwischen diesem Dolomitberg und der Unterlage des Gerhardsteins eine steil gegen O geneigte Schubfläche durchzieht, an welcher schmale Linsen von Dachsteinkalk, zerschuppte Aptychenkalcke und Neokomschichten unmittelbar an den lichten Dolomit stoßen.

Fig. 5 gibt ein schematisches Bild der hier auftretenden Verhältnisse.

Merkwürdig ist an diesem Profil vor allem das beinahe vollständige Fehlen des Dachsteinkalks, der weiter südlich und nördlich in großer Mächtigkeit über dem Dachsteindolomit auftritt. Es ist interessant zu beobachten, daß der Dolomitberg des Hundsfuß genau in der Fortsetzung der tiefen Talfurche des Römertsattels liegt, der bekanntlich die Loferer und Leoganger Steinberge trennt.

Es entspricht also hier das Fehlen des Dachsteinkalks genau dem Streichen der mächtigen und tiefen Erosionsfurche zwischen Loferer und Leoganger Steinbergen.

Dieser Befund läßt ohne weiteres die Deutung zu, daß hier der Anschlag der jungen Schichtmulde samt den darauflagernden Hallstätter Schollen gegen eine tiefe alte Erosionsfurche erfolgt ist. Das würde mit andern Worten heißen, daß die Anlage der Tiefenfurche zwischen den

Loferer und Leoganger Steinbergen schon zur Zeit dieses Anschubes bestanden hat.

Diese Deutung würde die wichtige Folgerung ergeben, daß zur Zeit des Anschubes hier bereits ein tief erodiertes Relief der Loferer und Leoganger Steinberge bestand.

Ich habe bereits im Jahrbuch 1924 darauf hingewiesen, daß die großartige Überschiebung am Stanserjoch im Karwendelgebirge über ein tief in den Wettersteinkalk eingeschnittenes Relief vollzogen wurde (vgl. dort Profil Stanserjoch S. 49). Wir hätten somit an der Ostseite der Loferer und Leoganger Steinberge wieder einen ähnlichen Fall.

Wie Fig. 5 ergibt, erscheint die junge Schichtmulde längs einer steil geneigten Schubfläche über den Dachsteindolomit des Hundsfuß aufgeschoben. Von einer regelmäßigen Anlagerung fehlen also hier so ziemlich

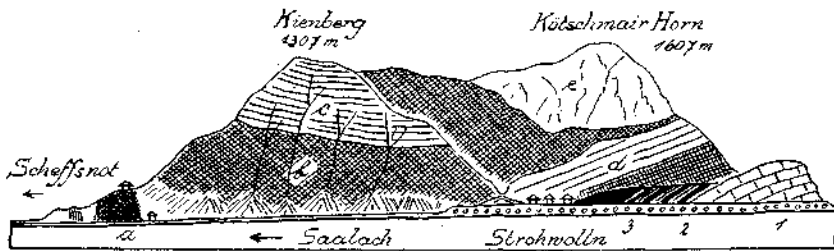


Fig. 6.

- |                   |                                  |                                     |                         |
|-------------------|----------------------------------|-------------------------------------|-------------------------|
| 1 = Dachsteinkalk | } Ende der Loferer<br>Steinberge | α = Rauhacken und Dolomitmylonit    | } Bergesadener<br>Decke |
| 2 = Aptychenkalk  |                                  | β = Ramsaudolomit                   |                         |
| 3 = Neokom        |                                  | γ = geschichteter rotklüftiger Kalk |                         |
|                   | δ = lichter ungeschichteter Kalk |                                     |                         |
|                   | ε = geschichteter Kalk           |                                     |                         |

der ganze Dachsteinkalk, die bunten Liaskalke, die mächtige Serie der dunklen Liasschiefer, die Radiolarite und auch ein Teil der Aptychenkalke.

Es ist theoretisch natürlich möglich, das Fehlen dieser Schichten mit einer Verwerfung von beträchtlicher Sprunghöhe zu erklären.

Um die Neokomschichten der Mulde mit dem Dachsteindolomit hier in ein Niveau zu rücken, ist eine Verwerfung von zirka 1000 m Sprunghöhe nötig. Außerdem muß man noch auf der Westseite dieses Sprunges alle Schichten bis zum Dachsteindolomit hinab wegerodieren lassen, um die heutigen Lagerungen zu erhalten.

Eine so beträchtliche Absenkung läßt sich aber weder im N noch im S des Hundsfuß erweisen. Sie kann aber doch nicht allein auf diesen kurzen Bereich beschränkt sein.

Eine Absenkung ist wohl vorhanden, aber von viel bescheideneren Dimensionen.

Vor der Absenkung muß aber ein starker Anschub von O gegen W stattgefunden haben. Dieser Erklärung gegenüber bedeutet die Annahme einer alten Erosionsfurche im Bereiche des Hundsfuß eine viel einfachere Auflösung dieser tektonischen Verhältnisse.

Gleich nördlich vom Hundsfuß stellt sich schon wieder das normale Dachsteinkalkdach der Loferer Steinberge ein.

Das Durchstreifen der festen Dachsteinkalkbänke erzwingt hier den bekannten Engpaß Luftenstein. Gleich nördlich von diesem Engpaß stößt die Hauptmasse der Berchtesgadener Decke beinahe unmittelbar bis an diesen Dachsteinkalk der Loferer Steinberge vor.

Dabei überschiebt sie in ihrem Liegenden noch Neokom- und Aptychenkalke der Unterlage, wie dies die schematische Zeichnung Fig. 6 andeutet.

Wenn wir die Spur der Hallstätter Schollen weiter verfolgen, so sehen wir die Grenze der Loferer Steinberge vom Vorsprung beim Paß Luftenstein nahe an 3 km gegen W zurücktreten und dann wieder geradlinig gegen N weiterziehen. In diesem einspringenden Winkel treten nun sogleich wieder die meisten Bestandteile der jungen Schichtenmulde

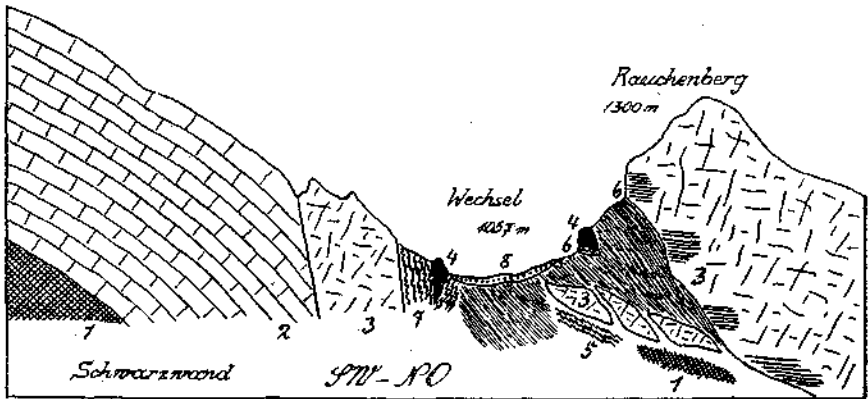


Fig. 7. 1 = Dachsteindolomit. 2 = Dachsteinkalk. 3 = ungeschichteter Dachsteinkalk — Lerchkoglkalk. 4 = rote und weiße Liaskalke. 5 = graue, stark gewalzte Aptychenkalke. 6 = rote Aptychenkalke. 7 = graue, hornsteinführende Aptychenkalke. 8 = sandige Neokommergel unter dem Schuttsattel.

auf und werden auch wieder von der Deckscholle des Rauchenberges überlagert, der vorzüglich aus Lerchkoglkalk besteht.

Die Unterlage der jungen Schichten erscheint hier in diesem einspringenden Winkel der Loferer Steinberge außerordentlich stark verschuppt und verfaltet.

Die Profilansicht Fig. 7 ist nach den Aufschlüssen an der Nordseite des Wechsels gezeichnet, jenes Sattels, der die Hallstätter Scholle hier von dem steilaufstrebenden Dachsteinkalk der Loferer Steinberge trennt.

Hahn glaubte hier in der Faltung der jungen Schichten zwei kleine, gegeneinander schauende Mulden zu erkennen.

Ich bin der Meinung, daß die Verschuppung schon zu weit geht, um hier noch von Mulden reden zu können.

Jedenfalls treten z. B. Streifen von ganz ausgewalzten Aptychenkalcken 4—5mal auf, weiter Schubkeile von roten Liaskalken und von Dachsteinkalk. Der Schubkörper des Rauchenberges selbst ruht mit glatter, steil gewölbter Schubfläche auf dieser wilden Schichtverschuppung.

Unabhängig von der steil gegen NO zu einfallenden basalen Schubfläche treten hier mehrfach vertikale große Rutschflächen auf, welche mit horizontalen Rutschstreifen graviert sind.

Es ist dies eine Beobachtung, welche man in gleicher Weise auch an den Schubmassen von Lerchkogl und Gföllhörndl beobachten kann. In allen diesen Fällen handelt es sich um Schubkörper mit steil geneigter basaler Schubbahn, während diese Schubflächen senkrecht stehen und horizontal gestriemt sind.

Die Grundschubbahn verläuft zwischen Neokom- und Lerchkoglkalk, diese Rutschflächen durchschneiden aber nur den Körper der Deckschollen.

Die Schubmasse des Rauchenberges liegt gerade südlich von dem tiefen Einschnitt des Strubpasses. Nördlich davon liegt die Schubmasse des Lerchkogls, die unmittelbar bis zu den Häusern von Lofer herabreicht.

Von der Unterlage der jungen Schichten treten hier nur mehr Neokommergel zutage, wie dies auf Fig. 8 teilweise zu sehen ist.

An Stelle der hohen Loferer Steinberge ist aber bereits das viel niedrigere Kammerkörgebirge (Sonnenwendwand) getreten, welches hier

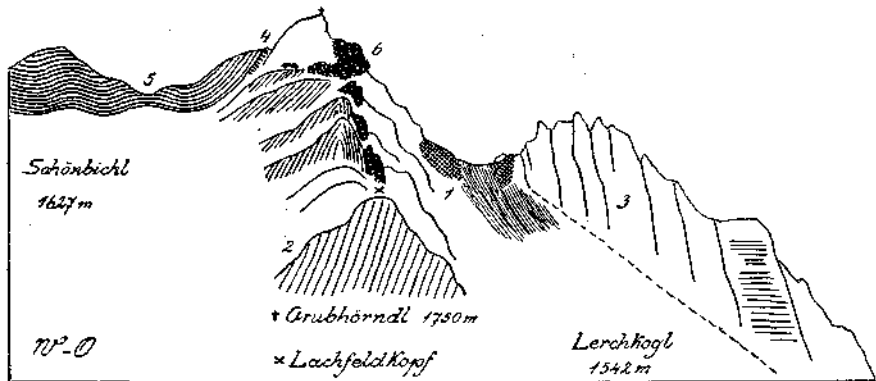


Fig. 8. 1 = leichter Dolomit. 2 = wohlgeschichteter Dachsteinkalk. 3 = Lerchkoglkalk. 4 = bunte Liaskalko. 5 = Aptychenkalko. 6 = Grubhörndlbreccio.

mit seinem Ostteil unter die Hallstätter Schollen hinabtaucht. Um die Art dieses Hinabtauchens richtig zu verstehen, muß man gleich auch Fig. 9 mitvergleichen, welche die schönen Aufschlüsse im N vom Paß Strub wiedergibt. Wir sehen hier den Sockel des Gebirges aus Hauptdolomit-Plattenkalk-Kössener Schichten und oberrhätischem Riffkalk ziemlich steil gegen O hinabbiegen. Auf diese hinabgebogenen Schichten ist aber ein Querwulst von steil aufgerichtetem Dachsteinkalk deutlich aufgeschoben.

Dieser Querwulst beginnt mit dem Lachfeldkopfe, erhebt sich zum aussichtsreichen Grubhörndl und sinkt von dort gegen N ab, um im Wirmbachgraben mit einer Steilstufe unter den Jura- und Kreidesteinen der Unkener Mulde zu verschwinden. Dieser Querwulst, dessen eigenartige Stellung die Profile Fig. 8 und 9 am besten wiedergehen, zeigt ein nordsüdliches Streichen und eine sattelförmige Aufstülpung.

Außerdem ist derselbe auch noch durch das Auftreten einer eigenartigen Breccio ausgezeichnet, deren Reste mehrfach gerade die Kammerhöhe krönen. Hahn hat diese Breccien als buntes Rhät bezeichnet,

doch sind mir bei der Besichtigung an Ort und Stelle Zweifel an dieser Altersbestimmung aufgetaucht.

Auch seine kartographische Eintragung dieser Breccien ist unzutreffend und ebenso die ganze tektonische Darstellung des Lachfeld-Grubhörndlgebietes.

Es handelt sich bei diesem Gebilde um eine bunte, teilweise recht grobblockige Breccie, welche meist mit einem roten mergeligen Zement verkittet ist. Inhaltlich erkennt man verschiedenartige rote Kalke, gelbe, graue Kalke, Dolomite, eigentümliche lichtgelbliche Netzkalke, zahlreiche weiße Korallenkalke mit gut erhaltener Struktur, Hornsteinbrocken . . . Der bunte Inhalt dieser Breccie und ihre grobe Struktur scheinen mir für eine Bildung der Kössener Schichten recht unwahrscheinlich.

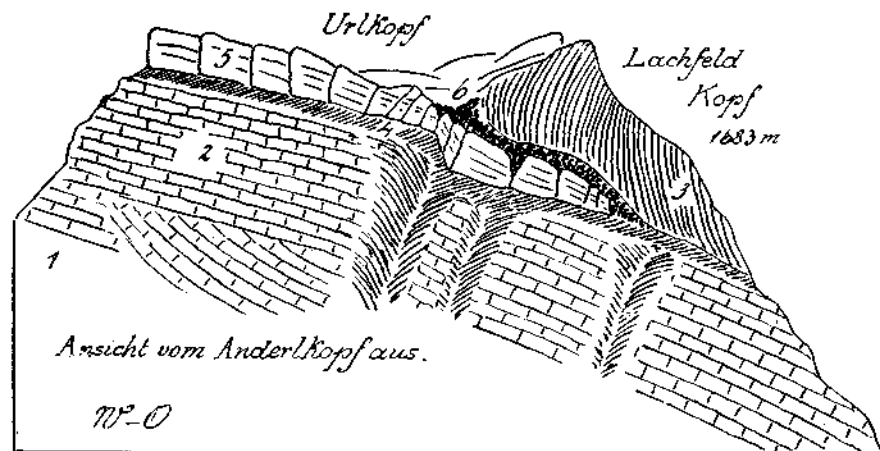


Fig. 9. 1 = Hauptdolomit. 2 = Plattenkalk. 3 = Dachsteinkalk. 4 = Kössener Schichten. 5 = Oberrhätische Rifkalk. 6 = Grubhörndlbrecce.

Zumindest ist mir bisher in den Nordalpen an dieser Stelle der Schichtenreihe nichts Ähnliches noch untergekommen.

Man müßte hier schon eine sehr tiefgreifende Erosion annehmen. Zudem dürften die roten Kalke wahrscheinlich dem Lias angehören.

Ich hatte bei meiner Untersuchung eher den Eindruck, daß es sich um eine Gosaubrecce handelt, welche erst durch Auffaltung und Überschiebung in diese merkwürdige Lage gekommen ist.

Die Auflagerung dieser Breccie erscheint deutlich transgressiv, wenn sie auch nürgends auf das Gebiet der Jura- oder Neokomschichten übergreift.

Eine ziemlich ähnliche Breccie habe ich bei Reichenhall am Kamm des Müllnerhorns gesehen, die dort schon von Krauß als Gosau kartiert worden ist.

In dem großen Bergsturz von Lofer bilden Blöcke aus dieser Breccie einen Streifen, der von der Braugföllalpe bis zur Saalach hinabzieht.

Die Verbreitung dieser „Grubhörndlbrecce“ ist recht gering.

Sie reicht in einzelnen, nicht zusammenhängenden Streifen vom Lachfeldkopf bis zum Wirnbachgraben.

Es findet sich aber auch noch südlich vom Paß Strub in den Loferer Steinbergen ein kleiner Rest derselben Breccie, welcher auf Fig. 10 abgebildet erscheint und auch schon Hahn bekannt war.

Hier ist die transgressive Auflagerung auf den Dachsteinkalk klar zu sehen.

Rechnet man dieses kleine Vorkommen mit, so erhält man für die Grubbörndlbreccie eine nordsüdliche Erstreckung von zirka 6 km. Die ostwestliche Erstreckung beträgt dabei kaum 1 km. Dieser südlichste Rest unserer Breccie hat sich in einer Nische am Steilabfall des Eiblhorns erhalten.

Der Dachsteinkalk der Loferer Steinberge erleidet in seinem Abfall gegen O hier eine kleine Knickung.

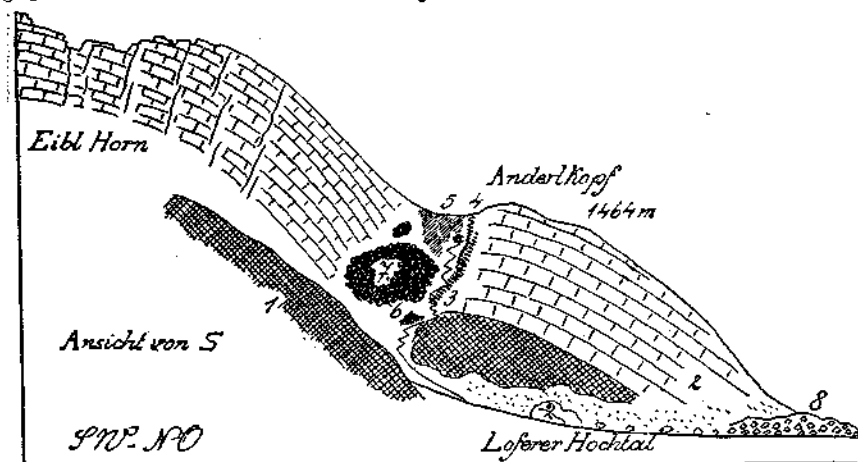


Fig. 10. 1 = Dachsteindolomit. 2 = Dachsteinkalk. 3 = rote Liaskalke — rote Kalke mit weißen Korallen. 4 = stark zerquetschte Aptychenkalke. 5 = Haufen von braunen, grünen, roten Hornsteinkalken. 6 = blaugraue, zerschuppte, schwarzhäutige Kalke. 7 = Grubbörndlbreccie. 8 = Blockmoräne.

In dem Winkel dieser Knickung haben sich auch noch Reste von Liaskalken, Hornsteinkalken, Aptychenkalken und die Grubbörndlbreccie erhalten.

Die Gesteine machen vielfach den Eindruck von starker mechanischer Bearbeitung.

Es ist ziemlich wahrscheinlich, daß diese Schichten zwischen Eiblhorn und Anderlkopf ebenfalls noch von Schubmassen überwältigt gewesen sind. Das könnte den gequälten Zustand der Gesteine und das teilweise wirre und haufenartige Auftreten erklären.

Wenn man die Ansicht des Lachfeldkopfes, Fig. 9, mit jener des Anderlkopfes, Fig. 10, vergleicht, so gelangt man zur Anschauung, daß hier zu beiden Seiten des Strubpasses derselbe Bauplan vorliegt.

Dieselbe Überschiebung, welche am Lachfeldkopf so deutlich ausgebildet ist, zeigt ihre Anfänge auch bereits am Anderlkopf.

Auch dieser Felskopf ist schon ein wenig gegen das steilauftragende Eiblhorn aufgeschoben. Es ist auch möglich, daß die Verschiebung des Lachfeldkopfes gegen den niedrigen Urkopf sich viel leichter entwickeln konnte, als jene des Anderlkopfes gegen den viel höheren Eiblkopf.



Im übrigen liegen beide Aufschiebungen und auch alle Reste der Grubhörndlbreccie nahezu in einer und derselben nord-südlichen Linie. Was an dieser nord-südlichen Zone vor allem auffällt, ist die Überwältigung des niedertauchenden basalen Gebirges.

Es ist offenbar ein Randteil der Loferer Steinberge und des Kammerkörbirges hier an ziemlich steiler Schubfläche von O gegen W heraufgeschoben worden.

Wahrscheinlich ist diese Aufschürfung des basalen Gebirges schon bei dem Einschub der Hallstätter Schollen erfolgt.

Heute sind die Hallstätter Schollen von Rauchenberg-Lerchkoglgföllhörndl durch eine deutliche Absenkung von dieser Querzone getrennt. Die Überschiebung dürfte also wohl bereits vor dieser Absenkung entstanden sein.

Es ist von Interesse, auch die Profile von Rauchenberg, Fig. 7, und Hundsfuß, Fig. 5, noch einmal auf diese Fragestellung hin zu prüfen.

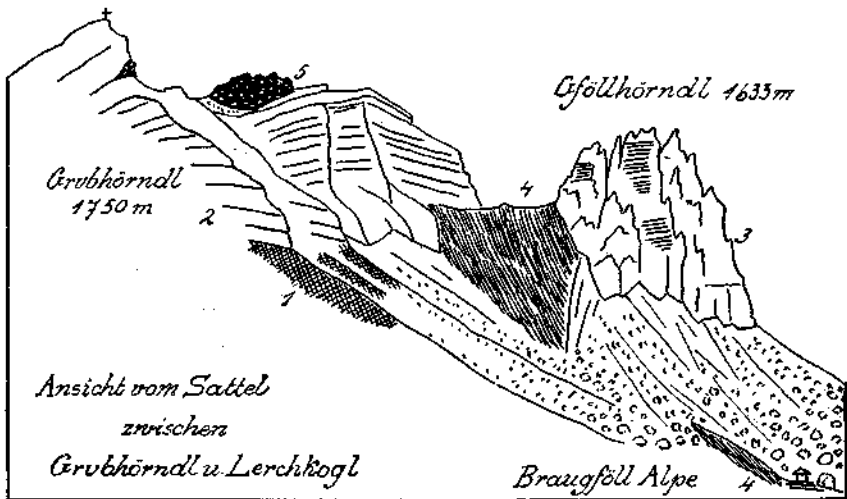


Fig. 11. 1 = lichter, weißlicher Dolomit. 2 = heller, wohlgeschichteter Dachsteinkalk. 3 = Lerchkogelkalk. 4 = Neokommergel. 5 = Grubhörndlbreccie.

Man wird dabei erkennen, daß auch hier wahrscheinlich eine solche Aufschürfung des Untergrundes, allerdings in viel bescheideneren Verhältnissen in den kleinen Dachsteinkalkschuppen vorliegt.

Zwischen den kühn aufragenden Deckschollen von Lerchkogel und Gföllhörndl muß eine große Gesteinsscholle ihren Halt in geologisch jüngster Zeit verloren haben und als Bergsturz niedergebrochen sein.

Heute breitet sich hier ein gewaltiger Bergsturz aus, der unmittelbar bis Lofer heranreicht und offenbar seinerzeit das Saalachtal abgesperrt hat.

Infolge dieser Absperrung wurde die Saalach zu einem See gestaut, der heute schon wieder verlandet ist. Der breite flache Talboden zwischen Lofer und Paß Luftenstein deutet noch auf diese Staubildung hin.

Die Bergsturzmasse ist von keiner Moräne mehr überlagert und kann daher erst nach dem Rückzuge des Saalachgletschers herabgestürzt sein.

Heute bildet der Bergsturz mit seinen prächtigen Blöcken und der wild-durchschäumenden Saalach eine besondere Schönheit der großartigen Umgebung von Lofer.

Die Schubmasse des kühnen Gföllhörndl ist wesentlich kleiner als jene des Lerchkogels und erscheint hier auf Fig. 11 und 12 abgebildet.

An der Nordostseite des Gföllhörndls bieten sich an den Steilhängen gegen die Wirmbachschlucht hinab ausgedehnte Aufschlüsse in den Neokommern, deren obere Teile vielfach feine Breccien und anscheinend auch Lagen mit exotischen Geröllen enthalten.

Es ist ganz gut möglich, daß wir hier schon Schichten vor uns haben, die zum Zenonian oder zur Gosau gehören.

Auf der Nordseite des Wirmbachgrabens tritt uns die kompliziert gebante Deckscholle des Dietrichsteins entgegen, von der in Fig. 13 eine schematische Ansicht vorliegt.

Während am Aufbau der bisher beschriebenen Deckschollen in der Hauptsache nur Lerchkogelkalk (Dachsteinkalk) beteiligt war, treten hier

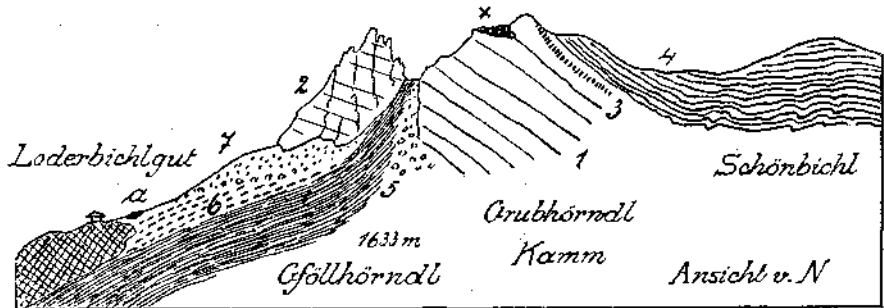


Fig. 12. 1 = Dachsteinkalk. 2 = Lerchkogelkalk. 3 = bunte Liaskalke. 4 = Aptychenkalke. 5 = Neokom. 6 = Neokom mit feinen Breccien und exotischen Geröllen. 7 = Blockwerk. a = rote Hornsteinkalke. x = Grubhörndlbreccie.

auch andere Schichtglieder in größeren Verbänden auf. Wir finden neben Lerchkogelkalk ziemlich viel Dolomit und vor allem die wohlgeschichteten und sehr charakteristischen Halorellenkalk. Diese hornsteinreichen, ziemlich dünn-schichtigen Kalke zeigen einen ungemein lebensvollen Faltenwurf, der wiederum für einen Anstich dieser Hallstätter Scholle von SO gegen NW spricht.

Die Deckscholle des Dietrichsteins ist von der Unkener Mulde nicht mehr durch eine Verwerfung, sondern nur durch eine scharfe Abbeugung der Jura- und Kreideschichten getrennt.

Auch hier finden wir wieder in den obersten Lagen der Neokomschichten bunte Hornsteinkonglomerate, weiche grüngraue Mergel mit bunten Geröllen, graue, feste, flyschartige Kalksandsteine und Sandsteine, die vielleicht schon zur Oberkreide zu rechnen sind.

Zumindest deuten sie eine Zufuhr von viel größerem Material und nahe Landbildung an. Die Schubmasse des Dietrichsteins bildet einen weithin sichtbaren Eckstein in der Anordnung der Hallstätter Schollen.

Von dort an weichen die weiteren Deckenreste gegen NO zu zurück.

Alle zusammen bilden sie so vom Hochkranz bis zum Unkener Kalvarienberg einen kräftig gegen W zu vorgekrümmten Bogen. Die Schubmasse des Dietrichsteins nimmt auch noch insoferne eine besondere Stellung ein, weil dieselbe bereits unmittelbar mit dem Stirnrand der Berchtesgadener Decke zusammenstößt und teilweise sogar davon überschoben erscheint.

Es ist hier zu erwähnen, daß der Berchtesgadener Decke im N und NW eine Art von Stirnfaltung vorgeschaltet liegt, mit der wir uns noch etwas genauer zu beschäftigen haben.

Diese Stirnzone besteht aus demselben Dachsteinkalk, welcher das Plateau der Reiteralm zusammensetzt sowie aus Dachsteindolomit—Ramsaudolomit.

In der Gegend von Unken stellt der Zug des Achbergs diese Stirnregion vor, an deren Basis auch bereits die Werfener Schichten erscheinen. Dieser Zug des Achbergs, von dem ich im Jahrbuch 1925, S. 21, bereits ein Profil gegeben habe, überquert nun südlich von Unken die Saalach und erhebt sich westlich derselben zu der Berggruppe von Pfannhauswand—Liedersberg—Vokenberg.

Diese Bergmasse, welche vorzüglich aus Dachsteinkalk mit Säumen von bunten Liaskalken besteht, ist nun ganz an die Schubmasse des Dietrichsteins herangeschoben und teilweise sogar auf dieselbe aufgeschoben wie Fig. 13 veranschaulicht.

An der Basis dieser Stirnzone der Berchtesgadener Decke treten, wie schon erwähnt wurde, zugleich auch lebhaft rot gefärbte Werfener Schichten auf, die am Ausgang des Unkener Tales eine ziemliche Ausdehnung gewinnen.

Noch nördlicher und ganz abgesondert liegen noch einige kleine Hallstätter Schollen, von denen der Kalvarienberg bei Unken bereits in der Literatur von E. Haug und F. Hahn eine genauere Schilderung erfahren hat.

Die Hallstätter Scholle des Unkener Kalvarienberges ist dadurch ausgezeichnet, daß an ihrer Basis noch in geringer Menge Werfener Schichten auftreten. Diese fehlen sonst allen hier erwähnten Hallstätter Schollen und sind sonst streng auf den Bereich der Berchtesgadener Decke beschränkt.

Die kleine und kompliziert gebaute Deckscholle des Unkener Kalvarienberges ruht auf einem mächtigen Sockel von flach lagernden Neokommern, die ihrerseits wieder durch eine Absenkung vom Nordflügel der Unkener Mulde, dem Gehänge des Sonntaghorns geschieden sind.

Durch die neuen Untersuchungen von W. Vortisch (vgl. Prof. S. 100 in diesem Jahrbuch) sind hier am Nordflügel der Unkener Mulde ziemlich kräftige Verschiebungen in der Richtung von SO gegen NW bekannt geworden.

Vortisch bringt ihre Lokalisierung mit unregelmäßigen, sedimentären Ablagerungsformen in Beziehung und faßt den ganzen Vorgang als eine Gleitfaltung auf, welche durch ein Verschieben der Hangendmassen erzwungen wurde.

Dieses Verschieben der Hangendmassen ist nach meiner Ansicht wahrscheinlich mit dem Einschub der Hallstätter Schollen in Verbindung zu bringen. Es ist dies eine teilweise Mitbewegung des basalen Untergrundes ähnlich derjenigen, die wir zu beiden Seiten vom Paß Strubkennengelernt haben.

Damit ist die tektonische Stellung der Hallstätter Schollen am Westrande der Berchtesgadener Decke kurz beschrieben.

Sie zeigen, soweit sie heute noch erhalten sind, eine auffallend stark gekrümmte bogenförmige Anordnung.

Verbindet man Hochkranz mit Unkenr Kalvarienberg, so erhält man eine gerade Distanz von zirka  $15\frac{1}{2}$  km. Gegenüber dieser Bogensehne springen die mittleren Vorkommen 5—6 km weiter gegen W zu vor.

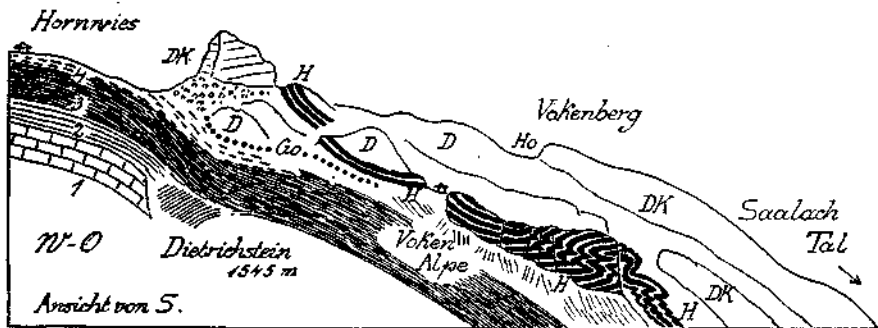


Fig. 13.

1 = Dachsteinkalk  
2 = Aptychenkalk  
3 = Neokom  
4 = geröllführendes 3

} Schichten der  
Unkenr Mulde

H = Halorellenkalk  
D = Dolomit  
DK = Lorchkogelkalk - Dachsteinkalk  
Ho = schwarze Hornsteinkalke  
Go = Gosaukonglomerate

} Hallstätter  
Scholle und  
Berchtesgadener  
Decke

Innerhalb dieses Bogens der Hallstätter Schollen liegt nun die geschlossene Masse der Berchtesgadener Decke, welche aber wie schon beschrieben, diese Deckschollen nur an einer Stelle unmittelbar berührt.

An allen anderen Stellen liegen die Hallstätter Schollen frei für sich.

Hahn hat die Eigenart dieser Schollen bis zu einem gewissen Grad auch anerkannt. Er hält sie aber weder in fazieller noch auch in tektonischer Hinsicht für ein selbständiges Element, sondern nur für einen Rand, eine Vorzone der Berchtesgadener Decke. Wir werden im Verlaufe dieser Untersuchung zu zeigen versuchen, daß sich diese Auffassung nicht aufrechterhalten läßt, sondern der Zone der Hallstätter Schollen gegenüber der Berchtesgadener Decke volle Selbständigkeit zukommt.

Die Sonderstellung dieser Schollen gegenüber der Hauptmasse der Berchtesgadener Decke ist also zunächst in ihrer Lagerung und Struktur, dann aber auch in ihrer Schichtentwicklung begründet. Was die Lagerung betrifft, so war schon Hahn und Krauß aufgefallen, daß alle diese Schollen unmittelbar auf Neokomschichten lagern. Eine Ausnahme besteht nur dort, wo der Untergrund lebhafter mitgefaltet wurde und so

stellenweise Aptychenkalke das unmittelbar Liegende ausmachen. Bei der Neuaufnahme hat diese Feststellung nur insofern eine Änderung erfahren, als an einigen Stellen der Umgebung von Lofer noch schmale Einschaltungen von Gosaschichten zwischen Neokom und Hallstätter Schollen aufgefunden wurden.

Damit ist die Ähnlichkeit des Aufbaues der Hallstätter Zonen von Lofer und Reichenhall noch wesentlich gestiegen.

Aus dem Befunde der ziemlich konstanten Unterlagerung der Hallstätter Schollen durch Neokom kann man schließen, daß hier die

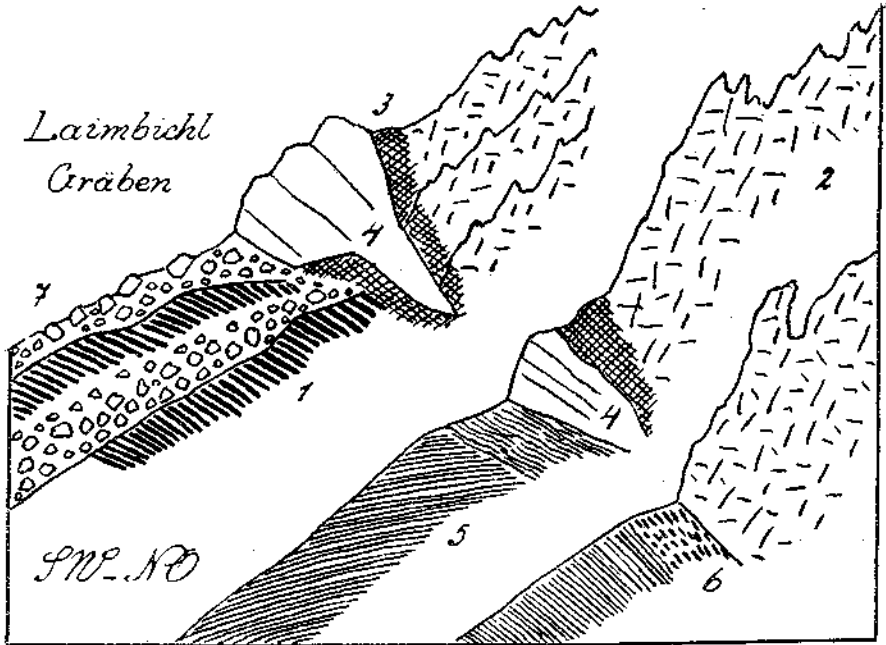


Fig. 14. 1 = Werfener Schichten — grüne, graue, rötliche, braune Kalke, sandige Mergel und Sandsteine mit Myophorien. 2 = Ramsaudolomit — schneeweißer Dolomit. 3 = Mylonitzone von 3. 4 = Dachsteinkalk mit roten Kalken. 5 = sandige Neokommargel. 6 = dünnchiefrige Neokommargel mit zerquetschten bunten Geröllen. 7 = Kalkblockwerk.

Unterlage vor der Einschiebung dieser Schollen noch nicht tiefer von der Erosion abgetragen war.

Anders liegen die Verhältnisse an der Basis der Berchtesgadener Schubmasse.

Zunächst beginnt die Schichtmasse dieser Scholle mit viel älteren Gesteinen.

Wo die Basis der Berchtesgadener Schichten aufgeschlossen ist, finden wir Rauhwacken—Haselgebirge—Werfener Schichten, die eine zwar sehr ungleich mächtige, aber anscheinend ziemlich geschlossene Verbreitung besitzen.

Diese Werfener Schichten liegen ebenfalls vielfach auf Neokomschichten, sie greifen aber auch auf ältere und wahrscheinlich auch auf jüngere Schichtgruppen über.

Die schematische Ansicht, Fig. 6, eines Teiles der Westfront der Berchtesgadener Decke südlich von Lofer zeigt eine solche Stelle.

Wir sehen wie Ramsaudolomit und etwas östlicher gleich auch Werfener Schichten über Neokom und Aptychenkalke bis ganz nahe an den Dachsteinkalk der Lofer Steinberge vorgeschoben liegen.

Im Liegenden der Berchtesgadener Decke finden sich weiter auch einige Stellen, wo in den Werfener Schichten Kalkschollen eingeschlossen sind, deren Auftreten die Fig. 14 und 15 näher erläutern sollen.

Fig. 14 gibt Profilschnitte aus dem Hintergrund der wilden Laimbichlgräben wieder, und zwar gerade jene Stellen, wo sich zuerst über den Neokomschichten des basalen Gebirges die Werfener Schichten der Berchtesgadener Decke einzuschalten beginnen.

Der tektonische Einsatz der Werfener Schichten nimmt hier in der Richtung von SO gegen NO sehr rasch an Bedeutung zu.

Dasselbe gilt von dem Einsatz der Kalkschollen, welche ganz ausgesprochene Keilformen zeigen. Ob die hier auftretenden, dickbankigen Dachsteinkalke zu den Hallstätter Schollen gehören, ist nicht sicher. Die

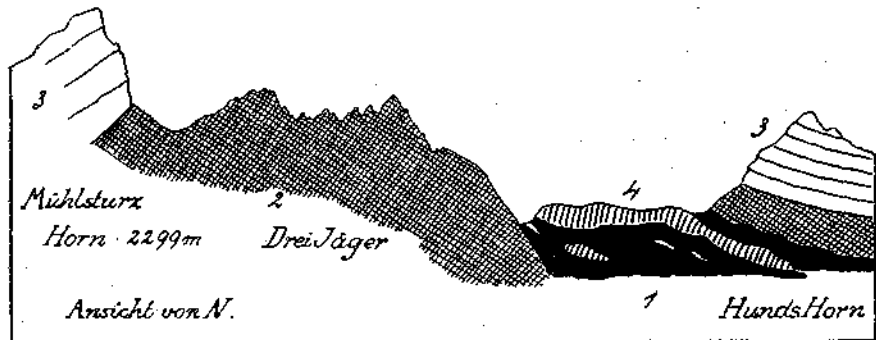


Fig. 15. 1 = Werfener Schichten mit Schubsetzen von Neokom und Schubschollen von Dachsteinkalk. 2 = Ramsaudolomit — Dachsteindolomit. 3 = Dachsteinkalk mit einem Sockel von Dachsteindolomit. 4 = größere Schubscholle von Dachsteinkalk und Liaskalk.

Dachsteinkalke (Lerchkogelkalke) der Hallstätter Schollen sind in der Umgebung von Lofer nirgends mit roten Liaskalken verknüpft, während dies bei den Schubschollen der Laimbichlgräben und der Hundsalpe der Fall ist.

Daher ist es auch möglich, daß diese Schubschollen von der Stirnzone der Berchtesgadener Decke selbst stammen und nicht als verschleppte Hallstätter Schollen aufzufassen sind.

Fig. 15 stellt die nördliche Fortsetzung der Aufschlüsse von Fig. 14 dar. Hier sieht man deutlich, wie die Werfener Schichten Fetzen von Untergrund einverleibt enthalten. Daneben treten dann die Schubschollen von Dachstein- und Liaskalk auf.

Eine Eigentümlichkeit der Hallstätter Schollen ist ihre durchaus randliche Lage, die auf den Karten Fig. 1 und 2 klar hervorspringt.

Was endlich die Schichtenausbildung dieser Schollen betrifft, so ist schon lange bekannt, daß wir es hier mit Hallstätter Entwicklung zu tun haben. Ein weiterer merkwürdiger Zug, der ebenfalls auf die Sonder-

stellung unserer Schollen hindeutet, ist die Ausbildung einer Art von Faltenstirne an der Nordwest- und Nordfront der Berchtesgadener Decke, die sich bis in die Gegend von Lofer verfolgen läßt.

Besonders deutlich ist diese Faltenstirne im Bereiche des Müllnerhorns und des Achberges zu erkennen.

Fig. 16 gibt ein Profil von H. Krauß wieder, in dem diese Stirnfalte der Berchtesgadener Decke sehr klar hervortritt.

Charakteristisch ist aber, daß die Schubschollen nirgends in die Bildung dieser Faltenstirne miteinbezogen sind, sondern im Gegenteil scharf davon getrennt bleiben.

Diese Faltenstirne selbst ist entlang des ganzen Nord-, bzw. Nordwestrandes der Berchtesgadener Decke zu verfolgen.

Sie beginnt am Untersberg mit dem gewaltigen Hinuntertauchen der Dachsteinkalke samt allen auflagernden jüngeren Schichten.

Dieses Hinuntertauchen der Stirnfaltung ist es auch, welches im Bereiche des Untersbergs vielfach verkannt wurde und zu der Annahme führte, daß die Berchtesgadener Decke bereits in vorgosauischer Zeit an ihre Stelle geschoben und dort sowohl durch Gosau als auch durch Eozän mit dem Vorland verlötet sei.

An der Nordseite des Müllnerhorns liegt die Kontaktzone höher und wesentlich besser aufgeschlossen vor.

Hier war es auch, wo H. Krauß bereits 1913 die Überschiebung der Berchtesgadener Decke über die Hallstätter Schollen und über Gosau und Eozän ganz richtig erkannte.

An der Nordseite des Untersberg liegen im wesentlichen ähnliche Kontakte vor, nur sind sie viel tiefer begraben und unzugänglich.

Für die Erklärung der Mechanik der Berchtesgadener Decke ist die Gegend des Müllnerhorns daher von außerordentlicher Bedeutung.

Ich habe diese Gegend im Spätherbst 1926 genauer kennengelernt und mich dabei von der Richtigkeit der Karte und der Profile von H. Krauß überzeugen können.

In der Hauptanordnung stimmen die tektonischen Verhältnisse an der Nordseite des Müllnerhorns, wie Fig. 16 lehrt, auch mit denjenigen nördlich von Lofer überein. Bei Lofer ist bisher jedoch kein Eozän, sondern nur Gosau unter den Überschiebungen nachgewiesen.

Südlich von Lofer entfernen wir uns von der Region der Stirnfaltung der Berchtesgadener Decke und die Verhältnisse vereinfachen sich dementsprechend.

Wenn wir noch einmal das Profil Fig. 16 genauer betrachten, das H. Krauß im Jahre 1913 veröffentlicht hat, so finden wir von NW gegen SO nach seiner Bezeichnung folgende typische Bauelemente:

1. Das bayerische Hauptdolomitgebiet,
2. das bayerische eingebrochene Gebiet,
3. die Hallstätter Zone,
4. die Berchtesgadener Schubmasse.

Dieselbe Einteilung kann man ohne Schwierigkeit auch auf das Gebiet nördlich von Lofer übertragen.

Die mechanische Anflösung dieser Profilanordnung stellt sich nach meiner Auffassung hier wie dort folgendermaßen dar:

Gebiet 1 und 2 gehören streng zusammen. Sie sind heute durch eine Verwerfung oder Abbeugung getrennt.

Diese so vollzogene Absenkung bedeutet nichts anderes als die Belastungsgrenze der Berchtesgadener Decke.

Durch den Einschub dieser gewaltigen Masse wurde der Untergrund offenbar so schwer belastet, daß eine Eindrückung desselben stattfand.

Diese Einsenkung, bzw. dieser Einbruch umspannt die ganze Berchtesgadener Decke. Einen Teil dieser Randstörungen hat schon F. Hahn als „Saalachbrüche“ beschrieben, ohne jedoch ihre mechanische Bedeutung richtig zu erfassen.

Wenn diese mechanische Deutung der „Randstörungen“ als Folge von Einpressungen durch Überbelastung wegen der Einwanderung der Berchtesgadener Decke das Richtige trifft, so ist dies in mehrfacher Hinsicht von großer Bedeutung.

Zunächst zeigt sich, daß die Größe der Berchtesgadener Schubmasse seit ihrer Einschiebung nicht wesentlich abgenommen hat, da der Einbruchsrand allenthalben in geringer Entfernung vom äußeren Rande der Schubmasse verläuft. Das spricht natürlich unbedingt für ein junges Alter der Einschiebung und gegen die Annahme einer bereits vorgosauischen.

Wenn sich aber der Umfang der Berchtesgadener Decke seit ihrer Einschiebung nicht wesentlich verändert hat, so folgt daraus weiter der wichtige Befund, daß diese Schubmasse bereits zur Zeit ihrer Wanderung ein völlig selbständiger und seitlich abgesonderter Bewegungskörper war.

Mit diesem Gedanken werden wir uns noch mehrfach zu beschäftigen haben, da er eine der wesentlichsten Umgestaltungen der tektonischen Auffassungen seit der Einführung der Deckentheorie in sich schließt.

Zone 3 in dem Profil Fig. 16 fällt genau mit dem zusammen, was Hahn als „Vorzone“ und ich hier als „Hallstätter

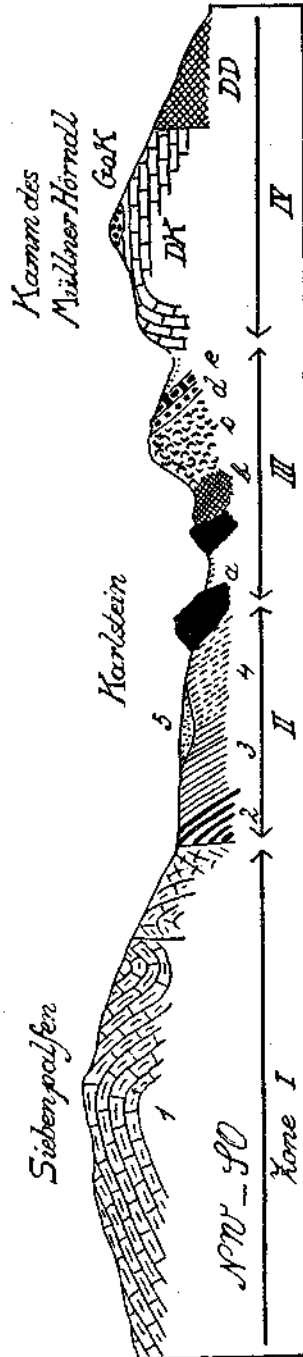


Fig. 16 nach H. Krauss—1913. Zone I = Bayrisches Hauptdolomitlehiet. Zone II = Bayrisches eingehochenes Gebiet. Zone III = Hallstätter Zone. Zone IV = Berchtesgadener Schubmasse. 1 = Hauptdolomit. 2 = Lias. 3 = Aptychenkalk. 4 = Neokom. 5 = Mordans. a = Hallstätter Kalk. b = Hallstätter Dolomit. e = Gosaukalk. d = Nierenzeller Schicht. e = Gosaukonglomerat. DD = Dachsteindolomit. GeK = Dachsteinkalk. DK = Ramsdoldolomit. e = Eozän. DD = Dachsteindolomit — Ramsdoldolomit. DK = Dachsteinkalk. GeK = Gosaukonglomerat.



Schollen\* bezeichnet habe. Die Selbständigkeit dieser Zone ist in der Gegend von Reichenhall ebenso wundervoll ausgebildet wie in jener von Lofer und weiter im O in jener von Hallein.

Zone 4 stellt eine der besten Stellen für die Erkenntnis der Stirnfaltung der Berchtesgadener Decke vor.

Die mächtige Masse des Dachsteinkalks ist zu einem kräftigen Wulste aufgestaut, der offenbar bei dem Vorschub infolge der Reibung am Untergrund entstanden ist.

Eine solche Faltung kann man nun am ganzen Nord- und Nordwestrand der Berchtesgadener Decke vom Untersberg bis gegen Lofer hin feststellen.

Sie fehlt jedoch der ganzen übrigen Umrandung dieser Schubmasse und kann als ein ausgesprochenes Richtungszeichen der Schubbewegung selbst aufgefaßt werden.

Der Richtungssinn dieses Stirnwulstes entspricht im wesentlichen einem von SW gegen NW zielenden Vorschub.

Es ist schon erwähnt worden, das die Hallstätter Schollen nirgends in den Bauplan dieser Stirnfaltung einbezogen sind.

Die Schollen sind allenthalben vor dieser Stirne angeordnet und es macht den Eindruck, als ob dieselben nur vor der Stirnfalte der Berchtesgadener Decke hergeschoben worden wären.

Die Berchtesgadener Decke bildet in ihrer Hauptmasse eine zusammengehörige mächtige Schichttafel, die mit Werfener Schichten an der Basis beginnt und mit den transgressiv aufgelagerten Gosauschichten endet.

Sie ist gewiß keine liegende Falte und besitzt, wie schon mehrfach betont wurde, nur an ihrem Nord- und Nordwestrande eine Faltungstirne.

Die Hallstätter Schollen stellen hinwiederum lauter einzelne Schollen dar, die, ebenfalls soweit es sich noch erkennen läßt, nicht Stücke von liegenden Falten sind.

Im allgemeinen haben sie auch noch bis heute die normale Lagerung bewahrt und zeigen an der Basis die ältesten, am Scheitel ihre jüngsten Bestandteile.

Es ist daher unmöglich, etwa die Hallstätter Schollen als die Trümmer eines verkehrten Liegendschenkels der Berchtesgadener Decke aufzufassen.

Mechanisch sind die Hallstätter Schollen überall aufs schärfste von der Berchtesgadener Decke abgetrennt.

Ihre heutige Verteilung steht aber in strenger Abhängigkeit von dem Einschub dieser großen Masse.

Dies wird vor allem durch die randliche Anordnung im allgemeinen und durch ihre Struktur im einzelnen bewiesen.

Die randliche Verteilung der Hallstätter Schollen ist jedoch keine gleichmäßige.

Wie schon die schematische Karte Fig. 1 angibt, besitzen diese Schollen zwei Häufungsstellen, eine bei Lofer, eine andere bei Hallein. Zwischen diesen Anhäufungen verläuft eine Kette von weiteren Schollen entlang des Nord- und Nordwestrandes.

Der Südrand ist dagegen nur sehr dürftig mit solchen Schollen ausgestattet.

Die Verteilung ist jedenfalls viel zu unregelmäßig, als daß man etwa von einem unteren Stockwerk der Berchtesgadener Decke sprechen könnte, das aus Hallstätter Schollen bestünde.

Nirgends lassen sich diese Schollen geschlossen als ein unterer Teil dieser Decke verfolgen. Immer bilden sie nur Keile und Linsen, welche viel häufiger nur am Rand der Decke, als etwa darunter zu finden sind.

Auch dies führt zu der Vorstellung, daß die Hallstätter Schollen ursprünglich ein von der Berchtesgadener Decke unabhängiges tektonisches Gebilde waren, das erst durch den Einschub oder Vorschub dieser gewaltigen Masse in ein Abhängigkeitsverhältnis geriet.

Ich habe den Eindruck, daß die Berchtesgadener Decke bei ihrem Vormarsch schon die einzelnen Hallstätter Schollen frei daliegend antraf und dieselben dann zum kleineren Teil überwältigte, zum größeren Teil aber nur vor sich herschob und so am Rande ansammelte und anhäuften.

Diese Vorstellung eines „Vor-sich-her- und Beiseite-schiebens“ scheint mir die Lagerung der Hallstätter Schollen am Rande der Berchtesgadener Decke viel ungezwungener und durchsichtiger zu erklären als etwa die Annahme, daß diese Schollen nur die ausgewalzten Reste einer gleichaltrigen und nur tieferen Überschiebungsdecke bedeuten.

Wenn man die heute für einen geschlossenen Zusammenhang fehlenden Teile einer solchen Hallstätter Decke sich etwa ergänzt denkt, so braucht man dazu eine weit größere Masse, als heute davon noch erhalten ist.

Nach meiner Schätzung ist heute von einer solchen zusammenhängenden Hallstätter Decke von der Ausdehnung der Berchtesgadener Decke nur ein verschwindend kleiner Bruchteil vorhanden.

Eine Ausquetschung und Abschleifung von derartigen Dimensionen bleibt stets eine außerordentlich unwahrscheinliche Annahme.

Dazu kommt noch der Befund, daß die hier vorliegenden Hallstätter Schollen im großen und ganzen durchaus nicht stark durchbewegte und mylonitisierte Gesteine zeigen, sondern im Gegenteil Schichtung und Fossilführung meist ganz gut erhalten sind.

Auf diesem Wege gelangen wir zu der Vorstellung, daß die Hallstätter Schollen zwar wohl die Reste einer Hallstätter Decke darstellen, diese Decke aber zur Zeit der Einfahrt der Berchtesgadener Decke bereits in Einzelschollen aufgelöst war, welche dann von dieser Decke teils überwältigt, teils aber nur beiseite geschoben wurden.

Für eine derart weitgehende Zerstückelung und Reduktion der Hallstätter Decke kann also wohl kaum mechanische Ausquetschung und Abschleifung, sondern eher eine tiefgreifende Erosion verantwortlich gemacht werden.

Diese Erosion muß die einstmals sicherlich auch zusammenhängende Hallstätter Decke in viele Einzelschollen zerlegt haben, welche dann die weit später vorfabrende Berchtesgadener Decke wie Kegel heiseite geschoben hat.

Um diesen Zustand der Auflösung in lauter Einzelschollen deutlich zum Ausdruck zu bringen, spreche ich nicht mehr von Hallstätter Decke, sondern nur von Hallstätter Schollen.

Es hat sich schon bei der Erforschung der Kaisergebirgsdecke herausgestellt, daß diese noch über die Unterinntaler—Kössener Tertiärhucht vorgeschoben wurde.

Etwas ähnliches scheint auch für die Berchtesgadener Decke zu gelten.

E. Haug hat bereits im Jahre 1912 einen tertiären Einschub der Berchtesgadener Decke angenommen. Wie auf der schematischen Karte Fig. 1 angedeutet ist, ziehen sich hier Tertiärablagerungen aus dem Becken von Reichenhall in einem schmalen Streifen ziemlich tief zwischen Untersberg und Lattengebirge hinein.

Die besten Aufschlüsse sind zu beiden Seiten des Hallthurmpasses zu finden.

Die Verhältnisse auf der Westseite dieses Passes sind bereits auf der schönen Karte des Lattengebirges von Cl. Lebling sorgfältig dargestellt worden.

Für die Ostseite des Tales stand mir nur die recht veraltete Darstellung des Untersbergs auf Blatt „Hallein—Berchtesgaden“ von Bittner und Fugger zur Verfügung.

Es ist aber eine gründliche Neuaufnahme durch Herrn Schlager-Salzburg in Gang, welche viel genauere Angaben liefern wird.

Ich vermeide hier aus diesem Grunde näher auf den Bau des Untersbergs einzugehen und bleibe ganz bei der regionalen Betrachtung.

Der Hallthurmpaß — 694 m — liegt heute zirka 1000 m tief zwischen den Hochflächen von Untersberg und Lattengebirge eingesenkt (Fig. 17).

Die Steilwand des Untersbergs besteht dabei aus dickschichtigem, flach lagerndem Dachsteinkalk, jene des Lattengebirges vor allem aus Ramsa dolomit—Dachsteindolomit, dem nur oben eine Lage von Dachsteinkalk aufliegt.

Diesem Aufbau entsprechend erscheint die Steilwand des Untersbergs mit mächtigen blanken Wandstufen, jene des Lattengebirgs zerrissen von wilden Schluchten, zwischen denen kühne und recht vergängliche Felszacken aufragen.

Von der Untersbergseite wird die Paßfurche mit gewaltigem Bergsturzblockwerk, vom Lattengebirge her mit feinem Dolomitschutt bedrängt.

Diese Paßfurche zwischen Lattengebirge und Untersberg ist nun von ziemlich mächtigen Tertiärablagerungen erfüllt, welche den Paß offenbar beträchtlich unterteufen.

Am Abhang des Lattengebirges treten meist steilstehende Korallenbänke auf, am Fuß der Untersbergwände dagegen Mergel und feine Konglomerate, die ziemlich reichlich kleine Nummuliten enthalten.

Die Mergel und Nummulitenkonglomerate der Untersbergseite enthalten in ungeheurer Anzahl kleine meist weiße, und recht wohlgerundete Kiesel. Daneben kommen viel seltener auch Kalkgerölle vor.

Die meisten Kiesel haben Durchmesser von weniger als 1 cm, nur selten sind solche, die einen Durchmesser von 2 cm erreichen oder überschreiten.

Wenn man nun diese Sedimente in ihrer heutigen Lage unter den Steilwänden von Untersberg und Lattengebirge betrachtet, so ist sofort klar, daß dieselben unmöglich in dieser Lagebeziehung entstanden sein können.

Welche Sedimente in einer Furche zwischen solchen Steilwänden von Kalk und Dolomit gebildet werden, lehren uns eindringlich genug die mächtigen Bergsturzblöcke und die riesigen Dolomitschuttkegel.

Daran ändert sich nichts, wenn auch der Grund der Paßfurche von einem See oder einem Fjord erfüllt würde.

Es können also weder die Korallenkalke noch auch die feinen nummulitenführenden Quarzkonglomerate in einer solchen Erosionsfurche gebildet worden sein.

Insbesondere gilt dies für die Nummulitenkonglomerate mit ihren Unmassen von kleinen prachtvoll geglätteten Kiesel.

Hier ist weit und breit nirgends ein Ausgangsmaterial vorhanden, welches die Kiesel liefern könnte.

Ihre sorgfältige Abrollung und Kleinheit beweist außerdem, daß sie von weit hergebracht wurden und eine lange und vielfache Abrollung und strenge Auslese erfahren haben.

Aus diesen Befunden und Überlagerungen geht also hervor, daß die Tertiärablagerungen des Hallthurmpasses gewiß nicht in dieser Erosionsfurche zwischen Lattengebirge und Untersberg entstanden sind.

Es gibt nun zwei Möglichkeiten einer Ableitung. Entweder gehören diese Tertiärablagerungen zum Untergrund der Berchtesgadener Decke oder sie gehören ins Hangende dieser Decke.

Letztere Annahme schaltet sich aus zwei Gründen aus. Einmal wurden bisher auf den hohen Plateauflächen keine Tertiärablagerungen gefunden und dann stimmt auch die ganze Lagerung weder zu einem Einbruch, noch zu einer Herabbeugung.

Wir wenden uns also der Deutung eines Fensters zu in der Annahme, daß die Tertiärschichten ins Liegende der Berchtesgadener Decke gehören.

Auch diese Deutung scheint mir nicht ganz das Richtige zu treffen, denn sowohl die Korallenkalke als auch die Nummulitenkonglomerate zeigen sich nicht stark gepreßt, sondern haben ihre Struktur noch gut erhalten.

Bei einer Überwältigung durch eine vielleicht 2000 m mächtige Schubmasse wäre eine so geschonte Erhaltung nicht

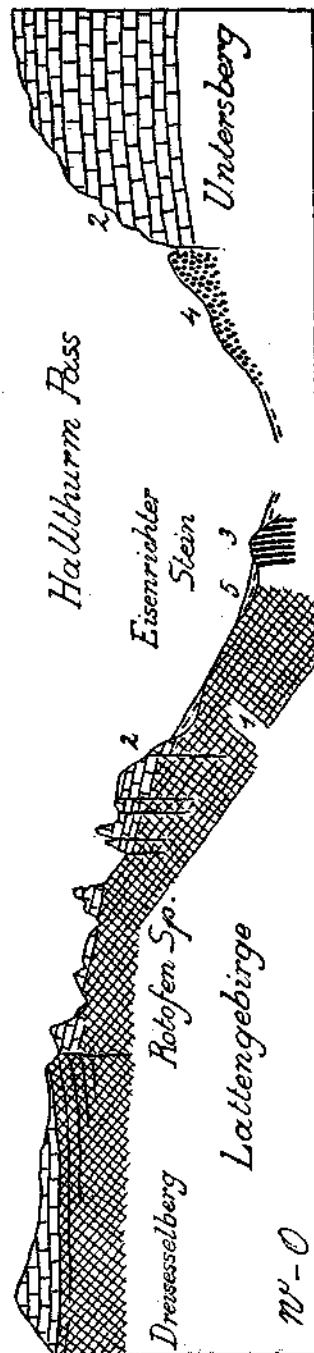


Fig. 17. Das Lattengebirgsprofil nach C. Lobling—1911. 1 = Ramsauadolomit—Dachsteindolomit. 2 = Dachsteinkalk. 3 = Miozöner Korallenkalk. 4 = Quarzkonglomerat mit Nummuliten. 5 = Hangschutt und Blockwerk.

recht wahrscheinlich. Außerdem entspricht, wie Profil Fig. 17 zeigt, die heutige Lagerung der Tertiärschichten nicht einem erst von der Erosion geöffneten Fenster.

So bleibt angesichts aller dieser Befunde und Überlegungen nichts übrig als anzunehmen, daß es sich mit dem Tertiär des Hallthurmpasses ähnlich verhält wie mit einem großen Teil der Hallstätter Schollen, daß es also nur von der Berchtesgadener Decke vom Untergrund abgeschürft, zusammengestaut und vor ihr hergeschoben worden ist.

Damit dies aber möglich gewesen ist, müssen die Teilschollen von Lattengebirge und Untersberg schon damals wenigstens teilweise voneinander getrennt gewesen sein, so daß eben zwischen ihnen das liegende Tertiär aufgeschürft und aufgefaltet werden konnte.

Ich habe bereits im Jahre 1926 (Fortschritte der geologischen Aufnahme von Blatt „Admont—Hiefiau“) bei der Schilderung der Schubmassen von Haller Mauern—Warscheneckgruppe—Totes Gebirge auf die merkwürdige Lage von steilgestellten Streifen von Gosauschichten zwischen diesen Schubkörpern hingewiesen.

Auch hier liegen die Gosauschichten in schmalen, tiefen Taleinschnitten zwischen Steilwänden des Hochgebirgs, wo sie in ihrer Eigenart nicht gebildet sein können.

Auch hier stammen dieselben nicht aus dem Hangenden der Schubkörper, sondern gehören zum überfahrenen Untergrund.

Die Ähnlichkeit der tektonischen Verhältnisse dieser Gosaeinklemmungen mit der Tertiäreinklemmung zwischen Untersberg und Lattengebirge ist geradezu auffällig.

Wir sind also auf Grund der vorgelegten Befunde und Folgerungen nun zu der Ansicht gekommen, daß nicht nur die Berchtesgadener Decke als große, seitlich freie Schubmasse eingewandert ist, sondern daß dieselbe zumindest den letzten Teil ihres Weges schon aufgelöst in Teilschollen zurückgelegt hat.

Als solche Teilschollen sind Untersberg und Lattengebirge und wohl auch Reiteralm zu bezeichnen.

Die Trennung dieser Schollen braucht keine völlige gewesen zu sein. Um den Tertiärstreif des Hallthurmpasses vom Untergrund abzuschürfen und einzuklemmen, genügt schon ein seberenförmiger Einschnitt zwischen den Schollen von Untersberg und Lattengebirge, der allerdings gerade zur Zeit des letzten Vorschubs offengestanden sein muß.

Der nachweisbare Vorschub der Berchtesgadener Decke über das Tertiär des Untergrundes beträgt zirka 6 km.

Er ist also von einer ziemlich ähnlichen Größenordnung wie der Betrag des Vorschubs der Kaisergebirgsdecke über das Unterinntaler Tertiär.

Es hietet sich hier nun auch Gelegenheit, einige Bemerkungen über das Verhältnis von Berchtesgadener und Kaisergebirgsdecke zu einander einzuschalten.

Als ich im Jahre 1921 in diesem Jahrbuche die regionale Stellung der Kaisergebirgsdecke beschrieb, hielt ich es für wahrscheinlich, daß die Berchtesgadener Decke die östliche Fortsetzung derselben vorstelle.

Dieser Standpunkt ist heute nicht mehr aufrechtzuhalten.

Kaisergebirgsdecke und Berchtesgadener Decke sind viel wahrscheinlicher schon zur Zeit ihres Vormarsches getrennte und selbständige Bewegungskörper gewesen.

Die Kaisergebirgsdecke besitzt auch keinen solchen Saum von Hallstätter Schollen.

Allerdings sind durch die Neuaufnahmen der Blätter „Kufstein und Lofer—St. Johann“ im N der Kaisergebirgsdecke eine Reihe von kleinen Deckschollen und Schubsplittern bekannt geworden, deren Einschub sicher vor Ablagerung des dortigen Tertiärs, wahrscheinlich aber bereits vor Ablagerung der Gosauschichten erfolgt ist.

Es ist nun die Frage, ob man diese meist nur ganz kleinen Schubschollen mit den viel größeren Hallstätter Schollen am Rande der Berchtesgadener Decke in Vergleich bringen darf.

Die Größe spielt dabei wohl keine entscheidende Rolle.

Die Hallstätter Schollen der Gegend von Lofer sind aber über Gosauschichten vorgeschoben.

Auch das braucht für einen Vergleich kein Hindernis zu spielen, weil ja diese Schollen möglicherweise erst durch den Vorstoß der Berchtesgadener Decke in diese Lage gekommen sind.

Wichtiger ist die Tatsache, daß wir westlich von der Loferer Gegend nach der Faziesausbildung wohl kaum mehr von dem Vorhandensein von Hallstätter Schollen reden können.

Wenn wir die „Ultradecken“ der nördlichen Kalkalpen überschauen, so machen wir vielfach die Beobachtung, daß es sich dabei meist um eine mächtige Kernmasse handelt, an deren Rändern oder an deren Basis Schubschollen auftreten, welche als Reste einer eigenen Schubdecke gedeutet werden können.

Ich habe mehrfach solche Schollen am Rande oder an der Basis von schweren großen Schubkörpern für die ausgewalzten Reste einer tieferen, aber gleichzeitigen Schubmasse gehalten.

Man vergleiche dazu die Ausführungen und Abbildungen in meinen Beiträgen zur Auflösung der Mechanik der Alpen.

Heute möchte ich diese Deutung insofern einschränken, als wohl die fehlenden Teile einer solchen Schubdecke für mechanische Zerstörung allzu große sind.

Bei einer vergleichenden Übersicht der Kalkalpen fällt doch vor allem die geringe Masse dieser Schollen gegenüber den großen Kernmassen auf.

Sie bilden nur einen verschwindenden Bruchteil und man ist bei dieser Erklärungsweise immer wieder zur Annahme von riesigen Ausquetschungen und Abscherungen gezwungen.

Die in diesem Aufsätze geschilderten Verhältnisse der Berchtesgadener Decke und ihres Schollensaumes sind kein Ausnahmefall, sondern eher die Regel.

Was insbesondere entlang unserer Nordalpen als sogenannte Hallstätter Decke bezeichnet worden ist, stellt sich fast ausnahmslos nur in der Form von Einzelschollen oder Faltungsstücken dar.

Ihre Zahl ist groß, ihre Masse unbedeutend.

Wo immer wir die Ultradecken der nördlichen Kalkalpen betrachten, nirgends finden wir etwa zwei mechanisch ungefähr gleichwertige Stockwerke übereinander.

Immer ist die untere Decke nur noch aufgelöst in einzelnen Schollen vorhanden, die obere dagegen relativ wohl erhalten und oft noch weiterhin zusammenhängend.

Gewiß hat eine starke mechanische Einwirkung durch die höheren Schubmassen stattgefunden, aber man wird doch der Erosion die Hauptrolle bei der Auflösung der tieferen Decken in Schollen einräumen müssen.

Damit ist aber auch schon ein großer Altersunterschied zwischen dem Einschub der tieferen und der höheren Ultradecken zugestanden.

Für die Einwanderung der tieferen Ultradecken kommen bereits vorgosauische Zeiträume in Betracht, wogegen der letzte Vorstoß der höheren Ultradecken sich erst in jungtertiärer Zeit vollzogen hat.

Die weitgehende Zerstörung der älteren Ultradecken durch eine langandauernde Erosion, die Einsedimentierung durch Gosau- und Tertiärablagerungen, endlich die Überwältigung und Überdeckung durch die jüngeren Ultradecken verhindern uns, die Grenzen und Zusammenhänge der älteren Ultradecken genauer zu erkennen. Ihre Ausdehnung dürfte wohl ungefähr so groß wie die der jüngeren gewesen sein.

Wo sich die jüngeren Decken erhalten haben, sind zumeist auch noch Reste der älteren zu finden.

Dabei bleibt aber zu beachten, daß die Reste der älteren Schollen in der Einfahrtsrichtung der jüngeren Decken ziemlich weit verschleppt sein können.

Man wird also mit einer „scheinbaren Verbreiterung“ der älteren Deckenreste zu rechnen haben.

Wenn wir zum Schluß noch einmal die schematische Karte Fig. 1 betrachten, so bemerken wir auf derselben zwei große, miteinander parallele schräge Gefügeordnungen.

Die eine wird durch den Verlauf der Unterinntaler Tertiärbucht dargestellt, die andere durch die Nordwestgrenze der Berchtesgadener Decke.

Beide sind mechanische Grenzen und nicht etwa zufällige Erosionsränder.

Beide sind ihrer Bildung nach jünger als die dortigen Tertiärablagerungen und beide schneiden an ihrer Westseite ältere ostwestlich verlaufende Strukturen ab.

Bei der Berchtesgadener Decke ist wohl kaum zu bezweifeln, daß diese Schrägstruktur durch eine schräge Vorstoßbewegung dieser Schubmasse erzwungen worden ist.

Bei der Unterinntaler Tertiärmulde ist ein solches Wirkungsverhältnis durch die Kaisergebirgsdecke auf den ersten Blick nicht so eindeutig und klar gegeben.

Wenn man aber bedenkt, daß auf der Unterinntaler Tertiärmulde eine Reihe von Deckschollen lagern, welche sich wenigstens bis zum Oberangerberg erstrecken und so eine viel größere Ausdehnung der Kaisergebirgsdecke verraten, so wird auch hier der mechanische Zusammenhang dieser Schrägstellung mit dem Einschub der Kaisergebirgsdecke wahrscheinlicher.

Auf Fig. 1 tritt die verschiebende Wirkung von Kaisergebirgs- und Berchtesgadener Decke durch die Einzeichnung jenes Gewölbezuges aus Wettersteinkalk, welcher sich vom Unutz am Achensee bis zum Stauffen bei Salzburg verfolgen läßt, besonders deutlich hervor.

Dieses Bauelement entstammt bereits einer vorgosauischen Auffaltung und ist auch heute noch auf dem größeren Teil seiner Erstreckung eng mit Gosauschichten verbunden, die hier bis auf den bloßgelegten Wettersteinkalkkern transgredieren. Durch den tertiären Vorstoß der Kaisergebirgsdecke erlitt dieser Zug eine starke Ablenkung und Niederpressung.

Dieselbe Erscheinung tritt auch an seinem Ende im Bereiche des Stauffenzuges hervor.

Hier sinkt der Wettersteinkalkzug des Stauffen staffelförmig nieder, offenbar durch das nahe Heranrücken der Berchtesgadener Decke dazu veranlaßt. An beiden Kontaktstellen dieser Schubmassen wird der Wettersteinkalkzug aber nicht bloß abgelenkt und niedergedrückt, sondern auch schroff über sein nördliches Vorland vorgestoßen.

Diese mechanischen Zusammenhänge zwischen dem tertiären Voranschub großer Schubkörper und so offenbaren Ablenkungen des basalen Gebirgsbaues eröffnen uns eine neue Möglichkeit, die verwirte Struktur der Nordalpen etwas aufzuhellen.

Charakteristisch ist für diese Struktur der häufig ganz unerwartete und auch im Streichen der Falten ganz unbegründete Wechsel im Bauplan.

Man hat häufig den Eindruck, daß eine ursprünglich ganz einfache, z. B. ostwestliche Faltenstruktur durch jüngere eindringende Schubmassen aus ihrer Richtung abgelenkt wurden.

Dabei gibt es aber auch ohne Zweifel andere Schubmassen, welche schon in den älteren Gebirgsbau hineinpassen, was aber heißt, daß ihre Einfaltung und Einschaltung erst nach ihrer Einschiebung erfolgt ist.

Man hat also zwischen Schubmassen zu unterscheiden, die nach ihrem Einschub auch mitsamt ihrer Umgebung mehr minder gleichsinnig gefaltet oder verschoben oder verworfen wurden, und solchen Schubkörpern die über eine noch erkennbare ältere Struktur ihres Untergrundes vordrangen und dieselbe ihrem Einschub entsprechend umformten. Diese Unterscheidungen sind natürlich erst von Bedeutung geworden, nachdem es sich herausgestellt hat, daß die Schubmassen der nördlichen Kalkalpen nicht riesige zusammenhängende Überfaltungsdecken vorstellen, die von einem Ende dieses Gebirges zum anderen reichen und daher alles unter sich begraben haben, sondern viel wahrscheinlicher einzelne von einander getrennte und daher selbständige kleinere Schubkörper sind. Es ist als sicher anzunehmen, daß auch die älteren Ultradecken ihren Untergrund und ihr Vorland ebenso beeinflußt haben wie die jüngeren, sofern sie ungefähr von denselben Dimensionen gewesen sind. Das Entscheidende bleibt hier aber doch die vor dem Einschub bereits vorhandene Gebirgsstruktur. Ein Einschub von Schubmassen über eine flache, wenig gefaltete oder bereits tief abgetragene Landstruktur wird keine auffälligen, auch noch in späteren Zeiten erkennbaren Umformungen von Untergrund und Vorland hervorrufen. Dagegen wird der Einmarsch von Schubmassen über einen bereits lebhaft gefalteten Untergrund bedeutende Deformationen desselben bewirken. Es ist also die „Reliefüberschiebung“, welche uns hier in weitgehendem Maße Aufschluß über die älteren Strukturen eines Gebirges und ihre jüngeren Umformungen gewähren kann.



Es bleibt mir jetzt noch übrig, die hier vorgelegten tektonischen Anschauungen mit denjenigen zu vergleichen, welche F. Hahn 1913 über dasselbe Gebiet in diesem Jahrbuch veröffentlicht hat.

Es ist dabei zu folgender Schlußabrechnung der tektonischen Ereignisse gekommen:

1. Alte Faltung im Waidringer Sinn; Faltung der Decke.
2. Juvavische Deckenüberschiebung.
3. Bayrische Faltung von Basis und gleichgerichtete Verbiegungen der Deckenfläche.

4. Saalach-Senkbrüche.

5. Ostwestliche Querfaltung.

Meine Auflösung der tektonischen Vorgänge ist eine wesentlich andere:

1. Alte Faltung, nur noch in Umrisen feststellbar.
2. Einschub der Hallstätter Decke.
3. Auflösung der Hallstätter Decke zu den Hallstätter Schollen — Erosionsspiel und Einsedimentierung von Gosau und Tertiär.
4. Einschub oder wenigstens Vorstoß der Berchtesgadener Decke und Beiseiteschiebung oder teilweise Überwältigung der Hallstätter Schollen.
5. Jüngere Heraushebungen und Verbiegungen.

Diese Aufzählung hat weder ein Bestreben nach möglichster Vollständigkeit, noch auch nach zeitlich genauerer Fixierung.

Es scheint für eine Weiterarbeit und Verständigung hilfreicher, nicht allzu viele steife Grenzen aufzurichten, deren Genauigkeit für den Kenner doch nur eine scheinbare und vielfach sogar nur eine Aufzählung von Namen ist.

Was ich hier zu zeigen versuche, ist also in Kürze folgendes:

Kaisergebirgsdecke und Berchtesgadener Decke sind wahrscheinlich immer getrennte und selbständige Schubkörper gewesen.

Beide haben noch einen Vorstoß über tertiäre Ablagerungen ausgeführt.

Die Berchtesgadener Decke ist von einem Saum von Hallstätter Schollen umgeben.

Diese Hallstätter Schollen sind nicht so sehr durch tektonische Gewalten, als vielmehr durch Erosion aus einer Hallstätter Decke hervorgegangen.

Der Einschub der Hallstätter Decke ist viel früher erfolgt als der Einschub der Berchtesgadener Decke. Letztere fand die Hallstätter Decke bereits in völliger Schollenauflösung vor. Sie hat diese Schollen bei ihrem Vormarsch teilweise überwältigt, teilweise aber auch nur vor sich her oder zur Seite geschoben.

So ist auch die hier geschilderte randliche Anhäufung und Anordnung der Hallstätter Schollen zustande gekommen.

Die Berchtesgadener Decke und wohl auch die Kaisergebirgsdecke sind von Senkungsbrüchen und Einbiegungen umrandet, welche durch die schwere Überbelastung ausgelöst worden sind. Sie zeigen uns an, daß beide Decken keinen wesentlich größeren Umfang besessen haben.

Beide Schubmassen haben endlich bei ihrem Vormarsch ihren Untergrund und ihr Vorland stark beeinflußt und dabei die älteren Strukturen mächtig verbogen und niedergedrückt.

# Über die Verbreitung der Quarzitkonglomerate im westlichen Oberösterreich und im angrenzenden Bayern.

Von Dr. H. Kinzl.

(Mit einer Übersichtskarte.)

Im Tertiärhügelland beiderseits des Inns findet sich an vielen Punkten ein überaus festes und widerstandsfähiges Konglomerat, das aus Quarzgeröllen besteht, die durch ein kieseliges Bindemittel verkittet sind. Auf bayrischem Boden ist dieses Gestein noch in ausgedehntem Maße in seiner ursprünglichen Lagerung anzutreffen, östlich des Inns ist es hingegen mit Ausnahme von zwei Punkten nur mehr in verschiedenen großen Blöcken erhalten, die oft einen Durchmesser von mehreren Metern erreichen und regellos über die ganze Landschaft verstreut sind.

Von geologischer Seite fand dieses Quarzitkonglomerat (Qk.) auf österreichischem Boden zum ersten Male um die Mitte des vorigen Jahrhunderts Beachtung, und zwar war es Fr. v. Hauer (8, S. 272), der bereits eine kleine Reihe von Fundorten aufzählen konnte. Als solche nennt er Schardingerholz und Lochbauer (Münzkirchner Gegend), Neukirchen am Wald, Mitterauberg (richtig Mitteraubach), die Gegend nächst von Balerbach (Peuerbach), den Limberger Wald südöstlich von Traiskirchen (richtig Taiskirchen) und Jebing. Es zeigt von einer sehr eingehenden Kenntnis der Landschaft, wenn Hauer schon damals eine Reihe gerade der wichtigsten Qk.-Vorkommnisse angeben konnte. Dann dauert es nahezu ein halbes Jahrhundert, abgesehen von einer Äußerung Gumbels (6, S. 321), bis wir wieder eine Angabe über dieses Gestein für das westliche Oberösterreich finden, nämlich in H. Commendas (2, S. 174) Materialien zur Geognosie Oberösterreichs, in denen insbesondere auf das Vorkommen bei Salling verwiesen und aus dem Auftreten von Blöcken bei Gurten und Aspach der Schluß gezogen wird, daß es auch im Hausruck vorkommen müsse. Die meisten der bisherigen Angaben über die Kieselkonglomerate und deren Verteilung im westlichen Oberösterreich verdanken wir A. König (10), dessen Arbeit über die Schotter und Konglomerate zwischen Traun und Inn eine reiche Fülle wertvoller und zuverlässiger Beobachtungen vermittelt. Namentlich ist es das Verdienst Königs, das Qk. auch im Bereich des Hausrucks an den Pramquellen und sogar südlich des Hausrucks an mehreren Stellen nachgewiesen zu haben, wie er auch sonst unsere Kenntnis von der Verbreitung des Gesteines durch mehrere Beobachtungen erweitert hat. Er hat sich außerdem auch mit einer exakten petrographischen Untersuchung des Qk. befaßt.

Gelegentliche Hinweise finden sich auch in Arbeiten von A. Till (22, S. 353), E. Kriechbaum (13, S. 15) und F. Schöberl (18, S. 184). Für das bayrische Gebiet findet das Gestein mehrfach in den Werken W. v. Gümbels Erwähnung. Vor allem bringt J. Stadler (20) in seiner Arbeit über den Löß in der Umgebung von Passau mehrere wertvolle Beobachtungen. Viel wichtiger ist in dieser Hinsicht eine neue Arbeit des Passauer Geologen, den im Jahre 1922 zu den immer viel zu wenig beachteten Aufschlüssen des Pitzenberges bei Salling führen zu dürfen dem Verfasser eine freudig empfundene Ehre war. Von den noch ausführlicher zu schildernden Verhältnissen am Pitzenberg ausgehend, befaßt sich J. Stadler mit dem Qk. in zwar sehr knappen, aber außerordentlich treffenden und inhaltsreichen Ausführungen, denen ich auf Grund der eigenen Beobachtungen fast in allen Punkten durchaus zustimmen kann (21, S. 94—97).

In zahlreichen Streifzügen, die mich seit 1921 jeden Sommer für einige Wochen kreuz und quer durch das ganze westliche Oberösterreich und das angrenzende Bayern geführt haben, konnte ich nicht nur die bereits bekannten Vorkommnisse des Qk. genau kennenlernen, sondern es bot sich dabei auch reiche Gelegenheit zu neuen Beobachtungen, deren übersichtliche Zusammenstellung von einigem Wert sein dürfte; denn die Qk. sind eine in vieler Hinsicht bemerkenswerte Erscheinung der Tertiärlandschaft beiderseits des Inns.

Ein besonderes Interesse gewinnen diese Ausführungen vielleicht dadurch, daß erst vor kurzem die anregende Arbeit von H. Schulz (19), Morphologie und randliche Bedeckung des Bayrischen Waldes in ihren Beziehungen zum Vorlande, erschienen ist, die sich mit dem Qk. in ausgiebiger Weise befaßt, sich aber in der Hauptsache auf bayrische Vorkommnisse beschränkt, während in dieser Studie das österreichische Gebiet im Vordergrund steht.

Die vorliegenden Ausführungen sollen in der Hauptsache drei Fragen beantworten:

1. Wie weit sind die Quarzitkonglomerate verbreitet?
2. Handelt es sich um zeitlich einheitliche Gebilde? H. Schulz hat für das bayrische Gebiet diese Frage bereits mit vollem Rechte bejahend beantwortet. Es wird hier also in erster Linie zu zeigen sein, ob auch die Verhältnisse östlich des Inns diesen Schluß rechtfertigen.
3. Welches geologische Alter kommt ihnen zu?

Das untersuchte Gebiet ist auf folgenden Kartenblättern dargestellt:  
Österreichische Spezialkarte 1:75.000: 4551 Passau, 4650 Braunau, 4651 Schärding, 4751 Ried.

Topographischer Atlas von Bayern 1:50.000:

Landau W und O, Passau W und O, Mühldorf W und O, Rothalmünster W und O.

Die Höhenangaben sind für Bayern dem topographischen Atlas entnommen.

Sie sind gegenüber Normal Null durchschnittlich 1-3 m zu hoch.

## A. Die Verbreitung der Quarzitkonglomerate.

### I. Quarzitkonglomerat<sup>e</sup> im ursprünglichen Verbande mit den unverfestigten Schottern.

#### a) Die Quarzitkonglomerate des Pitzenberges westlich Münzkirchen.

Das bedeutendste Vorkommen von Qk. auf österreichischem Boden, das uns zugleich einen wichtigen Schlüssel zum Verständnis aller übrigen liefert, ist das auf dem Pitzenberge bei Salling, westlich von Münzkirchen, das als Musterbeispiel etwas ausführlicher geschildert wird.

Auf weite Erstreckung hin wird die Böhmisches Masse östlich des Inns und südlich der Donau von verschiedenen alten und in mehreren Stockwerken übereinanderliegenden jungtertiären Schotterflächen bedeckt, die in der Umgebung von Esternberg, Freinberg und Münzkirchen ihre größte Ausdehnung und auf dem 559 m hohen Pitzenberge ihre größte Höhe erreichen. In noch höheren Lagen fehlen Schotter vollständig; dies gilt nicht nur für das Haugsteingebiet, sondern auch für den rund 650 m hohen Gaiserwald östlich von Kopfung oder den 589 m hohen Frohnsberg bei Schardenberg. Die Angabe Hauers (8, S. 272), wonach der 571 m, dem Pitzenberge benachbarte Hochbuch die höchsten Schotter des Innviertels trüge, die in der Folge auch von Commenda (2, S. 174), König (10, S. 137) und Stadler (20, S. 33) übernommen wurde, entspricht nicht den Tatsachen; der Hochbuch gehört durchaus dem kristallinen Grundgebirge an, seine Kuppe ist von Urgesteinsblöcken übersät und nirgends ist auf ihr eine Spur von Schotter zu finden. Nur an seinem Südostabfall reichen Quarzgerölle etwas höher hinauf.

Was aber den Schottern des Pitzenberges, abgesehen von ihrer Höhenlage, ihre besondere Bedeutung verleiht, ist das reiche Auftreten des Qk., das östlich des Inns hier allein anstehend und im Verband mit den Schottern vorkommt, durch deren Verfestigung es entstanden ist.

Ein nord-südlicher Querschnitt von Salling nach Engelhaming zeigt uns über dem granitischen Grundgebirge, das südlich von Salling in dem tiefen Einschnitt des Baches ansteht und nördlich von Engelhaming wieder an die Oberfläche kommt, zunächst bis zu einer Höhe von rund 480 m den Schlier, der westlich von Salling in einer großen Grube abgebaut wird, einem der höchst gelegenen Schlieraufschlüsse in der ganzen weiteren Umgebung. Ein überaus wasserreicher Quellhorizont bezeichnet die Basis der weiter gegen N zu folgenden Schotter, die nördlich von Salling noch unterhalb der Straße Schärding-Münzkirchen einsetzen und den ganzen Pitzenberg aufbauen. Ein Stück nördlich der Straße sind sie in der großen Sallinger Schottergrube erschlossen, die mit ihren teils blendend weißen, teils gelblichen Wänden nicht nur selbst eine auf viele Kilometer hin sichtbare Landmarke darstellt, sondern auch einer der schönsten Aussichtspunkte des ganzen unteren Innviertels ist. Ihre Schotter setzen sich fast durchwegs aus Quarzgeröllen zusammen, die mit weißen Feinsanden vermischt sind; Kalke fehlen vollständig, die einzelnen Gerölle besitzen im allgemeinen Mittelgröße,

daneben treten auch größere Stücke häufig auf, die nicht selten eine Länge von 2 *dm* und darüber erreichen. An einzelnen Stellen sind diese Schotter durch ein kieseliges Bindemittel in ganz unregelmäßiger Weise verkittet, denn es sind nicht nur die verfestigten Partien ganz regellos über den ganzen Aufschluß verteilt, sondern diese haben auch selbst ganz unregelmäßige Formen. Nur darin herrscht eine bestimmte Regel, daß die Größe der verfestigten Partien mit der Entfernung von der Oberfläche abnimmt. Dies zeigte nicht nur die unmittelbare Beobachtung, besonders deutlich im Frühling 1921, sondern es wurde auch durch die Mitteilungen des schon über 30 Jahre in dieser Schottergrube beschäftigten Wegmachers Reidinger bestätigt. Vielleicht handelt es sich übrigens um denselben Aufschluß, wenn v. Hauer schreibt, „daß man in mehreren Gruben beobachten kann, wie die einzelnen Geröllstücke in der Tiefe ganz lose nebeneinanderliegen, während sie gegen die Oberfläche zu in einzelnen Partien etwas zusammengekittet sind“ (8, S. 273). Zu Ostern 1925 war nur auf der Westseite des Aufschlusses eine kleine verfestigte Schotterpartie zu sehen.

Viel lehrreicher ist die am Nordwestabfall des Pitzeuberges gelegene Engelhaminger Schottergrube. Schon in ihrer Farbe ist sie durch eine eigentümliche Streifung bemerkenswert. In Abständen von 30 bis 40 *cm* durchziehen den sonst weißen Schotter gelblich-rötliche Bänder, die wellenförmig auf und ab steigen und dabei sich an vielen Stellen verzweigen, an anderen wieder auskeilen. Im allgemeinen ist ihr Verlauf wagrecht, nur am Südrande des Aufschlusses fallen sie parallel dem Gehänge ein. Im Frühling 1921 waren die Schotter der Engelhaminger Grube von einer 1 bis 2 *m* dicken Qk.-Bank überdeckt, die dachartig vorsprang, da man unter ihr den Schotter ausgehöhlt und weggeführt hatte. Zum Teil war die Qk.-Decke infolge der eigenen Schwere schon abgestürzt und ihre Trümmer lagen auf dem Boden der Schottergrube umher. Auch hier zeigte sich überall, daß das Konglomerat an Ort und Stelle durch Verkittung des Schotterlagers von oben her entstanden ist. Während die obere Seite der Konglomeratbank eine glatte, ebene Fläche bildet, ist die untere Seite vollständig unregelmäßig gestaltet; wo die Kieselsäure tiefer in den Boden eindrang, weist der Boden der Konglomeratbank Vorsprünge auf, wo keine Kieselsäure hingelangte, finden sich nach Ausräumung der losen Schotter unregelmäßige Hohlräume. Die Streifung des Schotterlagers setzt sich durch verfestigte Partien hin fort, sie muß also schon älter sein als die Verkittung.

Zu Ostern 1925 war das Bild der Engelhaminger Schottergrube vollständig verändert. Die Konglomeratbank an der Oberfläche der Schotter war vollständig verstürzt und ihre Trümmer lagen auf dem Boden der Schottergrube umher. Alle Tertiäraufschlüsse des Gebietes, sowohl Schlier- wie Schottergruben, unterliegen ja infolge des ständigen Abbaues sehr raschen Veränderungen.

Sallinger und Engelhaminger Schottergrube zeigen nach dem Gesagten in eindeutiger Weise, daß erstens die Konglomerate an Ort und Stelle durch die Verkittung der Schottermassen entstanden sind, zweitens, daß die Verfestigung von der Oberfläche der Schotterlager aus durch das Eindringen gelöster Kieselsäure vor sich gegangen ist, was für unser

Gebiet ja auch J. Städler und H. Schulz bereits treffend dargetan haben.

Auf Grund der angeführten Tatsachen muß die Feststellung Königs (10, S. 137), daß die Sallinger Konglomerate von losen, teilweise rostigen Quarzsottern und Sanden überlagert würden, in ihrer Geltung stark eingeschränkt werden. Dagegen hat König mit Recht darauf hingewiesen, daß sich die von Waltl bezeichneten Funde von Ostrea- und Pectenarten nicht auf das Qk. beziehen können, wie Waltl glauben läßt, sondern auf in der Rainbacher Gegend, besonders bei Höbmannsdorf und beim Zöhler westlich von Rainbach vorkommende Miozänsande, die sich durch großen Muschelreichtum auszeichnen und häufig durch kalkiges Bindemittel zu festem Sandstein verbunden sind.

Nahezu die ganze Oberfläche des Pitzenberges dürfte einstmals eine ganze, wenngleich nicht zusammenhängende und geschlossene Qk.-Decke getragen haben. Allenthalben finden sich nämlich größere und kleinere Brocken und Platten dieses Gesteines verstreut, z. T. verstürzt, z. T. aber noch in ursprünglicher, wagrechter Lagerung. Unmittelbar bei Punkt 559 liegt noch eine stattliche Platte mit einer Längen- und Breitenstreckung von rund 20 m. Allerdings bereitet sich auch deren Zerstörung schon langsam vor, denn sie ist nicht nur durch mehrere sich kreuzende Sprünge bereits in einzelne Stücke mit viereckiger Oberfläche aufgelöst, sondern am Rande haben sich mehrfach Blöcke schon gänzlich abgelöst und sind durch Verrutschung schief gestellt worden.

Die Unfruchtbarkeit des jeder Verwitterung widerstehenden Gesteins und die Wasserlosigkeit des Schotterbodens ringsum stempeln die Höhe des Pitzenberges zu einer der reizvollsten Heidelandschaften Oberösterreichs, die freilich nur geringe Ausdehnung besitzt. Der schütterere Wald besteht aus Föhren und kümmerlichen kleinen Fichten von knorrigem Wuchse und häufig mit verdorrten Wipfeln und Ästen. Den Boden bedecken Heidekraut und Heidelbeersträucher, die im Verein mit Moosen auch die Konglomeratplatten größtenteils überziehen.

Seiner Form nach gleicht der Pitzenberg den übrigen schottertragenden Erhebungen des Innviertels. Oben dehnt sich eine mehr oder minder breite Riedelfläche aus, die gegen die Ränder zu von ziemlich steilen Abfällen begrenzt wird. Die Steilheit der Abfälle ist eine Folge der eigenartigen Abtragungsvorgänge, die von der Schotterbasis aus wirken. Hier tritt das ganze Wasser, das in Form von Niederschlägen auf die Schotterflächen fällt und von diesen verschluckt wird, in Form starker Quellen zutage, die allmählich die darüberliegenden Böschungen unterwaschen und deren Material wegführen. Je größer die Schotterfläche, desto größer die Wassermengen und damit auch die Erosionsleistungen dieser Quellen, umgekehrt liefert eine kleine Schotterfläche nur wenig Wasser, so daß hier auch die Quellerosion wenig wirksam ist. Der Pitzenberg stellt nur mehr den Rest einer einst viel gewaltigeren Schotterfläche vor, deren lose Schotter aber größtenteils längst weggeschafft worden sind. Hingegen konnten die kleinen Gewässer die schweren Qk.-Blöcke nicht bewältigen, die infolgedessen in der Nähe

ihres Ursprungsortes liegen geblieben sind, dabei aber freilich mit dem Fortschreiten der Landabtragung immer tiefer zu liegen kamen.

So finden wir gleich unterhalb der Sallinger Schottergrube 3 riesige Konglomeratplatten nördlich der Straße, 2 noch gewaltigere liegen etwas tiefer südlich von ihr, deren eine 12 m lang, 5—6 m breit ist und 3—4 m aus dem Wiesenboden aufragt. Die andere ist nur wenig kleiner. Gerade diese Platte zeigt durch ihre unregelmäßigen Grenzflächen in sehr anschaulicher Weise das unregelmäßige Eindringen der gelösten Kieselsäure in das Schotterlager. Die harten Konglomerate sind an dieser Stelle erhalten geblieben, obwohl die losen Schotter längst abgetragen wurden. Aber auch die weitere Umgebung ist größtenteils mit einer ungeheuren Menge von Blöcken übersät, die zusammen genommen, eine recht ansehnliche Ausdehnung der ursprünglichen Konglomeratdecke ergeben. Freilich darf man sich deshalb wohl nicht vorstellen, daß die ganze Landschaft mit einer einheitlichen Kieselkonglomeratdecke eingehüllt war, es handelt sich vielmehr bloß um ein Gebiet, wo die Verkitung der Schotter in besonders starkem Maße erfolgte, so daß immerhin ausgedehnte Platten entstehen konnten. Daß das Ausmaß der Verfestigung der Schotter durch gelöste Kieselsäure aber durchaus nicht überall gleich war, das lehrt uns, abgesehen von den Beobachtungen am Pitzenberge selbst, schon die unregelmäßige Verteilung der Ok.-Vorkommnisse über die Landschaft.

Am dichtesten sind die Blöcke in der Umgebung des Pitzenberges bei Salling verstreut. An vielen Punkten schauen sie hier aus den reich benetzten Wiesenböden heraus und sind besonders an den Bächen des großen Sallinger Taltrichters in großen Mengen bloßgelegt, namentlich im Quelltobel zwischen Salling und Hingsam, westlich unterhalb von Eisenbirn, nordwestlich unterhalb von Sumetsrad, hauptsächlich aber südlich unterhalb von Tiefenberg. Von Sumetsrad reicht das Hauptverbreitungsgebiet über Ortenholz ins Quellgebiet des Pfaffing- und Diersbaches, wo namentlich das Gebiet um den Kirchmeier bei Sinzing durch großen Blockreichtum ausgezeichnet ist. Aus dieser Gegend erwähnt auch Petraschek (17, S. 49) das Ok., versetzt es aber irrtümlich in das Liegende des Schliers und bezeichnet es als tiefste Schichte des Tertiärs bei Taufkirchen an der Pram.

Geringer ist die Verbreitung des Konglomerates gegen N. Es findet sich hier mehrfach im sumpfigen Tal zwischen dem Pitzenberg und dem Hochbuch, in größeren Mengen östlich vom Pitzenberg im Herrnwalde; gegen die Donau zu konnte es bisher nur 300 m östlich der Ortschaft Schönbach nachgewiesen werden, wo einige große Blöcke in den Feldern stecken, deren einer einen Durchmesser von 3 m erreicht. Ein kleineres Stück fand sich östlich unterhalb von Oberham und im Graben südlich der Straße zur Gerstmühle bei Asing.

Keines dieser aufgezählten Vorkommnisse in der Umgebung des Pitzenberges zeigt aber das Konglomerat in seiner ursprünglichen Lagerung. Entsprechend dem Ausmaße der Landabtragung sind vielmehr die Blöcke in die Tiefe gesunken und treten uns heute in den verschiedensten Höhenlagen entgegen. Die Bewegung der Blöcke erfolgte im allgemeinen nur in vertikaler Richtung, wobei es freilich auch zu

einem seitlichen Abgleiten in geringem Ausmaße kommen konnte. Größere horizontale Verfrachtungen kommen aber bei größeren Blöcken im allgemeinen nicht in Frage. Die Qk. als solche sind daher nirgends fremde, aus der Ferne stammende Bestandteile in der Landschaft, wie etwa die vom Eise verfrachteten erratischen Blöcke im Gebiet der eiszeitlichen Vergletscherung, sondern die Überreste der alten Landoberfläche aus dem Jungtertiär, die sich dank ihrer Widerstandsfähigkeit als wertvolle Urkunden der Erdgeschichte des Innviertels erhalten haben. Am Pitzenberge selbst ist hingegen noch unmittelbar ein Teil dieser jungtertiären Landoberfläche dank der schützenden Konglomeratdecke erhalten geblieben.

b) Die Quarzitkonglomerate des Grimberges nördlich von Frankenburg (Hausruck).

Das vollendete Gegenstück zum Pitzenberg ist der schmale Riedel des Grimberges (580 m), der von Frankenburg nach N zieht. Schon aus der Ferne, etwa vom Hofberg aus, fällt auf, daß sein Waldkleid sich fast durchwegs aus Föhren zusammensetzt, wogegen die benachbarten Schotterrücken meist Mischwald tragen. Auch der Ortsname „Steining“ weist wahrscheinlich auf die in der Umgebung auftretenden Qk.-Blöcke hin, auf die schon König (10, S. 136), allerdings ohne nähere Angaben, aufmerksam machte.

Die Aufschlüsse im Wald nördlich von Vorder-Steining, ebenso die zahlreichen Schlier- und Schottergruben östlich und südöstlich oberhalb Dorf zeigen fast durchwegs dasselbe Bild. Zu unterst liegt Schlier, darüber folgen in verschiedener Mächtigkeit, meist 4—6 m, reine Quarzschotter, die häufig von sandigen und tonigen Zwischenlagen unterbrochen werden, deren Dicke bis zu 1 m erreicht. Die Farbe der Sande ist grünlich, die der Tone bläulich, die Schotter selbst haben ein gelbliches Aussehen und sind von zahlreichen verrosteten Lagen durchzogen. In den obersten Schichten, bis gegen 70—80 cm unter der Oberfläche, sind sie hingegen, ebenso wie die dazwischen liegenden Sande, vollkommen ausgebleicht und haben daher weiße Farbe. Die Gerölle sind ziemlich klein; stellenweise sind sie durch ein limonitisches Bindemittel verkittet. Anreicherungen von Eisenverbindungen finden sich besonders an der Grenze der ungebleichten Schotter gegen tiefer liegenden, die aber durchaus nicht regelmäßig verläuft.

Auf dem Waldboden sieht man mehrfach Gruben, aus denen Qk.-Trümmer herausgesprengt wurden. Die Blöcke treten in größerer Häufigkeit und in ansehnlicher Mächtigkeit auf.

Unmittelbarer Zusammenhang mit den unterlagernden Schottern zeigt sich in der Schliergrube des Geiger von Vorder-Steining, südöstlich von Punkt 588 der Originalaufnahme, am Bach gelegen. Hier liegen über dem Schlier in einer Mächtigkeit von  $\frac{1}{2}$  m mit Ton vermischte Schotter, die in einzelnen Partien verfestigt sind. Darüber folgen nochmals 1 m mächtige tonige Schichten, die auf der Südseite des Aufschlusses bis auf 2—3 dm unter der Oberfläche ausgebleicht sind. Auf der Nordseite der Schottergrube, die aber schon ganz verwachsen ist, liegen an der Oberfläche 80 cm dicke Qk.-Platten in Form einer



Decke, ein etwas tiefer liegender Block ist, wie die zusammenstimmende Bruchfläche zeigt, von der anstehenden Platte abgebrochen. Von hier reichen die Blöcke bis zur Wiese bei Punkt 588. Hingegen treten sie gegen NO zu in der Umgebung von Badstuben und Feitzing nicht mehr auf, auch die Kohlenbergbaue bei Feitzing haben sie nirgends angetroffen. Hingegen sind sehr mächtige Blöcke wieder am Ausgange des Tales östlich von Erkaburgen mehrfach anzutreffen.

Die Lagerungsverhältnisse in der Schliergrube wie auch die zahlreichen Platten auf der Riedelfläche des Grimherges lassen keinen Zweifel darüber, daß auch hier die Qk. sich noch an der Ursprungsstätte befinden, eine Feststellung, der eine besondere Wichtigkeit zukommt.

### c) Der niederbayrische Verbreitungsbezirk des Quarzitkonglomerats.

Die angeführten Fundstellen des Qk. werden durch das zusammenhängende niederbayrische Verbreitungsgebiet weitaus in den Schatten gestellt. Zwischen Inn und Rott und nördlich der Rott tragen hier die höchsten Erhebungen ausgedehnte Verkieselungsdecken, deren ungestörter Zusammenhang mit den dazugehörigen Schottern noch an vielen Stellen festgestellt werden kann. Zwar nur kurz, aber fast vollständig werden die wichtigsten Punkte schon durch H. Schulz aufgezählt. Eine Anzahl von Aufschlüssen in der Gegend von Pfarrkirchen und im Malgersdorfer Weißerdegebiet, die mir vorher unbekannt waren, konnte ich noch nach dem Erscheinen seiner Arbeit besuchen.

Das Qk. setzt im S mit dem Schellenberg (550 m) bei Simbach am Inn ein, dessen Quarzschotter auf *Oncophora*-Sanden aufruhet. Schon am Wege von Obersimbach zur Höhe trifft man einen riesigen Block von vielleicht 40 m<sup>3</sup>, mit glatter Oberfläche, der zum Kriegerdenkmal bestimmt und damit auch vor der Zerstörung geschützt wurde. In Form einer anstehenden Decke über dem unverfestigten Schotter ist das Qk. sehr schön am westlichen Rande der breiten Riedelfläche im SO des Schellenbergs festzustellen. Die Verkieselungsdecke liegt etwas tiefer als die eigentliche rückenförmige Höhe des Schellenbergs selbst. Auch südlich von Ranzenberg sind die losen Quarzschotter mit einer Konglomeratdecke überzogen. Das ganze Gelände südwestlich der Ortschaft ist mit gewaltigen Platten und Blöcken überstreut, die als Steinbruch dienen. Auch der nach NW vom Schellenberg hinunterführende Bach ist voll von umgelagerten Trümmern, noch mehr der Hauptbach südlich von Ranzeuberg. Am Bücken westlich der Ortschaft stehen abermals große Platten an. Die anziehendste Stelle der Umgebung ist diesbezüglich der Quellkessel südöstlich von Ellersberg, den mir Dr. E. Kriechbaum zeigte. Dort hat die Quellerosion eine etwa 1½ m mächtige Konglomeratbank ihrer Unterlage beraubt, so daß ein kesselförmiger Einbruch von etwa 20 m Durchmesser entstanden ist, der ganz von den eingebrochenen Platten erfüllt ist, die alle den einstigen Zusammenhang noch deutlich erkennen lassen. Die Höhe der verkieselten Decke beträgt ungefähr 520 m. Beachtenswert ist, daß hier das Qk. erst am Abfall des Riedels zum Vorschein kommt. Auf dessen Höhe selbst

(540 m) sind bei der Weggabelung südöstlich von Endsfelden Sande mit Kreuzschichtung aufgeschlossen, die mit kleinen Schottern von kaum über Taubeneigröße vermischt sind und allem Anschein nach in das Hangende des Qk. gehören.

Der Gegenpol des Schellenbergs ist im N der Forst Steinkart (527 m), zu dem der Hart bei Stubenberg (546 m) und der Freiberg südlich Kößlarn (534 m) mit ihren Qk.-Decken die Brücke schlagen. Alle Aufschlüsse des Steinkarts zeigen die Konglomerate in engster Verbindung mit den Schottern. Entsprechend dem Wechsel von groben und feinen Ablagerungen in den Schottergruben zeigen auch die Konglomerate hier vielfach in einem einzigen Block grobkörnige und feinkörnige, nahezu quarzitische Schichten übereinander. Besonders zahlreich liegt das Gestein an den Rändern der Riedelfläche, wo sich gelegentlich Teile einer Platte noch in horizontaler, ursprünglicher Lagerung befinden, während andere Teile bereits abgebrochen und verstürzt sind, wobei aber die Teilstücke den einstigen Zusammenhang noch genau ersehen lassen.

Nördlich der Rott reiht sich an den Steinkart der Lugens (494 m) an, der mit dem Katzwald auf eine Erstreckung von über 5 km eine zertrümmerte Konglomeratdecke trägt. Die wichtigste Stelle ist die Schottergrube bei P. 494 westlich der Straße, die eine auffällige Ähnlichkeit mit der von Engelhaming aufweist. Der weiße Quarzschotter wird von lebhaft gelb gefärbten unregelmäßigen Streifen durchzogen; die obersten Lagen sind in einer Mächtigkeit von  $\frac{1}{2}$  bis 1 m verfestigt, auch in den tieferen Teilen des Aufschlusses finden sich kleinere verkittete Schotterpartien. Über der Decke liegt  $\frac{1}{2}$  m Lehm. Sowohl nördlich wie südlich dieses Punktes ist der Waldboden von förmlichen Blockmeeren bedeckt; Platten von 20 m<sup>2</sup> Oberfläche sind dabei gar nicht selten.

Westlich von Wolfakirchen ist das Vorkommen des Qk. zunächst etwas spärlicher. Es findet sich aber immerhin stellenweise in solcher Menge, daß von einer Decke gesprochen werden kann, so im Amshamer Gemeindeholz bei P. 465 und auf der Höhe des Riedels bei P. 473 westlich von Wolfakirchen. Gegen S treten die Blöcke zurück, setzen aber im Tattenbacher Holz abermals in großer Mächtigkeit ein. Auf der Höhe selbst um P. 481 ist allerdings davon nichts zu sehen, da die Riedelfläche hier von einer wasserundurchlässigen Tondecke überkleidet ist und daher auch zur Versumpfung neigt. Die Verkieselungsdecke kommt aber an ihren Rändern, besonders oberhalb von Winkl nördlich von Kirchberg zum Vorschein, wo der Hang wieder ein Blockmeer trägt. Weiter nördlich liegen bei Schacha um P. 452 flache, kaum 2 m tiefe Schottergruben, die kleingerölligen Quarzschotter und Grobsande enthalten. 1—2 m unter der Oberfläche treten Qk.-Platten auf, die also hier noch von jüngeren Ablagerungen bedeckt sind. Sehr lehrreich ist der große Aufschluß bei Schederaign (ungefähr 465 m), dessen weiße, kaolinreiche Schotter eine zusammenhängende Verkieselungsdecke tragen.

Die letzten Qk. in situ finden sich nördlich des Rott zwischen Brunöd und Waldhof. Südwestlich von Brunöd liegt in einer Höhe von 460 m eine breite und vollkommen ebene Riedelfläche von selten

schöner Ausbildung. An ihrem Südwestende ist in zwei Schottergruben eine Verkieselungsdecke erschlossen. Die Riedelfläche setzt sich nordwärts bis gegen Brunöd fort, wo ein deutlich erkennbarer kleiner Hang auf eine wenige Meter höhere Fläche hinaufführt. Gleich südlich Brunöd ist hier am Wege ein Tonlager erschlossen. Qk. ist nunmehr gegen N zu auf der Höhe selbst nicht mehr anzutreffen, die überall von den tonigen, wasserundurchlässigen Ablagerungen bedeckt ist. Wohl aber tritt es in mächtigen Blöcken und Platten an den Rändern des Höhenzuges allenthalben zutage, sowohl an der Ostseite nördlich von Hörmannsöd als auch am Westabfall, wo es ununterbrochen bis unterhalb Gstockert verfolgt werden kann. Wie schon im Tattenbacher Holz bilden sich auch hier in reizvoller Weise die geologischen Verhältnisse im Pflanzenkleide ab, indem die nasse, tonig-lehmige Riedelfläche Fichtenwald trägt, während gegen die Ränder zu, wo das Qk. ausstreicht, die Föhre zur Herrschaft kommt. Nordöstlich von Gstockert trifft man am Beginn der Gräben, die gegen Freiling hinunterführen, feine gelbe Sande, etwas nördlich davon kleingeröllige Schotter, die anscheinend auch in das Hangende des Qk. gehören. Dieses selbst ist in einer kleinen Schottergrube noch einmal in Waldhof östlich gegenüber der Kirche (448 m) aufgedeckt: weiße Quarzschotter von mittlerem Korn sind hier in den obersten Lagen verkieselt.

Weiter gegen W tritt das Qk. nur mehr in Form von vereinzelt, umgelagerten Blöcken auf, so am Westabfall des Aichetholzes (469 m), gelegentlich auch um Reichenberg bei Pfarrkirchen, dann wieder, schon von Schulz erwähnt, in den Schottern westlich von Pfarrkirchen bis zum Sandwirt. Zur Zeit meines Besuches waren Blöcke nur über den beiden Schottergruben westlich vom Sandwirt zu sehen. Oberhalb des Aufschlusses neben dem Sandwirt lagen sie auch auf dem Waldboden herum. Es muß hier früher in etwas größerer Höhe eine Verkieselungsdecke bestanden haben. Ihrer Entstehung nach haben diese Blöcke mit den Schotteraufschlüssen, über denen sie sich finden, nichts zu tun.

Unmittelbar südlich des Rott-Tales bestehen Verkieselungsdecken im Sturzholz, auf dem Numberg und bei Frauenöd um P. 473 westlich oberhalb von Lengsham. Auf der Sturzholzhöhe setzen die Konglomerate schon südlich von Hölzlberg ein und reichern sich südwestlich der Ortschaft Sturzholz zu ausgedehnten Blockmeeren an. Am Beginn des Hitzlinger Baches ist am Waldrand westlich von Hoising eine riesige Platte in einer Höhe von ungefähr 515 m, nach unten in lose Schotter übergehend, erschlossen, die als Steinbruch verwertet wird. Die Mächtigkeit der Verkieselung beträgt hier 3 m.

Gegen S zu setzen hangende Tone ein, die unter anderen besonders in mehreren Gruben bei Gschaid aufgedeckt sind. Dieselben Verhältnisse treten auch weiter westlich wieder auf. Hier steht etwas nördlich unterhalb der Einmündung des Weges von Thanöd in die Straße Triftern-Kößlarn eine mehrere Meter dicke Qk.-Platte in einer Höhe von 495 m an, auf der Höhe selbst ist aber kein Block zu sehen, da auch hier anscheinend Tone über den Konglomeraten liegen. Vielleicht das eindrucksvollste Vorkommen des Qk. überhaupt ist die 488 m hohe Riedelfläche des Numberges, die, angefangen von Thanöd bis zur

Ortschaft Numberg, mit einer Unzahl von Blöcken und Platten nahezu ganz überdeckt ist. Diese erreichen gelegentlich ganz beträchtliche Größen mit einer Oberfläche bis zu  $50\text{ m}^2$  und einer Dicke von  $3\text{ m}$ . Sie haben zwar eine ungestörte horizontale Lage, trotzdem befinden sie sich aber nicht mehr im Niveau ihrer Entstehung, sondern müssen sich durch Ausräumung ihrer unverfestigten Schotterunterlage schon etwas tiefer verlagert haben. Dies beweist eine schöne Platte mit einer Oberfläche von  $3 \times 2\text{ m}$  und einer Dicke von  $1\text{ m}$ , die hochkant auf eine horizontal liegende größere Platte von über  $20\text{ m}^2$  Oberfläche aufgesetzt ist. Diese Stellung läßt sich nur so erklären, daß die hochkant gestellte Platte von einem etwas höheren Niveau abgerutscht ist. Gar nicht selten haben sich hier Föhren unmittelbar auf den Konglomeratplatten angesiedelt, bringen es aber beim Mangel an jeder Verwitterungskrume nur zu Kümmerformen.

Gegen N zu tritt ein großes Blockmeer in tieferer Lage südwestlich oberhalb von Schweibach, nordwestlich unterhalb P. 466 auf.

Westlich oberhalb von Lengsham kommt das Qk. nur an den Rändern der Riedelfläche zum Vorschein, am schönsten am Waldrand bei Frauenöd, die Höhe selbst weist Tonboden auf. Weiter im W findet sich das Qk. nach meinen Beobachtungen nur mehr nördlich von Walburgskirchen, wo ich schon 1922 südlich von *km* 7.5 (südwestlich von Frauenleiten) mehrere größere Blöcke in der Böschung oberhalb der Straße stecken sah, die auch jetzt noch dort erhalten sind. Eine Verfrachtung durch den Menschen kommt für sie nicht in Frage. Wohl aber verwendet man Qk. auch noch weiter im W, besonders im Raume südlich von Eggenfelden, mehrfach als Baustein.

Daß innerhalb des hier besprochenen Gebietes umgelagerte Qk.-Blöcke an den Gehängen und in den Tälern mehrfach vorkommen, versteht sich von selbst, solche Funde sind daher für diesen Raum in die beiliegende Übersichtskarte nicht eingetragen. Nach einer Bemerkung von Gumbel soll auch im Forsthart westlich Vilshofen (7, S. 381) noch Qk. auftreten, ich habe es aber dort nicht angetroffen, ebenso spricht Schulz (19, S. 293) ausdrücklich von losen Schottern an dieser Stelle. Wohl aber erwähnt Kraus (11, S. 130) etwa  $3\text{ m}^3$  große Blöcke aus der Gegend nordwestlich von Anhof und westlich von Schweicklberg bei Vilshofen. Für den Neuburger Wald verzeichnet Stadler (21) auf seiner geologischen Karte mehrere Funde, die sich namentlich nördlich von Formbach noch vermehren ließen. Gegen die Isar zu ist mir das Gestein nirgends mehr untergekommen. Daß aber gleiche Bildungen westlich der Isar in Form der sogenannten Braunkohlensandsteine wieder auftreten, berichtet schon Gumbel (7, S. 382) für das Gebiet von Abensberg und Ingolstadt.

## II. Die Verbreitung umgelagerter Quarzitkonglomeratblöcke östlich des Inns.

Wenn nun im folgenden der Versuch gemacht werden soll, ein Bild von der Verbreitung der Qk. im westlichen Oberösterreich zu geben, so kann und will dieser selbstverständlich auf Vollständigkeit keinen Anspruch erheben. Dazu wäre es ja notwendig, jeden kleinsten Graben

und Quelltobel abzugeben und zu untersuchen, ganz abgesehen davon, daß die gegenwärtige Verteilung der Blöcke ständigen Veränderungen unterworfen ist, indem vorhandene entfernt und andere an ihrer Stelle neu erschlossen werden. Immerhin erlaubt aber ein engmaschiges Netz von Begehungen im Raume zwischen Traun und Inn eine Übersicht über die Verbreitung des Gesteins, ohne daß der Verfasser befürchten müßte, etwa nur jene Stellen als Hauptverbreitungsgebiet zu bezeichnen, die ihm gerade zufällig untergekommen sind. Die Verteilung der Blöcke über die Landschaft ist ziemlich unregelmäßig, neben Stellen mit starker Blockanreicherung finden sich blockfreie Gebiete.

Weitaus die meisten Stücke liegen in den kleinen Tälern und Gräben der randlichen Granit- und der anschließenden Schlierlandschaft, besonders in den Quelltrichtern, wo sie durch die hier stark wirksamen Abtragungsvorgänge bloßgelegt sind. Hier sind auch ihre Erhaltungsbedingungen am günstigsten, weil sie in den scharfen, mit Buschwerk und Bäumen bestandenen Einschnitten niemand im Wege sind, wie dies an den Gehängen und auf den Höhen der Fall ist, die größtenteils der Landwirtschaft gewidmet sind, wo sie daher namentlich beim Pflügen binderlich sind. Der Ackerbau ist denn auch der größte Feind der Qk.-Blöcke und überall ist man eifrig daran, sie aus den Feldern zu entfernen, was bei ihrer Größe durch Sprengungen geschehen muß. Solche sind beispielsweise bei Salling im Laufe der letzten Jahre in großem Umfang durchgeführt worden. Kleinere Trümmer werden, wo es möglich ist, in einen benachbarten Quelltobel geworfen oder am angrenzenden Waldrand abgelagert.

Die großen Blöcke verraten sich dem Bauern, auch wenn sie noch vollständig verborgen im Boden stecken, hauptsächlich dadurch, daß an diesen Stellen der Schnee zuerst wegschmilzt. Da durch den Pflug immer etwas Erdreich gegen die Ränder des Feldes zu getragen wird, so daß man es dort von Zeit zu Zeit abgraben muß, um hier eine unliebsame Auffüllung zu verhindern, da ferner auch durch den Regen vielfach eine ganz neunenswerte Abspülung der Ackerkrume erfolgt, so kommen allmählich auch tiefer im Boden steckende Blöcke an die Oberfläche. Dies ist die Ursache für das Entstehen einer dem Verfasser gegenüber in der Neukirchner Gegend einmal geäußerten Ansicht, daß sich die Kieselsteine im Boden selbst bildeten und dort allmählich fortwüchsen. Da sie von der Bevölkerung als fremdes Element in der Landschaft empfunden werden, wird ihre Herbeischaffung durch die Sage wohl auch dem Teufel zugeschrieben, wie etwa auf bayrischem Boden bei Reutern im Neuburger Walde.

Der Umstand, daß die Blöcke vielfach tief im Boden stecken, verdient übrigens besondere Beachtung. Das beste Beispiel hierfür bot im Jahre 1921 die Ziegelei Scheibelhuber bei Simbach, die E. Kriechbaum in seinem schönen Aufsatz über den Schellenberg kurz beschrieben hat (14, S. 24). Die Westseite des Aufschlusses zeigte Onco-phora-Sande, die Ostseite hingegen geschichtete lehmig-sandige Ablagerungen, in denen riesige Konglomeratblöcke von mehreren Metern im Durchmesser bis zu 8 m unter der Oberfläche staken. Mit dem fortschreitenden Abbau des zur Ziegelbereitung dienenden Lehmes

waren im Frühling 1925 auch diese Blöcke ausnahmslos verschwunden und inzwischen zu Bausteinen verarbeitet worden.

In kleinerem Maßstabe bot sich 1924 ein ähnliches Beispiel über Oncophora-Sanden, die bei Andorf mehrfach erschlossen sind. Auch hier waren Konglomeratblöcke bis zu 4 m unter der Oberfläche zu sehen. Wie die schöne Schichtung in der Ziegelei Scheibelhuber, die nirgends gestört war, zeigte, konnten die Blöcke nicht erst nachträglich so tief eingesunken sein, es kann sich also nur um Umlagerungsvorgänge der Oncophora-Schichten handeln, durch die das Qk. immer tiefer in den Boden hineinkam. Wir haben hier eine ähnliche Erscheinung vor uns, wie sie E. Kraus (12, S. 2) beschrieben hat, der zu ihrer Erklärung wohl mit Recht die Einwirkung des eiszeitlichen Klimas heranzieht.

Was im besonderen Maße zur Entfernung der Qk.-Blöcke beiträgt, ist, wie schon das Beispiel der Ziegelei Scheibelhuber dargetan hat, ihre Verwendung als Baustein. Diesbezüglich teilen sie das Schicksal mit den von den eiszeitlichen Gletschern verfrachteten Findlingsblöcken, mit denen sie ja auch in der Art ihres Auftretens manche Ähnlichkeit aufweisen. Da es im ganzen mittleren Oberösterreich sonst an einem geeigneten Baustein fehlt, kann man allenthalben bemerken, daß die Grundmauern von Kirchen und Bauernhäusern, Einfassungsmauern, Stiegen, kleine Brücken aus diesem Gesteine bestehen. Die Pfarre Eberschwang (Hausruck) hat sogar ihr Kriegerdenkmal daraus errichtet. Ganze Steinbrüche sind an blockreichen Stellen angelegt, weitaus der größte bei Simbach am Inn. Namentlich aus der Mehrnbacher Gegend wurden derartige Bausteine weithin verfrachtet, die daher auch den Namen Mehrnbacher Steine führen. Nach der Zahl der Bausteine, die aus den Blöcken gewonnen werden, findet sich auch die Bezeichnung „Mehrnbacher Vierziger“ oder „Dreißiger“. Bei Langdorf hat angeblich eine einzige Platte sogar einmal 300 Mauerstücke geliefert.

Eine andere Bezeichnung ist „Schwitzer“ für Blöcke mit glatter Oberfläche, an denen sich die Luftfeuchtigkeit leicht niederschlägt. Seit der Erbauung der Eisenbahnen ist selbst in der Rieder Gegend und nördlich des Hausrucks das schwer zu bearbeitende Kieselkonglomerat als Baustein in steigendem Maße durch den Schardingener Granit verdrängt worden.

Das Verbreitungsgebiet des Qk. erstreckt sich über den größten Teil des oberösterreichischen Tertiärhügellandes, im N greift es auch auf den Südrand der Böhmisches Masse über, wo es in den Kiesgruben von Jägerreut bei Passau nach meiner Kenntnis seinen nördlichsten Punkt erreicht. Nördlich einer Linie Esternberg, Münzkirchen, Mitterndorf, Enzenkirchen, Natternbach, Neukirchen habe ich das Gestein nirgends mehr gefunden. Der Sauwald mit seinen beträchtlich über 600 m aufsteigenden Kuppen und Höhenzügen, der anschließende Gaiserwald (646 m) und das ausgedehnte 550 m-Plateau von Kopfung und Neukirchen liegen also schon außerhalb des Verbreitungsgebietes. Dadurch berichtigt sich auch die auf einer Erinnerungstäuschung beruhende Bemerkung von H. Schulz (10, S. 321 und 336), daß nach meiner Angabe auf dem ausgedehnten 550 m-Niveau ver-

kieselte Schotter lägen; ebenso ist die Umgebung von Kopfling vollkommen frei von Schottern und Qk.

Die Ostgrenze wird nach den Beobachtungen etwa durch folgende Talzüge bestimmt: Sandbachtal, Aschachtal bis Neumarkt aufwärts, Trattnachtal von Taufkirchen aufwärts, schließlich etwa die Trasse der Lokalbahn Haag a. H.—Lambach. Östlich dieser Linie war nicht ein einziger Block festzustellen, obwohl das ganze Gebiet ziemlich eingehend untersucht wurde, namentlich im Bereiche des Aschachdurchbruches, an den Rändern des Eferdinger Beckens und in der Umgebung von Schallerbach.

Am schärfsten tritt die Ostgrenze wohl in der Nachbarschaft des Waizenkirchner Beckens hervor, dessen Westrand ein Hauptverbreitungsgebiet des Qk. darstellt, während sein Ostrand vollkommen frei davon ist. Nur die Donau hat einige Stücke noch weiter ostwärts verschleppt. So findet sich eines in den alten Donauschottern unmittelbar östlich von Walding bei Ottensheim in der dem Brunnenseppen gehörigen Schottergrube in Form eines Gerölles von 25 cm Durchmesser, desgleichen sieht man weitere zwei bei Vornholz auf der 350 m-Fläche nordöstlich von Aschach an der Donau; noch größer ist der Weg eines kleinen Blockes von 3 dm Durchmesser, der auf dem Feldweg nördlich von Steining bei St. Georgen a. d. Gusen liegt, wobei auch eine Verfrachtung durch den Menschen nicht in Frage kommt. Der kleine Block ist gut gerundet und etwas angeschliffen, so daß die einzelnen Gerölle recht deutlich hervortreten.

Ager und Vöckla bilden die Südgrenze des Gesteines, im SW habe ich es jenseits einer Linie Vöcklamarkt-Altheim nirgends mehr angetroffen, so daß also vor allem der Kobernauserwald allenthalben davon frei zu sein scheint. Noch weiter im W decken die eiszeitlichen Ablagerungen alles zu, desgleichen in einem breiten Streifen beiderseits des Inns.

Innerhalb des eben umgrenzten Raumes der Qk.-Funde in Oberösterreich verdienen jene Stellen die größte Beachtung, an denen das Gestein in Verbindung mit Schottern steht, die auf Grund der morphologischen Verhältnisse für jünger gehalten werden müssen als etwa die Schotter des Schellenberges bei Simbach oder des Pitzenberges bei Münzkirchen. Sie gehören einer im Gebiete nördlich des Hausrucks sehr wichtigen Fläche an, die in der Hauptsache mit Höhen von rund 530 m einsetzt und sich in mehreren sich nordwärts oder nordwestwärts absenkenden breiten Riedelflächen weithin verfolgen läßt. Am größten ist es in den Riedelflächen des Federnberg—Geinberg-Zuges westlich von Ried, des Guggenberg—Hörndlholz-Zuges nördlich davon und der Reschfeld—Trittfeld-Fläche westlich der Pram ausgebildet. Auf diesen schottertragenden Höhenzügen ist das Qk. meist reichlich anzutreffen, u. zw. gewöhnlich in den Schottern selbst. Ausnahmslos handelt es sich hier aber um eingelagerte Blöcke, keine einzige Stelle spricht dafür, daß das Konglomerat etwa in situ durch Verkittung der Schotter entstanden wäre. Verkiebelte Decken fehlen hier überall vollständig. Die Blöcke stecken in verschiedenster Tiefe in dem meist ockergelb gefärbten Schotter, scharf gegen ihre Nachbarschaft abgegrenzt. Überwiegend sind es Stücke mit

ganz glatter Oberfläche, die gar keinen Zweifel darüber lassen, daß sie in Form riesiger Gerölle in die Schotter eingeschwemmt worden sind und sich an sekundärer Lagerstätte befinden. Häufig findet man auch Trümmer mit scharfen Bruchflächen, die ebenso klar zeigen, daß sie nur nachträglich in die Schotter hineingekommen sind.

Folgende Stellen hoten hiefür Belege:

1. Schottergrube östlich oberhalb der Ortschaft Kraxenberg bei Kirchheim westlich Ried. Dort steckt ein großer Block von über 1 m Durchmesser im Boden der Schottergrube drinnen, mit vollkommen glatter Oberfläche. Ein größerer Haufen von bereits zubehauenen Bausteinen zeigte, daß solche Blöcke hier zahlreich vorkommen.

2. Nördlichste Schottergrube des Hörndlholzes und nördlichste Schottergrube des südlich anschließenden Rothenberges mit Blöcken von über  $1\frac{1}{2}$  m Durchmesser.

3. Reschfeld, Schottergrube am Südrande des Waldes bei Punkt 533. Dort findet sich ein sehr scharfkantiges Stück von  $\frac{1}{2}$  m Länge mitten im Schotter 2 m unter der Oberfläche. Nördlich davon boten weitere Beispiele die Schottergruben von Taiskirchen und von Sittling, wo Qk.-Blöcke in verschiedenster Tiefe als fremde Bestandteile in die Schotter eingelagert sind.

4. Schottergrube bei P. 574 südlich von Pramet an der Straße Ried—Frankenburg, wo Riesenblöcke an der Basis der Schotter unmittelbar über dem Schlier liegen.

5. Schottergrube hei Zwickledt östlich oberhalb von Wernstein am Inn an der Straße von Passau nach Sebärding.

6. Jägerreut nördlich von Passau, wo Stadler die Einlagerung der Blöcke in jüngere Schotter nachgewiesen hat (20, S. 36 ff.; 21, S. 94), und wo ich selbst scharfkantige bis 80 cm lange und breite Konglomeratplatten in den Schotter fand.

7. Schottergrube bei Irrenedt im Walde an der Straße gegen Maiden, nordöstlich von Waizenkirchen, wo sich eingeschwemmte Stücke mit einem Durchmesser bis zu  $\frac{1}{2}$  m finden. In Form kleiner Gerölle findet man es auch in der Schottergrube nordwestlich von Irrenedt am Waldrande auf.

In noch jüngere, bereits diluviale Schotter ist das Qk. bei Neuhaus am Inn, bei Laufenbach westlich Taufkirchen, bei Au westlich Kirchheim an der Straße von Ried nach Altheim eingeschwemmt.

Die übrigen, besonders im untern Innviertel zahlreich auftretenden Blöcke bieten für den Zweck dieser Untersuchung keine wesentlichen Gesichtspunkte, es seien daher auch nur ganz kurz jene Gebiete erwähnt, in denen sie sich in besonderer Häufigkeit finden. Der Umgebung von Rainbach wurde im Anschlusse an die Beschreibung des Pitzenberges schon gedacht.

Die Fortsetzung dieses Hauptverbreitungsgebietes des Qk. finden wir namentlich im SO in der Umgebung von Siegharting und Diersbach. Besonders mächtige Blöcke mit einem Durchmesser von 3 bis 4 m liegen südöstlich von Hartwagen und im Wäldchen nordwestlich von P. 464 bei Siegharting. Weiter nördlich ist das Tälchen von Raad



ganz erfüllt von mächtigen Blöcken. Nordöstlich des Pramtales fand ich das Gestein bis in die Riedauer Gegend, besonders zahlreich auf dem Rücken östlich von Zell an der Pram, gegen O zu ist Altschwendt und das Gebiet westlich von Peuerbach zu nennen.

Fast jeder Seitengraben der Pram von Taufkirchen bis Schärding ist durch einige Qk.-Stücke ausgezeichnet, vor allem in der Umgebung von Oberhofen, wo sie an einigen Stellen ganze Blockmeere bilden. Im Inntal fand ich das Gestein in den Seitengräben nördlich von Schärding auf der Ostseite des Inns auch noch mehrfach unterhalb des Kreuzberges, nicht mehr hingegen um Wernstein. Wohl aber traf ich es wieder an vielen Stellen nördlich von Formbach, wo es J. Stadler bei seiner geologischen Aufnahme entgangen ist. Dafür zeichnet er weiter im W eine ganze Reihe von Vorkommnissen auf seiner Karte ein.

Westlich der Pram liegen die Blöcke mehr gleichmäßig verteilt im Raume um St. Marienkirchen, Eggerding und Lambrechten. Besonders der Reschfeld—Trittfeld-Zug weist außer den schon angeführten Vorkommnissen noch viele Fundpunkte auf, namentlich gleich nördlich der Eisenbahnlinie Ried—Neumarkt auf dem Bromberg. Große Blöcke trägt auch der Stelzerberg, auf dem Hohen Schachen bei Eggerding sah ich hingegen nur kleinere Stücke.

Ein ausgedehntes Blocklager, das geradezu steinbruchmäßig ausgebeutet wird, findet sich westlich von Munderfing bei Pram am Hausruck, im Wäldchen nördlich von P. 485. Aus der Gegend östlich des Hausrucks sind mir Funde um Pomersberg, Dorf und Rottenbach nordöstlich von Haag bekannt.

Für den Raum westlich der Antiesen ist außer den bereits angeführten Beispielen noch nachzutragen, daß sich besonders in der Umgebung von St. Ulrich, Senftenbach und Eitzing viele Blöcke finden; auch an den Höhenzügen Guggenberg—Hörndholz und Federnberg—Sattelholz zeigen sich mehrfach auch frei liegende Stücke, der Geinberg-Riedel jedoch ist gänzlich frei davon.

Unmittelbar nördlich des Hausrucks liefert der Talkessel südlich von Pramet eine ganze Zahl von Fundstellen, namentlich um die Ortschaft Rödt, nicht hingegen bei Piesenham. Vielfach ist man auch beim Aufstellen der Masten zu einer elektrischen Leitung im Jahre 1922 zwischen Feitzing und Pramet auf Blöcke gestoßen. In Waldzell wurde es, wie ich sehen konnte, bei der Anlegung eines Gemüsegartens ausgegraben.

Südlich des Hausrucks ist die Verbreitung des Qk. viel geringer, immerhin tritt es aber an mehreren Stellen auf, abgesehen von dem Vorkommen in situ in der Umgebung von Frankenburg.

A. König (9, S. 7 u. 9) erwähnt bereits einen 2 m langen Block am Dießenbach zwischen dem Einwald und dem Wartenburger Holz und einige Stücke östlich der Eisenbahnstation Redl-Zipf. Ich selbst konnte es trotz genauen Suchens im Dießenbachtal und seiner Nachbarschaft nirgends mehr feststellen. Wohl aber gelang mir dies im Pitzenberger Holz nordwestlich von Schwanenstadt, dessen König ebenfalls gedenkt. Besonders gegenüber der Mühle östlich unterhalb der

Ortschaft Pitzenberg sieht man in einer Schottergrube eine Reihe von Blöcken, bis gegen 1 m lang, liegen. Drei weitere stecken über dem Schlier in der Verwitterungsdecke, die aus lehmig verunreinigtem Schotter besteht. Im Pitzenberger Holz selbst fand ich das Gestein nicht, obwohl Blöcke nach einer Mitteilung dort nicht selten sein sollen. Ein weiteres Vorkommen fand ich ganz in der Nähe im Geiselholz nördlich von Schwanenstadt. Hier liegt ein Block von über 1 m Länge am Waldrande östlich oberhalb von Pengerling, der aus ziemlich kleinen Geröllen besteht und eine glasige Oberfläche zeigt. Kleinere Trümmer finden sich namentlich in der Nachbarschaft von P. 464. Am blockreichsten scheint die Umgebung von Ampfelwang zu sein, wo das Qk. in großem Umfange im Ort als Baustein zu sehen ist, namentlich an der neuen Umfassungsmauer des Kirchenplatzes, deren Material allerdings von der alten Friedhofmauer stammt. Es ließ sich aber in Erfahrung bringen, daß in der Umgebung des Ortes auch jetzt noch mehrfach so große Blöcke aufgedeckt werden, daß man sie zuerst sprengen muß, um sie überhaupt fortschaffen zu können. Zum Hauptteil sind die Blöcke bei Ampfelwang dichter Quarzit, daneben finden sich aber auch die üblichen Konglomerate. In Form von Bausteinen fand ich das Gestein hier auch noch an einigen anderen Stellen. In der Natur selbst sind mir aber keine weiteren Fundorte bekannt geworden.

Auch der Bergbau auf Kohle hat es, soviel ich weiß, nirgends angetroffen. Dafür traf ich bei Kaletzberg am Südennde des Pettenfürsts eine ganze Menge von verkieselten Baumstämmen mit einem Durchmesser von über 3 dm, an denen die Jahresringe vollkommen deutlich zu erkennen sind. Sie finden sich hier in solcher Menge, daß sie zur Ausmauerung des Stoileneinganges in der Nähe des Tagbaues verwendet wurden. Auch sonst werden sie in der Umgebung stellenweise als Baustein verwendet, ein Bauer hat beispielsweise seinen ganzen Brunnen damit ausgemauert. Eine Beziehung zwischen diesen verkieselten Hölzern und den Qk. scheint aber nicht zu bestehen.

Neben dem Grimberg bieten im Bereich des Hausrucks die Pramquellen westlich von Haag, die sogenannten Sieben Brunn, das beachtenswerteste Qk.-Vorkommen, das A. König entdeckt hat (10, S. 136). Von Kruglug bis gegen Schernham ist der ganze Quelltrichter der Pram mit zahlreichen Blöcken überstreut, die namentlich unterhalb des von Kruglug gegen S führenden, für forstliche Zwecke angelegten Weges sehr stark aufgehäuft sind und hier oft einen Durchmesser von mehreren Metern erreichen. Nirgends aber liegen sie an ursprünglicher Stätte, sondern sie sind durchaus verstürzt. Leider wird, wie sich bei dreimaligem Besuch feststellen ließ, unter den Blöcken durch Sprengungen jetzt sehr stark aufgeräumt. Aus diesem Grunde konnte ich wohl die 9.5 m lange Platte nicht mehr finden, von der König spricht. Von ihm ist nun auch die wichtige Tatsache vermerkt worden, daß am Ostgehänge des großen Pramquelltrichters neben dem Wege Kohle ausbeißt. Die Qk.-Blöcke liegen, wie er schreibt, unmittelbar unterhalb der Kohle. König scheint aber darüber hinaus an eine Lagerung unter der Kohle, in deren Liegenden, gedacht zu haben, da er glaubt, man würde vielleicht das Konglomerat anstehend treffen, falls der Bergbau an diese Stelle käme.

Ich selbst sah das Ausbeißen der Kohle erst bei meinem letzten Besuch im Frühling 1925, wo sie durch mehrere frisch angelegte Abzugsgräben neu erschlossen war. Damals erfuhr ich auch, daß gerade am Wege, der ungefähr die Basis der Hausruckschotter bezeichnet, ein Stolleneinschlag auf Braunkohle bestand. Die Hausruckschotter selbst sind oberhalb der Straße in einer größeren Schottergrube erschlossen. Der Kohlenhorizont in ihrem Liegenden hat eine Höhe von 590 bis 600 m. Bis zu dieser Höhe reichen im Quellgebiet der Pram die Qk., höher sind sie nirgends mehr aufzufinden. So sehr das vielleicht für ein ursprüngliches Auftreten der Konglomerate im Liegenden der Kohle sprechen könnte, so ist doch davon nirgends etwas zu sehen, weder hier noch auf der Ostseite des Haager Rückens, wo es die Kohlenbergbaue von Letten auch nicht angetroffen haben.

Der tatsächliche Befund ergibt also nur eine Anlagerung des Qk. an den Nordabfall des Haager Rückens mit seiner ausbeißenden Kohle, nicht aber ein Anstehen in deren Liegendem.

Zum Abschluß unserer Übersicht über die Verbreitung des Qk. sind noch die Vorkommnisse zwischen Peuerbach und Neukirchen am Walde zu hesprechen, denen aus mehreren Gründen eine besondere Bedeutung zukommt.

A. König zeichnet in seinem Übersichtskärtchen der tertiären Schotter und Konglomerate westlich von Neukirchen Qk. ein, wohl der Angabe Fr. v. Hauers folgend. Um deu Ort Neukirchen selbst ist aber weder Schotter noch Konglomerat zu sehen. Alle Aufschlüsse zeigen verwittertes Urgestein, so besonders südlich des Ortes an der Straße gegen Peuerbach. Dagegen muß die östliche und südliche Umgebung von Neukirchen geradezu ein Hauptverbreitungsgebiet des Qk. genannt werden. Es findet sich jedoch nirgends auf der Höhe des Plateaus, wie etwa um Neukirchen selbst, auf der Höhe von Salling<sup>1)</sup> oder südwestlich von Hengstberg, sondern ist in die flachen Talmulden am Oberlaufe der verschiedenen Bäche eingelagert, die hier ihren Ursprung nehmen.

Vor allem ist der flache Talkessel bei der Ortschaft Vilzbach (auf der Spezialkarte fälschlich Vitzbach) in einer Höhe von 480 m von vielen, meist wagrecht liegenden Platten überdeckt, deren Breite bis zu 4 m beträgt. Etwas höher liegt, südwestlich des Ortes, in einem kleinen Birkenwäldchen eine gewaltige Platte von über 6 m Längen- und Breitenerstreckung, die über 1 m aus dem Boden herausragt und horizontal gelagert ist. Sowohl in diesem Wäldchen als auch südlich davon liegen noch eine ganze Anzahl kleinerer Blöcke umher, die besonders durch eine kleine Rodung bloßgelegt wurden.

Ganz ähnliche Verhältnisse herrschen westlich unterhalb der Ditzlmühle südlich von Salling und westlich unterhalb der Kapelle an der Straße. Auch hier treten unmittelbar am Bache große Blöcke bis zu 6 m Breite auf, die anscheinend einmal eine zusammenhängende Decke gebildet haben. Vor allem gegenüber dem Bauernhaus liegt westlich vom

<sup>1)</sup> Ebenso wie der Name Pitzenberg an zwei Stellen auftritt, bei Münzkirchen und bei Schwänenstadt, so findet sich auch der Name Salling zweimal, bei Münzkirchen und bei Neukirchen am Wald.

Bach ein größeres, mit Sträuchern bewachsenes Blockfeld, dessen einzelne Trümmer in ihren Umrissen noch deutlich den ehemaligen Zusammenhang verraten. Die Höhe des Vorkommens beträgt nicht ganz 500 *m*.

In ungefähr gleicher Höhe finden wir das Gestein unmittelbar östlich von Neukirchen an zahlreichen Stellen in Form sehr großer Blöcke in der Umgebung des Kreuzes an der Straße von Neukirchen nach Willing. Vermischt mit Urgesteinsblöcken ragen sie in großer Menge aus dem Wiesenboden am Bache südlich der Straße heraus, nördlich der Straße stecken sie in den Feldern drinnen. Ein Graben am Rande des kleinen Wäldchens nordöstlich des Kreuzes zeigte ebenfalls viele kleinere Stücke in einer Tiefe von ungefähr 1 *m* im Boden, der hier ausschließlich aus den Verwitterungsprodukten des Grundgebirges besteht.

Bei der Ditzlmühle ist in den letzten Jahren eine beträchtliche Verminderung der Blöcke eingetreten, da sie, wie auch zahlreiche Sprenglöcher in ihnen zeigen, zu Bauzwecken verwendet werden. Der ganze Unterbau der hier am Bach stehenden Hütte ist aus ihnen errichtet.

Nicht allzu große Blöcke treten in größerer Zahl in dem der Ditzlmühle westlich benachbarten Graben auf. Im Tale bei Frankengrub fehlen sie, ebenso überall auf der Höhe nördlich des Leithenbachdurchbruches. Hingegen sind viele kleinere Stücke wieder nördlich oberhalb des Knies des Leithenbachdurchbruches zu sehen, in einer Höhe von etwa 450 bis 500 *m*. Besonders im dortigen Graben und beiderseits auf den Wiesen liegen sie in großer Anzahl.

Eine der wichtigsten Fundstätten ist das Wäldchen am Bache nordöstlich von Mitteraubach. Dort liegt das Gestein in ähnlicher Mächtigkeit wie bei der Ditzlmühle. Ganz nahe liegen mehrere Platten von über 5 *m* Länge und Breite nebeneinander und außerdem sind viele andere kleinere Blöcke im Walde verstreut, so daß man hier mit Recht von einer einst zusammenhängenden Decke sprechen kann.

Drei Riesenblöcke liegen etwas weiter talabwärts und unterhalb Höllberg an der Stelle, wo der Seitengraben zwischen Sallingberg und dem Raffl herunterzieht. Auch diese Blöcke haben eine Länge von vielleicht 4 *m* und ragen 1—1½ *m* aus dem Boden heraus. Auch hier finden sich daneben noch kleinere Trümmer. Kleinere Stücke weist auch der Graben östlich des Raffl in großer Zahl auf. Merkwürdigerweise fehlen sie im Wäldchen nordöstlich von Unteraubach gänzlich, obwohl sie auch um diese Ortschaft zu finden sind. Der Blöcke in den Schottergruben um Irnedt wurde bereits gedacht.

Sehr bedeutend ist das Vorkommen am Ostende des Leithenbachdurchbruches oberhalb des Brückleins der Straße Peuerbach—Andling in der Nähe der Furthner Mühle; die überaus zahlreichen Blöcke erreichen hier einen Durchmesser bis zu 2 *m* und weisen keine scharfe Kante auf, was darauf schließen läßt, daß sie nicht durch Zertrümmerung einer an Ort und Stelle in so tiefer Lage (380 *m*) ehemals vorhandenen Konglomeratdecke entstanden sind.

Ziemlich reich an Qk. ist auch der Ostabfall des Feuchtenbergrückens, wo es in einer Höhe von rund 460 *m* auftritt. Der kleine Rücken, der sich von Achleithen gegen O abdacht, besitzt in dieser Höhe einen terrassenförmigen Absatz, an den sich gegen S eine größere

Quellmulde anschließt, deren Rinnsal an der Kante dieses Gehängeabsatzes einen steilen Gefällsbruch erleidet, während es sich unterhalb davon wieder mit flachem Gefälle fortsetzt. An dieser Gefällssteile liegen nun mehrere Konglomeratblöcke. Auch weiter unterhalb finden sich einige abgerutschte Trümmer.

In derselben Höhe liegen die Blöcke im Tälchen nordöstlich vom Haslinger, sie reichen dort aber am Waldrande auch noch tiefer hinunter, auch im südlich anschließenden Graben liegen sie noch, nicht mehr jedoch in der Gegend von Hötzmansdorf. Entlang des ganzen Rückens steigt das Qk. aber nirgends bis auf die Höhe selbst hinauf, sondern hält sich um 460 m.

Auch die Westseite des Feuchtenbergrückens ist im Bereich nördlich von Peuerbach nicht arm an Blöcken, die in besonderer Menge an kleinen Bach auftreten, der vom Bösenberg in Nordwestrichtung gegen den Leithenbach hinunterzieht. Namentlich oberhalb und unterhalb der Straße häufen sie sich. Hingegen ist die nähere Umgebung der Eintrittsstelle des Leithenbaches in seinen Durchbruch frei davon.

Zwei Umstände machen das Qk.-Vorkommen in der Umgebung von Neukirchen ganz besonders bemerkenswert, nämlich die Kleinheit der Quarzgerölle, aus denen es sich zusammensetzt, und seine Einlagerung in die Talmulden des Massivrandes.

Während das Konglomerat des Pitzenberges bei Salling aus ziemlich groben Schottern besteht, erreichen die Quarzgerölle der Neukirchner Gegend gewöhnlich nur Taubeneigröße, ja oft kaum Haselnußgröße, wenn natürlich auch gröberes Schottermaterial daneben vorhanden ist. Alles in allem genommen, bleibt aber die Korngröße weit hinter der der Sallinger Schotter zurück, was vielleicht um so beachtlicher ist, weil wir hier an der Ostgrenze des Verbreitungsgebietes des Qk. überhaupt stehen.

Ebenso bedeutungsvoll ist die Tatsache, daß das Qk. auf dem 550 m hohen Plateau von Neukirchen und dessen Ausläufern fehlt, dafür aber an seinem Rande 50 m tiefer in großer Häufigkeit auftritt, wobei es hauptsächlich in die Muldentäler eingelagert ist, die hier den Massivrand gliedern. Alle Wahrscheinlichkeit spricht dafür, daß mindestens die große Platte im Birkenwäldchen südwestlich vom Vilzbach noch an ursprünglicher Stelle liegt, vielleicht auch die Platte bei der Ditzlmühle. Wir stehen hier einer Frage gegenüber, die noch nicht endgültig beantwortet werden kann. Soviel ist sicher, daß auch die Schotter dieser Konglomerate Fernschotter sind; denn wie zahlreiche Vergleiche entlang des ganzen oberösterreichischen Massivrandes ergeben haben, treten uns die Geschiebeablagerungen der Massivrandbäche nirgends in Form reiner, gut gerollter Quarzschotter entgegen. Wohl aber kann es sich dabei um umgelagerte Schotter handeln, die erst von der Höhe des Plateaus in den Talmulden zusammengeschwemmt wurden. Daß auch die ausgedehnte 550 m-Fläche von Neukirchen einstmals in größerem Ausmaße von Kieslagern bedeckt war, darauf scheinen die spärlichen Schotter beim Eichelmeier südlich von Neukirchen ebenso wie die vielen Quarzgerölle nördlich von Pühret an der Straße gegen Waldkirchen und weiter gegen NO die spärlichen Schotterdecken im Walde nord-

westlich vom Puchmaier, drei Kilometer nördlich von Neukirchen, zu weisen.

Ein nachträglich zusammengeschwemmtes Quarzschotterlager findet sich auch in der Einmündung westlich von Breitenau bei dem dortigen alleinstehenden Haus.

Auf der Übersichtskarte sind nur jene Fundstellen verzeichnet, wo das Qk. in größeren Blöcken auftritt, bei denen eine Verfrachtung durch den Menschen als ausgeschlossen gelten konnte. Es sind deshalb alle Fälle weggelassen, wo Blöcke nur in den Ortschaften selbst zu sehen waren, ohne daß ihre Herkunft zu erfahren war. Dies gilt besonders für die Nachbarschaft von Ried und die Gegend nordöstlich des Kobernaüerwaldes, wo ich Blöcke bei Kobernaüben, Stelzen, Wirm-ling, Nußbaum, Maireck südlich Waldzell, Weißendorf gesehen habe. Eine größere Anzahl von Blöcken bei Lohmsburg stammte nachweislich von auswärts. Ähnliche Beispiele ließen sich für die Ostgrenze des Verbreitungsgebietes erbringen.

## B. Allgemeine Bemerkungen.

Alle Verkieselungsdecken stimmen nicht nur in ihrem Aussehen, sondern auch in ihrer Entstehung überein; denn durchaus zeigt sich, daß die Verfestigung durch das Eindringen gelöster Kieselsäure in die Schotterlager von oben her erfolgt ist. Die Übereinstimmung erstreckt sich aber darüber hinaus auch auf die von der Verkittung betroffenen Schotter, die sich in Farbe und Geröllführung von allen übrigen Tertiär-schottern unterscheiden. Schulz (19, S. 322) kennzeichnet sie treffend als grobe Quarzschotter mit völlig zermürbten, also wohl in situ kaolinisierten Granit- und Gneisgeröllen und starkem Kaolingehalt in ihrer auffallend weißen Grundmasse. Neben den Quarzen treten nur noch verschiedene Quarzite und Quarzitschiefer in den Schottern auf, letztere aber ebenfalls oft so stark verwittert, daß man sie zwischen den Fingern zerdrücken kann. Auch die Quarze selbst sind vielfach stark zerfressen und nur in Form von Geröll-skeletten erhalten. Gut erhaltene Granit- oder Gneisgerölle fand ich in keinem einzigen Aufschluß, der Verkieselung aufweist. Erst recht fehlen natürliche Kalke. Dementsprechend sucht man daher in den Qk. selbst andere Gerölle außer Quarz und Quarzit vollkommen vergeblich.

Die Schotter weisen im allgemeinen mittlere Korngröße auf. Fast überall finden sich aber auch Gerölle bis zu Doppelfaustgröße und darüber. In dieser Beziehung besteht kein Unterschied zwischen O und W des Verbreitungsgebietes, etwa zwischen Pitzenberg und Numberg. Nur die Konglomerate unterhalb Neukirchen am Wald bestehen aus auffallend kleinen Geröllen. Die weißen Feinsande und Tone, die die Grundmasse zwischen den Geröllen bilden, reichern sich häufig auch zu größeren Zwischenschichten an. Die Verkittung dieser feinkörnigen Absätze liefert dichte Quarzite, die sich an allen Stellen, wo Qk. in größerer Menge vorkommt, zahlreich neben den eigentlichen Konglo-meraten finden. Beide Formen sind oft an einem einzigen Block ver-einigt. Solche Quarzite treten besonders reichlich auf im Steinkart, im

Lugens, bei Ranzenberg nördlich von Simbach am Inn, bei Munderfing nördlich von Pram am Hausruck, bei Ampfelwang. Sie sind aber auch sonst nicht selten.

Ein besonderes Kennzeichen ist die oft wirklich blendend weiße Farbe der Schotter, durch die sie sich, abgesehen von der Geröllführung, nicht nur von den frischen, bunten Hausruckschottern, sondern auch von den braunen, rostfarbenen Schottern des jüngsten Pliozäns abheben. Schon zu einer Zeit, als ich die hier vorgetragenen Zusammenhänge noch gar nicht ahnte, war mir besonders auf Grund der Farbe die Ähnlichkeit der Schotter des Grimberges oberhalb Dorf nördlich von Frankenburg mit denen des Pitzberges bei Salling aufgefallen. Ein weiteres Merkmal ist die große Feuchtigkeit der Schotterlager, die mit dem Kaolinreichtum im Zusammenhang steht.

Bezüglich der petrographischen Beschaffenheit des Qk. sei auf die Ausführungen von König und Stadler verwiesen. Die Verfestigung ist durchaus so stark, daß es unmöglich ist, einzelne Gerölle aus dem Verhände des Konglomerates herauszubringen. Die Bruchflächen schneiden die Gerölle entzwei und das Qk. verhält sich vollkommen wie ein homogenes Gestein. Bei umgelagerten Blöcken ist die Oberfläche gar nicht selten in prächtiger Weise angeschliffen, so daß sich die einzelnen Gerölle auf der Schlißfläche in Form von Kreisen oder Ellipsen abbilden.

Eigentümlich sind kleine Kanäle, die sich von der Oberfläche weg in das Gestein hineinziehen und an den Bruchflächen oft schön zu verfolgen sind. Schulz (19, S. 322) bezeichnet sie als Wurzelgänge, Petraschek hingegen möchte dieselbe Erscheinung bei den Knollensteinen des Gesenkes (15, S. 264) Algen zuschreiben. Ich selbst fand Blöcke, die von vielen kleinen Röhrchen durchzogen werden, im Rottgebiet häufig, vor allem im Steinkart, wo die Kanäle meist einen Durchmesser von ungefähr 5 mm aufweisen.

Bemerkenswert ist in dieser Hinsicht eine Platte bei den Pramquellen, die von zahlreichen Gängen durchsetzt ist. Die schief gestellte Plattenoberfläche ist vollkommen glatt, auch die Ausmündungen der Kanäle, von denen das Gestein durchzogen ist, weisen keine scharfe Kante auf. Ihre zylindrischen Röhren erreichen einen Durchmesser bis zu 5 cm und eine Tiefe von über  $\frac{1}{2}$  m. Dieser Tiefe entspricht auch die Mächtigkeit einer sehr feinkörnigen, quarzitären Schicht, aus der sich die Platte in den oberflächlichen Teilen zusammensetzt. Erst unter dieser quarzitären Lage besteht sie aus richtigem Konglomerat. Die gerade in das Gestein hineinführenden Gänge gabeln sich im Innern der Platte in kleinere Äste, außerdem zweigen auch viele ganz kleine Röhrchen vom Hauptgange ab. Auch auf der Oberfläche der Platte münden unzählige Kanälchen mit 2—5 mm Durchmesser aus. Wie im Gebiete des Steinkarts sah ich auch hier in mehreren Gängen kieselige Einlagerungen von einer ringartigen Schichtung, die an verkieseltes Holz erinnerten. Dies würde alles dafür sprechen, daß diese Kanäle wirklich Wurzelgänge aus einer Zeit sind, in der sich die Verkieselung der Schotter gerade vollzog.

### C. Schlußfolgerungen und Ergebnisse.

Die im Abschnitt A zusammengefaßten Beobachtungen sind zugleich auch schon die Antwort auf die eingangs gestellte Frage nach der Verbreitung des Qk. Der dort gewonnene Überblick, dem eine gewisse Vollständigkeit zukommt, liefert uns aber auch die Grundlagen für die Beantwortung der beiden anderen Fragepunkte nach der Einheitlichkeit und dem Alter des Qk.

J. Stadler (21, S. 97) ist der Ansicht, daß das Qk. verschiedenen Horizonten angehöre, die aber alle jünger wären als die obermiozäne Braunkohle von Passau, unter der es nirgends angetroffen wurde. H. Schulz hingegen faßt es auf Grund seiner Studien im niederbayrischen Verbreitungsgebiet als einen einheitlichen Horizont auf. Die Qk. in situ sind hier an ein bestimmtes Niveau gebunden, die im S des Bayrischen Waldes weitverbreitete 550-*m*-Fläche, deren morphologische Bedeutung Schulz mit Recht stark hervorgehoben hat. Freilich haben die Verkieselungsdecken heute nicht mehr dieselbe Höhe. Schon vom Schellenberg (550 *m*) zum Steinkart (527 *m*) tritt eine leichte Absenkung ein, eine viel stärkere aber von dieser Achse gegen W zu. Das ändert aber nichts an der Tatsache, daß die Verkieselungsdecken nur einem einzigen Niveau angehören. Zum selben Ergebnis führten die Studien im oberösterreichischen Tertiärhügelland. Auch hier liegen die Verkieselungsdecken nicht in gleicher Höhe und sie lassen sich bei der großen räumlichen Entfernung auch nicht unmittelbar einander zuordnen. Eine mit dem bayrischen Hauptvorkommen übereinstimmende Höhenlage weist der Pitzenberg (559 *m*) auf, die Verkieselungsdecke des Grimberges nördlich von Frankenburg liegt in 580 *m* Höhe, noch höher die einstige Decke bei den Pramquellen, die mit etwa 600 *m* angesetzt werden kann. Die vielleicht teilweise in situ lagernden Qk. bei Neukirchen am Wald gehen nicht über 500 *m* hinaus.

Immer handelt es sich aber um einen einzigen Horizont, in dem eine Verkieselung der Schotter erfolgt ist. Keine einzige Stelle spricht dafür, daß es zu verschiedenen Zeiten zu einer Qk.-Bildung gekommen wäre.

Im Tertiärgebiet westlich des Inns nehmen die Qk.-Decken die höchsten Punkte in der Landschaft ein, im österreichischen werden sie jedoch vom Hausruck und vom Südabfall der Böhmisches Masse überhöht. Es wäre hier deshalb sehr wohl möglich, in Form von Blöcken die Spuren einer etwaigen Verkieselung in größeren Höhen festzustellen, was aber nirgends der Fall ist. Die sehr häufig vorkommenden Verfestigungen der Hausruckschotter gehen ausnahmslos auf ein kalkiges Bindemittel zurück. In sehr treffender Weise spricht daher A. König (10, S. 135) von Hausruckschotterkonglomerat und unterscheidet es scharf vom Qk., das im Bereich der eigentlichen Hausruckschotter nicht auftritt. Gumbel (6, 331) hatte beide Konglomeratarten nicht klar auseinandergehalten, auch A. Penck (15, S. 82) sprach von quarzigem Bindemittel der Hausruckschotter, neuerdings, wohl in Unkenntnis der Arbeit Königs, auch Fr. Münchsdorfer (1. S. 61).



Auch bei den typischen Hausruckschottern des Lohnsburger Hochkuchlberges handelt es sich durchbaus um Kalkkonglomerate. Die Erwähnungen von Qk. durch E. Kriechbaum (13, S. 39) und F. Schöberl (18, S. 178) beruhen auf einem Irrtum. Wohl finden sich auf dem Hochkuchlberg tatsächlich einige Qk.-Stücke, es handelt sich aber um bearbeitete Grenzsteine, die von auswärts stammen. Dasselbe gilt für den Pattighamer Hochkuchlberg, der im übrigen ebenfalls teilweise durch Kalk verkitterte Hausruckschotter trägt. Beide Konglomeratarten werden übrigens gerade in dieser Gegend von der Bevölkerung schon im Namen unterschieden. Während das Kalkkonglomerat des Hausrucks als Schotterstein bezeichnet wird, sind die Qk. als Mehrbacher Steine oder Kieselsteine schlechthin bekannt.

Wie Verkieselung oberhalb des angeführten Qk.-Niveaus nicht festzustellen ist, so treffen wir umgekehrt keine einzige Stelle an, wo das Qk. mit jüngeren Schottern in genetischem Zusammenhange stünde. Alle unter dem Niveau der angeführten Verkieselungsdecken liegenden Schotter sind frei von Verkieselung und enthalten Qk. nur in Form von eingeschwemmten Blöcken. Dem entgegen fehlen solche fremde Riesengerölle in allen Schotterlagern, deren Oberfläche selbst eine Verkieselungsdecke aufweist, was auch wieder beweist, daß es vor der Ablagerung und Verkieselung dieser Schotter in unserer Gegend noch kein Qk. gegeben haben kann. Ohne jeden Rest einer Unklarheit oder eines Widerspruches ist also meiner Meinung nach auch die zweite der gestellten Fragen dahin gelöst, daß alle Qk. im Tertiärhügelland beiderseits des Inns über ihr ganzes Verbreitungsgebiet hin einem einzigen Horizonte angehören.

Auf dieser Unterlage können nun auch die Erörterungen zur Beantwortung der Frage nach dem Alter dieses Verkieselungshorizontes aufbauen. Am besten geht man dabei vom Hausruck und seiner Umgebung aus, wo mehrere verschieden alte Schotterniveaus staffelförmig übereinanderliegen. Das bedeutendste sind die Hausruckschotter selbst, die von ihrer Schlierunterlage durch einen Braunkohle führenden Schichtkomplex getrennt werden.

Schon der Umstand, daß das Qk., soviel ich erfahren konnte, trotz der zahlreichen Aufschlüsse durch den Kohlenbergbau nirgends unter dem Lignit angetroffen wurde, spricht dagegen, daß es älter ist als die Braunkohle und die darüberliegenden Hausruckschotter. Eine besondere Bedeutung kommt in der Beurteilung der Altersfrage der Verkieselungsdecke auf dem Grimberg (580 m) zu. Diese ist nämlich in einem großen, durch Abtragung der Hausruckschotter entstandenen Talkessel eingelagert, muß also bedeutend jünger sein als die Hausruckschotter. Die Verkieselungsdecke liegt auf einer Erosionsfläche des Schliers, die etwas tiefer liegt als der Kohlenhorizont im benachbarten Bergbaugebiet von Badstuben und Feitzing. Die Verhältnisse am Grimberg-Riedel schließen auch die Möglichkeit aus, daß es sich um ein Stück einer wiederaufgedeckten älteren verkieselten Landoberfläche handeln könnte. Auch an den Pramquellen ließ sich nur eine Anlagerung der

Qk. an den Nordabfall des Haager Rückens feststellen. Bedenkt man ferner die Tatsache, daß in den Hausruckschottern nirgends eine Einlagerung von Qk.-Blöcken vorliegt, wie etwa in den Schotterriedeln des Hörndlholzes oder des Reschfeldes, so kann kein Zweifel darüber bestehen, daß die Qk. jünger sind als die Hausruckschotter.

Das setzt uns in die günstige Lage, die untere Altersgrenze bestimmen zu können, da wir das Alter der Hausruckschotter besonders auf Grund neuer Fossilienfunde unmittelbar in ihnen selbst genau kennen. Der Schotterarbeiter Johann Briedl fand nämlich 2 m über dem Boden der riesigen Haager Schottergrube einen Mastodonmahlzahn, der jetzt im Landesmuseum in Linz liegt, in dessen Jahresbericht von 1923 (S. 39) kurz darüber berichtet wird. Nach einer gütigen brieflichen Mitteilung von Dr. Theodor Kerschner, Landesmuseum in Linz, handelt es sich um den dritten Mahlzahn im Unterkiefer rechts der Übergangsform *Mastodon* (*Bunolophodon*) *longirostris* Kaup. / (*Dibunodon*) *aver-nensis* Croiz et Job., wodurch das unterpliozäne Alter der Hausruckschotter neuerdings erwiesen wird. Zwei Jahre darauf wurde an derselben Stelle abermals ein Backenzahn eines *Mastodon* gehoben und ein aus den Schottern stammendes Nasenbein einer Rhinocerosart dem Landesmuseum übergeben, worüber im 81. Bande des Jahrbuches des oberösterreichischen Musealvereines, Jahresbericht 1925, S. 39, eine kurze Nachricht zu finden ist.

Diese Funde sind um so bemerkenswerter, als, wie mir Briedl berichtete, außer verkieselten Hölzern früher nie irgendwelche Fossilienfunde in der Haager Schottergrube gemacht wurden.

Auch der terminus ante quem ist für die Bildung des Qk. mit einiger Genauigkeit zu bestimmen. Es ist hier eine Reihe von Fällen angeführt worden, in denen lose Blöcke in den Schottern der von ungefähr 530 m sich nordwärts absenkenden Riedelflächen des Federnberges, des Guggenberg-Hörndlholz-Zuges und des Reschfeld-Trittsfeld-Zuges eingelagert sind. Alle diese Schotterterrassen gehören aber dem Jungpliozän an, wie uns die Vergleiche mit der Höhenlage des Deckenschotters beweisen. Dies wird uns am Geinberg, der die Fortsetzung des Federnbergniveaus ist, besonders deutlich. Seine Riedelfläche (460 m) liegt noch beträchtlich höher als die von Penck als älterer Deckenschotter angesehene Terrasse beim Ort Geinberg (400 m) selbst. Die Entsprechungen des Deckenschotters, allerdings aus umgelagerten Tertiärschottern zusammengesetzt, finden sich auch weiter im SO auf der rechten Talseite des Altbaches in der Gegend von Ornading. Hier lehnt sich bei der Ortschaft Holzarding an den steilen Abfall des 480 m hohen Riedels nordwestlich von Kirchheim eine überaus breite Terrasse von 450 m Höhe an, deren Schotter, wie zahlreiche Aufschlüsse am Fuße des Steilabfalles zeigen, auf Schlier aufliegen. Auch die äußere Erscheinung dieser Schotter ist ganz dieselbe wie im Aufschlusse gegenüber der Kirche von Geinberg. Diese Deckenschotterterrasse entspricht vollkommen den ebenfalls aus umgelagertem Tertiärmaterial zusammengesetzten Deckenschottern am rechten Gehänge des Moosbachtals bei Lindau und Wimholz (450—460 m) und bei Radelham-Weitenpoint (445 m), von denen G. Götzing (5, S. 3) berichtet. Die Pliozän-

schotter sind nördlich der breiten Terrasse von Holzerding auf der Höhe bei Sachsenbuch aufgeschlossen, desgleichen etwas weiter im W südöstlich von der Kapelle bei den oberen Häusern der Ortschaft Nonsbach (Höhenlage 460 m).

Daß auch innerhalb der jungpliozänen Schotter noch verschiedene Niveaus zu erkennen sind, ist an dieser Stelle belanglos.

Faßt man dies nun alles zusammen und bedenkt man ferner, daß von der Zeit der Ablagerung der Hausruckschotter bis zum Absatz der 550 m-Schotter eine ziemlich lange Erosionsperiode verstrichen sein muß, so wird man das Alter der Qk. und der dazugehörigen Schotter als mittel- bis oberpliozän bezeichnen müssen.

Dabei ist noch eine kleine Ergänzung von nöten. An sich hätte ja die Frage nach dem Alter der Qk. in zwei Punkte zerlegt werden müssen: 1. Wie alt sind die Schotter und 2. wie alt ist die Verkieselung dieser Schotter? Man kam jedoch über diese feinere Unterscheidung hinweggehen, weil sich ja Ablagerung und Verkittung der Schotter unmittelbar hintereinander abgespielt haben müssen; in den jüngeren Pliozänschottern kommen ja bereits umgelagerte Qk.-Blöcke vor.

Mit den obigen Feststellungen fällt zugleich auch ein Licht auf die Ursache, die zur Verkieselung der Schotter geführt hat.

Innerhalb seines Verbreitungsgebietes ist das Qk. sehr unregelmäßig verteilt. Neben Räumen, wo es ausgedehnte Decken bildet oder gebildet hat, liegen andere, wo es von vornherein nur spärlich vorhanden gewesen sein kann. Als Hauptplätze der Verkieselung treten uns noch heute entgegen: das Rottgebiet, der Pitzenberg bei Münzkirchen und seine südöstliche Nachbarschaft, der Westrand des Waizenkirchner Beckens, die Umgebung von Mehrnbach bei Ried, das Gelände um Munderfing nördlich von Pram am Hausruck, die Pramquellen und der Grimberg im Hausruck selbst. Diese ganz verschiedene Lage schließt eine rein örtliche Ursache für die Verkittung der Schotter aus. Jedenfalls dürfte eine Zuführung von gelöster Kieselsäure aus dem nördlichen Grundgebirge, die für Schulz (19, S. 322) einige Wahrscheinlichkeit besitzt, nicht in Frage kommen, am wenigsten für das Gebiet südlich des Hausrucks, das ja vollständig von der Böhmisches Masse getrennt ist. Die Kieselsäure kann nur aus den Schottern selbst stammen. Als Ursache für ihre Lösung und die Verkittung der Schotter kann bloß eine allenthalben wirkende in Betracht kommen, die allein im Klima liegen kann. Dabei ist vor allem der Umstand von Bedeutung, daß wir Verkieselung, wenigstens im oberösterreichischen Tertiärgebiet, nur in umgelagerten Schottern antreffen. Bei den in situ verbliebenen Hausruckschottern fehlt sie. Inwieweit sich auch im Rottgebiet Qk. nur in umgelagerten Schottern bildete, ist nicht so leicht zu entscheiden. Die Einförmigkeit der Geröllgesellschaft scheint aber dafür zu sprechen; denn die Verwitterung an Ort und Stelle kann für diese kaum allein verantwortlich gemacht werden, weil sich sonst ihre Einwirkung auch in den Hausruckschottern feststellen lassen müßte. Diese zeichnen sich aber bis in die höchsten Lagen durch große Frische aus. Vor

allen an den Gneisen und Hornblendeschiefern fällt immer wieder der ausgezeichnete Erhaltungszustand auf. Rund um den Hausruck treten nun mehrere Niveaus umgelagerter Schotter auf. Wenn trotzdem nur in einem einzigen Horizont, und zwar in deren höchstem und ältestem Verkieselung eingetreten ist, so weist das neuerdings auf klimatische Ursachen hin, die zur Zeit der Ablagerung der jüngsten Pliozänschotter nicht mehr bestanden haben können. Soviel lehren die geologischen und morphologischen Tatsachen. Wie aber das Klima beschaffen war, können nur vergleichende Studien mit anderen Gebieten und mit den Gegenwartsverhältnissen zeigen. Mit großer Übereinstimmung wird ein Wüstenklima für die Bildung des Qk. angenommen.

Mit den obigen Erörterungen über das Alter des Qk. könnte auch die dritte Hauptfrage dieser Arbeit als beantwortet gelten, wenn sich dabei nicht ein Widerspruch mit den Ergebnissen eingestellt hätte, zu denen Schulz auf Grund seiner Untersuchungen in Niederbayern gelangt ist. Seine Beweisführung ist kurz folgende: Die 550 *m*-Schotter und die durch ihre Verkittung entstandenen Qk. gehen gegen W allmählich in das sogenannte Hauptkieslager über, wobei sich ein Fazieswechsel vollzieht, indem aus reinen Quarz- und Quarzitschottern solche mit Kalk- und Kieselkalkführung werden. Die Hauptkiesbank ist nach Gümbel (7, S. 290 u. 381) ein Glied der oberen Süßwassermolasse und hat obermiozänes Alter. Von ihr unterscheidet er das pliozäne Obere Quarzgeröll (S. 290 u. 381), zu dem er auch die Schotter des Steinkarts und des Hausrucks rechnet. Infolge des angenommenen Überganges der 550 *m*-Schotter in das Hauptkieslager schreibt Schulz auch dem Qk. obermiozänes, genauer frühobermiozänes Alter zu (19, S. 344). Im Hangenden des Hauptkieslagers und der darüber liegenden Malgersdorfer Weißerde breiten sich nach Schulz östlich der Isar pliozäne Quarzschotter aus, die ihre Entsprechungen in der Passauer Gegend in den Schottern des 420 *m*-Niveaus haben, wo sie auf obermiozänen Kohlen und Tonen liegen, tief unter dem Niveau der nur mehr in Resten erhaltenen 550 *m*-Fläche. Daraus leitet Schulz eine Kreuzung zweier jungtertiärer Landoberflächen ab, die auf frühobermiozäne Verbiegungen zurückzuführen wäre.

In ganz ähnlicher Weise war auch ich ursprünglich vom obermiozänen Alter des Qk. überzeugt und hatte schon vor Schulz geglaubt, eine ähnliche Schotterkreuzung im oberösterreichischen Tertiärgebiet feststellen zu müssen.<sup>1)</sup> Mit A. König war ich der Meinung, daß die Qk. tatsächlich im Liegenden der Hausruckschotter aufträten. Als Fortsetzung der Hausruckschotter im N betrachtete ich die Schotter der 420 *m*-Terrasse bei Passau, die ja bei Jägerreut über ganz ähnlichen Ligniten liegen, wie sie sich im Hausruck finden. Bei dieser Annahme hätte sich also eine Überlagerung der Qk. durch die Lignite und Hausruckschotter im S ergeben, während in der Passauer Gegend die Braunkohlen und ihre Hangendschotter tief unter dem Niveau der nur mehr in Resten erhaltenen Qk. und ihrer Schotter abgelagert worden wären.

<sup>1)</sup> In meiner ungedruckt gebliebenen Dissertation: Die Hauptzüge der Landformung im westlichen Oberösterreich zwischen Traun und Inn. Innsbruck, 1923.

Das genauere Studium des Hausrucks und seiner Nachbarschaft hat mich aber davon überzeugt, daß die Annahme eines obermiozänen Alters der Qk. nicht haltbar ist.

Für die Beurteilung des Sachverhaltes stehen folgende Tatsachen fest:

1. Obwohl die Altersbestimmung des Qk. in dieser Arbeit und in der von Schulz an verschiedenen Orten gewonnen wurde, nämlich die eine im oberösterreichischen Tertiärhügelland, die andere im bayrischen, so können doch beide nicht zu Recht bestehen; denn ohne jede Ausnahme hat sich gezeigt, daß es zur Verkieselung nur in einem einzigen Horizonte gekommen ist, das Qk. hiemit eine zeitlich einheitliche Bildung darstellt.

2. Das Auftreten des Qk. im Hausruckgebiet läßt nur die hier vorgebrachte Altersbestimmung, etwa Mittelmiozän, zu.

Kehren wir, um Klarheit zu gewinnen, zu den Hausruckschottern zurück. Als für sie kennzeichnend wurde bereits die große Frische und Buntheit der Geröllgesellschaft angeführt. Vor allem Gneis- und Granitgerölle in allen Abarten, besonders auch in der Form der typischen Zentralgneise der Tauern, sind in hohem Maße an der Zusammensetzung der Schotter beteiligt. Diese Gerölle sind meist besonders schön gerundet und weisen oft nahezu Kugelform auf. Daneben finden sich zahlreiche Gerölle von Hornblendeschiefer und Buntsandstein. Die namentlich im S des Hausrucks reichlichen Flyschgerölle sind meist nur kantengerundet. Kalke sind im allgemeinen selten, besonders im W, treten aber gelegentlich sogar in ansehnlichen Stücken auf, worauf schon König (10, S. 133, 134) hingewiesen hat. Ich selbst fand in der Haager Schottergrube einen Block eines hellgrauen, weißgeäderten Kalkes, unregelmäßig geformt und nur kantengerundet, mit einer Größe von etwa 30  $dm^2$ . Ähnliche große Blöcke sollen nach einer Mitteilung der Schotterarbeiter öfter vorkommen. Zum weitaus überwiegenden Teil sind die Hausruckschotter jedoch Quarzschotter. Beachtenswert ist dabei, daß zahlreichen Quarzgeröllen noch phyllitische Reste anhaften.

In gewaltiger Mächtigkeit breiten sich die Schotter über den Hausruck und Kobernauberwald bis an die Mattigfurche hin aus, bilden westlich der Mattig noch den Siedelberg und erscheinen dann abermals an der Salzach, wo sie an den Wänden des Engtales bei Burghausen anstehen und besonders in der Umgebung des Kreuzsteins gut zu beobachten sind. In der Umgebung von Wildshut hat G. Götzinger bei seinen ergebnisreichen Aufnahmen zahlreiche Lignitfindlinge in ihnen gefunden (4, S. 209).

Zwei Umstände beweisen, daß auch die Schotter von Marktl am Inn nichts anderes sind als Äquivalente der Hausruckschotter, nämlich die weitgehende Übereinstimmung in der Zusammensetzung der Geröllgesellschaft und das Vorkommen von umgelagerten Lignitstücken in den Schottern. Vorwiegend sind auch die Ablagerungen von Marktl Quarzschotter; auch hier sieht man Buntsandstein, Hornblendeschiefer und besonders Gneise, die gelegentlich Faustgröße überschreiten. Ganz spärlich und nur in Form kleinerer Gerölle finden sich auch graue Kalke. Die Schotter sind durch kalkiges Bindemittel gelegentlich zu Kongio-

merat verkittet, namentlich in den höheren Partien. Sie haben eine helle, frische Farbe und sind nur wenig verwittert. Die für die Hausruckschotter kennzeichnenden Serpentine scheinen hier zu fehlen.

Die eingeschwemmten Kohlenstücke sind besonders in den schwieriger zugänglichen Schotterwänden östlich von Nieder-Perach zu finden. Zum Teil handelt es sich dabei um prächtig zugerundete Gerölle, deren schönstes einen Längendurchmesser von  $1\frac{1}{2}$  dm aufwies, zum Teil um große Lignitschwartlinge, die sich namentlich an die sandig-tonigen Zwischenschichten des Schotterlagers halten. Auch die größeren Trümmer sind hie und da abgerollt. Da die Kohle an der Luft schnell zerfällt, zeigen oft nur mehr tiefere Löcher in der Schotterwand die Stelle an, wo Lignitfindlinge lagen. Meist gelang es aber, aus dem Hintergrund der gangförmigen Hohlräume noch Kohlenreste herauszuschaffen.

Die Schotter von Marktl sind nicht nur durch diese beiden Tatsachen als die Entsprechungen der Hausruckschotter gekennzeichnet, sondern sie setzen diese auch nach ihrer Höhenlage westlich fort, wenn man das allmähliche Absinken dieses wichtigen Schotterniveaus gegen W berücksichtigt. Sie haben also auch unterpliozänes Alter. Übrigens hatte sie schon seinerzeit Gumbel als „? pliozän“ bezeichnet (7, S. 382).

Dieselben Quarzschotter mit großem Gneisreichtum und mit kleinen, meist nur haselnußgroßen Geröllen hellgrauen Kalkes lassen sich nicht nur über Vilsbiburg gegen Landshut, sondern auch, was an dieser Stelle von Belang ist, über Eggenfelden nach N zu verfolgen, wo sie den von Schulz als Hauptkieslager bezeichneten Schotterhorizont bilden. Schulz führt eine ganze Reihe wichtiger Aufschlüsse an.

Die Ähnlichkeit mit den Schottern von Marktl fiel mir besonders in einer Schottergrube südlich von Hirschhorn auf; sie erschließt Quarzschotter mit starker Beimengung von frischem Gneis und Hornblendeschiefer; Buntsandsteine sind seltener, Kalke fehlen. Jedoch ist der Aufschluß von einer 1 m mächtigen Konglomeratbank mit kalkigem Bindemittel durchzogen. In den Schottern finden sich dieselben gangartigen Hohlräume, wie sie bei Marktl durch Herauswitterung von Lignitfindlingen entstanden sind. Kohle sieht man zwar bei Hirschhorn nicht, die Rostfärbung in der Nachbarschaft der Hohlräume weist aber nach dem Beispiel von Marktl auf ihr einstiges Vorhandensein hin. In Form winziger Gerölle lassen sich Kalke wieder in den Kiesgruben unmittelbar westlich von Eggenfelden und im Gebiete der Malgersdorfer Weißerde nachweisen.

Sehr bemerkenswert ist der Fund eines etwa zentnerschweren Kalkblockes nördlich von Marktl in einer Kiesgrube zwischen Oberndorf und Kellndorf bei Gumpersdorf, von dem mir in gütiger Weise Herr Prof. Heuwieser, Passau, unter Beigabe einer Gesteinsprobe Mitteilung gemacht hat. Die große Ähnlichkeit, die zwischen den Schottern von Marktl und denen des Rottgebietes besteht, macht auch für die letzteren unterpliozänes Alter wahrscheinlich. Nach Zittel, Grundzüge der Paläontologie II, S. 577, ist übrigens der Zwerghirsch *Dorcatherium crassum* Lartet, von dem Schulz einen Molar in der Malgersdorfer Weißerde

über den Schottern gefunden hat, unterpliozän, so daß auch paläontologisch kein Widerspruch gegen diese Altersbestimmung besteht.

Damit greife ich also wieder auf die Angabe Gumbels (7, S. 381) zurück, der wenigstens für einen Teil der Schotter östlich der Isar pliozänes Alter vermutete, worauf ihm „ein allerdings nicht sicher ermittelter Fund eines Zahnes von *Mastodon longirostris* bei Alt-Öttingen“ hinzudeuten schien.

Durch Umlagerungs- und Verwitterungsvorgänge sind aus diesen unterpliozänen Ablagerungen die Qk.-Schotter hervorgegangen. Nach deren Verkieselung erfolgte die klar feststellbare Absenkung gegen W, wobei die meiner Meinung ebenfalls pliozänen hangenden Tone, Sande und kleingerölligen Schotter des Rottgebietes teilweise auch über die Qk.-Decken übergriffen. Damit wäre freilich die von Schulz festgestellte Zusammenordnung der 550 m-Fläche am Südrand der Böhmisches Masse und des Niveaus der Verkieselungsdecken in Frage gestellt, gegen die aber auf oberösterreichischem Boden auch noch andere Bedenken sprechen.

Freilich ist auch der hier vorgezeichnete Weg, zu einer unangreifbaren Altersbestimmung des Qk. zu gelangen, noch nicht frei von Schwierigkeiten und es wird neuer und eingehender Untersuchungen bedürfen, um zu einer restlosen Klärung der Verhältnisse im niederbayrischen Tertiärhügelland zu gelangen. Auf alle Fälle hielt ich es aber auf Grund des hier gebotenen neuen Beobachtungsmaterials für geboten, die Frage nach dem Alter des Qk. neuerdings aufzuwerfen und eine andere Antwort darauf zu suchen, als sie Schulz in seiner Arbeit bietet, die im übrigen durch die gewissenhafte Beobachtung und scharfe Erfassung der Probleme einen gewaltigen Schritt nach vorwärts bedeutet.

Die Erörterung der zahlreich auftauchenden morphologischen Fragen fällt außerhalb des Rahmens dieser Arbeit. Nur so viel soll angedeutet werden, daß sich unter anderem aus den Lagerungsverhältnissen des Qk. eine Schiefstellung des Alpenvorlandes beiderseits des Inns ergibt, indem das Hausruckgebiet im O gegenüber dem niederbayrischen Tertiärhügelland beträchtlich herausgehoben erscheint.

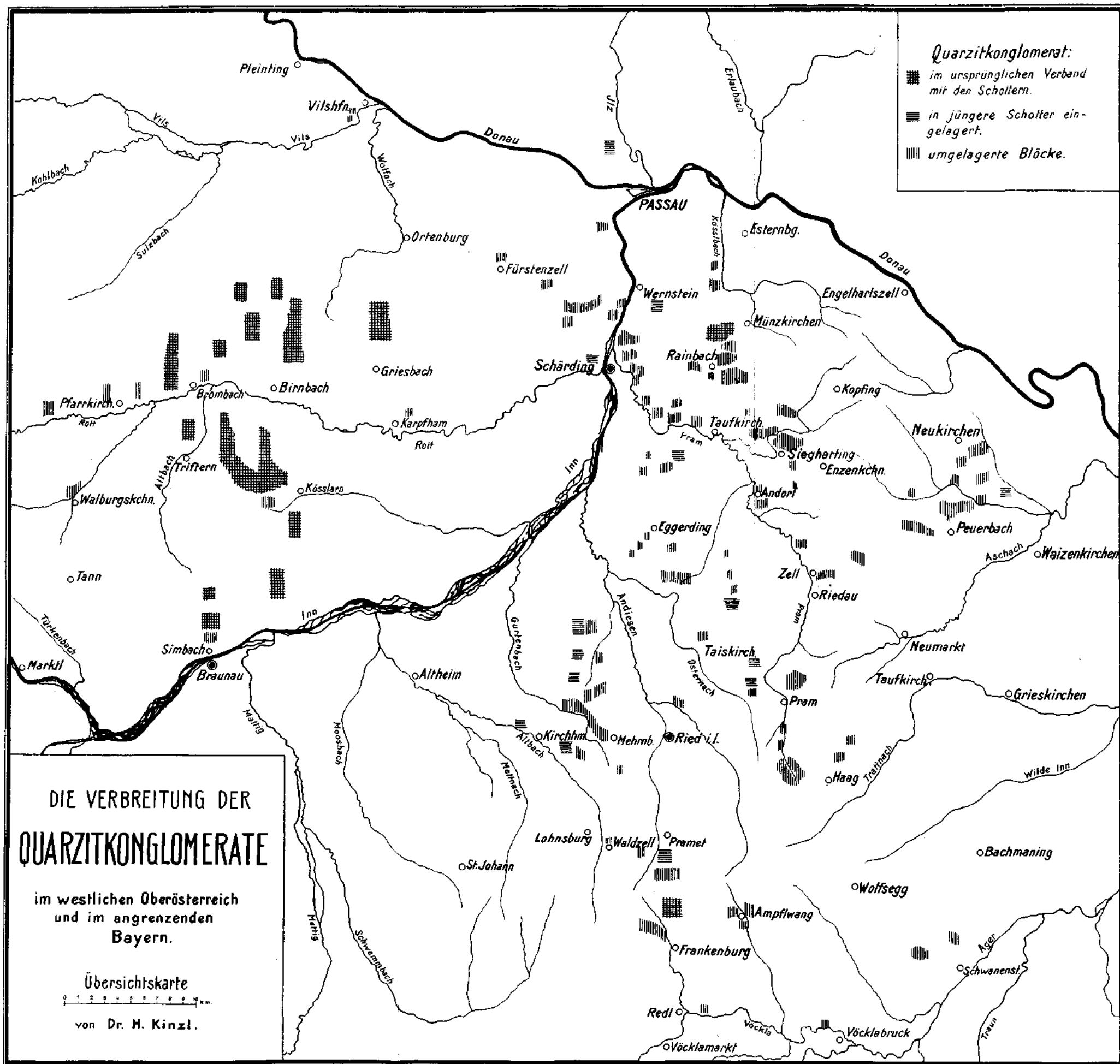
Im O sind die Qk. und ihre Schotter in Form tiefer liegender Aufschüttungsterrassen in die Hausruckschotter eingeschachtelt, im W hingegen überlagern sie deren Entsprechungen.

Oft haben Alpengeologie und -morpologie die Forderung nach genauerer Untersuchung der Schotter des Alpenvorlandes erhoben, um aus ihnen Rückschlüsse auf die Entwicklung des Gebirges ableiten zu können. Die vorstehenden Ausführungen dürften aber gezeigt haben, daß um so mehr jede Arbeit beim Studium der Schotter ansetzen muß, die sich eine Erkenntnis der Landformung im Tertiärhügelland selbst zum Ziele setzt.

### Literatur.

1. Abriß der Geologie von Bayern rechts des Rheins. Abteilung I. Geologischer Überblick über die Alpen zwischen Tegernsee und Gmunden am Traunsee und das bayrisch-österreichische Tertiärhügelland. 1925.
2. Commenda H., Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. 58. Jahresbericht des Museums Franzisco-Carolinum in Linz, 1900.
3. Göttinger G., Aufnahme von Blatt Mattighofen mit Bemerkungen über Mattigtal und Kobernauserwald. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1917, S. 16f.
4. Göttinger G., Studien in den Kohlengebieten des westlichen Oberösterreichs. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1924, S. 197—228.
5. Göttinger G., Aufnahmebericht über Blatt Mattighofen (4750). Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1925, S. 2—4.
6. Gümbel W. v., Die miozänen Ablagerungen im oberen Donaugebiet. Sitzungsbericht der mathematisch-physikalischen Klasse der bayrischen Akademie der Wissenschaften, 1887, 27. Bd.
7. Gümbel W. v., Geologie von Bayern, 1894, II.
8. Hauer, Fr. v., Ein geologischer Durchschnitt durch die Alpeu von Passau bis Duiuo. Sitzungsberichte der Wiener Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 1857.
9. König A., Geologische Beobachtungen in Oberösterreich, II. Der Südadhang des Hausrucks und die Altmoränen des Atterseeegletschers. Jahresbericht des Museums Franzisco-Carolinum in Linz, 1908.
10. König A., Geologische Beobachtungen in Oberösterreich, III. Schotter und Konglomerate zwischen Traun und Inn. Jahresbericht des Museums Franzisco-Carolinum in Linz, 1910.
11. Kraus E., Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen. Geognostische Jahreshefte, 1915.
12. Kraus E., Bodenkunde als Methode in der Morphologie. Petermanns Mitteilungen, 1923.
13. Kriechbaum E., Landschaftskunde des oberen Innviertels. Braunauer Heimatkunde, Heft 15, 1921.
14. Kriechbaum E., Wauderungen in alpbairischen Landen. Braunauer Heimatkunde, Heft 19, 1923.
15. Penck A. und Brückner E., Die Alpen im Eiszeitalter, 1909.
16. Petraschek W., Bemerkungen über die Entstehung der tertiären Knollensteine. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1917, S. 260ff.
17. Petraschek W., Die Gegend von Taufkirchen im oberösterreichischen Innkreis und das dortige Erdölvorkommen. Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch, 1924, 72. Bd., 3. Heft.
18. Schöberl Fr., Die Schlierlandschaft zwischen Hausruck und Inn. Der Hausruck und Kobernauserwald. Oberösterreich — ein Heimatbuch für Schule und Hans, herausgegeben von Fr. Berger, 1925.
19. Schulz H., Morphologie und randliche Bedeckung des Bayrischen Waldes in ihren Beziehungen zum Vorland. Neues Jahrbuch für Mineralogie, 1926, Beilageband LIV, Abt. B, S. 289—349.
20. Stadler J., Der Löß und sein Vorkommen um Passau, mit besonderer Berücksichtigung seiner Unterlagerungsverhältnisse. 32. Jahresbericht des Naturwissenschaftlichen Vereins Passau, 1916.
21. Stadler J., Geologie der Umgebung von Passau. Geognostische Jahreshefte, 1925, S. 39—117.
22. Till A., Exkursionsbericht über das österreichische Innviertel. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1913.





# Über geologische Beobachtungen im Wiesenbachtale bei St. Veit a. d. Gölsen und einige Gedanken über den Bau der benachbarten Flyschzone.

Von Hermann Vettors.

(Mit einer Tafel und einer Textfigur.)

Gelegentlich der geologischen Begutachtung eines Wasserkraftprojektes nahm ich im Jahre 1922 eine eingehende Untersuchung der westlichen Talgehänge des Wiesenbachtalles bei St. Veit a. d. Gölsen vor. Dahei zeigte sich, daß der geologische Bau des Rückens zwischen der Traisen und dem Wiesenbache komplizierter gebaut sei, als Bittners Aufnahmen<sup>1)</sup> vermuten lassen.

In der Hoffnung, dieses Gebiet noch weiter begehen zu können, habe ich bisher die damaligen Beobachtungen unveröffentlicht gelassen. Aber bei meiner amtlichen Aufenthaltstätigkeit im Voralpengebiete und dem tertiären Hügellande festgelegt und ohne Aussicht, in der nächsten Zeit aus eigenen Mitteln diese Studien fortsetzen zu können, habe ich mich nunmehr zu dieser kurzen Mitteilung entschlossen.

In dem noch zur Sandsteinzone gehörigen, hier etwa 1 km breiten Geländestreifen südlich der Gölsen wurden unmittelbar an der Kalkalpengrenze dunkle, sandige Mergelschiefer, krummschalige Mergelkalke mit Hornsteinbändern und blaugraue, weißgeaderte Kalksandsteine beobachtet.

Das unterkretazische Alter dieses unmittelbar am Kalkalpenrande gelegenen Flyschstreifens, für welches C. M. Paul stets eingetreten ist,<sup>2)</sup> wurde später meist in Frage gestellt, erscheint mir aber nach meinen neuen Beobachtungen in der Gegend von Scheibbs<sup>3)</sup> wieder wahrscheinlicher. Petrographisch stimmen die hier beobachteten Schichten mit den von mir und Dr. Göttinger<sup>4)</sup> am Außensaume der Flyschzone beobachteten Flyschgesteinen, welche von Jäger<sup>5)</sup> und Friedl<sup>6)</sup> neuerdings wieder als neokom aufgefaßt werden, vielfach gut überein.

1) Geologische Spezialkarte, Bl. St. Pölten, ausgegeben 1907. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1901, Nr. 6 (S. 162 ff.)

2) Der Wienerwald, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt XLVIII 1898, S. 55 u. ff. Aufnahmeberichte: Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1896, S. 311 ff. 318 ff.

3) Jahresbericht für 1926. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1927 8.

4) Der Alpenrand zwischen Neulengbach u. Kogl. Jahrbuch der Geologischen S. 2 ff. Bundesanstalt. LXXIII. 1923, S. 2 ff.

5) Grundzüge einer stratigraph. Gliederung der Flyschbildungen des Wienerwaldes, Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien VII, 1914, S. 122 ff.

6) Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien, XIII, 1920.

Die Grenze zwischen Flysch und Kalkalpengestein zieht, wie sie schon Bittner zeichnete, unterhalb der Kuppe  $\diamond$  552 m (der Karte 1:25.000) und bei dem am linken Wiesenbachufer gelegenen Häuschen vorbei, zu dem auf der rechten Talseite gegen den Fluß vorspringenden Gäländeriegel aus Dolomit unterhalb des Gehöftes Maierhofer. Sie dürfte, nach dem in den sandigen Mergelschiefern des Flysches wie auch dem Hauptdolomit beobachteten steilem (60—70°) Südfallen, eine steile Überschiebungsfläche sein. Einzelne anscheinend innerhalb der Mergelschiefer verspießte Dolomitbänke, die etwas über 100 m nördlich der Grenze des eigentlichen Dolomitkomplexes beobachtet werden konnten, sind wohl als Schubsetzen anzusprechen.

Im Gegensatz zu den Bergzügen zwischen dem Wiesenbach- und Hallbachtale, wo zahlreich ältere Triasstufen aufbrechen, besteht die Hauptmasse des Bergzuges westlich des unteren Wiesenbachtals aus Hauptdolomit. Bittner<sup>1)</sup> sprach seinerzeit von einem Dolomitquerriegel des Puchersreith, der gegen das Wiesenbachthal wie auch gegen das Traisental durch Brüche begrenzt sei.

Die Abhänge gegen das Traisental konnte ich selbst nicht begehen, wie ich aber aus den Aufnahmsberichten E. Spenglers entnehme,<sup>2)</sup> scheint zwischen dem Hauptdolomit des Puchersreith und den jungen (Jura-Neokom) Ablagerungen der Taltiefe kein steiler Bruch durchzusetzen, sondern es scheinen diese letzteren fensterartig aufzutauen.

Auch gegen das Wiesenbachtal zu konnte ich, wie ich den späteren Ausführungen vorrausschickend bemerken will, keinen größeren durchlaufenden Querbruch beobachten, sondern es senken sich die Auffaltungen der älteren Triasstufen der St. Veiter Berge gegen W ab und tauchen unter die jüngeren Schichten unter.

Außer dem schon von Bittner verzeichneten, eine ziemlich flache normale Antikline bildenden Aufbruch von hellgrauen etwas knolligen Reiflinger Kalk mit Überlagerung von Lunzer Sandstein und Opponitzer Kalk bei der Mündung des Schneegrabens (gegenüber der Mündung des Steigenbaches) fand ich am westlichen Abhänge des Wiesenbachtals noch zwei kleine Aufbrüche weißgeaderten Reiflinger Kalkes unterhalb des Puchersreithgipfels, zwischen dem Wirtler- und Sulzerhof. Von diesen bildet der kleinere südliche wieder einen normalen Sattel mit 40° Süd- und 30° Nordfallen.

Der Reiflinger Kalk in den Felsen südlich oberhalb des Sulzerhofes zeigt, von den zahlreichen NO-SW- und NW-SO-Klüften abgesehen, nur steiles Südwestfallen und ist nur die südliche Hälfte einer Antiklinale, deren andere Hälfte durch einen steilen Bruch abgeschnitten wurde.

Lunzer Sandsteine samt dunklen Tonschiefern bilden eine einheitliche Bedeckung beider Aufbrüche. Auch sie werden durch den erwähnten Bruch gegen Norden begrenzt und keilen ohne die Kammhöhe von Puchersreith zu erreichen (wie Bittner zeichnet), in etwa 600 m Seehöhe aus. Opponitzer Kalke beobachtete ich hier nicht, doch halte ich

<sup>1)</sup> A. a. O., S. 162.

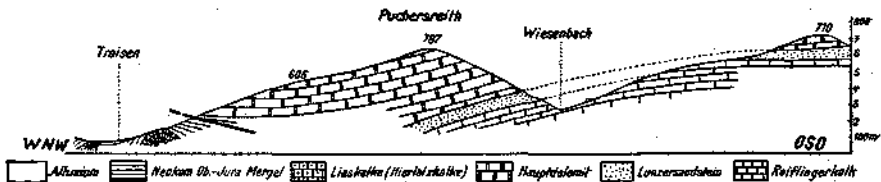
<sup>2)</sup> Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1926, S. 19.

es nicht für ausgeschlossen, daß Bittners Eintragungen diesbezüglich richtig seien.

An der rechten Talseite stehen die Reiflinger Kalke in viel größerer Breite an. Ich beobachtete in ihnen  $50-60^\circ$  Südsüdostfallen, südöstlich des Felsen beim Sulzer, dann gegenüber dem Wirtler mittelsteiles Südwestfallen. Nach Bittner stehen sie noch im Walde gegenüber dem Lugeishofe an und ziehen an dem Ostwestausläufer der Staffspitze bis über 600 m Seehöhe empor, während die Lunzer Schichten fast zum Sattel südlich der Staffspitze, d. i. bis fast 680 m Seehöhe, reichen, wo ein von Bittner eingehend beschriebener Nordsüdbruch sie abschneidet.

Diese Verhältnisse auf einem Ostwestdurchschnitte dargestellt, lassen deutlich das Untertauchen der Falte gegen W erkennen (vgl. Figur).

Auch dem zuerst erwähnten Aufbruche gegenüber fand ich am Waldbeginne südlich des Baumannhofes Reiflinger Kalk mit steilem Südfallen, während die Wiesen nördlich und nordöstlich davon auf



Profil vom Sattel südlich Staffspitz über das Wiesenbachtal und Puchersreith ins Traisental.

weiches Gestein schließen lassen. Es scheint, daß hier die Lunzer Schichten durchziehen, demnach unser Aufbruch hier gegen O in eine überkippte Falte übergeht. Die dunklen gebankten Kalke, die mit  $65^\circ$  Südsüdostfallen, südlich des Schweighofer am Eingange ins Steigental, scheinen dagegen schon den Opponitzer Kalken des Südflügels anzugehören, so daß dieser Muschelkalkaufbruch keine größere Längserstreckung besitzt.

Schließlich ist noch ein kleines Auftauchen von Lunzer Sandsteinen unter dem Hauptdolomit des linken Ufers, etwa gegenüber der Schule zu erwähnen. Dieses liegt in der Fortsetzung des von Bittner gezeichneten breiten Zuges von Lunzer Schichten, der vom Hochreiter über Kreuztaler herabstreicht und ein ähnliches Untertauchen gegen W wie die oben erwähnte Antiklinale erkennen läßt.

Wesentlich komplizierter, als die frühere Aufnahme vermuten ließ, ist die Verteilung der jüngeren in den Hauptdolomit eingefalteten Formationsglieder, und im einzelnen stellt sich der Gebirgsbau der Westseite des Äußeren Wiesenbachtals folgendermaßen dar:

Die nördlichste Rückfallkuppe (552 m der Karte 1:25.000) bildet Hauptdolomit, welcher in dem kleinen Steinbruche bei dem neuen Hause im Tale deutliches Südfallen mit  $60^\circ$  beobachten läßt. Unmittelbar daran stoßen nördlich die Flyschgesteine mit ähnlichen Verflächen.

Südlich der Kuppe 552 m folgt eine etwa 300 m breite Einsattelung, gebildet von Liasfleckenmergeln und an den Rändern über dem Haupt-

dolomit wenig mächtigen Kössener Schichten. Sie bilden eine regelmäßige Synklinale mit Südfällen am nördlichen und steilem Nordfallen am südlichen Rande; mehrfach wechselndes Fallen der Fleckenmergel nahe dem Tale zeigt, daß das Innere der Synklinale untergeordnete Faltungen aufweist.

Mitten in den Fleckenmergeln stehen an einem kleinen Hügel graue, braun verwitterte kalkige Sandsteine an, welche stellenweise in luckiges Konglomerat mit erbsen- bis haselnußgroßen, stark kataklastischen Kieseln und Feldspattrümmern übergehen. Auch am unteren Gehänge, schon nahe dem Talboden, war in den Mergeln eine 30 Schritte breite Einschaltung von braunen Sandsteinen zu beobachten.

Die konglomeratischen Sandsteine ähneln den grobkörnigen Grestener Sandsteinen und Arkosen. Wir hätten hier ein Beispiel für örtliches Übergreifen der Grestener Fazies ins Gebiet der kalkalpinen Decken. Die Sandsteine sind Flyschsandsteinen nicht unähnlich, im Falle der Zugehörigkeit zum Flysch müßten wir dieses Vorkommen als eine tektonische Einschaltung (Schubbrett) auffassen.

Gegen S folgt wieder Hauptdolomit, welcher im Tale bis zum Waldrande gegenüber dem Weghofer, also auf ungefähr  $\frac{1}{2}$  km, anhält. Auf der Höhe bildet er nur die Rückfallkuppe auf dem nordöstlichsten Ausläufer von Puchersreith über dem Gehöft des früher besprochenen Sattels, das entspricht etwa  $\frac{1}{4}$  km Breite. Das Schichtfallen ist im allgemeinen gegen S und SW gerichtet, mittelsteil. Am Wiesenbach konnten im nördlichen Teile dieses Dolomitzuges mehrfach wechselnd Nord- und Südwestfallen beobachtet werden, also sind auch hier in dieser Dolomitaufwölbung untergeordnete Faltungen vorhanden.

Auf der Höhe folgen beim Anstiege gegen Puchersreith (773 m), auf den Dolomit Fleckenmergel bis etwa 700 m Seehöhe, wahrscheinlich oberjurassisch-neokomen Alters. Das entspricht am Kämme einer Breite von ungefähr 100 m, im Tale dagegen reichen diese Mergel bis zum Grahen beim Sulzerhofe, d. i. eine Breite von ungefähr 400 m. In den Aufschlüssen im Tale zeigen die Mergelkalkbänke allgemein Südfällen von 40–50°, die begleitenden Tonschiefer sind ziemlich stark gequ coastet und verknetet. Gegen den Sulzerhof stellt sich dann umgekehrt Nordfallen ein.

Den Bergabhang über den Neokommergeln nimmt wieder Hauptdolomit ein. Am nördlichen Hange des Sulzergrabens stehen unten noch Mergel an, bei etwa 460 m beginnt aber schon der Dolomit. Die Grenze zwischen beiden zieht dann gegen NW bis zu 700 m Höhe am Kamm empor. Der Hauptdolomit von Puchersreith liegt somit überkippt auf den jüngeren Mergeln.

An der Grenze des Mergels gegen den früher besprochenen nördlichen Hauptdolomitsattel wurde gegenüber dem Weghofer zwischen den zwei Brücken eine kleine Partie lichten Jurakalks und steilgestellter dunkler Kalkbänke mit Tonschiefer (Kössener Schichten?) beobachtet. Sonst scheinen überall die neokom-jurassischen Mergel unmittelbar auf dem Hauptdolomit zu liegen. Diese Mergel, welche eine zusammengelegte stark geneigte Syncline bilden, sind auf dem Hauptdolomit der nördlichen Aufwölbung gegen N überschoben.

Dagegen kommen zwischen den eingefalteten Neokommern und dem Hauptdolomit von Puchersreith (773 m) mehrfach rote und lichtgraue Jurakalke zutage, welche auf dem gegen O herabziehenden Seitenkamm kleine Felsgrate bilden. Diese wenig mächtigen Kalkzüge — die Felsen haben durchschnittlich 20 m Breite — sind stark zerklüftet, ohne deutliches Schichtfallen. Mehrfach setzen sie im Verlaufe aus und erwecken den Anschein von isolierten Quetschlingen, wie sie bei der Zusammenpressung und Überschiebung mitgenommen wurden. So steht auf der Kammhöhe ein etwa 3 m mächtiger Felsen lichtgrauen Jurakalkes an, unter dem rote, knollige, etwas mergelige Kalk gegen SW einfallen. Auch Spuren von Kössener Kalken mit Lithodendren waren in der Nähe zu finden. Schließlich, an der unteren Grenze des Dolomits, ungefähr in 480 m Seehöhe fand ich über den neokomen Mergeln einen ähnlichen Kalkfelsen von etwa 4 m Mächtigkeit, dessen tieferer Teil geschiefert war und Westfallen zeigte.

Im Sulzergraben schneidet eine steile Störung, welche durch den Sattel zwischen den Dolomithöhen 773 und 787 m von Puchersreith durchzieht, die Jura-Neokommern ab. Auf der anderen (S) Seite des Grabens treten unten am Tale ältere Schichten zutage, und zwar Lunzer Sandstein und Schiefer und Reiflinger Kalke. Wie schon erwähnt, bilden diese zwischen dem Sulzer- und Wirtlerhofs zwei Faltensättel, von denen der südlichere, kleinere bis 440 m Seehöhe aufragende regelmäßig ausgebildet ist, der größere nördlichere Aufbruch bis etwa 450 m Seehöhe emporsteigt und durch die Störung durchschnitten wird. Die ungefähr 80 m mächtigen hangenden Lunzer Schichten scheinen im Graben unter den Wiesen höher hinaufzuziehen (etwa bis 600 m). Im Sattel selbst fand ich nur brecciösen Dolomit.

An dieser OW-Störung ist der nördliche Flügel abgesunken; die Sprunghöhe dürfte gegen 300 m betragen.

Der Hauptdolomit von Kuppe 787 m, im Sattel (679 m) südlich davon und am Ostabhange darunter sind das Hangende des geschilderten Doppelaufbruches.

Der Hauptdolomit schließt noch eine Mulde jüngerer Schichten ein. Über dem Dolomit im Sattel 679 m, welcher eine normale Antikline zu bilden scheint, lagern beim Anstiege nach N zu Kuppe 787 m Kössener Schichten, dann 60° Nordfallend rote knollige Liaskalke, dann rote geklüftete Jurakalke und schließlich folgen Spuren lichter gelblichgrauer Mergelkalke ähnlich den Jura-Neokommern. Diese stoßen unmittelbar an die 70° S fallenden Dolomitbänke der Höhe 787 m. Eine kleinere Störung scheint somit den fehlenden Gegenflügel der Synkline abgeschnitten zu haben.

Die Kössener Schichten setzen sich in den zum Wirtler hinabziehenden Graben fort. Auf den Wiesen und in den Wasserrissen können die weichen Ton- und Mergelschichten bis etwa 580 m Seehöhe hinab verfolgt werden; hier zeigte ein frischer Anriß Wechsellagerung der weichen Schiefer mit Dolomitbänken bei 40° Südostfallen. Nördlich davon beobachtete ich in den Dolomiten (unter den Kössener Schichten) flacheres Einfallen (30°) gegen NW.

Die Liasknollenkalke lassen sich auf einem der Querkämme gleichfalls ein Stück hinab verfolgen; noch deutlicher sind die kleinen Felsmauern von rotem und grauem, weißgeadertem Jurakalk. Starke Klüftung verrät auch an diesen Jurakalken die bei der Gebirgsfaltung entstandene Pressung und Zerquetschung.

Beim Anstiege gegen S zu der Kuppe 782 *m* erscheinen über dem Hauptdolomit von 679 *m* unmittelbar wieder die lichten Mergelkalke des Oberjura-Neokoms. Sie stehen noch am Kamm (782 *m*) an; erst den gegen SO gerichteten Querriegel, welcher bei der Hasenmühle ins Tal herabkommt, und die südliche Lehne bildet wieder Hauptdolomit. Er zeigt im Tale 50° S Fallen. Der vielfach von Wiesen bedeckte Nordostabhang des Riegels wird noch von den Mergeln eingenommen. In ähnlicher Weise zieht auch die Nordgrenze der Jura-Neokommergel in OSO-Richtung zum Wiesenbachtal hinab, welches nördlich vom Lugeis erreicht wird.

In dieser etwa 300—400 *m* breiten Synkline von Mergeln ist ein Zug älterer Schichten eingeschlossen; unmittelbar unter dem Kämme von 782 *m* treten rote Lias-Krinoidenkalke auf, welche mit OW-Streichen unter der Kammhöhe kleine Rückfallkuppen bilden. Weiter darunter sind Spuren von roten und lichten Jurakalken und roten Knollenkalcken gefunden worden. Kleine Mauern lichtgrauen, weißgeaderten Jurakalkes stehen am südlichen Waldrande der Wiese über dem Walde vom Lugeis bei etwa 580 *m* Seehöhe an. Sie scheinen die Verbindung zu dem Hauptdolomit herzustellen, welcher in etwa 200 *m* Breite südlich vom Lugeishofe zwischen den Jura-Neokommern am Anhang auftritt und welcher als ein eingeschalteter Aufbruch aufgefaßt werden muß.

Die verwickelte Tektonik am Puchersreith läßt sich folgendermaßen deuten (vgl. das Profil auf Tafel VIII):

Gleich den Dolomiten der nördlichsten Kuppe (552 *m*), der etwa 600 *m* hohen Rückfallkuppe nördlich des Gipfels 773 *m* bildet der Hauptdolomit der südlichen Kuppe 787 *m* eine normale Aufwölbung. Im Kern derselben treten ältere Triasschichten zutage. Durch die Störung des Sulzergrabens wird die Antikline durchschnitten und der Nordflügel 300 *m* in die Tiefe verworfen. Die Fortsetzung des Dolomites von 787 *m* ist weit unter der Talsohle zu suchen. Die Dolomite der Kuppe 773 *m* sind nicht, wie es bei flüchtigen Begehungen erscheint, die Fortsetzung der benachbarten südlichen, sondern ein Rest einer ursprünglich höheren überschlagenen Falte, welche infolge der Verwerfung in gleiche Höhe mit dem südlichen Dolomit zu liegen kam. Südlich der Verwerfung ist diese höhere Falte nicht mehr erhalten.

Die südliche Fortsetzung der überkippten und überschobenen Synklinale ist z. T. in der Mulde jüngerer Schichten am Südabhange von Kuppe 787 *m*, dann in der breiten Mergelsynklinale am Nordabhange von Kuppe 782 *m* zu suchen. Die Wurzeln der überschlagenen Falte sind vielleicht in den verquetschten Juraesten und dem Dolomitaufbruch innerhalb der zuletzt genannten Mergelzone zu suchen. Weniger wahrscheinlich ist es mir, daß die Dolomite vom Südabhang des Kammes 782 *m* diese Wurzeln bilden.

Im Gebiete der südlich folgenden Vorder-Eben und der südlich davon liegenden flachen Rücken bis Hinter-Eben nimmt die Bedeckung durch die jüngeren Gosauschichten einen weiten Raum ein.

Die Gosauschichten bestehen hier aus bunten (granen, grünlichen und hellroten) Mergeln, welche an zahlreichen Stellen für Zementgewinnung gebrochen werden, dann aus Sandsteinen und Mergeln ähnlich denen der Flyschzone. Zu oberst folgt über den Mergeln eine Dolomitreccie, welche beim Verwittern auf den Höhen einzelne steile Felsenfeiler bildet. Meist bestehen die Breccien nur aus Dolomit, bisweilen ist ein rotes, kalkig-toniges Bindemittel vorhanden, ähnlich wie in den Konglomeraten, die stellenweise an der Basis der Gosauablagerungen beobachtet werden konnten.

Die Auflagerungsgrenze liegt am Ostabhange der Vorder-Eben und am Abhange des Kammes 782—751 *m* bei ungefähr 600 *m* Seehöhe. In den Gräben reicht die Gosau auch tiefer hinab. Im Griesengraben taucht bei 500 *m* Seehöhe Dolomituntergrund auf; im südlichen Schneegraben und beim Windbecker scheinen Gosauschichten noch tiefer zu reichen.

Schon diese Höhenunterschiede zeigen, daß die Gosauschichten auf einem ungleichmäßigen Untergrund zur Ablagerung kamen. In den bunten Mergeln, welche die Hauptmasse dieser Gosaubildungen ausmachen, beobachtet man leichte Faltungen und auch mehrfach Verwerfungen.

Diese jüngere Bedeckung behindert den Einblick in den Bau des tieferen Untergrundes. Am Abhange gegen den Wiesenbach steht von der Hasenmühle bis zum Schneegraben Hauptdolomit an, dessen Schichtenfalten im Griesengraben 50° gegen S gerichtet ist.

An der Mündung des Schneegrabens ist die schon erwähnte Antikline von Reiflinger Kalk und Lunzer Schichten und eine weitere Komplikation des Gebirgsbaues zu beobachten.

Über den Lunzer Schichten lagern nämlich noch Opponitzer Kalke von geringer Mächtigkeit. Bis zu diesen Schichten ist die Antikline regelmäßig mit mäßig steilen Schenkeln. Darüber folgt am Nordabhange des Grabens normal Hauptdolomit, an der südlichen Lehne aber stehen Mergelkalke und Schiefer des Oberjura-Neokoms an.

Eine kleine anscheinend eingeklemmte Mergelpartie ist auch mitten im Dolomit der nördlichen Grabenseite zu finden. Weiter oben im Graben greifen die Mergel auf die untere Nordlehne über.

Im unteren Fiedlerstaler Graben tauchen unmittelbar unter den Oberjura-Neokommern mit 60° Südfallen nochmals Hauptdolomite auf, welche im Wiesenbachtale bis zur Gstöttenmühle verfolgbar sind.

Ich war zunächst geneigt, als Ursache dieser diskordanten Auflagerung örtlich Überschiebungen anzunehmen, ähnlich wie am Fuchersreith, wo das beschriebene Auftreten von Jurakalklinsen zwischen Hauptdolomit und den Jura-Neokommern für diese Annahme spricht. Da im benachbarten Gebiete A. Bittner und E. Spengler Anzeichen für eine Transgression des Oberjura-Neokoms beobachteten, halte ich es heute nicht mehr für ausgeschlossen, daß auch hier die Ursache



der Diskordanz transgressiver Art sei. Zwingende Beobachtungen für die eine oder andere Erklärung konnte ich an dieser Stelle nicht machen.

Im Schneegeben zeigten die Oberjura-Neokommerngel im allgemeinen flaches Südfallen, im Fiedlerstaler Graben mittleres bis steiles Nordwestfallen.

Zu erwähnen ist noch, daß ich in den gelblich- bis bräunlichgrauen Kalkmergel des Fiedlerstaler Graben *Aptychus Beyrichi* Opp. fand, wodurch das oberjurassische Alter wenigstens eines Teiles dieser von Bittner durchwegs als neokom bezeichneten Schichten sichergestellt ist.

Die Jura-Neokommerngel reichen nach S bis zu der Talenge zwischen Inner- und Außerwiesenbach, welche durch einen Westoststreichen Riegel von Lias- und Jurakalk gebildet wird.

Die Grenze der Oberjura-Neokommerngel gegen die Krinoidenkalke der Talenge scheint, wie schon erwähnt, ein steiler Bruch zu sein. Dieselben Verhältnisse dürften auch am anderen Gehänge des Wiesenbaches herrschen, wo unten wenigstens noch Neokommerngel anzustehen scheinen. Den höheren Teil des Geländes bedecken vielleicht Gosauablagerungen. Mangels Aufschlüsse konnte der schmale Arm von Gosau, welchen Bittners Karte als Fortsetzung der Ablagerungen im oberen Stangental bezeichnet, nicht sicher nachgewiesen werden.

In dem untersuchten Teile von Innerwiesenbach bildet der Hauptdolomit eine mäßigsteile Wölbung von etwa 800 m Breite, die im N und S von jüngeren Schichten überlagert wird. Im Steinbruche unterhalb des Gasthauses sind 40° N fallende Bänke zu sehen, das gleiche Fallen herrscht im Seitengraben gegenüber; dann folgen mit gleichem Verflachen beiderseits Kössener Schichten, wenig mehr als 100 m mächtig, dann die Jurakalke und Hierlatzkalke der Talenge, welche einer Synklinalität entsprechen,<sup>1)</sup> aber kein deutliches Schichtenfallen, sondern nur starke Klüftung erkennen lassen. Längsstörungen scheinen diesen Kalkriegel zu begrenzen, denn entgegen der normalen Schichtenfolge stoßen an die Kössener Schichten die dichten grauen und roten Jurakalke, dann erst die Hierlatzkalke des unteren Juras, die wieder mit einer größeren Störungsfläche an die neokomen Mergel, bzw. Gosauschichten grenzen. Am rechten Abhänge sind oberhalb des kleinen Hauses Reste von Jurakalk an der Störung erhalten.

Die jüngeren Schichten im Gebiete der beiden Quellbäche wurden von mir damals nicht mehr näher untersucht.

Nach Spenglers neuen Aufnahmen sind die Lias-Jura-Neokomablagerungen im Traisental als Halbfenster aufzufassen, in dem unter der Lunzer Decke die Frankensfelder Decke hervortritt.

Mit diesem Fenster hängen ersichtlich die Jura-Neokommerngel vom Nordabhang des Puchersreith zusammen, wir dürfen daher die beiden Hauptdolomitsättel mit der eingefalteten Liasmulde von Wiegenhof

<sup>1)</sup> Spenglers Wendlgupfmulde, vgl. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1926, S. 19.

bereits als Frankenfelseerdecke ansprechen, während die südlich gelegenen Falten und Sättel unseres Profils der Lunzer Decke angehören. Zu untersuchen wäre nur, ob die Grenze zwischen beiden Decken in die oben beschriebene den Puchersreith durchsetzende Längsstörung (welche die Muschelkalk-Lunzer-Schichten-Antiklinale abschneidet), zu verlegen oder der überschlagene Hauptdolomit der Kuppe 773 m bereits der Lunzer Decke zuzuzählen sei.

Die räumliche Beschränkung meiner Untersuchung gestattet mir nicht, auf die Frage des Deckenbaues näher einzugehen. Aber eine andere schon angedeutete Erscheinung des lokalen Gebirgsbaues soll noch etwas näher besprochen werden.

Es wurde gezeigt, daß die zwischen dem unteren Wiesenbach- und Hallbachtal breiten Raum einnehmenden Auffaltungen von Muschelkalk, Lunzer Schichten und Opponitzer Kalk gegen W rasch untertauchen. In ganz ähnlicher Weise tauchen nach Bittner<sup>1)</sup> fast alle älteren Züge gegen O unter die geschlossene größere Hauptdolomitmasse jenseits des Hallbachtals unter. Es scheint demnach im Kalkvorallengebiet zwischen dem Wiesenbach und Hallbach eine Queraufwölbung vorhanden zu sein, deren Achse — nach der größten Breite der aufbrechenden älteren Triasschichten zu schließen — im Gebiete des Staffspitz und Hochreiterkogel liegt. Die Verlängerung dieser Achse ist vielleicht in der Hauptdolomitaufwölbung von Innerwiesenbach zu suchen. Weiter südlich gegen die Reisalpe scheint die Aufwölbung allmählich unterzutauchen, doch zeigt auch noch die Reisalpendecke Eigentümlichkeiten, welche mit dieser lokalen Queraufwölbung im Zusammenhang stehen dürften. Die Reisalpendecke erscheint, wie Spengler<sup>2)</sup> beschreibt, an der Klosteralpe und Vorderalpe viel weiter nach N vorgeschoben als an der Reisalpe selbst; von da verläuft ihr Rand in genereller ONO-Richtung über Kleinzell, um am Hohenberg wieder weit nach N vorzugreifen. Die gleiche bogenförmige Anordnung besitzen die von der Reisalpendecke, bzw. der liegenden Muschelkalkschuppe überschobenen Lappen der über die Falten der Lunzer Decken transgredierenden Gosauformation.

Wie aus seinem Aufnahmeberichte hervorgeht, stellt sich Spengler vor, daß die Reisalpendecke bei ihrer Überschiebung an der Klosteralpe weiter vorstieß, dabei die Jura-Neokomsynklinalen des Ebenwaldes vor sich herschob und auch Blattverschiebungen der Lunzer Decke verursachte. Man kann sich nun vorstellen, daß das aus unbekanntem Gründen verursachte Zurückbleiben der Reisalpendecke an der Reisalpe selbst die Möglichkeit schuf, daß die nördlich vorliegende Lunzer Decke tiefgehende Aufwölbungen bildete, während die westlich und östlich von den stark vorgeschobenen Teilen der bedeutend mächtigeren Reisalpe gelegenen Gebiete, das ist Puchersreith und Suchtalerhöhe, niedergedrückt wurden. Dann wäre unsere Aufwölbung im großen ganzen gleichalterig mit der im Tertiär erfolgten Reisalpenüberschiebung.

1) A. a. O., S. 166.

2) Verh. 1926, S. 20.

Es ist aber auch ebenso gut denkbar, daß die Queraufwölbung jünger sei, d. h. erst nach der Überfaltung der oberostalpinen Decken einsetzte, und auch noch Teile der Reisalpendecken mit aufgewölbt wurden. Bei der späteren Abtragung wurden dann die stärker aufgewölbten Teile dieser Decke entfernt (das ist die Partie nördlich der Reisalpe) und der bogenförmige Verlauf des Außenrades dieser Decke wäre im wesentlichen durch Denudation bedingt.

Angesichts der wenigen Begehungen, die ich selbst in diesem Gebiete durchführen konnte, will ich noch keine endgültige Entscheidung treffen. Nur will ich noch auf einen Umstand aufmerksam machen, der mir für eine Aufwölbung dieser Decke im Reisalpengebiete zu sprechen scheint. Die von der Vorderalpe herabziehenden Werfener Schichten an der Basis der Reisalpendecke stehen im Traisental bei Großenbrunn bei rund 410 m Seehöhe an.<sup>1)</sup> An der Sternleiten stehen sie bei rund 800 m Seehöhe und im Sattel zwischen Rotenstein und Reisalpengipfel bei 916 m Seehöhe an. Schließlich am Nordabfall der Reisalpe steigen sie gar bis über 1200 m Seehöhe empor, um dann bei Kleinzell wieder auf zirka 500 m Seehöhe herabzusinken. Ein von Karshof im Traisental über die Reisalpe ins untere Hallbachtal gezogener Durchschnitt zeigt also eine breite flache Aufwölbung der Reisalpendecke, mit einem Ansteigen von 800 m auf 5—6 km Entfernung.

Schließlich möchte ich hier noch einige Bemerkungen über das Flyschgebiet nördlich der Gölsen beifügen und einige Gedanken über die Tektonik dieses Gebietes zur Erörterung stellen, auf welche ich durch die Arbeiten an der neuen geologischen Übersichtskarte kam.

Nach C. M. Pauls<sup>2)</sup> Aufnahmen, denen ich folgen muß, da ich das Gebiet selbst noch nicht begehen konnte, ist zwischen den Orten Rainfeld und Rohrbach a. d. Gölsen eine von SW nach NO streichende Aufwölbungszone zu beobachten, in welcher graublau ebene Sandsteine mit geraden Kalzitadern krummschalige Sandsteine, grobe Sandsteine und dunkle glasige Sandsteine auftreten. In sie sind ferner zwei lange Züge von Fleckenkalkmergel eingeschaltet, welche bis gegen den Kasberg ziehen, und ein südöstliches, bzw. nordwestliches Einfallen zeigen. In der Mitte dieses nach Pauls Darstellung ziemlich regelmäßigen antiklinalen Aufbruches treten die bekannten Klippen von Grestener Schichten bei Bernreuth und Tithonkalk von Stollberg zutage.

Paul nimmt hier einen Aufbruch seiner unteren Abteilung der Wiener Sandsteine an, die er der Unter-Kreideformation zuteilt. Die meisten Autoren, welche sich mit dem Flysch und seinen Klippen beschäftigten, schreiben dem Flysch der Klippenhülle ein jüngerer Alter zu; R. Jäger<sup>3)</sup> spricht ihn als Eozänflysch, K. Friedl<sup>4)</sup> als seine

1) Ich entnehme diese Angaben der Originalaufnahme A. Bittners im Maßstabe 1 : 25.000.

2) Der Wienerwald. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1898, S. 156 ff.

3) Grundzüge einer stratigraphischen Gliederung der Flyschbildungen des Wienerwaldes. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien 1914, S. 127.

4) Stratigraphie und Tektonik d. Flyschzone d. östl. Wienerwaldes. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien 1920, S. 73.

Seichtwasserkreide an wie auch F. Trauth den Flysch seiner „pienischen“ Klippenzone als oberkretazisch bezeichnet.<sup>1)</sup>

Der Flysch des Bernreuth-Stollbergzuges ist neuerdings nicht mehr untersucht worden und aus der oben angegebenen petrographischen Beschreibung Pauls fällt eine Einreihung in eine der neuerdings unterschiedenen Stufen schwer.

Bemerken will ich bloß, daß mir nach meiner neuesten Beobachtung in der Scheibbsger Gegend die von Paul immer wieder betonte Zusammengehörigkeit eines Teiles des Flysches mit den neokomen Aptychenkalkmergeln und das Vorhandensein neokomen Flysches am Außensaum der Kalkalpen nicht mehr so unwahrscheinlich ist, besonders dort, wo die Aptychenkalksteine als lange im Streichen weit anhaltende Einschaltungen auftreten.<sup>2)</sup> Wenn daher die von Paul gezeichneten 7—8 km langen Fleckenmergelzüge richtig sind, also auch hier.

Doch ist das Alter dieses Flyschzuges für unsere Erwägungen nicht das Wesentlichste, sondern die Frage, ob tatsächlich eine breite SW-NO-Aufwölbung besteht, welche sich im Gebiete des Kasberges stark verschmälert und ein ONO-Streichen annimmt. Eine solche Aufwölbung könnte als die Fortsetzung der früher besprochenen Queraufwölbung der St. Veiter Kalkberge aufgefaßt werden.

Nur müßten wir dabei annehmen, daß noch ein späterer schwacher Nachschub der Kalkalpendecken, ein Andrängen an die Flyschzone stattfand, da die Flyschschichten südlich des Gölsentales WO-Streichen und steil gegen S einfallen, im auffallenden Gegensatz zu dem von Paul gezeichneten NO-SW-Streichen nördlich der Gölsen.

Wir erhalten dann einen aus der Flyschzone in die Kalkzone streichenden Faltenbogen, ähnlich den Weyerer Bögen, nur mit viel geringerer Anfrichtung, der sich dann unter dem Reisalpengebiet gänzlich zu verflachen scheint.

Gegen O verschmälert sich diese Aufwölbungszone, welche im Durlaufswald noch 2.5 km Breite besitzt, auf weniger als 1 km und scheint schließlich in die Überschiebung der Wienerwalddecke auf die Greifensteiner Decke überzugehen, soweit aus Jägers Kartenskizze und Sturs geologischer Karte des Blattes Baden—Neulengbach zu entnehmen ist.

Eine weitere Klippe von Tithonkalk mit *Aptychus punctatus* Voltz steht nach den übereinstimmenden Aufnahmen Sturs und Pauls an der Straße von Stollberg ins Labental an, welche nach Paul von Fleckenmergel, roten Schiefern und dunklen weißgeaderten Kalksandsteinen begleitet wird, die gleich dem Klippenkalk steil südsüdöstlich bis südöstlich einfallen.

Konkordant mit den hangenden und liegenden Flyschschichten südlich gerichtetes Einfallen besitzen die von Czjžek, Stur und Paul in gleicher Ausdehnung gezeichneten Kalkzüge am Nordfuß des Schöpfels und bei der Unteren Gredtklause. Besonders auffallend ist der erstere ganz gerade

<sup>1)</sup> Die Stellung der pieninischen Klippenzone usw. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien XIV., 1921, S. 105 ff.

<sup>2)</sup> Aufnahmebericht für 1926. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1926, S. 49.

WSW—ONO verlaufende, fast 3 km lange Kalkzug oberhalb des Wöllersdorfer Baches. Nach einem von Czjžek<sup>1)</sup> gezeichneten und von Paul wiedergegebenen Durchschnitt wird er im Liegenden von rotem, grünem und schwarzem Mergelschiefer begleitet und durch eine schmale Sandsteinbank geteilt.

Beide Kalkvorkommen sind auf Sturs Karte als tithoner Aptychenkalk eingetragen, während Paul<sup>2)</sup> geneigt ist, sie als neokome Fleckenmergelkalke anzusprechen. Sie liegen, wie schon angedeutet, an der Grenze zwischen dem Glaukoniteozän des Schöpfelkammes<sup>3)</sup>, unter das sie einfallen, und der Greifensteiner Decke.

Ob mit diesen Kalken auch ältere Flyschgesteine (etwa auch Neokom, wie Paul annimmt) zutage treten, wird sich erst nach Abschluß der im Gange befindlichen Neuaufnahme durch G. Götzingen sagen lassen. Aber abgesehen davon, ist mir schon nach den bisher beschriebenen Lagerungsverhältnissen hier ein Auftauchen der Klippenkalke aus dem Flyschuntergrunde wahrscheinlicher, als ein Eintauchen einer auf dem Glaukoniteozän schwimmenden Deckenstufe<sup>4)</sup>.

Was die Hauptmasse der Flyschgesteine nördlich der Gölsen betrifft, glaube ich, daß südöstlich der Linie Rohrbach—Kasberg die Flyschschichten, welche Paul teils als Inoceramenschichten, teils als Alttertiär-sandstein ausscheidet, als unmittelbare Fortsetzung der alttertiären bunten Schiefer und Sandsteinschichten Sturs ihrer Hauptmasse nach dem Glaukoniteozän angehören, also die Fortsetzung der Wienerwaldecke Friedls bilden. In den Flyschschichten nordwestlich der Linie Kropfsdorf—Stollberg dürften dagegen nach den von Paul gegebenen Beschreibungen der Gesteine, die Inoceramenschichten tatsächlich eine große Verbreitung haben und erst in dem breiten Sandsteinzug nördlich von Michelbach, welcher bei Wilhelmsburg das Traisental erreicht, typische Greifensteiner Sandsteine vorhanden sein.<sup>5)</sup>

Ich bin, wie schon oben erwähnt wurde, geneigt, die Grenze der Wienerwaldecke über der Aufbruchzone des Schöpfelordabhanges und Kasberges durchzuziehen und — die Richtigkeit der Darstellung Pauls vorausgesetzt — dann gegen SW innerhalb der Aufwölbungszone Kasberg—Bernreuth verlaufen zu lassen, wobei die im O vor-

<sup>1)</sup> Aptychenschiefer in Niederösterreich. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1852, III., 3. H. S. 3.

<sup>2)</sup> Wienerwald, S. 152.

<sup>3)</sup> K. Friedl, a. a. O., S. 32.

<sup>4)</sup> K. Friedl, a. a. O., S. 73. Zu dem Widerspruche mit Friedls Darstellung muß ich noch bemerken, daß mir auch für das Neuwaldeger und Salmansdorfer Klippengebiet das Eintauchen einer Deckenstufe nicht vollständig überzeugend erwiesen erscheint. In den schönen Aufschlüssen im Sievinger Tale, d. i. in den tiefsten Aufschlüssen dieses Zuges von Seichtwasserkreide, lassen die in den Steinbrüchen zu beobachtenden Lagerungsverhältnisse eher auf einen Sattel schließen. Auffallend ist, daß in Friedls Arbeit die auf der Karte richtig dargestellten und auf S. 62 genau beschriebenen Fallrichtungen auf dem Profil Nr. 16 zum Teil verkehrt gezeichnet sind.

<sup>5)</sup> Über die auf der Katzelhoferhöhe, Schwarzengruberhöhe und dem Steinberg ausgeschiedenen Alttertiärsandsteine sind weder auf Pauls Originalaufnahme, noch in seiner Arbeit genaue Beschreibungen zu finden, außer der einen Stelle, wo (S. 161) bei Beschreibung der Aufschlüsse im Kerschenbachtale von größeren Sandsteinen auf der Schwarzengruberhöhe gesprochen wird.

handene Überschiebung allmählich in einen einfachen Aufbruch des tieferen Untergrundes übergehen würde. Die Juraklippen sind dann — ähnlich den Gesteinen der Beskidenklippen Mährens — als aufgeschürfte Partien des Flyschuntergrundes anzusehen.

Daß dann in der Fortsetzung der Greifensteiner Decke Inoceramenschichten eine große Verbreitung besitzen, muß nicht befremden, denn solche fehlen auch der Greifensteiner Decke nicht.

Abgesehen von dem schon von Stur gezeichneten kleinen Vorkommen nördlich von Hochstraß im Quellgebiete des Eichgrabens, welches auch Jäger auf seine Kartenskizze übernahm, hat auch Götzinger<sup>1)</sup> neuerdings mehrere solche Aufbrüche im Bereich der Greifensteiner Sandsteine beobachtet. Ich selbst habe schon früher im Gebiete südlich von Neulengbach und Anzbach einen allmählichen Übergang der neokomen Flyschschichten des Außenrandes in Inoceramenschichten beschrieben<sup>2)</sup>, so daß die Darstellung Pauls, welcher von Wilhelmsburg über Kasten gegen Christofen einen Zug von Inoceramenschichten zeichnet, an Wahrscheinlichkeit gewinnt. Auch in der Hagenbachklamm fand ich gelegentlich eines Ausfluges Gesteine, welche petrographisch an Inoceramenschichten erinnern.<sup>3)</sup>

Westlich der Traisen verschmälert sich nach allen vorliegenden Aufnahmen der Zug der Greifensteiner Sandsteine immer mehr, bis schließlich von einigen auflagernden schmalen, als Alttertiär gedeuteten Sandsteinzügen, die Inoceramenschichten die ganze Breite der Flyschzone einnehmen. Da zwischen Greifensteiner Sandstein und Oberkreide eine Ablagerungslücke angenommen werden muß<sup>4)</sup>, ist diese Erscheinung wohl am leichtesten so zu erklären, daß die Transgression der Greifensteiner Sandsteine einerseits im östlichen Wienerwald viel weiter übergreif und andererseits in dem schmälere Teile der Flyschzone westlich der Traisen die Auffaltung der tieferen Inoceramenschichten stärker war und daher die spätere Abtragung der Greifensteiner Sandsteine stärker zur Wirkung kam.

Wie weit die hier geäußerten Ansichten über den Bau dieses Teiles der Flyschzone zutreffen, werden die fortschreitenden Detailaufnahmen dieses noch immer etwas vernachlässigten Gebietes zeigen.

<sup>1)</sup> Aufnahmsbericht für 1926. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, S. 50.

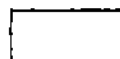

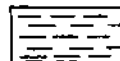
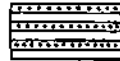



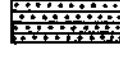


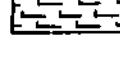

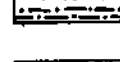

<sup>2)</sup> Aufnahmsbericht für 1921. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, S. 17.




<sup>3)</sup> In einer früheren Arbeit über kretazische Korallen im Flysch (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1925, S. 18), besprach ich auch die Möglichkeit einer anderen Auffassung der Orbitoidenkreide als unterste Schichten der transgredierenden Greifensteiner Sandsteine.

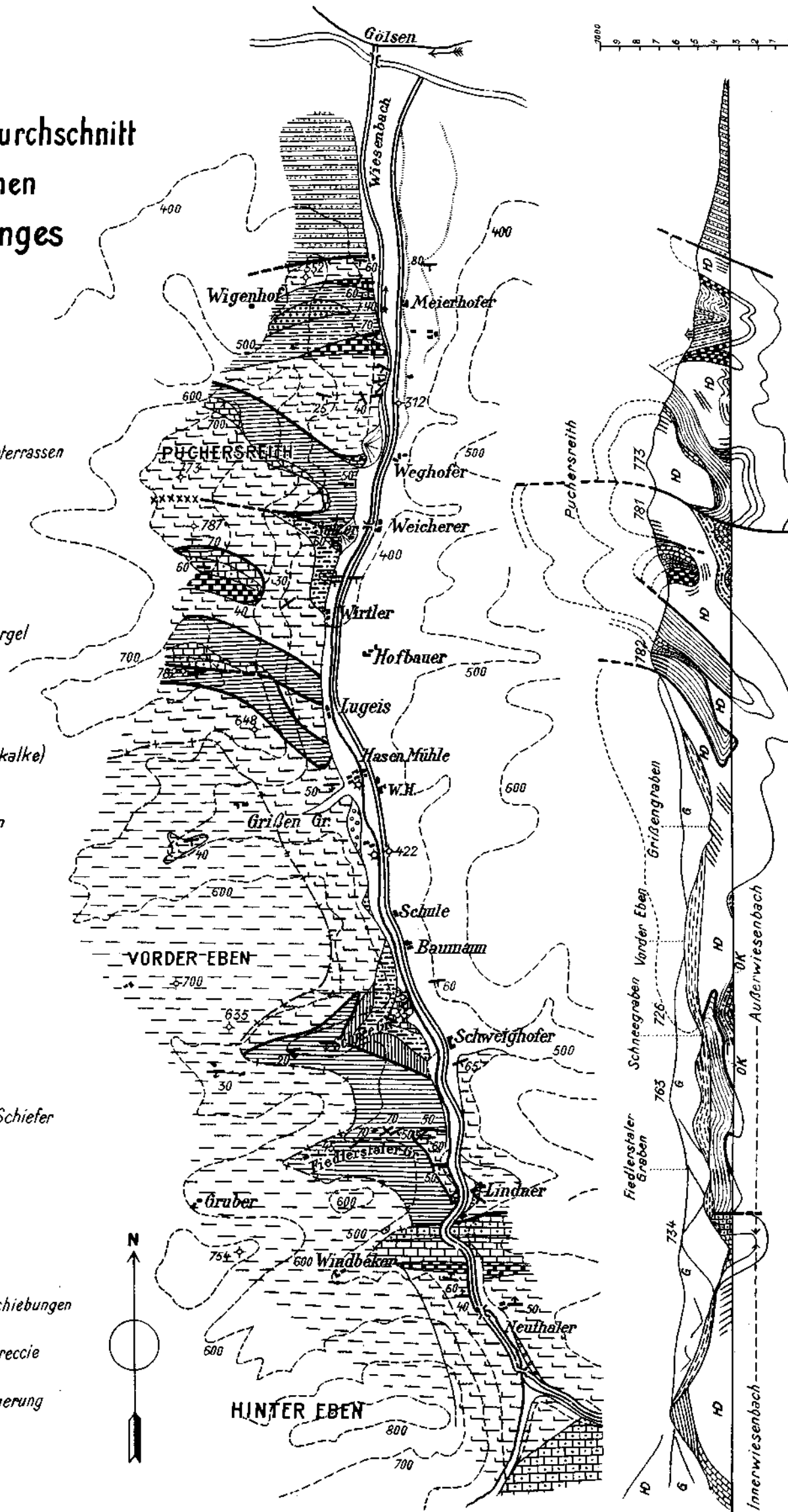
<sup>4)</sup> Vergl. Friedl, a. a. O., S. 26.



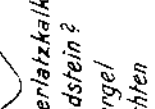
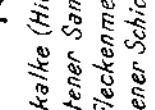
# Geolog. Karte u. Durchschnitt des westlichen Wiesenbachgehanges

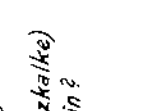
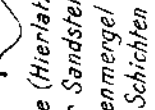
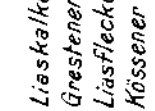
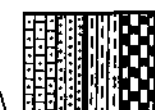
Mafsstab 1:25.000.


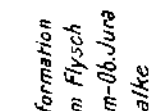
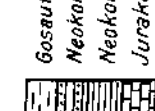

-  Alluvium
-  Schuttkegel, Schotterterrassen
-  Gosauformation
-  Neokom Flysch
-  Neokom-Ob. Jura Mergel
-  Jurakalke
-  Liaskalke (Hierlatzkalke)
-  Grestener Sandstein
-  Liasfleckenmergel
-  Kässener Schichten
-  Haupt Dolomit
-  Opponitzer Kalk
-  Lunzersandstein u. Schiefer
-  Reiflinger Kalk

-  Störungen u. Überschiebungen
-  Zertrümmerungs - Breccie
-  Transgressionsauflagerung



-  Haupt-Dolomit
-  Opponitzer-Kalk
-  Lunzersandstein u. Schiefer
-  Reiflinger-kalk

-  Liaskalke (Hierlatzkalke)
-  Grestener Sandstein?
-  Liasfleckenmergel
-  Kässener Schichten

-  Gosauformation
-  Neokom Flysch
-  Neokom-Ob. Jura Mergel
-  Jurakalke

Schichtfallen an den beobachteten Stellen stärker eingetragen  
 Störungsflächen, Brüche, Überschiebungen.

# Über geologische und technische Erfahrungen beim Bau des Achenseewerkes in Tirol.

Von **Otto Ampferer** und **Karl Pinter**.

Mit 3 Tafeln und 19 Zeichnungen.

## I. Geologischer Teil.

### Einleitung.

Der Ausbau des Achenseewerkes, welcher in der ersten Stufe bereits vollendet ist, hat eine Reihe von interessanten geologischen Beobachtungen ermöglicht, welche größtenteils nur für eine kurze Zeit zugänglich waren und heute meist wieder hinter Eisen- und Betonmauern verborgen liegen.

Als geologischer Berater dieses Bauwerkes hatte ich vielfach selbst Gelegenheit, diese vorübergehenden Bauaufschlüsse zu besichtigen. Sehr zahlreiche Angaben und Messungen wurden aber im Auftrage des leitenden Direktors der Tiroler Wasserkraftwerke Ing. Erich Heller von seinen Ingenieuren gesammelt und mir zur Bearbeitung übergeben.

Insbesondere fühle ich mich Herrn Oberingenieur Karl Pinter verpflichtet, welcher bereit war, aus seinen reichen Erfahrungen den technischen Teil dieser Arbeit beizusteuern.

In Dankbarkeit gedenke ich hier dieser vielfachen Unterstützungen und Mitarbeiten, ohne die meine eigenen Aufnahmen doch nur ein Flickwerk geblieben wären.

Die Rolle der Geologie war beim Bau des Achenseewerkes eine selten glückliche.

Von Anfang an in ihrer Bedeutung von allen geistigen Führern dieses Unternehmens voll erkannt, war es möglich, zwischen den Vorher sagen und den Baubefunden eine weitgehende Übereinstimmung zu erreichen.

Unter den entschiedenen Förderern der geologischen Mitarbeit und Forschung habe ich hier neben Direktor E. Heller und seinem Stellvertreter Ing. K. Pinter vor allem Herrn Ministerialrat Dr. Ing. M. Pernt, dann den ausgezeichneten Wasserbauer Ing. E. Gruner aus Basel sowie den Bauleiter Ing. Dr. L. Mühlhofer zu nennen.

Die Berichterstattung über die Bohrungen, die Stollenaufschlüsse, die Wasserverhältnisse sowie die Aufsammlung der Gesteinsproben war Herrn Ing. J. Berger anvertraut.

Mit ihm gemeinsam habe ich auch eine Untersuchung der Achenseewerke in Hinsicht auf die bei der geplanten Absenkung zu erwartenden



Rutschungen ausgeführt. Seine Mitarbeit war überaus vielseitig und für das Zustandekommen dieses Berichtes ebenso wichtig wie dankenswert.

Eine Mitteilung über die schwierige Caisson- und Schildstrecke habe ich von Herrn Ing. E. Hamberger erhalten.

Die geologische Detailaufnahme des ganzen Hauptstollens und des Druckschachtes hat Herr Bergingenieur E. Hammerle mit großer Sorgfalt durchgeführt.

Das tektonisch interessanteste Stück zwischen Fenster I und II konnte durch eine gütige Subvention der Tiroler Wasserkraftwerke A. G. als farbige Tafel dieser Arbeit beigegeben werden.

Von einer Wiedergabe der übrigen im Wettersteinkalk liegenden Stollenstrecken wurde hier abgesehen.

Wer aber ein ernstliches wissenschaftliches Interesse für diese Stollenstrecken besitzt, kann ihre geologische Detailaufnahme von der Direktion der Tiroler Wasserkraftwerke erhalten.

Gerne benütze ich die Gelegenheit, noch einmal allen Förderern und Helfern herzlich für ihr Entgegenkommen zu danken, das ich meinerseits gewiß nicht vergessen werde.

Die Bedeutung und Wirksamkeit der geologischen Mitarbeit zerfällt bei solchen Anlässen in zwei sehr ungleiche Teile.

Vor Beginn und im Anfang des Baues hat der Geologe die unsichtbaren Massen des Bodens und des Berginneren soweit geistig zu durchleuchten, als es die vorhandenen Erfahrungen und seine Einsicht überhaupt gestatten.

Das ist eine Kunst, wo neben der Sicherheit der Rechnung mit gegebenen Größen meist noch unbekannte Größen auftreten, die nur durch persönliche Einfühlung und Geschicklichkeit des Gutachters zu überwinden sind.

Dieser Teil der geologischen Mitarbeit ist bei weitem der interessanteste, weil sich dabei dem Geologen die seltene Gelegenheit bietet, Gebilde seiner vorausschauenden Theorie und Phantasie unmittelbar der praktischen Prüfung zu unterwerfen.

Der andere Teil seiner Tätigkeit ist die Aufsammlung und Verwertung der durch die Bauten meist nur vorübergehend geschaffenen Aufschlüsse.

Dies ist zumeist nur mit Hilfe der ständig beim Bau anwesenden Ingenieure möglich und stellt nicht selten an ihr Interesse und ihre Arbeitskraft erhöhte Anforderungen.

Bei einer Zusammenstellung der geologischen Bauergebnisse verschwindet natürlich der erste, mehr prophetische Teil der Mitarbeit völlig und der zweite, aufsammelnde und prüfende, tritt in den Vordergrund.

Die Bauidée des Achenseewerkes ist eine sehr einfache.

Die kleine Skizze Fig. 1 und Taf. IX zeigen, wie das Wasser des in ca. 930 m Höhe spiegelnden Achensees auf einem fast geraden Stollenweg durchs Gebirge des Stanser Jochs an den Steilabfall des Inntales gebracht und von dort in einem Druckschacht zur Talsohle bei Jenbach geleitet wird, wobei ein Gefälle von ca. 400 m in elektrische Energie verwandelt werden kann.

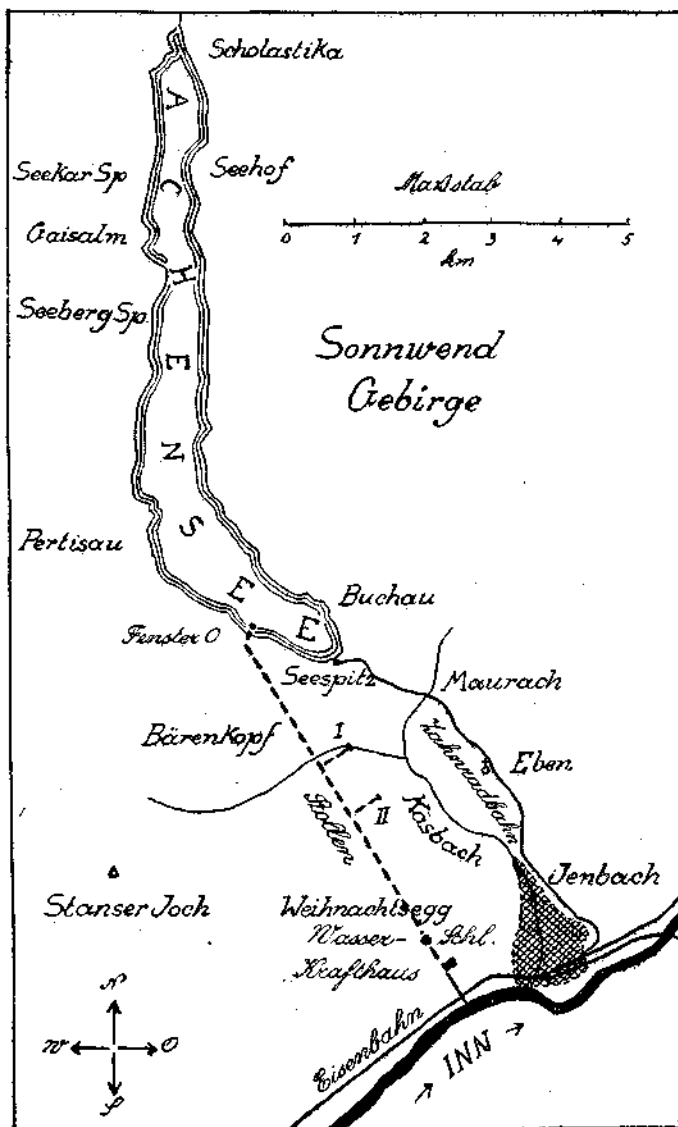


Fig. 1. Übersichtsplan der Lage des Achenseekraftwerkes.

Zur Vergrößerung der Werksleistung ist noch die Zuleitung des Ampelsbaches und der Quellen von Achenkirchen in den Achensee geplant.

Über die technische Ausführung des großen Baues hat Herr Direktor Ing. E. Heller in mehreren Vorträgen berichtet.

Von seinem Vortrag im Wiener Ingenieur- und Architektenverein vom 15. April 1926 ist in dessen Zeitschrift ein kurzer Auszug erschlüen.

Über die geologischen Verhältnisse des Achensees und die beim Bau geschaffenen neuen Aufschlüsse habe ich eine Arbeit geschrieben, die für die Wasserkraftausstellung in Basel im Sommer 1926 bestimmt war.

Sie ist in Innsbruck im Selbstverlag der Tiroler Wasserkraftwerke A. G. erschienen.

Dieser Arbeit war eine farbige Tafel der Bohrprofile und der ganzen Stollenanlage beigegeben, welche auch dieser Arbeit als weitere Spende der Tiroler Wasserkraftwerke A. G. angefügt werden konnte. Der Maßstab des Stollenprofils 1:14.300 ist jedoch zu klein, um die feineren Details der Felsstrukturen und Schuttlagerungen zum Ausdruck zu bringen. Zu diesem Zwecke sind auf Tafel X die beiden geologisch wichtigsten und interessantesten Strecken, das Profil des Schwarzeggkammes und das Profil des Entnahmewerkes in den großen Maßstäben 1:200 und 1:300 wiedergegeben.

In beiden Fällen handelt es sich um Aufschlüsse, die über Tag durchaus nicht zu erkennen sind, die vor dem Bau tief verborgen lagen und heute auch wieder unzugänglich sind.

Durch den Bau des Achenseewerkes ist eine Fülle von geologischen Aufschlüssen geschaffen worden und darüber ein umfangreiches Beobachtungsmaterial vorhanden.

In der nachfolgenden Schilderung konnte aber nur ein bescheidener, doch ausgewählter Teil untergebracht werden.

Die nun folgende Detailbeschreibung stimmt in ihrer Anordnung nicht mit den zeitlichen Fortschritten des Baues überein.

Sie widmet sich zuerst den Aufschlüssen des Grundgebirges und dann erst jenen im Bereiche der Schutthülle des Achensees.

Von der Beigabe einer geologischen Karte des Achenseegebietes konnte aus Ersparnisgründen abgesehen werden, weil Blatt „Innsbruck-Achensee“ samt Erläuterungen, das sich seit Jahren bereits im Handel befindet, dafür die beste Übersicht gewährt.

Seine Benützung ist beim Studium dieser Arbeit von wesentlichem Vorteil.

### A. Stollen im Grundgebirge.

Der Hauptstollen des Achenseewerkes liegt samt den Fensterstollen und dem Druckschacht im Innern der Stanserjochgruppe.

Diese Berggruppe bildet den östlichsten Teil des Karwendelgebirges und wird im N vom Achensee und Falzthurntal, im W vom Lamsenjoch und Stallental, im S vom Inntal, im O vom Käsbachgraben und der Achenseeschwelle begrenzt.

Den Kern dieser kleinen Berggruppe macht ein ostwestlich streichendes Gewölbe von Wettersteinkalk aus, dessen Achse gegen O zu sinkt.

Im westlichen Abschnitt wird dieses Gewölbe noch teilweise von Raibler Schichten und Hauptdolomit überlagert.

Die höchsten Erhebungen unserer Gruppe, Rappenspitze, 2224 m, und Rauher Knöll, 2277 m, bestehen aus Hauptdolomit, wogegen der Wettersteinkalk noch den Gipfel des Kaserjochs zusammensetzt, der 2200 m Höhe erreicht.

Von dieser Höhe steigt der langgestreckte Kamm des Stanserjochs flachgewölbt gegen O nieder und verschwindet mit dem Zeiseleck knapp westlich von Jenbach unter den Schuttmassen der Inntalerrasse. Die soeben erwähnte Kammlinie, welche vom Lamsenjoch über Rauhen Knöll—Rappenspitze—Kaserjoch—Gamskar Spitze—Ochsenkopf—Stanserjoch—Weihnachtsegg—Zeiseleck nach Jenbach leitet, bezeichnet zugleich die Hauptmasse unserer Berggruppe, der aber im N noch die kleineren Erhebungen von Tristkopf, 2005 m, und Bärenkopf, 1987 m, angehängt sind.

Zwischen diesen beiden Bergen ist das tiefe Tristenautal eingeschnitten, das unmittelbar zu den Nordwänden des Stanserjochs hineinführt.

Der geologische Aufbau der Stanserjochgruppe ist aber nur scheinbar ein so einfacher.

Die genauere Untersuchung hat gezeigt, daß das schon erwähnte ostwestliche Gewölbe nur eine alte Grundform darstellt, welche in jüngerer Zeit durch mächtige Überschiebungen überdeckt und umgeformt worden ist.

Ich habe schon mehrfach erwähnt, daß bereits Adolf v. Pichler im Jahre 1863 auf der Höhe des Stanserjochs, und zwar zwischen Stanserjoch und Kaserjoch, eine Auflagerung von alter Trias mit Buntsandstein entdeckte und auch schon richtig als eine Überschiebung von viel älteren Schichten auf Wettersteinkalk beschrieb.

Die Erkenntnis dieser wichtigen Überschiebung blieb lange Zeit unbeachtet und ohne Verwertung für die Erklärung des Gebirgsbaues, bis A. Rothpletz bei seiner bekannten geologischen Aufnahme des Karwendelgebirges diesen merkwürdigen Befund bestätigte und durch eine von N gegen S gerichtete Überschiebung zu erklären versuchte. Nach seiner Auffassung hat also eine Aufschiebung der Alttrias von N her auf das Gewölbe des Stanserjoches stattgefunden.

Damit ist aber die eigentümliche Lagerung des Buntsandsteines auf der Höhe des Stanserjochs in einer tiefen Furche des Wettersteinkalks noch lange nicht völlig erklärt.

Zu diesem Zwecke führte dann Rothpletz die Hilshypothese eines tektonischen Einbruches der aufgeschobenen Alttrias in das Gewölbe des Stanserjochs ein.

Die Schubmasse sollte also zuerst von N her auf das Gewölbe des Stanserjochs hinaufgeschoben und dort auf dem Scheitel dann teilweise zwischen zwei Verwerfungen in den Wettersteinkalk eingesenkt worden sein.

Die Neuaufnahme des Karwendelgebirges durch den Verfasser zu Beginn dieses Jahrhunderts brachte zunächst den Nachweis der großen Karwendelüberschiebung, welche in der Richtung von S gegen N erfolgt war.

Der landschaftlich überaus großartige Stirnrand dieser mächtigen Überschiebung konnte aus der Gegend von Stift Fiecht bei Schwaz im Unterinntal ununterbrochen bis zur Porta Claudia bei Scharnitz verfolgt werden.

Später hat sich dann herausgestellt, daß diese Überschiebung gegen W zu noch eine viel weitere Erstreckung besitzt und bis in die westlichen Lechtaler Alpen hineinreicht.

Für diese gewaltige Schubmasse ist dann der Name „Inntaldecke“ eingeführt worden.

Im Karwendelgebirge ist nun dem geschlossenen Stirnrand dieser Schubmasse, welchem die herrlichen Wände im Hintergrund von Stallen-, Eng-, Lalider- und Johannestal zugehören, eine Kette von Einzelschubschollen aus Altrias vorgelagert.

Dieser Kette gehören die Schubmassen des Stanserjochs samt Bärenkopf und Tristkogel, jene von Sonnenjoch-, Schaufel- und Bettlerkar Spitze, jene des Gamsjoch- und Falkenkammes an. In der Gegend des Hohljochs hängt nun die Inntaldecke unmittelbar mit der südlichen Deckscholle des Gamsjochkammes zusammen.

Aus diesem Befunde habe ich dann den Schluß gezogen, daß dieses Verhältnis von ursprünglicher Zusammengehörigkeit auch für das Gebiet des Stanserjoches Geltung besitzt und also, mit anderen Worten, die Schubmasse des Stanserjoches nur ein vorderer Teil der großen Inntaldecke ist, welcher heute durch einen Einschnitt der Erosion von seiner Hauptmasse abgetrennt wird.

Auch die Erkenntnis dieser Zusammengehörigkeit gibt noch kein volles Bild der hier vorhandenen Komplikationen.

Ein weiterer Schritt zur Auflösung dieser Mechanik war die Einführung des Begriffs „Reliefüberschiebung“. Darunter ist eine Schubmasse zu verstehen, welche nicht über ein ebenes Schichtenland, sondern über ein in die Schichten des Untergrundes eingeschnittenes Relief hin erfolgt.

Die Verhältnisse des Stanserjochs wurden in diesem Jahrbuch 1924 als ein besonders deutliches Beispiel einer Reliefüberschiebung beschrieben. Wir hätten uns also vorzustellen, daß die Inntaldecke nicht über horizontal liegende, sondern über bereits gefaltete und ziemlich tief erodierte Schichten hin erfolgte.

Die Inntaldecke hätte also ein Gebirgsland mit gut entwickelten Berg- und Talformen überwältigt und unter sich begraben.

Der merkwürdige Zug von Stanserjoch—Sonnenjoch—Gamsjoch—Falken würde also einen Teil dieses alten Berglandes samt den darauflagernden Resten der Inntaldecke vorstellen. Inshesondere haben sich natürlich die Reste der großen Schubmassen in den Furchen und Talformen dieses alten Berglandes erhalten.

Eine solche alte Talfurche, die mit Schubmassen ausgefüllt wurde, liegt nun auch auf der Höhe des Stanserjoches vor.

Sie ist am schönsten zwischen Hahnkampl und Kaserjoch erhalten.

Von dort zieht sie zwischen Gamskar Spitze und Stanserjoch gegen O zu weiter, wobei sie sich aber gleichzeitig steil hinabsenkt.

Deshalb ist es auch möglich, daß der Stollen des Achenseewerkes trotz seiner tiefen Lage noch diese mit Schubmassen erfüllte alte Furche durchstoßen konnte.

In letzter Zeit ist bei dem Studium der Berchtesgadener und Kaisergebirgsdecke ein weiterer Fortschritt der Erkenntnis insofern erzielt worden, als sich dort eine erst im Tertiär eingeschobene, noch ganz geschlossene Kernschubmasse von einer viel älteren Schubmasse trennen läßt, die aber zur Zeit des Einschubs der Kernmasse bereits in einzelne Schollen aufgelöst war.

Die Übertragung dieses Gedankens auf die tektonischen Verhältnisse des Karwendelgebirges liegt so nahe, daß man nicht daran vorbeigehen kann, ohne eine Anwendung zu versuchen.

Es würde sich also um die Vorstellung handeln, daß wir es nicht mit einer, sondern mit zwei zeitlich weit getrennten Reliefüberschiebungen zu tun haben.

Die Inntaldecke würde in unserem Falle die jüngere noch geschlossene Kernmasse und die Deckschollen von Stanserjoch—Sonnenjoch—Gamsjoch—Falken die Reste einer viel älteren Schubmasse vorstellen.

Im engeren Gebiet des Stanserjochs läßt sich zu dieser Fragestellung keine entscheidende Antwort gewinnen.

Wenn wir aber etwas weiter gegen O zu vorgehen, so treffen wir als unmittelbare Fortsetzung des Bärenkopfs jenseits der Achenseeschwelle die Schubmasse des Vordererspitzes (Kirchenspitze), 1951 m, welche in der Hauptsache ebenfalls aus Wettersteinkalk besteht, aber auch noch Muschelkalk, sowie Rauhacken, Gips und Haselgebirge an der Basis führt.

Diese Masse ist sehr deutlich über Gosauschichten gegen N zu auf das Sonnwendgebirge aufgeschoben. Das beweist also wenigstens für das Ostende der Deckschollen noch einen Vorschub nach Ablagerung der Gosauschichten.

Leider sind im Karwendelgebirge selbst weder Gosauschichten noch auch Tertiärschichten bisher nachgewiesen worden.

Damit ist also eine nähere zeitliche Begrenzung und Trennung von Schubbewegungen auf stratigraphischem Wege zur Unmöglichkeit gemacht. Für eine Zweiteilung der Schubmassen sprechen aber doch einige Beobachtungen, welche im folgenden besprochen werden sollen.

Die Inntaldecke ist mit ihrem geschlossenen Stirrand auf größere Erstreckungen unmittelbar auf stark ausgewalzte Aptychenkalke aufgeschoben.

Solche Stellen sind z. B. am Vomperjoch und im Hintergrund von Eng-, Lalider- und Johannestal zu finden.

Es ist dies ein bezeichnender Unterschied gegen die Lage der Hallstätter Schollen am Rande der Berchtesgadener Decke, welche allenthalben noch auf ziemlich mächtigen Neokomschichten ruben.

Die Neokommargel treten hier im Karwendel nirgends mehr bis an die Schubmassen heran. Sie treten erst im Vorgebirge des Karwendels auf und kommen in der Gütenbergmulde nahe an die Schubmassen heran, ohne sie jedoch zu erreichen.

Wir dürfen also wohl annehmen, daß im Bereiche des Karwendels die Neokommergel bereits wieder abgetragen waren, bevor die Aufschiebung der Inntaldecke erfolgte.

Die Inntaldecke selbst baut sich über diesen scharf ausgewalzten Oberjuraschichten als geschlossene Kalkwand auf, in der sich drei ungleiche Schichtstufen unterscheiden lassen.

Zu unterst stellt sich ein schmales Band von Reichenhaller Kalken, darüber Muschelkalk und über wenig entwickelten Partnachschieben unmittelbar angeschlossen der mächtige Wettersteinkalk ein.

Es fehlen aber an der Basis jedenfalls die mächtigen Rauhewacken, Haselgebirge und Buntsandstein, welche gerade für die nördlich vorgelagerten Deckschollen so charakteristisch sind.

Nun sind diese Rauhewacken sicherlich zu einem großen Teil ein tektonisches Gebilde, wie man aus ihrer Struktur und ihrem Aufbau aus verschiedenartigen Kalkkrümmern, Mergeln, Dolomit und lichtgrünen Sandsteinen der oberen Werfener Schichten erkennt.

Das Ausgangsmaterial für diese Riesenbreccie ist aber hier wie in den ganzen Nordalpen ein sedimentäres Gebilde, das eben durch seine Zusammensetzung, die Nähe von Salzlagerstätten und Haselgebirge und seine basale Lage für ausgiebige tektonische Umformungen von vornherein besonders empfänglich und geeignet war.

Im allgemeinen kann man sagen, daß bei dem Vormarsch einer Schubmasse die basalen Bestandteile derselben zuerst zurückbleiben und daher gerade am Stirnrande fehlen.

Wenn wir im Karwendel die Inntaldecke unmittelbar mit den ihr vorgelagerten Deckschollen verbinden, so haben wir als mechanisches Ergebnis, daß gerade die ältesten Schichtenanteile ganz vorne am Stirnrande angehäuft erscheinen.

Das enthält ziemlich viel Unwahrscheinlichkeit und spricht eher zugunsten der Auffassung von zwei getrennten Schubmassen.

Die ältere Schubmasse, welche heute nur mehr in getrennten Deckschollen vorliegt, müßte nach dieser Deutung bereits zur Zeit des Vormarsches der Inntaldecke weithin zerstört gewesen sein.

Wir finden nämlich nirgends zwischen Inntaldecke und ihrem Untergrund aus Juraschichten eine fremde Schubscholle eingeschaltet.

Andererseits springt der Stirnrand der Inntaldecke, wie schon erwähnt wurde, am Hohljoch über 3 km weit nach N vor und stößt dabei unmittelbar an die südliche Deckscholle des Gamsjochkammes.

Die Deckschubmassen selbst haben nicht den einheitlichen Aufbau, wie ihn die Inntaldecke längs ihrer ganzen Nordfront zeigt.

Sie bestreiten hin und hin aus mehreren Schuppen, wobei nicht selten ältere Gesteine auf jüngeren lagern.

Dies prägt sich schon am Stanserjoch ganz deutlich aus, wo der Buntsandstein nicht unmittelbar auf Wettersteinkalk liegt, sondern noch Rauhewacken und dunkle Kalke dazwischengeschaltet sind.

Ebenso finden wir den größeren Rest von Buntsandstein am Mahnkopf auf Untertrias ausgebreitet.

An beiden Stellen hat man den Eindruck, daß der Buntsandstein schon einer höheren Teilschuppe angehört.

Es liegen aber auch Schollen von jüngeren Schichten ganz unmittelbar auf viel ältere aufgeschoben.

So finden wir z. B. bei der Bärenbadalpe und auf der Westseite des Bärenkopfs ziemlich große Massen von schwarzen Tonschiefern und grünlichgrauen Sandsteinen der Raibler Schichten (typische Lunzer Sandsteine) unmittelbar auf den Rauhwacken und Kalken der Untertrias.

Am Grammaisattel steckt ein Keil von Aptychenkalken in den Rauhwacken.

Auch diese Lagerungen sind nur als Wirkungen der Überschiebungen zu verstehen.

Wenn wir diese Beobachtungen zusammenfassen, so können wir sagen, daß der Aufbau der Inntaldecke ein großzünftig einfacher und einseitlicher ist, während jener der vorgelegerten Deckschollen eine komplizierte Zerlegung in kleinere Teilschubmassen zur Schau trägt.

Eine sichere Entscheidung, ob die Inntaldecke eine wesentlich jüngere Schubmasse als die ihr hier vorgelagerten Deckenreste vorstellt oder ob diese letzteren doch nur einen komplizierten Stirrand der Reliefüberschiebung bedeuten, ist nach den bisher vorliegenden Beobachtungen nicht zu treffen.

Nach dieser allgemeinen Schilderung der tektonischen Verhältnisse des Karwendelgebirges ist es zum Verständnis der Stollenaufschlüsse nötig, die Einzelheiten und Besonderheiten des Aufbaues der Stanserjochgruppe noch kurz zu beleuchten. Dies geschieht am raschesten mit Hilfe der folgenden Profile, welche westlich von unserem Stollenprofil durchgelegt sind.

Das Profil Fig. 2a schneidet vom Stanserjoch durch den Westkamm des Bärenkopfs, aber ca. 2 km westlich vom Stollenprofil.

Der Schwarzeggkamm zwischen Stanserjoch und Bärenkopf ist hier bereits ausgeschaltet.

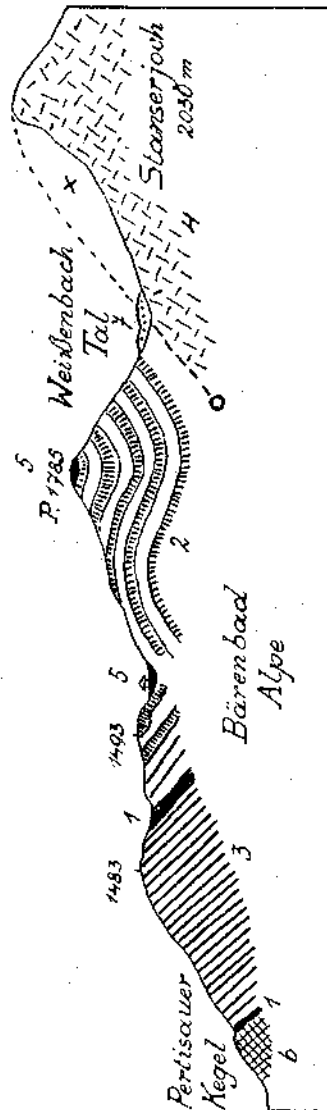


Fig. 2a.

1 = lichtgrüne Sandsteine, Tone, Rauhwacken (Haselgebirge), 2 = Rauhwacken und dunkle Kalle, 3 = feste, wohlgeschichtete Gutenstemmer Kalle, 4 = Weitersteinkalk und Dolomit, 5 = Lunzer Sandsteine (Raibler Schichten), 6 = Hauptdolomit, 7 = Moräne, o = Stanserjoch-Überschiebung, x = vom Lokalgeologe in die Schubfläche eingegrabener Holztraum.



Die Schubfläche an der Nordseite des Stanserjochs sehen wir da auf mehrere 100 m Höhe bloßgelegt, freilich noch lange nicht so großartig wie im Hintergrund des Tristenautales.

An der Nordseite des Stanserjochs, 2102 m, liegt das Weißenbachkar, dessen Nische noch unter die Schubfläche in den Leib des Wettersteinkalks hineingefressen ist.

Die komplizierte Struktur des Bärenkopfs selbst gibt die Ansicht Fig. 2 b schematisch wieder.

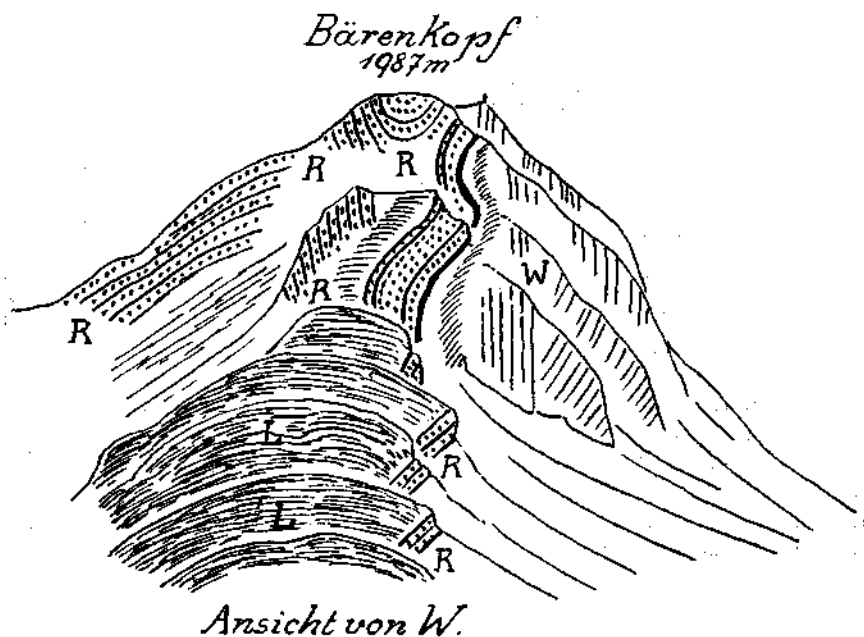


Fig. 2b.

*L* = Lunzer Sandsteine (Raibler Schichten), *W* = Wettersteinkalk, *R* = Raubwacken und dunkle Kalke der Untertrias.

Wahrscheinlich handelt es sich um eine ganz zusammengeklappte Mulde, wie wir eine solche etwas weiter westlich am Tristkopf, 1817 m, ausgebildet sehen. Auch die Raubwacken und dunklen Kalke der Untertrias sind stark verfaltet und in Teilschubmassen gegliedert. Dazwischen tauchen Reste von Haselgebirge und oberen Werfener Schichten auf.

Merkwürdig ist bei der Bärenbadalpe und am Westkamm des Bärenkopfs das Auftreten von größeren Massen von schwarzen Ton-schiefern und Quarzsandsteinen der Raibler Schichten.

In normaler Lagerung finden sich diese Schichten nur im westlichen Teil des Stanserjochgewölbes. Sie sind dort regelrecht zwischen Wettersteinkalk im Liegenden und Hauptdolomit im Hangenden eingeschaltet.

Hier liegen sie jedoch als Haufwerk unmittelbar auf den Raubwacken und Kalcken der Untertrias.

Da diese Haufwerke von Raibler Schichten nirgends unmittelbar an der Schubbahn auftreten, so kann man sie schwerlich als vom Stanserjochgewölbe abgeschürfte Schichtmassen verstehen.

Wahrscheinlicher ist es, daß dieselben ins Hangende des Wettersteinkalks des Bärenkopfs gehören. Die folgende Zeichnung Fig. 3 gibt eine Ansicht des Hintergrundes des Tristenautales wieder, die von der Kanzel des Bläsermadleggs, 1785 *m*, aus skizziert wurde.

Diese Ansicht bringt einerseits den gewaltigen Aufschluß der Schubfläche an der Nordseite des Stanserjochs und außerdem einen Einblick in jene merkwürdige alte Erosionsfurche, welche in den Scheitel des Stanserjochgewölbes eingegraben ist. Man erkennt deutlich, wie diese alte Furche auf den Vorgang der Überschiebung störend eingewirkt hat. Sie mußte zuerst mit Schubmasse ausgefüllt werden, bevor der Graben von der Hauptmasse der Überschiebung überschritten werden konnte.

Die Hauptmasse der Überschiebung wird hier, soweit sie eben heute noch vorhanden ist, durch Bärenkopf-, Tristkogel-, sowie jenseits des Falzthurntales durch die Masse von Schaufelspitze—Bettlerkarspitze—Falzthurnjoch verkörpert. Diese großen Massen zeigen einen einfachen Bau, wogegen die unter ihnen liegenden Rauhwackenzone starke Zertümmerung, Verfaltung und Verschuppung zeigen.

Obwohl diese Rauhwacken stratigraphisch unter den großen Kalkmassen der Untertrias liegen, enthalten sie doch massenhaft helle und dunkle Kalkbrocken aus dem Hangenden neben den lichtgrünen Sandsteinen aus ihrem Liegenden. Nahe der Schubfläche sind nicht selten vererzte Zonen zu finden, die Brauneisenstein und seltener auch Bleiglanz führen.

Vergleicht man nun das Stollenprofil mit diesen Profilen, so erkennt man, daß auch im Stollen alle wesentlichen Bauelemente des Stanserjochgebietes getroffen worden sind.

Der geologische Wert des Stollenprofils des Achenseewerks liegt vor allem darin, daß der Stollen sowohl das Gewölbe des Stanserjochs als auch die nördlich davon lagernde Schubmasse von Schwarzegg und Bärenkopf durchörtert hat.

Auf diese Weise sind wir in den Besitz einer Aufschließung gekommen, die durch kein naturgegebenes Profil in gleicher Vollständigkeit aufgezeigt wird. Die im Hauptstollen angetroffenen Verhältnisse sind auf den Profilen Taf. IX und X dargestellt.

Fig. 4 ist ein für das Verständnis der Tektonik bis in größere Tiefe ergänztes Profil, Taf. IX gibt nur die Lage der Hauptgesteinskörper wieder und Taf. X bringt eine Detailaufnahme des tektonisch interessantesten Stollenstückes durch den Schwarzeggkamm zwischen Fenster I und II.

Von einer Wiedergabe der einförmig in Wettersteinkalk liegenden Stollenstücke von Weihnachtsegg und Bärenkopf mußte abgesehen werden, obwohl auch diese Strecken mit ihren zahlreichen Störungen durch Bergingenieur E. Hammerle in gleicher Sorgfalt aufgenommen worden sind. Der Wettersteinkalk des Stanserjochs, in welchem das Wasserschloß, der 600 *m* lange Druckschacht und das 1750 *m* lange Stollenstück bis zum Fenster II ausgesprengt wurde, hat sich in der

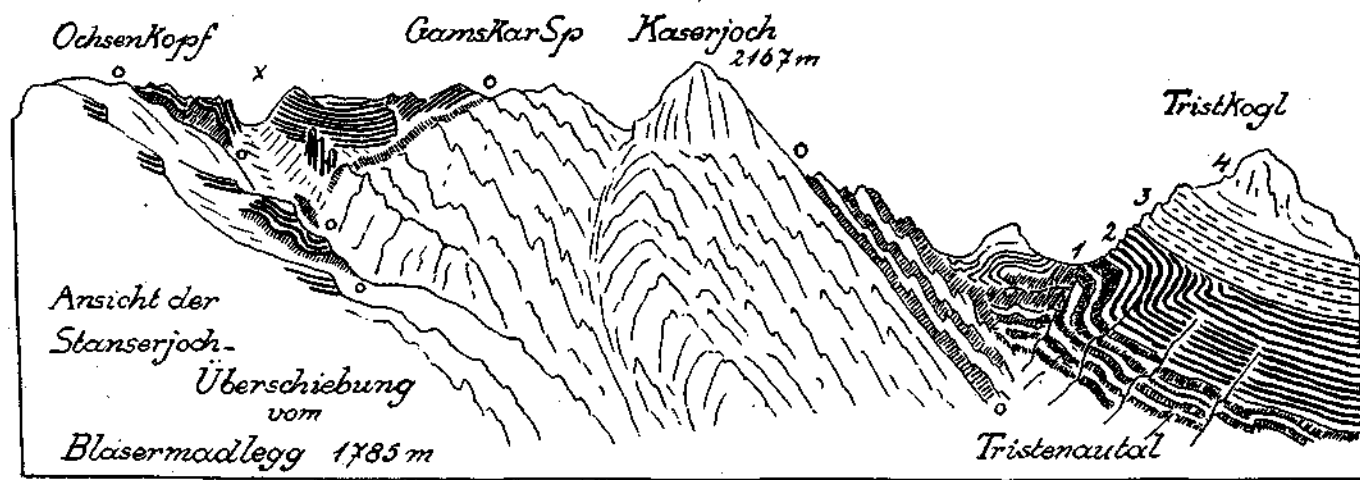


Fig. 3.

1 = Rauhwacken, 2 = Reichenhaller-Gutensteiner Kalke, 3 = Muschelkalk, 4 = Wettersteinkalk und Dolomit, x = Stelle, wo in den Scheitel des Stanserjochgewölbes eine alte Talfurche eingeschnitten ist, welche später mit Schubmasse ausgefüllt wurde, o = Stanserjoch-Überschiebung.

Hauptsache als ein typischer lichtgrauer, fester Kalk erwiesen, in dem der Stollenvortrieb regelmäßig und rasch vor sich ging. Auch beim Ausbruch von größeren Hohlräumen hat sich der Kalk als unbedingt standfest erwiesen.

Ein Zutritt von Wasser hat nirgends in nennenswerter Menge stattgefunden.

Zahlreiche kleinere Aushöhlungen (ähnlich wie Mauslöcher) und offene Spalten beweisen, daß hier einst eine lebhafte Wasserbewegung im Gange war, die aber längst schon in ein viel tieferes Niveau hinabgesunken ist.

Ein unmittelbarer Beweis für diese Behauptung ergab sich beim Vortrieb eines kurzen Stollens, der am Fuße des Druckschachtes seitlich vom Hauptstollen zu Druckversuchen angelegt wurde.

Hier trat nahe an der Sohle dieses Stollens eine ziemlich starke Quelle auf, wie sie dem ganzen höheren Wettersteinkalk des Weihnachtseggs fehlt. Diese Quelle hat bisher in ihrer Ergiebigkeit von zirka 10 *l/sek* nur geringe Schwankungen aufgewiesen. Ihre bakteriologische Untersuchung hat völlige Keimfreiheit festgestellt. Sie wird auch zur Trinkwasserversorgung für die Werkhäuser benützt.

Man erkennt auch aus dem Auftreten von starken Quellbächen in der Schuttsohle des Inntales zwischen Jenbach und Stans, daß heute die Entwässerung des Stanserjochgewölbes bereits in einem sehr tief gelegenen Niveau vor sich geht. Es ist dies bei der reichlichen Zerklüftung und doch leichten Auflösbarkeit des Wettersteinkalks nicht weiter verwunderlich.

Übertag ist das ausgedehnte Kalkgewölbe recht arm an Quellen und beständigen Bächen. Obwohl an der gewölbeförmigen Verbiegung der Wettersteinkalkschichten nicht zu zweifeln ist, war dieselbe mangels einer durchgreifenden Schichtung im Bereiche des Weihnachtseggs nicht zu erkennen. Einen interessanten Einblick in die sedimentäre Struktur des Wettersteinkalks eröffnete der 363 *m* hohe und 513 *m* lange schräge Druckschacht, besonders nach seinem Vollausbruch und der Waschung der Wandflächen.

Hier war dann deutlich zu sehen, daß der Wettersteinkalk bei der Betrachtung von großen, frischen Anbruchflächen eine Unregelmäßigkeit der Zusammensetzung aufweist, die man nach den obertägigen Aufschlüssen nicht vermuten würde.

Mehrfach waren kleinere und größere, eckig umgrenzte Stücke von dunklerem Kalk schwimmend in hellerem zu sehen, ebenso auch scharf umzeichnete, mehr mergelige oder dolomitische Partien in reiner kalkigen.

Um tektonische Erscheinungen kann es sich dabei hier nicht handeln.

Es kommen also wohl nur Störungen und Umlagerungen bei der Sedimentation des Kalkes selbst in Betracht. Es ist dies wieder ein Hinweis, daß die Ablagerung dieser riesigen Kalkmassen offenbar in seichem Wasser vor sich gegangen ist und auf unregelmäßig bewegtem, in der Hauptsache wohl sinkendem Meeresboden.

Auffallend war, daß trotz des großen Ausbruchsmaterials im Wettersteinkalk des Stanserjochgewölbes keine Spur einer Erzführung angetroffen wurde.

Im Bereiche unseres Stollens wird das große Gewölbe nicht von seiner regelmäßigen Hülle der Raibler Schichten überlagert.

Die Begrenzung bildet im Gegenteil eine scharf ausgeprägte Überschiebungszone, welche bereits auf dem Detailprofil, Taf. X, ganz links noch zur Abbildung gelangt.

Es handelt sich im Bereich des Stollenquerschnitts um zwei glatte, scharf gezogene Schubflächen, die sich unter spitzem Winkel vereinigen.

Diese wichtige Schubgrenze wurde im Stollen fast auf den Meter genau an der schon in der Prognose angegebenen Stelle aufgefahren.

Längs dieser steil nordwärts fallenden Schubfläche stößt nun zunächst eine Scholle von dunklem und undeutlich geschichtetem Gutensteiner Kalk und dann erst die große Masse der Rauhacken der Reichenhaller Schichten (Myophorienschichten) an das Stanserjochgewölbe.

Die Lagerung der Rauhacken ist eine ungemein verworrene, die auch noch im Rahmen des Detailprofils nicht in allen kleineren Einzelheiten darstellbar war.

Es treten kalkreiche und meist sehr stark zertrümmerte Massen in engster Vermischung mit lehmig-tonigen, mergeligen Rauhacken auf.

In den kalkreicheren Abteilungen sind ziemlich viele Hohlräume angefahren worden, obwohl die derzeitige Wasserführung in der ganzen Strecke zwischen Fenster I und II eine unbeträchtliche ist.

Zahlreiche und vielfach auch verbogene Schubflächen durchziehen die Gesteinsmassen und lösen dieselben in kleinere Bewegungskörper auf.

Man hat den Eindruck, daß viele dieser Schubflächen noch eine spätere Verstellung und Verbiegung erlitten haben.

Die Rauhackenstrecke hat im Stollen eine Länge von ca. 410 m inne.

Trotz gelegentlicher Nachbrüche hat auch diese Strecke dem Vortrieb keine größeren Schwierigkeiten bereitet.

Mit einer steil nordfallenden Schubfläche stößt dann die Rauhackenzone unmittelbar an den geschlossenen Verhand der wohlgeschichteten Gutensteiner Kalke.

Innerhalb dieser meist steil stehenden und fast rein kalkigen Schichtgruppe spielt die Schichtung und Hand in Hand damit auch die Faltung eine besonders auffallende Rolle.

Wer nur die vor dem Stollenbau vorhandenen oberflächlichen Aufschlüsse gekannt hat, ist jedenfalls von dem hier erschlossenen hohen Ausmaß von innerer Verfaltung trotz steiler Schichtstellung ganz überrascht.

Was im Bereiche der Rauhackenzone nur als eine Vermischung und Verschuppung von kalkigen und mergeligen Schichtkomponenten auftrat, findet hier in der wohlgeschichteten und gleichmäßigen Kalkmasse einen schöneren Ausdruck in lebhaften Faltenbildungen.

Die Faltenbildung ist besonders im südlichen Teil, der unmittelbar an die Rauhacken grenzt, sehr bewegungsvoll ausgebildet.

Sie nimmt dann gegen N zu immer mehr ab und beruhigt sich zu regelmäßigem Steilstehen, das dann auch noch in dem anschließenden Wettersteinkalk des Bärenkopfs anhält.

Zahlreiche, teilweise auch verbogene Schubflächen zerschneiden auch diese dunkelfarbige Kalkmasse.

Innerhalb der Gutensteiner Kalke machen sich daneben auch reichlich Zerrungsklüfte bemerkbar, welche in der Rauhwackenzone ganz zurücktreten. Es ist interessant zu beobachten, wie diese Zerrungsklüfte sofort eine ganz regelmäßige Anordnung gewinnen, wenn die Schichtstellung selbst regelmäßig wird.

Das Stollenstück zwischen *m* 2120—2080 bietet dafür ein prächtiges Beispiel.

Die senkrechte Schichtenstellung erweist sich auch hier wieder als die gegen Störungen widerständigste. Nicht einmal die Einschaltungen von schiefrigen oder lettigen Lagen vermag daran wesentlich zu ändern, obwohl dadurch die Gleitfähigkeit in vertikaler Richtung sprunghaft gesteigert wird. Die dunklen Kalke enthalten einige Lagen von Krinoidenkalken.

Sonst wurde nur noch in den dunklen Kalken des Bärenkopfs bei *m* 1495 ein Bruchstück einer *Chemnitzia* angetroffen.

Man ist nach den Stollenaufschlüssen zu der Annahme berechtigt, daß die tonigen und kalkreichen Rauhwacken der Myophorienschichten das älteste Schichtglied vorstellen und darüber eine lückenlose Reihe zum Wettersteinkalk des Bärenkopfs hinüberleitet.

Das Detailprofil Taf. X endet bei Fenster *I* noch in den dunkeln Kalken, welche hier wohl schon zum Muschelkalk gehören.

Fenster *I* mündet noch südlich des Weißenbachtals in den Hauptstollen ein.

Die dunklen Kalke des Muschelkalkes reichen noch ca. 400 *m* über Fenster *I* gegen N und zeigen dabei durchaus sehr steile Stellungen.

Ohne eine besondere Störung gehen dieselben in den Wettersteinkalk des Bärenkopfs über, der sich aber in seiner Ausbildung nicht unwesentlich vom Wettersteinkalk des Stanserjochs unterscheidet.

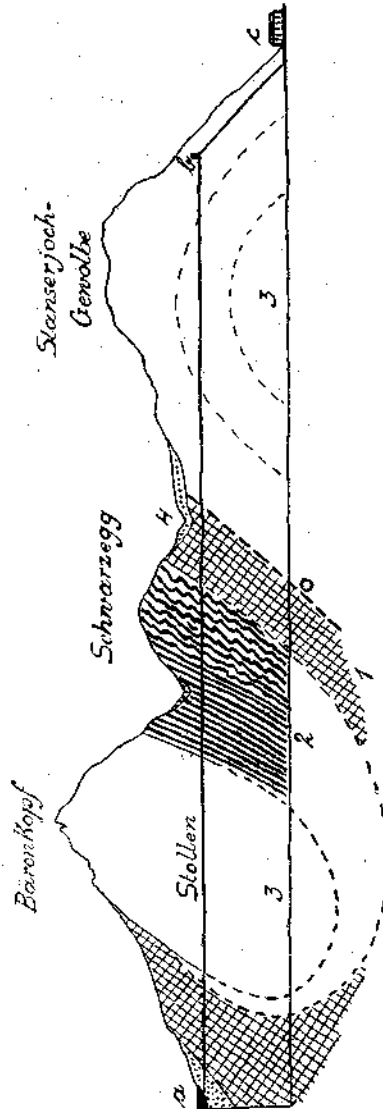


Fig. 4.

1 = lehmige und kalkige Rauhwacken, 2 = Gutensteiner- und Muschelkalk, 3 = Wettersteinkalk, 4 = Schutt-  
ablagerungen, 0 = Stanserjoch-Überschiebung, a = Achensee, b = Wasserschlöß, c = Kraflhaus.

Zunächst enthält der Wettersteinkalk hier, besonders im südlichen Abschnitt, eine Anzahl von sehr dunklen Lagen und dann tritt reichlich Dolomit hinzu, und zwar kommen sowohl lichte als auch dunklere Dolomite vor.

Die Ausbildung des Wettersteinkalkes ist also nicht so einförmig und gleichmäßig wie im Bereiche des Stanserjochgewölbes.

Auch die Schichtung ist viel deutlicher ausgesprochen, was teilweise auch mit dem Wechsel dunkler und heller Lagen zusammenhängt.

Die steile Schichtung, welche für den Bärenkopf charakteristisch ist, hat natürlich auch die Wasserführung entscheidend beeinflusst.

Wie vorhergesagt wurde, hat sich das Stollenstück durch den Bärenkopf als reich an Wassereintrüben erwiesen, welche dem Durchbruch des Stollens um so größere Schwierigkeiten bereiteten, als auch das Stollenstück von Fenster *O* (vom See her) schwere Wasserführung brachte.

Der Stollendurchschlag erfolgte hier bei *m* 584 gerade in einer Zone besonders starken Wasserzudranges und war auch nur unter Anwendung besonderer technischer Vorkehrungen zu bewältigen.

Nach dem Durchschlag konnte die ganze Wasserführung des Bärenkopfstollens im Betrage von ca. 300 *l*/sek. durch den Fensterstollen *I* zum Weißenbach abgeführt werden.

Über die Herkunft dieser reichen Wasserführung, welche auch im Winter nicht wesentlich zurückgegangen ist, waren anfangs die Meinungen verschieden. Heute ist wohl soviel sicher, daß dieses Wasser nicht allein aus den Klüften des Bärenkopfs abstammt, sondern auch erhebliche Beiträge aus jenem Grundwasserspiegel erhält, der zwischen dem Bärenkopf und dem Achensee durchzieht.

Der Wettersteinkalk des Bärenkopfs ist an seiner Nordseite von einer Störung begrenzt, an der wieder die tonigen und kalkigen Rauhacken auftreten, die auch große Schollen von Gutensteiner Kalk enthalten. Das Profil des Fensterstollens *O*, Fig. 5, gibt ein Bild der in diesem Stollenabschnitt auftretenden geologischen Verhältnisse.

Die Wasserführung war hier innerhalb der tonigen Rauhacken geringfügig, dagegen in den kalkigen Zonen sehr stark.

Da die eingestellten Pumpen den Wasserzudrang nur schwer zu bewältigen vermochten, wurde der Vortrieb von dieser Seite eingestellt und der Durchbruch des Bärenkopfstollens von *S* her erzwungen.

Der vom Fensterstollen *O* zum Hauptstollen absteigende Schrägschacht aber füllte sich rasch mit Wasser, dessen Spiegel sich erheblich höher als das benachbarte Seeniveau hielt (bis über 943 *m*).

Das letzte Stollenstück im Grundgebirge, das die Verbindung mit der bereits im Schutt liegenden Caisson- und Schildstrecke herstellt, wurde mit Druckluftbetrieb durchbrochen.

Über die Aufschließungen in dieser Strecke unterrichtet das untere Profil von Taf. X.

Von Interesse ist hier die Grenze zwischen Grundgebirge und der Schutthülle des Achensees. Fig. 5 gibt die beim Schildvortrieb gefundenen Verhältnisse nach einer Skizze von Ing. Hamberger wieder.

Die kalkige Rauhwacke bildet gegen den See zu einen Steilabfall (ca.  $36^\circ$ ), zwischen ihr und den stark lehmigen Innschottern zieht sich ein ca. 20 cm starkes Band von feinen, reinen Innsanden durch, in dem größere Schottersteine liegen.

Es dürfte sich hier um eine Auswaschung handeln, die durch die Grundwasserbewegung entlang der Felsgrenze vollzogen worden ist. Damit ist in Umrissen ein Bild der geologischen Aufschlüsse gegeben, die der Hauptstollen ans Licht gebracht hat.

Die Aufschlüsse in den Fensterstollen sind von verschiedenem geologischen Interesse.

Der mittlere Fensterstollen I, welcher neben der epigenetischen Klamm des unteren Weißenbachtals angeschlagen wurde, ist in seiner

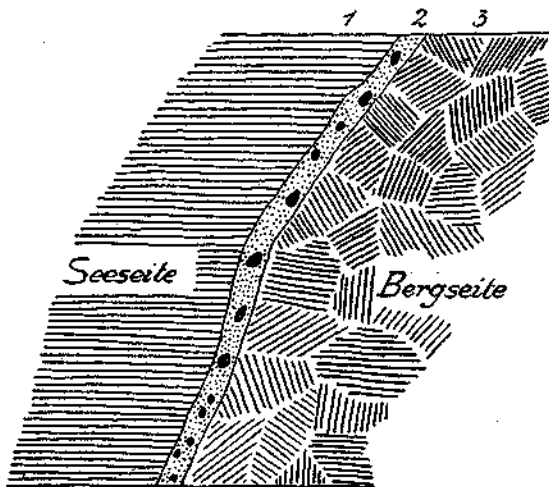


Fig. 5. Aufnahme von Ing. E. Hamberger.

1 = stark lehmige Innschotter, 2 = reine, feine Innsande mit größeren Geröllen, Schichtenstärke = zirka 20 cm, 3 = kalkige Rauhwacke. Mittlere Felsstationierung = m — 22·85.

ganzen Erstreckung von 509 m im Streichen derselben dunklen, woblgeschichteten Untertriaskalke verblieben, in welche auch die Klamm selbst eingeschnitten ist. Dagegen haben sowohl der Fensterstollen O beim Einlaufwerk wie auch der Fensterstollen II im Tiefental ganz interessante geologische Verhältnisse erschlossen.

Der Fensterstollen O, welcher in der Höhe von 941·86 m, also ca. 12 m über dem Seespiegel angeschlagen wurde, führt zunächst 132 m mit 1 % Steigung in den Berg hinein und geht dann in einen schrägen Schacht über, welcher in den Hauptstollen hinableitet.

Fig. 6 gibt die hier angetroffenen geologischen Verhältnisse wieder.

Der Fensterstollen O durchstieß zunächst eine Schichte von Gehängeschutt, die im Stollen eine Mächtigkeit von ca. 13 m erreichte, was etwa einer wahren Mächtigkeit von ca. 7 m entspricht.



Unter dieser Decke von Hangschutt lag dann gut bearbeitete Grundmoräne des Inntalgletschers, die sich hier als ziemlich standfest erwiesen hat. Sie besteht fast ausschließlich aus kalkalpinem Material. Die unter ihr lagernden Schotter und Sande der Innaufschüttung wurden

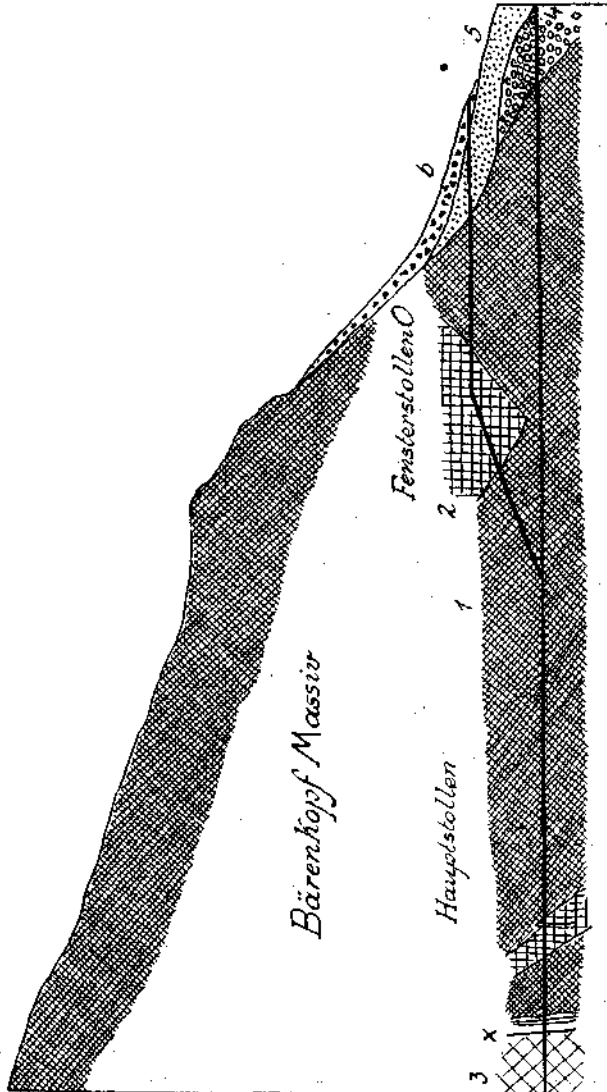


Fig. 6.

1 = lehmige und kalkige Rauhacken, 2 = dunkle, weißliche Kalk (Gutsteiner Kalk), 3 = Wettersteinkalk, 4 = Innsande und -schotter, 5 = Grundmoräne, 6 = Hangschutt, x = Störungsfläche mit Zertrümmerungszone und reicher Wasserführung.

im Stollenniveau nicht mehr geschnitten. So stößt hier die Grundmoräne unmittelbar an die kalkigen Rauhacken.

Die Grenzfläche zwischen Grundmoräne und Rauhacke ist in Stollenquerschnitt sehr steil geneigt.

Gletscherschliff wurde hier nicht beobachtet.

Der Stollen verbleibt nun auf ca. 53 m Länge in derselben rauhen, kalkigen Rauhwaacke und dringt dahinter dann in eine Scholle von Gutensteiner Kalk ein. Innerhalb dieser Kalkscholle beginnt nun der Abstieg des Schrägschachtes. Der Gutensteiner Kalk hat sich hier als ungemein reich an Kalzitadern erwiesen, so reich, daß dadurch die dunkle Grundfarbe dieses Gesteines ins Weißlichgraue aufgehellt wird.

Noch innerhalb dieser Kalkscholle traf der Schacht auf einen Grundwasserspiegel, zu dessen Absenkung der Einbau von starken Pumpen erforderlich war. Der Grundwasserspiegel wurde am 11. März 1925 bei 930·82 m, am 16. März bei 930·76 m, am 20. März bei 930·56 m, am 22. März bei 930·48 m eingemessen. Der Seestand war gleichzeitig = 928·85 m, der Grundwasserspiegel im Bohrloch III = 927·70, Bohrloch II = 927·10, Bohrloch VIII = 927·45 m. Wir erkennen sofort, daß der Grundwasserspiegel hier im Innern des Bärenkopfnassivs nicht unwesentlich höher als der Spiegel des nahen Achensees liegt.

Die untere Grenze der Kalkscholle fällt nahe mit dem Grundwasserspiegel zusammen.

Unterhalb der Scholle von Gutensteiner Kalk durchsank der Schacht dann bis zum Hauptstollen nur mehr stark lehmige, gelblichgraue Rauhwaacken. Stellenweise waren in der Rauhwaacke Lagen und Nester von gelbem und grünem Lehm zu sehen. Diese Strecke zeigte wieder eine viel geringere Wasserführung.

Der Anschluß des Schrägschachtes an den Hauptstollen liegt ganz innerhalb der lehmigen Rauhwaacken. Da der Hauptstollen unterhalb unserer Scholle von Gutensteiner Kalk ganz in den lehmigen Rauhwaacken verblieben ist, erkennen wir, daß diese Scholle wurzellos in den Rauhwaacken schwimmt. Als man den Vortrieb vom Fensterstollen O aus wegen zu

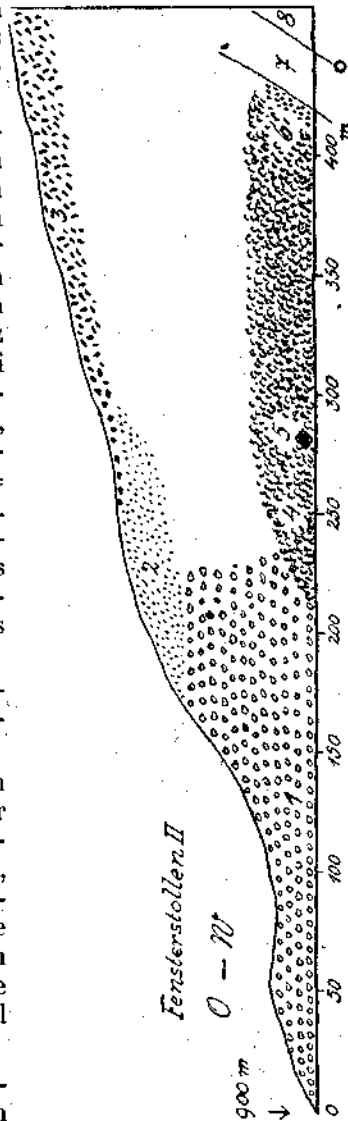


Fig. 7.

1 = Sande und Schotter der Innaufschüttung, 2 = Grundmoräne des Innaltglaischers, 3 = Bach- und Hangschutt, 4 = alter vermittelter Hangschutt und Gerölle, Gähängebreccie, 5 = großer Block von Gutensteiner Kalk, 6 = Grundmoräne (?) auf geglättetem Gutensteiner Kalk, 7 = Gutensteiner Kalk, 8 = Wettersteinkalk, 0 = Stanserloch-Überschiebung.

großen Wasserandranges Ende März 1926 aufgegeben hatte, füllte sich der Schrägschacht wieder bis zur Höhe von 943 *m* an.

Der Fensterstollen II, Fig. 7, beginnt auf der Nordseite des Tiefenales, unterfährt dann diese Talfurche und erreicht mit 459.9 *m* Länge den Hauptstollen.

Dieser Fensterstollen liegt zum größeren Teile im Schutt und nur im innersten Teile im Grundgebirge.

Die Hauptmasse des Schuttes besteht hier im Niveau des Stollens aus Schottern und Sanden der Innaufschüttung. Vielfach wechseln Sande und Schotter miteinander ab.

Auf eine größere Strecke mußte beim Vortrieb Getriebezimmerung verwendet werden.

Typische Grundmoräne wurde hier nicht angefahren. Bei *m* 210 stellt sich unter den Sanden und Schottern eine grobblockige, lokale Schuttmasse ein, die zu einer Breccie verkittet erscheint. Nur durch den Einschluß von gerundeten Blöcken war diese Ablagerung von den Rauhwacken zu unterscheiden.

Diese Breccie stößt ihrerseits im Liegenden an Gutensteiner Kalk, welcher auf beiden Stollenseiten eine geglättete, polierte Grenzfläche wie ein Gletscherschliff zeigt (bei *m* 420).

Unmittelbar anschließend an diese Grenzfläche steht ein grundmoränenartiger Schutt an. Doch gelang es nicht, darin deutliche gekritzte Geschiebe zu entdecken.

Die Anordnung der Geschiebe und die lehmige Zwischenmasse machen aber die Auffassung als Grundmoräne wahrscheinlich.

Der Gutensteiner Kalk hatte in diesem Fensterstollen nur eine geringe Mächtigkeit, denn bei *m* 442 trat derselbe bereits in Wettersteinkalk und bei 459.9 in die Achse des Hauptstollens ein.

Der Gutensteiner Kalk bildet hier nur einen Schubkeil, welcher unmittelbar der Schubfläche des Stanserjochgewölbes auflagert. Seine Struktur ist auf Taf. X ganz links gut zu erkennen.

## B. Stollen und Aufschlüsse im Schutt.

Wir haben uns nun mit jenen Aufschließungen zu beschäftigen, welche nicht ins Grundgebirge, sondern in die Schutthülle des Achensees eingedrungen sind.

Wenn wir uns vor Augen halten, daß nach der neuen Ausmessung der Umfang des Achensees 20.85 *km* beträgt und davon nur ca. 3.4 *km* reine Felsufer sind, alles andere aber Schutteinfassungen, so rückt die Bedeutung der Schuttaufschließungen erst in das rechte Licht.

Der Achensee erfüllt eine ursprünglich dem Inntal zufallende Talfurche.

Wir müssen von Jenbach bis nach Achenkirch, also noch nördlich über den Achensee hinausgehen, um im Talgrund auf eine Felschwelle zu treffen.

Die Felsschwelle bei Achenkirch, die aus Jurakalken besteht, stellt wahrscheinlich die alte Wasserscheide vor. Es haben daher das Unter- und Oberantal, das Pletzach-, Falzthurn- und Tristenautal ursprünglich ihre Entwässerung in das tiefeingeschnittene Inntal hinabgeleitet.

Erst in der Eiszeit haben sich hier die Verhältnisse so verschoben, daß es zu einer Umkehrung der ganzen Abflußverhältnisse gegen N zur Isar gekommen ist.

Über den Vorgang dieser Umkehrung der Bachläufe habe ich schon mehrmals berichtet, so daß ich mich hier um so kürzer fassen kann.

In der letzten Interglazialzeit, also nach der Penck-Brücknerschen Bezeichnung in dem Interglazial zwischen Riß- und Würmvergletscherung oder nach J. Bayer in der Aurignac-Schwankung wurde das Inntal zwischen Kufstein und Landeck von einer mächtigen Einbiegung betroffen, die aber nicht auf einmal, sondern nach und nach eingetreten sein muß.

Durch diese Einbiegung wurde das Inntal zeitweise sogar rückfällig, so daß es mehrfach in ihm zur Seebildung kam.

Diese Seeräume wurden aber durch den starken und schuttreichen Fluß im Vereine mit den Seitenbächen verhältnismäßig rasch verlandet.

Auf diese Weise entstand eine Ablagerung von Bändertonen, Mehlsanden, Kiesen, Schottern, deren volle Mächtigkeit erst durch die Tiefbohrung von Rum bei Hall enthüllt worden ist.

Diese Bohrung hat in der Inntalsole bei 200 m noch keinen Felsgrund, wohl aber mächtiges artesisches Wasser erschlossen.

Sie wurde, noch in den Innschottern stehend, abgebrochen.

Rechnet man nun dazu, daß in der Gegend von Innsbruck und Hall die seitlichen Talterrassen mehr als 300 m hoch aus Bändertonen, Sanden und Schottern bestehen, so erkennt man hier eine Talverschüttung, die einen Mindestbetrag von ca. 500 m erreicht haben muß.

In der Gegend von Jenbach dürfte die Felssohle des Inntales wohl schon in ca. 100 m Tiefe zu erwarten sein.

Jedenfalls war aber auch hier die Aufschüttung von seiten des Inns noch so mächtig, daß sie weit in das Achenseetal einzudringen vermochte.

Sie verwob sich hier natürlich mit den lokalen Schuttkegeln und so entstand eine gewaltige Verschüttung, welche die Felsschwelle von Achenkirchen sicher erreicht, wenn nicht sogar noch überschritten hat.

Der zum letztenmal ins Alpenvorland vordringende Inntalgletscher hat jedenfalls sein Bett in diese weiche, nur aus Schutt bestehende Talsole eingegraben.

Wenn wir bedenken, daß der Arm des Inntalgletschers, welcher sich bei Jenbach vom Hauptstrom ablöste und durch das Achenseetal gegen N zu abfloß, noch zwischen Stanserjoch und Sonnwendgebirge eine Standhöhe von ca. 2000 m erreichte und am Nordende des Sees noch immer bei ca. 1750 m brandete, so werden wir die Ausschleifung einer Seewanne von vielleicht 11 km Länge und ca. 150 m Tiefe nicht unverständlich finden.

Nach dem Rückzug des Inntalgletschers war die Hohlform mit Wasser gefüllt und damit schon ungefähr der heutige Zustand eingeleitet.

Die letzte Vergletscherung der Kalkalpen aber vermochte keine Eisströme mehr zu erzeugen, welche bis in die Seewanne herabgestiegen wären. Ihre Endmoränen sind in den Talhintergründen verblieben.

Dafür wurden aus den steilen seitlichen Felsschluchten mächtige Schuttkegel in den Seeraum gestürzt. Die größten und steilsten entstammen den wilden Schluchten der Seeberg- und Seekarspitze.

Auch die Bäche haben das Nord- und Südende des Sees sowie die schöne Bucht von Pertisau verschüttet und so den See bereits wesentlich verkleinert.

Für die hier vorgelegte Erklärung der Achenseegesichte bietet nun das Profil, welches zuerst durch Bohrungen, dann aber weit vollständiger durch die Niederbringung der Caissons und den Schildvortrieb aufgeschlossen wurde, einen wertvollen Beweis. Das betreffende Profil ist auf Taf. X im Maße 1 : 300 in Farben wiedergegeben.

Man erkennt so auf einen Blick die Anordnung der Hauptschuttelemente, welche hier den Boden des Achensees zusammensetzen.

Die Grundlage bilden, bis unter die hier erschlossene Tiefe hinabreichend, bunte Sande und Schotter des Inns, die teilweise mit lokalen Schottereinstreuungen wechsellageru.

Der Mischungsbereich dieser Innschotter ist ein außerordentlich großer, und es dürften wohl noch die meisten Gesteine des weiten Einzugsgebietes vertreten sein.

Einen großen Anteil stellen verschiedenartige Amphibolite bei.

Auffallend ist, daß die zahlreichen Gneisgerölle zu einem großen Teil kaolinisiert sind und ganz leicht zerfallen.

Diese weitvorgeschriftene Zersetzung kann aber erst an Ort und Stelle eingetreten sein, da die Gerölle ihre Form trotz der Mürbheit unverändert beibehalten haben.

In diesem Zustand wäre jeder weitere Transport ganz unmöglich gewesen.

Für diese hochgradige und allgemeine Zersetzung der Gneise kommt also erst die Zeit nach ihrer Ablagerung im Achenseetal in Betracht.

Sie können hier noch vor der Auflagerung der schützenden Grundmoränendecke durch die unmittelbar eindringenden Niederschlagswasser zersetzt worden sein.

Sie können aber auch nach der Eindeckung mit der Grundmoräne durch das in ihnen zirkulierende Grundwasser zermürbt worden sein.

Vielleicht haben sich beide Wirkungen zu demselben Endergebnisse verbunden.

Neben der starken Zersetzung der Gneise tritt in den aufgeschlossenen Teilen dieser hochgelegenen Innschotter auch gelegentlich eine Verkittung einzelner Lagen zu schwach verbundenen Konglomeraten auf.

Insbesondere hat sich gezeigt, daß die oberste Lage gegen das Berggehänge zu konglomeratisch verhärtet ist.

Während man noch nach den Ergebnissen der Bohrungen auf eine ziemlich glatte Oberfläche der Innschotter schließen mußte, haben die viel vollständigeren Aufschlüsse in den Caissons den Beweis erbracht, daß die Oberfläche der Schotter deutlich in der Fließrichtung des Eises gefurcht ist.

Über die Gestaltung dieser Furchen unterrichtet das farbige Profil auf Taf. X.

Gegen das Berggehänge zu steigt die Oberfläche der Innschotter steiler an.

Sie erreichen hier ungefähr die Höhe des maximalen Seespiegels von 930 m.

In der Linie des Einlaufbauwerks sind wir durch die Caissonaufschlüsse und die zugehörigen Bohrungen am besten über die Gefällsverhältnisse der Schotteroberfläche unterrichtet.

Hier ergibt die Bohrungsreihe von der Bergseite bis zum äußersten Bohrloch im See folgende Stände der Schotteroberfläche:

Bohrloch	XI	=	927·28 m
"	XVI	=	916·77 m
"	XVII	=	909·04 m
"	XIII	=	906·74 m
"	XIV	=	900·44 m
"	XV	=	892·74 m

das bedeutet auf eine Länge von zirka 215 m ein Gefälle der Schotteroberfläche von zirka 34·5 m. Wir erkennen sofort, daß hier im Querschnitt des Achenseetales ein viel steileres Gefälle der Schotteroberfläche vorliegt als etwa im Längsschnitt, gemessen an der Tiefe der Seewanne.

In einem Fall haben wir bereits auf 215 m Querschnittslänge über 34 m Gefälle, im anderen nach der Lotung von Geistbeck auf zirka 2000 m Längsschnitt erst 125 m Gefälle, wobei kaum der volle Betrag auf die Neigung der Schotteroberfläche gesetzt werden kann.

Die Abgrenzung der Schotter- und Sandoberfläche gegen die auflagernde Grundmoräne des Inntalgletschers hat sich in den Caissons scharfer und deutlicher erwiesen als nach den Bohrproben anzunehmen war. Es zeigt dies an, daß bei den Bohrungen doch durch Nachbruch und Wasserspülung eine ziemliche Verunreinigung des Probematerials stattfindet.

Auffallend groß ist zwischen diesen beiden Ablagerungen der Unterschied in der Zusammensetzung und Struktur ihrer Massen.

Die ortsfremden, kristallinen Gerölle, welche in den Innschottern eine so vorherrschende Rolle spielen, treten im Verband der Grundmoränen sehr rasch in den Hintergrund.

Die oberen Lagen bestehen fast nur aus kalkalpinem Material.

Das Feinmaterial der Grundmoräne ist kalkig-tonig und nicht sandig wie das der Schotter.

Die Grundmoräne enthält stark bearbeitetes Gesteinsmaterial und erweist sich als die Ablagerung eines großen Eisstromes und nicht etwa als die eines kleinen Lokalgletschers.

Ein weiterer charakteristischer Bestandteil der Grundmoräne sind dann zahlreiche größere, meist aus Wettersteinkalk bestehende, abgeschliffene Blöcke. Dabei waren Blöcke von 2 m und mehr Länge keine Seltenheit.

Der Reichtum an gekritzten Geschieben ist durch die ganze Masse hindurch ein recht großer. Schichtung wurde nicht beobachtet.

An der Basis enthält die Grundmoräne nicht selten Sand und Schottermaterial, das sie offenbar aus dem Untergrunde aufgenommen hat und nicht ganz zu verdauen vermochte. Diese Verunreinigungen sind aber nur auf die Grenzzone beschränkt.

Ein weiterer bemerkenswerter Einschuß der Grundmoräne sind dann Brocken und Gerölle aus einer verkitteten, fein bröckeligen, weißlichen Grundmoräne.

Sie wurden in den Bohrproben ziemlich häufig angetroffen. Die verkittete Grundmoräne zeigt auch gelegentlich Einschuß von Glimmerblättchen.

Wahrscheinlich handelt es sich um Reste einer älteren Grundmoräne, die der jüngeren Grundmoräne eingebrockt und einverleibt wurde.

Die Mächtigkeit der Grundmoränendecke ist ziemlich wechselnd und erreicht gegen den seitlichen Berghang zu ein Maximum, während sie gegen die Seetiefe zu unbedingt abnimmt.

Dabei darf man aber nicht vergessen, daß die Masse der Grundmoräne, welche der Inntalgletscher hier zurückgelassen hat, seither wesentlich vermindert worden ist.

Zum Teil wurde sie in den See geschwemmt und in Seeschlamm umgewandelt, zum Teil wurde sie von den steilen Berghängen her mit Bruchschutt vermengt und übergossen. Heute ist die Grundmoräne an den Ufern des Achensees nur mehr ziemlich sparsam verteilt. Die größte Masse derselben liegt am Südufer angehäuft und bildet hier westlich von Häusern mitten im Tal einen vom Eise schön abgerundeten Hügel, der sich zirka 25 m über den Seespiegel erhebt.

Von dort zieht die Grundmoräne, wenn auch oft oberflächlich verschüttet, ziemlich zusammenhängend bis zur Bucht von Pertisau.

Sonst finden wir am Seeufer nur kleine Reste der Grundmoräne, u. zw. immer unmittelbar über dem Grundgebirge.

Solche Reste liegen nördlich und südlich von der Prälattenbuche bei Pertisau sowie nördlich und südlich des Dalfazbachkegels. Ein kleiner Rest ist endlich auch halbwegs zwischen Seehof und Scholastika aufgeschlossen. Diese kleinen Reste zeigen stets eine stark bearbeitete Grundmoräne, die ziemlich viel kristalline Gerölle führt. In ihrer Nähe liegen auch immer größere erratische Blöcke herum.

Die meist feinschlammige Grundmoräne stellt gegenüber den wasserdurchlässigen Sanden und Schottern ein wesentlich dichteres Material vor. Trotzdem kann sie keineswegs etwa als wasserdicht gelten.

Dies hat der Probeschacht II, der neben der Straße im Zuge des Einlaufbauwerkes abgeteuft wurde, deutlich genug bewiesen.

Obwohl der Schacht ganz in Grundmoräne stand, hat sich schon bei der geringen Tiefe von  $5\frac{1}{2}$  m ein solcher Wasserzudrang eingestellt, daß der Vortrieb trotz starker Pumpen unmöglich wurde.

Der Zudrang des Wassers war hier innerhalb der Grundmoräne ein außerordentlicher.

Fig. 8 gibt eine graphische Darstellung der mit zunehmender Tiefe des Probeschachtes überaus rasch ansteigenden Wasserführung.

Im schroffen Gegensatz zu diesem Ergebnisse hat eine 7 m tiefe Brunnenbohrung knapp am Seeufer bei der Endstation der Zahnradbahn in Seespitz gar kein Wasser geliefert.

Dies wird verständlich, wenn wir die unweit davon niedergebrachte Bohrung VII im Bauhof Seespitz betrachten, welche bis 6 m Tiefe Seeschlamm und darunter bis über 12 m eine außerordentlich schlammreiche Grundmoräne durchstoßen hat. Ein 12 m tiefer Brunnen im Bauhof gab aber reichlich Wasser.

Die vollständige Abdichtung dürfte in diesem Falle nicht so sehr die Grundmoräne als vielmehr die mächtige Decke des viel dichteren Seeschlammes besorgt haben.

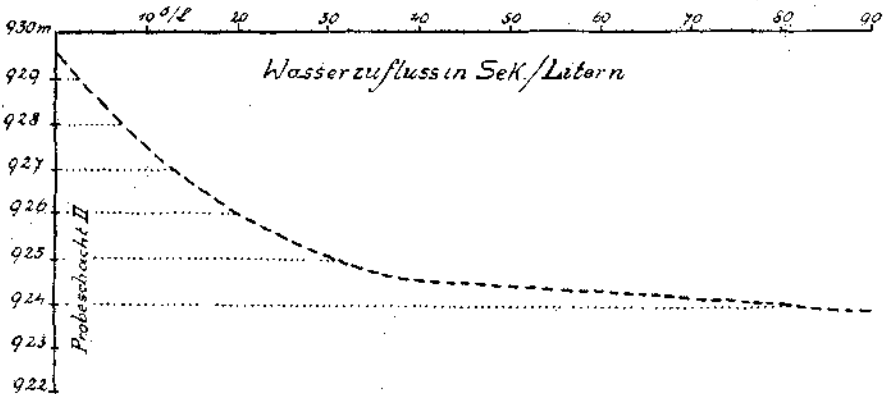


Fig. 8. Wasserzudrang in der Grundmoräne.

Im Bereiche des Achensees selbst wird die Grundmoräne zumeist von Seeschlamm überlagert, der sich ebenfalls wieder als eine wohl charakterisierte eigene Schichte zu erkennen gibt.

Man kann auch hier wie an anderen Seen zwischen einer organogenen Seekreide und einem rein mechanisch zubereiteten Seeschlick unterscheiden.

Eine genauere Untersuchung der Seekreide und des Seeschlickes hat bisher hier nicht stattgefunden, da sich eine solche Untersuchung voraussichtlich bei der tiefen Seeabsenkung leichter und vollständiger wird durchführen lassen.

Im weiteren wird hier Seekreide und Seeschlick einfach gemeinsam als Seeschlamm bezeichnet.

Die Ablagerung des Seeschlammes kleidet die ganze Seewanne mit Ausnahme der Uferzone aus, wo dieselbe durch die Brandung, welche am Achensee besonders bei den häufigen Föhnstürmen eine große Gewalt erreicht, an der Ablagerung verhindert wird.

Derzeit sind der Pletzachbach bei Pertisau und der Oberautalbach bei Scholastika die stärksten Zubringer von Feinschlamm, der dann durch die Windströmungen, solange er sich noch schwebend erhält, über größere Räume verbreitet wird.

Die Hauptwindrichtungen sind dabei Nordwinde und Föhnstürme, welche letztere von S und SW her wirken.



Die Mächtigkeit des Seeschlammes ist eine außerordentlich verschiedene. Am geringsten ist dieselbe im Bereiche der rein felsigen Ufer und an der Stirne der lebhafter vorwachsenden Schuttkegel.

Im einen Fall fehlt eine reichlichere lokale Schuttbildung überhaupt. Außerdem sinken die Felsufer rasch zu größerer Tiefe ab.

Im anderen Fall findet eine meist auch nur periodisch gesteigerte Zulieferung von größerem Schutte statt, welche aber den Feinschlamm überwältigt.

Die Hauptlagerplätze für den Seeschlamm sind daher die ruhigen Buchten neben den Schuttkegeln.

Hier sammelt sich die Trübe, welche die Bäche bei der Schneeschmelze und bei Gewittern reichlich hringen, zu ganz erheblichen Massen an.

Die größten bei der neuen Untersuchung der Achenseeufer festgestellten Mächtigkeiten des Seeschlammes betragen zwischen 8—10 m bei Scholastika.

Im Profil des Einlaufbauwerks haben sich nur Mächtigkeiten bis zirka 5 m ergeben.

Es ist aber hier mit der Möglichkeit zu rechnen, daß bereits ein Teil des vorderen Schlammes gegen die Seeltiefe zu abgeglitten ist.

Eine Eigentümlichkeit der Schlammzone ist der weit verbreitete Einschluß von Holzstämmen, Ästen und Wurzelstöcken, die sich im Schlamm recht gut erhalten haben.

Dieses Holzwerk wurde hauptsächlich von den Lawinen in den See geworfen.

Einen großen Anteil an der Verholzung der Ufer nimmt aber auch die verwüstende Tätigkeit des Menschen.

Die im Schlamm eingebetteten Stämme und Äste tragen zu einer Verfilzung und Verfestigung des sonst leicht beweglichen Schlammes bei. Die Oberfläche des ufernahen Seeschlammes zeigt nicht selten eine ziemlich widerstandsfähige Verkrustung. Wenn man z. B. mit einer Eisenstange den Schlamm durchstoßen will, so hat man zuerst einen ziemlichen Widerstand zu überwinden. Dann dringt die Stange leicht bis zur Sohle des Schlammes vor. Aus solchen Stoßlöchern quirlen gewöhnlich reichlich Gashlasen auf.

Das Herausziehen der Stange erfordert aber wieder eine weit größere Kraft.

Bei der Untersuchung der Achenseeufer im Juli 1927 hat sich nun herausgestellt, daß an einer Anzahl von Stellen Rutschungen im ufernahen Bereich der Schlammzone stattgefunden haben.

Durch den Vergleich der von Professor Macháček im Jahre 1908 ausgemessenen Uferprofile mit den im Sommer 1927 an denselben Stellen nachgemessenen, haben sich schon innerhalb dieser kurzen Zeit ganz erhebliche Veränderungen an den Ufersäumen des Achensees nachweisen lassen.

Fast sämtliche Schuttkegel sind weiter in den See hinausgerückt und im Bereiche der Schlammzone sind im Gegensatz dazu viele kleine, aber auch einzelne größere Abrutschungen zur Auslösung gelangt.

Eine große Profilabweichung hat sich z. B. gleich südlich vom Einlaufbauwerk herausgestellt. Hier zeigt das Lotungsprofil von Professor

Machaček, Fig. 9, fast auf eine Breite von 35 m einen ganz flachen Seeboden, der dann plötzlich mit einer Neigung von  $52^\circ$  auf 8 m Tiefe niedersinkt.

Die neue Vermessung zeigt aber nur mehr einen flachen Ufersaum von nur zirka 10 m Breite und weiter einen ziemlich ausgeglichenen, steileren Abfall.

Hier ist also seit der Vermessung von Professor Machaček ein Ufersaum von zirka 25 m Breite und gegen 10 m Dicke zur Abrutschung gekommen.

Die heute vorliegende Böschung dürfte so ziemlich der Gleitfläche entsprechen.

Nach der neuen Tiefenkarte des Südendes des Achensees, welche von Walter Hacker und Otto Nedbal im Jahre 1926 aufgenommen

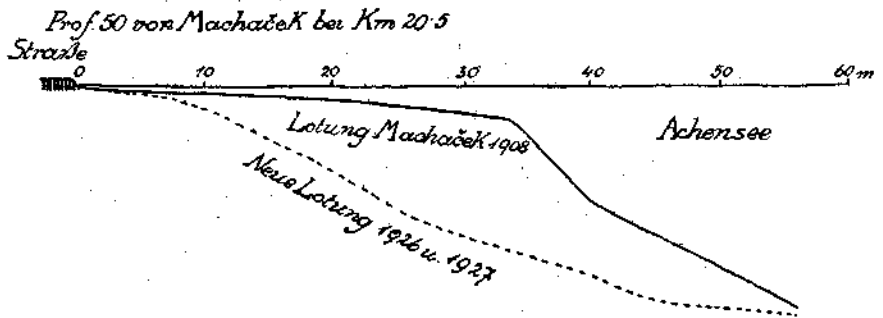


Fig. 9. Unterseeische Abgleitung südlich von dem Entnahmebauwerk.

wurde, findet sich nun in schräger Richtung in einer Entfernung von zirka 300 m vom Beginn unseres Profiles eine Bodenschwelle von elliptischer Gestalt, die gegen unser Ufer zu eine Rückfälligkeit von über 2 m aufweist.

Fig. 10 gibt einen Querschnitt von dieser Bodenschwelle gegen unser Profil zu.

Wir erkennen aus dem Vergleich der vorgelegten Profile mit hoher Wahrscheinlichkeit, daß die hier vom Ufersaum abgeglittenen Massen erst zirka 300 m weit draußen in einer Tiefe von 34—36 m am Seegrund zur Ruhe gekommen sind.

Auf diese Weise sind wir zur Kenntnis einer sehr jungen und ziemlich umfangreichen Abrutschung nahe dem Südende des Achensees gelangt.

Vielleicht ist dieselbe einmal durch den Anprall einer Lawine losgelöst worden.

Eine zweite Stelle, wo sich aus dem Vergleiche der Profile ebenfalls eine größere Abrutschung ablesen läßt, liegt in der kleinen Bucht am Nordende des Schuttkegels des Dalfabaches.

Hier zeigen zwei nur 250 m voneinander abstehende Profile der Lotung Machaček erhebliche Fehibeträge, während dazwischen ein Profil liegt, das eine seitherige größere Aufschüttung beweist. In dieser Gegend zeigte sich aber auch noch auf eine Strecke von zirka 150 m

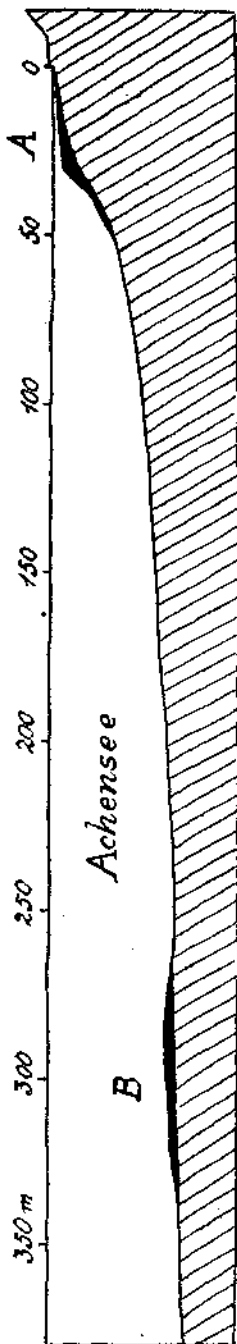


Fig. 10.

A = am Uferaum abgeglittene Massen, B = am Seegrund ausgelotete Bodenschwelle, welche wahrscheinlich die abgeglittene Masse A in ihrer neuen Ruhelage vorstellt.

eine kleinere Abreißung der frischen Schlammzone, welche in mehreren landwärts geschwungenen Bögen angeordnet erscheint.

Interessant ist weiter ein Profil an der Front des Schuttkegels der Schwarzenau.

Hier hat gegenüber dem Profil von Machaček eine Vergrößerung des Schuttkegels stattgefunden, und trotzdem ist es am Stirnrand dieses so vorgeschobenen Schuttkegels zu einer kleinen Schlammabrutschung gekommen.

Auch am Nordende des Sees haben sich in den Buchten seitlich des Oberautalbaches große Massen von Schlamm angehäuft.

Rutschungen konnten aus den vorliegenden Profilen nicht nachgewiesen werden, dürften aber hier sicher noch zur Auslösung gelangen.

Am Westufer des Achensees haben wir drei große und ziemlich steil aufgeschüttete Schuttkegel. Es sind dies die beiden Gaisalmkegel und der große Breitlahnkegel.

Sie bestehen aus kantigem Schutt und an ihrer Front tritt auch die Schlammabildung mehr zurück.

Rutschungen wurden dagegen in den seitlichen Buchten mit reicherer Schlammführung mehrfach beobachtet.

Bei klarem, ruhigem Wasserspiegel kann man hier deutlich den Vorgang des Anwachsens dieser Kegel unter Wasser verfolgen.

Fig. 11 gibt ein schematisches Bild davon.

Der von oben hereingeschüttete frische Kantschutt gleitet über den älteren und bereits etwas schlammbedeckten Schutt zungenförmig herab.

Da die Zufuhr des gröberen Schuttes viel rascher vor sich geht als das Anwachsen des Seeschlammes, so bildet der Schlamm nur feinere schräge Zwischenlagen innerhalb der gröberen Lagen.

Soweit sich heute die Ablagerung des Seeschlammes bereits beurteilen läßt, überzieht derselbe in wechselnder Dicke das ganze Seebecken mit Ausnahme der Brandungsterrasse.

Die Hauptanhäufungen sind seitlich der einmündenden Bachschuttkegel zu suchen.

Wenn die Ablagerung des Seeschlammes eine zu große Mächtigkeit, eine zu steile Böschung erreicht oder eine zu schwere Belastung erleidet, so scheinen sich diese Störungen seines Gleichgewichts von Zeit zu Zeit durch Ableitungen wieder automatisch auszugleichen.

Bei der Absenkung des Achensees spielt der Seeschlamm eine entscheidende Rolle. Er ist sowohl für Veränderungen des auf ihm lastenden Druckes als auch für Schwankungen des Wassergehaltes sehr empfindlich.

In ausgetrocknetem Zustande bildet der Seeschlamm eine poröse, sehr kalkreiche Masse, die recht fest erhärtet.

Wenn nun auch die Ablagerung des Seeschlammes im allgemeinen als gleichzeitig mit der Ablagerung der Bachschuttkegel und gleichsam

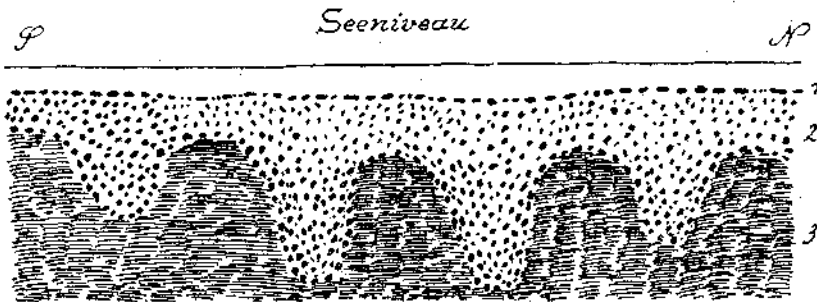


Fig. 11.

1 = natürliche Panzerung der Uferbank, 2 = zungenförmig abrutschender frischer Schutt, 3 = älterer, bereits etwas mit Schlamm bedeckter Schutt. Wachstum des Schuttkegels unter Wasser. Front des Breitlahnkegels zwischen km 45—44.

nur als ihre feinste und weitest spürbare Ausstrahlung aufzufassen ist, so kann man doch an den meisten Uferstrecken eine Überlagerung des Seeschlammes durch größeren Schutt konstatieren.

Die Grenze des offenen, lichtgrün aufscheinenden Seeschlammes liegt zirka 0,5—2 m unter dem normalen Pegelstand.

Darüber ist eine meist sehr flache Strandterrasse (Brandungsterrasse) ausgebildet, welche übrigens auch in derselben Höhenlage sowohl in die steilsten Schuttkegel als auch die Felswände eingeschnitten erscheint.

Diese Brandungsterrasse umgürtet den ganzen Achensee und ist nur an dem seichten und schlammreichen Südufer weniger gut ausgebildet.

Sie ist aber auch die einzige Terrasse dieser Art. Es gibt weder irgendeine deutliche höhere noch tiefere Seeterrasse am Achensee.

Daraus geht hervor, daß der See schon lange Zeit in ungefähr demselben Niveau liegt, in welchem er in erster Linie durch den Schuttkegel des Oberautalbaches festgehalten wird.

Dieser breite und sehr flache Schuttkegel muß daher durch Hereinschieben von Schutt ungefähr die Erosion des Seeabflusses immer wieder aufgewogen haben. Seit längerer Zeit hat auch bereits der Mensch durch Einziehen von Holzschwellen und zeitweises Einschalten von Staubrettern regelnd auf die Erosion des Seeabflusses eingewirkt.

Die Strandterrasse, welche, wie beschrieben, den ganzen See umspannt, ist von sehr verschiedener Breite. Im Gebiete der Felsufer nur 1—3 m, an der Front der Steilschuttkegel 3—10 m, erreicht sie südlich und nördlich des Pertisauer Schuttkegels 20—35 m Breite.

Die Strandterrasse zeigt dabei hin und hin eine Art von natürlicher Pflasterung durch kleinere und größere mit ihren Breitseiten aufgelegte und aneinandergefügte Steine.

Diese natürliche Pflasterung oder Panzerung entsteht durch das Spiel der Wellen und Wogen, welche die größeren Steine solange hin und her schieben, bis sie in eine Lage geraten, wo sie dem bewegten Wasser die geringste Angriffsfläche bieten.

Diese Panzerung reicht etwa so tief als der niedrigste Wasserstand noch wirksam wird.

Die Bedeutung derselben liegt in einer erheblichen Festigung der Ufer gegen die Brandungswirkung und das Ausspülen des darunter verborgenen Seeschlammes.

Man kann bei jedem Sturm unmittelbar erkennen, wie sehr durch diese gepanzerten schrägen Anlaufflächen die Gewalt der Wogen vermindert und die Zerstörung der Ufer abgewehrt wird.

Die gepanzerten Uferstrecken haben auch bei starken Stürmen noch klares Wasser, während die ungeschützten Strecken sich gleich trüben.

Durch die Seeabsenkung wird nun in Zukunft ein neuer Zustand geschaffen, für den man sich vorausschauend etwa folgendes Bild entwerfen kann, das zugleich auch die Richtlinien für die Schutzmaßnahmen enthält, welche von Seite der Tiwa g sorgfältig studiert und vorbereitet worden sind.

Der Seespiegel wird nun den größeren Teil des Jahres unterhalb der alten Strandterrasse branden.

Daher besteht bei Stürmen, ja auch schon bei lebhafterem Wellengang für den stärker gesenkten See kein natürlicher Uferschutz mehr und die angreifende Gewalt der Wogen kann auf weite Strecken unmittelbar den weichen Seeschlamm erfassen und unterspülen.

Es ist dabei freilich noch zu bedenken, daß es manche Lehme gibt, welche dem Wasserangriff recht gut zu widerstehen vermögen.

Insbesondere bieten die Bändertone und alten Grundmoränen häufig Beispiele von zäher Widerständigkeit gegen Auflösung und Unterspülung.

Bei den rezenten Kreiden und Schlickten der Alpenseen scheint dies aber nicht der Fall zu sein. Am Walchensee, dessen Absenkung auch nahe an 5 m erreicht, haben sich bei derselben die freigelegten Schlammzonen an zahlreichen Stellen in gleitende Bewegung gesetzt.

Sie sind von der Brandung leicht und scharf angegriffen worden.

Da nun der Seeschlamm auch am Achensee mit Ausnahme der rasch wachsenden Schuttkegel die Uferbank (Brandungsterrasse) auf lange Strecken unterlagert, wird der Angriff des gesenkten Sees viel wirkungsvoller gestaltet.

Die Brandung unterspült den Seeschlamm und derselbe gerät samt der darauf lagernden Uferbank ins Gleiten.

Besonders ungünstig sind Stellen, wo von der Bergseite her Bäche oder Quellen ein Austrocknen und Hartwerden des Seeschlammes verhindern.

Ebenso wirken steil abfallende Felshänge ungünstig, besonders wenn sie etwa vom Eis noch geglättet oder mit einer Schichte von Grundmoräne überzogen sind.

An solchen Stellen verliert die Uferbank gewöhnlich zuerst ihren Halt.

Geologisch ist der Befund von Interesse, daß auch am Achensee unter der aus größerem Schuttwerk bestehenden Uferbank so ziemlich durchgehend noch eine Zone von Seeschlamm zu finden ist.

Es beweist dies einen wichtigen Wechsel in der ganzen Ufersedimentation.

Heute wird nirgends mehr im Bereiche der Strandterrasse Seeschlamm abgelagert oder vielmehr das ewige Spiel der Wellen und Wogen verhindert seine Ablagerung.

In einer älteren Zeit muß aber auch am Ufersaume feiner Schlamm abgelagert und durch längere Zeiträume angehäuft worden sein.

Heute fällt fast überall von den steileren Hängen grober, kantiger Schutt in den See und bildet so die Uferauffassungen.

In der Zeit der Feinschlammufer muß die Hangverwitterung wesentlich geringer gewesen sein. Dies kann z. B. durch einen Klimawechsel bedingt werden, wenn weniger Fröste, weniger heftige Niederschläge, weniger Gewitter und vor allem auch weniger Stürme auftreten.

Einer solchen Zeit würde dann auch eine mildere und feinere Ufersedimentation entsprechen.

Wir haben uns nun noch mit den Schuttkegeln zu befassen, welche an den Ufern des Achensees die derzeit veränderlichsten Gebilde vorstellen, so veränderlich, daß dieselben fast bei jedem schwereren Gewitter ihre Formen umgestalten.

Die mächtigsten Kegel entstammen dem Steilabfall der Seeberg-Seekarspitze. Sie sind zugleich auch die sinnfälligsten Gestalten, welche sich bereits weit in den See hinausdrängen und eine Abschnürung desselben vorbereiten. Auf Taf. XI sind diese Schuttkegel deutlich zu sehen.

Bescheidenere Schuttkegel entspringen dann aus den Steilhängen des Sockels des Sonnwendgebirges und des Bärenkopfs.

Auch hier zeigt sich wieder, daß die kalkreichen Schuttkegel viel leichter sich mit Wald bekleiden als die rein dolomitischen.

Wenn wir die nach N gerichtete Talfurche betrachten, in welcher der Achensee liegt, so gewinnen wir bald den Eindruck, daß die beiderseitigen aus Hauptdolomit bestehenden Bergflanken vom Eise bis zu einer beträchtlichen Höhe glatt abgeschliffen worden sind.

Zugleich wird in uns die Vorstellung lebendig, daß die ganzen heute aus der Hangschlifffläche vorspringenden Schuttkegel jüngere Gebilde sind, welche sich erst nach dem Rückzug des Inntalgletschers hier gebildet haben. Dieser machtvolle Eisstrom hat sicherlich die älteren hier vorhandenen Schuttkegel vollständig aus seiner Bahnfurche weggeräumt.

Nach dieser Überlegung sind also diese Schuttkegel, welche auf Taf. XI sehr deutlich hervortreten, als Einschüttungen in einen ehemals glattwandigen Eisschliffrog unbedingt nacheiszeitliche Gebilde.

Eine andere Frage ist es aber, ob man diese Schuttkegel etwa als Maßstäbe der ganzen nacheiszeitlichen Gehängeverwitterung verwenden kann. Ich bin zu der Anschauung gekommen, daß dies nicht möglich ist.

Entscheidend für dieses Urteil sind vor allem die Aufschlüsse an der Südseite des Stampfer Köpfls bei Pertisau und im Einfanggraben bei Seehof.

Im ersten Fall haben wir es mit einem seichteren, aber steilen, im zweiten mit einem tiefen, aber flacheren Felsgraben zu tun, in deren oberen Teilen noch ziemlich bedeutende Reste von Grundmoräne eingelagert sind.

Es scheint mir dies zu beweisen, daß auch die anderen tiefen Furchen, welche in die eisgeglätteten Felshänge eingegraben sind, zum größeren Teil bereits ein Werk der voreiszeitlichen Erosion darstellen.

Der Inntalgletscher vermochte diese tiefen Furchen nicht auszuschleifen, wohl aber mit dem Material seiner Grundmoräne auszufüllen.

Nach dem Rückzug des Eises waren diese Steilschluchten hoch hinauf mit Schutt ausgestopft, der keinen festen Halt besaß.

Es begann daher sofort eine Ausräumung desselben. So mußte nach dem Rückzug des Inntalgletschers gleich eine lebhafte Schuttkegelbildung einsetzen, die zum größeren Teil nur eine Umlagerung von älterem Schutt bedeutete.

Nach dieser Auffassung stellen daher die Schuttkegel des Achensees vielfach nur Umlagerungen und Tieferlegungen von Moränenmaterial vor, das der Inntalgletscher herbeigeschleppt und in den Schluchten aufgestapelt hat. Bei dieser Umlagerung ist jedoch der Grundmoränencharakter zumeist ganz verloren gegangen.

Sobald dieses lose und zum Absturz vorbereitete Schuttmaterial weggeräumt war, konnte die Verwitterung in dem Felsgrund nur mehr viel bescheidenere Fortschritte erzielen.

Das Wachstum der Schuttkegel mußte daher stark zurückbleiben.

Wenn wir die vorbildlich schönen Schuttkegel an der Westseite des Achensees näher betrachten, so sehen wir diese Entwicklungsfolge in Deutlichkeit dort durchgeführt.

Die mächtigen und einheitlich aufgeschütteten Kegel werden heute nicht mehr in derselben Stärke weitergebaut, sondern schon wieder angegriffen. Sie haben das Maximum ihrer Wachstumsgeschwindigkeit bereits überschritten.

Die ihnen zugehörigen Bäche liefern für einen Weiterbau in demselben großartigen Stil viel zu wenig Baumaterial.

Sie schneiden im Gegenteil schon in ihre Kegel ein und zerstören ihre einheitliche Gestalt. Am auffallendsten ist dies bei dem mittleren Kegel der Gaisalpe.

Hier ist bereits ein großer Teil der gut bewachsenen alten Schuttkegelspitze abgetragen und am Fuße des Kegels steil in den See geworfen.

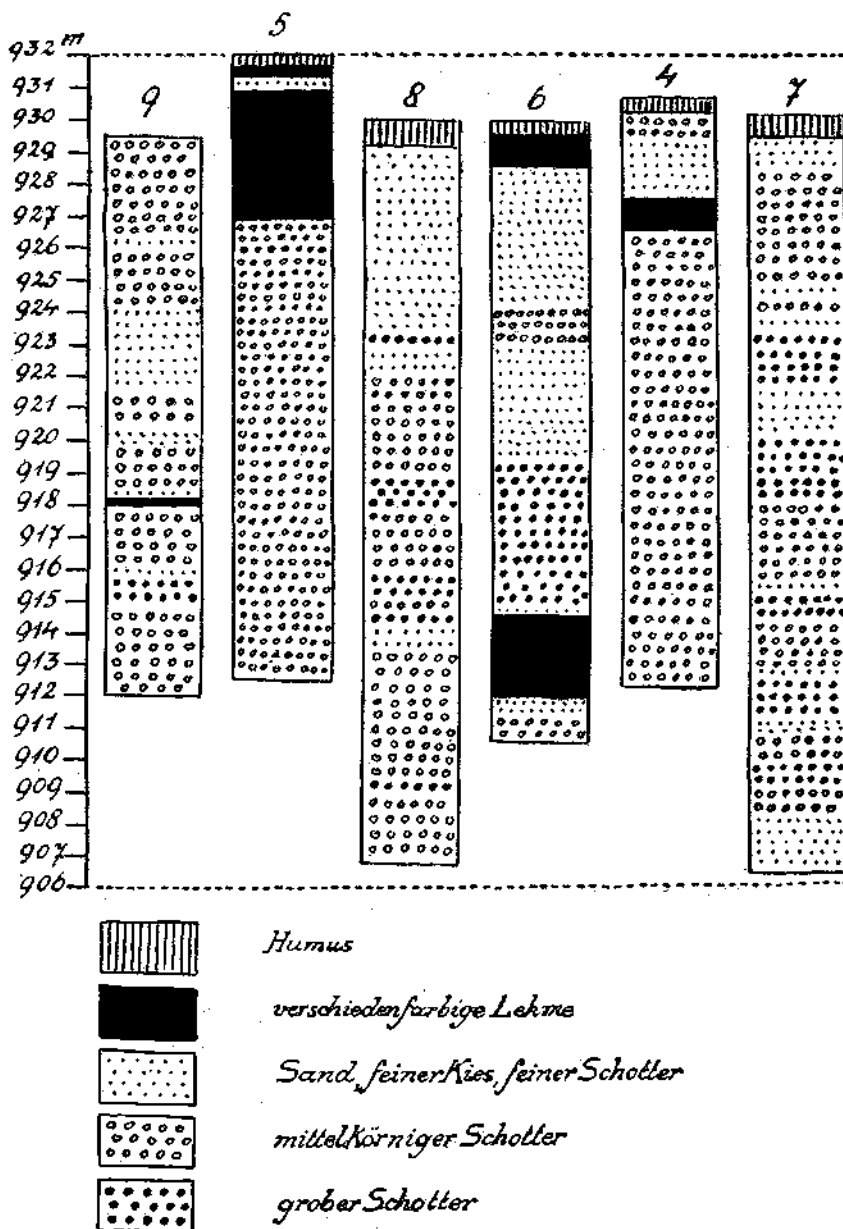


Fig. 12. Bohrungen im Schuttkegel von Pertisau.

Die Wirkung der geringeren Schutzzufuhr und daher auch größeren unbelasteten Wassermenge ist eine ruckweise Abtragung der oberen Teile und eine Verschiebung der unteren.

Es wächst also die Gesamtmasse dieser Kegel nur mehr langsam, dagegen geht die Verschiebung in den See vielleicht sogar schneller



vor sich. Dies gilt vor allem für jene Kegel, welche nicht von regelmäßigen Bächen abgelagert werden. Sie sind auch im Durchschnitt weit steiler aufgeschüttet. Die eigentlichen Bachschuttkegel sind meist flacher, wenn sie nicht gerade wie etwa der Dalfazerbach sehr viel grobes Blockwerk in Riff- und Liaskalken enthalten.

Ein besonderes Interesse nimmt hier die Verschüttung der Bucht von Pertisau in Anspruch.

Die Bucht macht mit ihren drei tief ins Karwendel hineingreifenden Armen eine seltene Schönheit des Achensees aus.

Über den Aufbau des vordersten Teiles dieser großen Schuttbucht sind wir auch durch einige Bohrungen unterrichtet, welche in der Umgebung vom Hotel Fürstenhaus abgestoßen wurden. Fig. 12 gibt eine

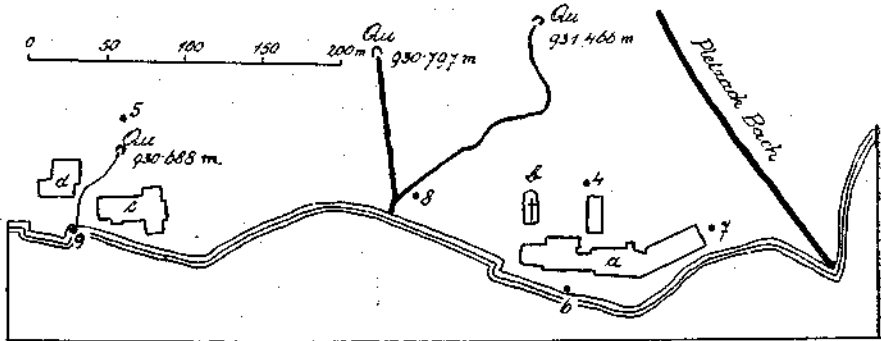


Fig. 13. Verteilung der Bohrungen (Fig. 12) am Rande des Pertisauer Schuttkegels. *a* = Hotel Fürstenhaus, *b* = Kirche, *c* = Hotel Stefanie, *d* = Hotel Post, *Qu* = Quellen.

Darstellung dieser Bohrungen, die in Rücksicht auf die geplante Seeabsenkung bereits im Spätherbste 1924 abgeteuft wurden. Ihre räumliche Verteilung zeigt Fig. 13. Diese sechs Bohrungen, welche 18—24 m tief niedergebracht wurden, zeigen im wesentlichen denselben Aufbau. Es sind vor allem feinere und gröbere Schotter, wie sie der Plezachbach, in dessen Bereich die Bohrungen stehen, auch heute noch in den See schüttet.

Grundmoräne wurde nirgends angefahren, dagegen ~~mehrfach~~ Lehm-lagen, von denen die mächtigste bei der kleinen Quelle hinter dem Hotel Post über 4 m Mächtigkeit erreicht.

Die verschiedenen Lehmlagen bilden jedoch keinen durchstreichenden Horizont, sondern sind offenbar nur lokale und wenig ausgedehnte Ablagerungen. Das der Mündung des Plezachbaches nächst gelegene Bohrloch hat trotz 24 m Tiefe überhaupt keine Lehmzone aufgeschlossen.

Alle Bohrungen befinden sich in dem ganz flachen Vorfeld, welches hier dem steiler ansteigenden Schuttkegel von Pertisau vorgeschaltet liegt. Längs der Linie, welche dieses Vorfeld von dem steileren Schuttkegel abgrenzt, treten eine Reihe von Quellen aus, die dem großen Pertisauer Schuttkegel entstammen. Sie kommen hier ungefähr im Niveau des Seespiegels zutage und es ist wahrscheinlich, daß dieses Vorfeld nur durch die an wechselnden Stellen austretenden Grundwasserquellen eingeebnet worden ist. Diese Quellen sind von dem

jeweiligen Stand des Seespiegels abhängig und sie werden daher bei der Absenkung des Achensees ihren Stand und Austritt wesentlich verschieben.

Noch viel ausgedehnter treten weiter hier am ganzen Ufersaum der Bucht von Pertisau unter dem Seespiegel kleine Quellen aus, deren Emporsteigen man bei ruhiger See recht gut beobachten kann.

An einer Stelle am Nordende der Pertisauer Bucht tritt eine stärkere Bodenquelle auf, die in die gepanzerte Uferbank einen kleinen Trichter eingebrochen hat. Offenbar wurde durch die aufsteigende Wasserströmung die Schlammzone unter der Panzerung ausgehöhlt, so daß durch ihr Versinken ein Trichter entstanden ist.

Die Entwässerung der ganzen Bucht von Pertisau geht also zu großem Teil in der Form von Grundwasserauftrieb vonstatten.

Nur ein kleinerer Teil findet oberflächlich in dem mit größerem Gestein gepflasterten Gerinne des Pletzachbaches seinen Abfluß.

Zur Zeit der Schneeschmelze und bei Gewittern führen jedoch sowohl der Pletzach- als auch der Falzthurn- und Tristenaubach reiche Wassermengen und liefern viel Geschiebe und Schlamm in den See. Der wildeste Schuttbringer ist dabei der Tristenaubach.

Er ist der einzige Wildbach, welcher hier sein Bett so stark erhöht hat, daß er jetzt wie auf einem breiten Damm daherkommt.

Er staut auch mit seinen Schuttmassen den Falzthurn- und Pletzachbach und hat sie ganz an den Felshang des Stampfer Köpfls gedrängt.

Der Pletzach- und der Falzthurnbach sind dagegen in ihre riesigen, größtenteils mit Wald bestandenen Schuttkegel 2—10 m tief eingeschnitten.

Im Hintergrund aller dieser Täler versinken ihre Bäche bereits in den tief verschütteten Talsohlen und wir stehen vor Bildern von wüster Zerstörung und wilder Umformung.

### C. Wasserverhältnisse.

Gelegentlich des Baues des Achenseewerkes wurden zahlreiche Beobachtungen über die Quellen in den Stollen, die Käsbachquellen, die chemische Zusammensetzung der Stollenwässer, Seetemperaturen, Grundwasserbewegung, Niederschlagshöhen und Abflußmengen angestellt und gesammelt.

Es ist nicht meine Absicht, hier darüber einen zusammenfassenden Bericht zu geben.

Es sollen nur wenige Einzelheiten kurz hervorgehoben werden, die mit der Geologie näher zusammenhängen.

Das wichtigste Ergebnis der Untersuchung der Wasserverhältnisse ist der Nachweis, daß der Achensee in seinem südlichen Abschnitt mit einer natürlichen Abdichtung durch Seeschlamm und Grundmoräne auf wasserdurchlässigen Sanden und Schottern ruht, in denen jedoch ein Grundwasserstrom zirkuliert, der gegenüber dem Seespiegel durchaus höhere Stände einzubalten scheint.

Die Versuche, den Weg dieses Grundwasserstromes und seine Geschwindigkeit durch Salzungsversuche genauer zu bestimmen, haben leider wegen gleichzeitigen starken Pumpens im Fensterstollen O zu keinem brauchbaren Ergebnis geführt.

Die Feststellung, daß die Schale des Achensees gleichsam in einem davon ziemlich unabhängigen Grundwasserstrom ruht, ist auch für die Erklärung der Seebildung von Interesse.

Als der Inntalgletscher entsprechend tief gesunken war, muß die Seewanne von totem Eis und Schmelzwasser erfüllt gewesen sein.

Damals kann der Seeboden noch keine Abdichtung durch Seeschlamm besessen haben, da sich dieser ja erst in späterer Zeit gebildet hat.

Von der Grundmoräne wissen wir aber, daß sie nur eine relative Abdichtung bedeutet.

Wären also die darunterliegenden Sande und Schotter nicht damals schon mit Grundwasser gefüllt gewesen, so hätte sich der Achensee wohl kaum mit Wasser füllen und dasselbe dauernd behalten können. Gelegentlich der gemeinsam mit Herrn Ingenieur J. Berger durchgeführten Untersuchungen der Seeufer wurden auch die Porenvolumen der wichtigsten Schuttarten bestimmt.

Dabei haben sich folgende Werte ergeben:

#### A. Schuttkegel.

1. Frischer Murkegel des Bärenkopfhanges zwischen Seespitz und Einlaut.  
Ziemlich grober, reiner, kantiger Schutt aus Wettersteinkalk.  
Gewicht von 1 m<sup>3</sup> Schutt ohne Wasserfüllung . . . . . 1682 kg  
Gewicht der Wasserfüllung . . . . . 345 kg
2. Feinerer, ziemlich abgerollter Schotter und Sand an der Mündung des Plezachbaches beim Fürstenhaus.  
Vermischter Kalk- und Dolomitschutt.  
Gewicht von 1 m<sup>3</sup> ohne Wasserfüllung und gestampft . . . . . 1946 kg  
Gewicht der Wasserfüllung . . . . . 199 kg
3. Ziemlich schlammreicher Schutt der frischen Mur des mittleren Gaisalmkegels.  
Reiner Hauptdolomitschutt.  
Gewicht von 1 m<sup>3</sup> ohne Wasserfüllung und gestampft . . . . . 2151 kg  
Gewicht der Wasserfüllung . . . . . 176 kg
4. Schuttkegel des südlichen Seehofbaches.  
Ziemlich feiner gerollter Schotter und Sand mit gröberen Geröllen. Vermischter Kalk- und Dolomitschutt.  
Gewicht von 1 m<sup>3</sup> ohne Wasserfüllung und gestampft . . . . . 2112 kg  
Gewicht der Wasserfüllung . . . . . 171 kg

#### B. Grundmoräne.

- Grundmoräne gerade oberhalb der obersten Käsbachquellen.
- |   |         |
|---|---------|
| Gewicht von 1 m <sup>3</sup> ohne Wasserfüllung und gestampft . . . . . | 2222 kg |
| Gewicht der Wasserfüllung . . . . .                                     | 87 kg   |

## C. Schotter und Sande der Innaufrichtung.

1. Mittelgrober, bunter Innschotter im Weißenbachgraben.  
Gewicht von 1 m<sup>3</sup> ohne Wasserfüllung und gestampft . . . . . 2118 kg  
Gewicht der Wasserfüllung . . . . . 169 kg
2. Bank von feinerem Innsand im Weißenbachgraben.  
Gewicht von 1 m<sup>3</sup> ohne Wasserfüllung und gestampft . . . . . 1795 kg  
Gewicht der Wasserfüllung . . . . . 228 kg

## D. Seeschlamm.

Bei der Wasseraufnahme und -Abgabe des Seeschlammes ist die damit verbundene starke Schwellung und Schwindung zu beachten. Zwei Versuche von Ing. J. Berger, Seeschlamm zu trocknen und wieder anzufeuchten, hatten folgendes Ergebnis:

## Probe I. Landungssteg Seespitz.

	Gewicht in kg	Volumen in l	Spez. Gewicht
Wasserreicher Schlamm . . . . .	2.545	2.15	1.183
Wasserreicher Schlamm, getrocknet . .	0.975	1.02	0.956
Wasserverlust . . . . .		1.575 = 73%	
Mit Wasser gesättigter trockener Schlamm	1.660	1.14	
Wasseraufnahme . . . . .		0.685	
Gestampfter nasser Schlamm . . . . .	0.975	0.455	2.14

## Probe II. Bauhof Seespitz Nord.

	Gewicht in kg	Volumen in l	Spez. Gewicht
Wasserreicher Schlamm . . . . .	3.385	2.15	1.575
Wasserreicher Schlamm, getrocknet . .	2.305	1.89	1.22
Wasserverlust . . . . .		1.08 = 50%	
Mit Wasser gesättigter trockener Schlamm	3.110	1.95	
Wasseraufnahme . . . . .		0.705	
Gestampfter nasser Schlamm . . . . .	2.305	1.245	1.85

Eine besondere Sorgfalt wurde der chemischen Untersuchung der im Stollen auftretenden Quellen in Rücksicht auf einen vielleicht den Beton zerstörenden höheren Sulfatgehalt gewidmet.

Die Untersuchungen dieser Wasser wurden in Innsbruck im chemischen Laboratorium der Universität von Herrn Dr. Rudolf Gräner ausgeführt.

Insbesondere war das reichliche Auftreten von Rauhdecken, welche im Karwendelgebirge und auch sonst in den Nordalpen die ständigen Begleiter des Salz und Gips führenden Haselgebirges sind, die Veranlassung zu einer sorgfältigen Prüfung der Stollenwässer.

Die Untersuchungen haben aber durchaus nur für den Bau günstige Ergebnisse zutage gefördert.

Ich führe im folgenden nur einige wenige Analysen an, die eine Übersicht gewähren können.

### Sulfatgehalt der Rauhdecken.

Drei verschiedene Proben wurden sowohl getrennt als auch vermischt analysiert.

Durchschnittsprobe:	0·059% $\text{SO}_2$ gerechnet als Gips
	0·100% $\text{CaSO}_4$
Einzelproben:	0·148% $\text{SO}_2$ , bzw. 0·251% $\text{CaSO}_4$
	0·005% $\text{SO}_2$ , bzw. 0·009% $\text{CaSO}_4$
	0·013% $\text{SO}_2$ , bzw. 0·022% $\text{CaSO}_4$
Daraus berechneter	
Durchschnittsgehalt:	0·055% $\text{SO}_2$ , bzw. 0·094% $\text{CaSO}_4$

### Analyse von Wasserproben aus Stollenfenster O $\longleftrightarrow$ Achensee.

1000  $\text{cm}^3$  des filtrierten Wassers enthalten Milligramm, bzw. deutsche Härtegrade:

Gesamtrückstand (110°)	164·0 mg
Kieselsäure $\text{SiO}_2$	1·0 mg
Kalk $\text{CaO}$	66·2 mg
Magnesia $\text{MgO}$	13·7 mg
Schwefelsäure $\text{SO}_2$	6·2 mg
Schwefelsäure, gerechnet als Gips $\text{CaSO}_4$	10·5 mg
Chlor in Chloriden $\text{Cl}$	4·6 mg
Angreifende Kohlensäure $\text{CO}_2$	0·4 mg (0·36)
Karbonathärte	7·9 $d^\circ$
Gesamthärte	8·5 $d^\circ$

### Analysen von Stollenwasserproben zwischen Fenster O—1 pro 1000 $\text{cm}^3$ .

	$\text{CaSO}_4$	$\text{CaO}$	$\text{MgO}$	Gesamthärte	Karbonathärte
Stat. 246 m	0·0015 g	0·0532 g	—	6·22 $d^\circ$	6·15
	0·0026 g	0·0525 g	0·0065 g		6·03
	0·0033 g		0·0068 g		6·00
Stat. 253 m	0·0020 g	—	—	6·10 $d^\circ$	6·01
	0·0036 g	0·0531 g	0·0053 g		5·81
	0·0033 g	0·0538 g	0·0055 g		5·92
Stat. 269 m	0·0031 g	0·0569 g	0·0071 g	6·64 $d^\circ$	6·54
	0·0029 g	0·0567 g	0·0066 g		6·50

## Analyse des Achenseewassers und Vergleiche.

Die Probeentnahme erfolgte in Tiefen von 15 bis 25 m und in Entfernungen von 50 bis 200 m vom Ufer bei Fenster O. (Milligramm in 1000 cm<sup>3</sup> Wasser.)

Chlor	Freie Kohlensäure	Angreifende Kohlensäure	Gelöster Sauerstoff	Kalk	
Achensee 0.7 . . . . .	3.5—3.7	0	cm <sup>3</sup> 8.1—8.87	51.93	neutral
Spullersee 5.0 . . . . .	3.3	0.3—1.1	7	39—41	neutral
Kochelsee 2.6 . . . . .	27	—	10.58	79.37	
Walchensee 2.5 . . . . .	11	—	10.05	50.60	
Bodensee 0.4 . . . . .	—	—	—	62.6	Reaktion

Chlor	Magnesia	Schwefelsäure	Karbonathärte	Gesamthärte	
Achensee 0.7 . . . . .	14—15.4	3—3.29	7.1—7.25	7.15—7.35	neutral
Spullersee 5.0 . . . . .	16—19	8.5—9.2	6.4—6.6	6.3—6.6	neutral
Kochelsee 2.6 . . . . .	14.75	26.18	—	—	
Walchensee 2.5 . . . . .	18.00	7.59	—	—	
Bodensee 0.4 . . . . .	11.1	22	—	—	Reaktion

Bezüglich der Angriffsfähigkeit des Achenseewassers auf Zement und Eisen kommt Dr. Grüner zu folgendem Ergebnis:

1. Chlor: Der vorliegende äußerst geringe Chlorgehalt ist ohne Einfluß.
2. Freie Kohlensäure: Freie Kohlensäure wirkt bei weichen Wässern (unter 8 d°) viel angreifender auf Kalksteinmaterial als bei harten Wässern. Jeder Bikarbonatgehalt (Karbonathärte) eines Wassers bedingt eine bestimmte Menge gelöster freier Kohlensäure, um Bikarbonate in Lösung zu halten; die dazu nötige freie Kohlensäure ist ohne angreifende Wirkung.
3. Angreifende Kohlensäure: Drei verschiedene Versuche, angestellt mit Laaser Marmor ergaben keinerlei angreifende Kohlensäure, so daß eine Einwirkung durch diese ausgeschlossen erscheint.
4. Gelöster Sauerstoff: Im allgemeinen greifen lufthaltige Wasser unter 7 d° Metalle mehr weniger an. Weil das Achenseewasser etwas oberhalb dieser erfahrungsmäßigen Grenze liegt und Wasser von 7 d° aufwärts einen Wanilbelag von Kalziumkarbonat bilden, dürfte der hier gelöste Sauerstoff ohne starke Wirkung sein.
5. Schwefelsäure: Der vorliegende geringe Sulfatgehalt kommt um so weniger störend in Betracht, als nur ein geringer Teil desselben als Gips gebunden ist.

Über die Temperaturverhältnisse des Achensees sind wir durch Messungen unterrichtet, welche die Herren Walter Hacker und Ing. Otto Nedbal im Herbst 1926 angeführt haben.

Eine Messung ungefähr in der Mitte des Sees zwischen Percher und der Mündung des Dalfazerbaches ergab am 7. September 1926 folgende Werte:

0	m	Tiefe	16·84°	C
1	m	"	16·84°	C
2	m	"	16·84°	C
4	m	"	16·65°	C
6	m	"	15·98°	C
8	m	"	14·98°	C
10	m	"	14·29°	C
12·5	m	"	13·19°	C
15	m	"	11·37°	C
17·5	m	"	10·05°	C
20	m	"	7·79°	C
25	m	"	6·36°	C
30	m	"	5·74°	C
40	m	"	5·37°	C
50	m	"	5·21°	C
60	m	"	5·12°	C
70	m	"	5·04°	C

Die untere Grenze der Sprungschichte liegt bei 20 m Tiefe.

Die Oberflächentemperaturen betragen am folgenden Tag bei einer Lufttemperatur von 19° C:

Seemitte	nördlich	Pertisan	16·15°	C	
"	bei	Pertisau	16·75°	C	
"	beim	Prälatenhaus	16·85°	C	
"	beim	Einlaufwerk	16·95°	C	
"	beim	Försterhaus	17·10°	C	
"	beim	Dampfersteg	Seespitz	17·30°	C
Am	Südende	des Achensees	18·20°	C	

Eine Temperaturmessung in der Seemitte zwischen den Schuttkegeln von Seehof und Gaisalm ergab in einer Tiefe von 132·5 m = 4·83° C.

## II. Technischer Teil.

### Vorbereitende Arbeiten, Bodenaufschlüsse, Fensterstollen.

Vor dem Beginne eines bedeutenden Ingenieurbaues sind der offenen Fragen so viele, daß der Projektverfasser nicht alle beherrschen kann. Es hat sich deshalb im Laufe der letzten Jahrzehnte — und in diesen Zeitraum fällt ja auch der Ausbau der Großwasserkräfte — zum Nutzen der Bauvorhaben die Gepflogenheit herausgebildet, schon vor Inangriffnahme des Baues, also noch im Projektstadium, geologische Sachverständige heranzuziehen, nach deren Angaben und Weisungen die viel gescheuten und doch so wertvollen Bodenaufschlüsse, Sondierungen und Bohrungen vorzunehmen. Beim Bau des Achenseekraftwerkes war es ein besonders glücklicher Umstand, daß der geologische Berater, Herr Oberbergrat Dr. Otto Ampferer, nicht nur seit einer Reihe von Jahren

den verschiedenen Entwurfsbearbeitern mit seinem Rat zur Seite stand, sondern daß er, selbst ein Sohn des Landes, als begeisterter Alleingehrer und junger Geologe schon am Beginne des Jahrhunderts seine wertvollen Entdeckungen im Karwendelgebirge, also im Gebiet des Achensees, gemacht hat. Seitdem sind seine Veröffentlichungen wiederholt als Grundlagen für die Projekte verwendet worden, und so lag es im hohen Interesse der im Jahre 1924 gegründeten Tiroler Wasserkraftwerke-Aktiengesellschaft, diesen genauen Kenner der Umgehung des Achensees zu ihrem geologischen Gutachter zu gewinnen. Mir persönlich gereicht es zur hohen Ehre, nach einem Zeitraum von drei Jahren gemeinsamer Zusammenarbeit einige technische Erfahrungen beim Ausbau des Achenseekraftwerkes dem vorstehenden, tief durchdachten und mit gewandtem Stil verfaßten Aufsatz des Herrn Oberbergrates Dr. Ampferer anfügen zu dürfen, wofür ich ihm an dieser Stelle meinen ergebensten Dank aussprechen möchte.

Nachdem die Gestaltung des Bodens, in welchem die Hauptobjekte der Kraftanlage zur Ausnutzung des Achensees errichtet werden sollten, bekannt war, mußte in die Detailarbeit eingetreten werden. Das Programm der Bauarbeit, für die ein Zeitraum von September 1924 bis September 1927, einschließlich der gesamten Maschinenmontage und des umfangreichen Probetriebes, vorgesehen war, verlangte den raschen Entschluß, den 4520 m langen Druckstollen und den 513 m langen Druckschacht sofort in Angriff zu nehmen. Es galt, die Anlagen der Fensterstollen so zu treffen, daß sie möglichst kurz werden und dennoch in das Grundgebirge führen. Beim Fenster I im Weißenbachgraben, beim Fenster III in der Höhe von 363 m über dem Krafthausplateau auf der Nordseite des Innaltales und bei den Fenstern IV und V des Druckschachtes selbst und beim Rohrstollen am unteren Ende des Druckschachtes war der Anschlag überall im Felsen vor sich gegangen. Schwieriger war dagegen die Anlage des Fensters II im Tiefenbachtale und des Fensters O in der Seenähe.

Der Tiefenbachgraben ist ein Lawinengraben, weshalb das Mundloch und die Installationen so angelegt werden mußten, daß deren Betrieb auch im Winter möglich war. Die kürzeste Strecke bis zum Hauptstollen war nahezu mit 460 m Länge abgesteckt worden und sollte nach Durchfahrung von Gehängeschutt und Rauhwacke in ihrem letzten Stück den Wettersteinkalk treffen. Hier erwies sich die Voraussage des Geologen als auf den Meter genau. Der Zugangstollen mußte fast auf seiner ganzen Länge verzimmert werden. Die Unterfahrung des Tiefenbachgrabens selbst geschah in der wasserarmen Zeit, so daß kein Wassereindrang erfolgte. Der Stollen war mit 0.5 Prozent Steigung und mit Rigole vorgetrieben worden. An seiner Mündung in den Hauptstollen war sowohl ein Zugangsast gegen den südlichen als auch gegen den nördlichen Teil angeordnet worden, um ihn als Förderstollen für beide Richtungen auszubilden. Seine Abmessungen waren die gleichen wie die des Richtstollens (Fig. 14), und zwar: 2.0 m mittlere Breite auf 2.20 m lichte Höhe. Auch die übrigen Zugangsfenster hatten diese Abmessungen erhalten, mit Ausnahme des Fensters III zur Apparatkammer und des Fensters IV als Transportfenster für die Blechrohre der Druckschachtauskleidung, die entsprechend größer ausgebrochen wurden.



Die Anlage des Fensters O war etwa 11 m über dem Seespiegel gewählt worden, um auch auf dem nächsten Weg den Aufschluß der Bodenverhältnisse herbeizuführen und das Ausbruchsmaterial von der Terrasse vor dem Fenster gleich auf die Kippe und Deponie zu bringen. Man rechnete anfangs auch damit, daß man auf diese Weise das Betonmaterial entsprechend leicht zu einer unterhalb anzuordnenden Auf-

## RICHTSTOLLEN

im festen Wetterstein Kalk

in der trockenen Raubwacke

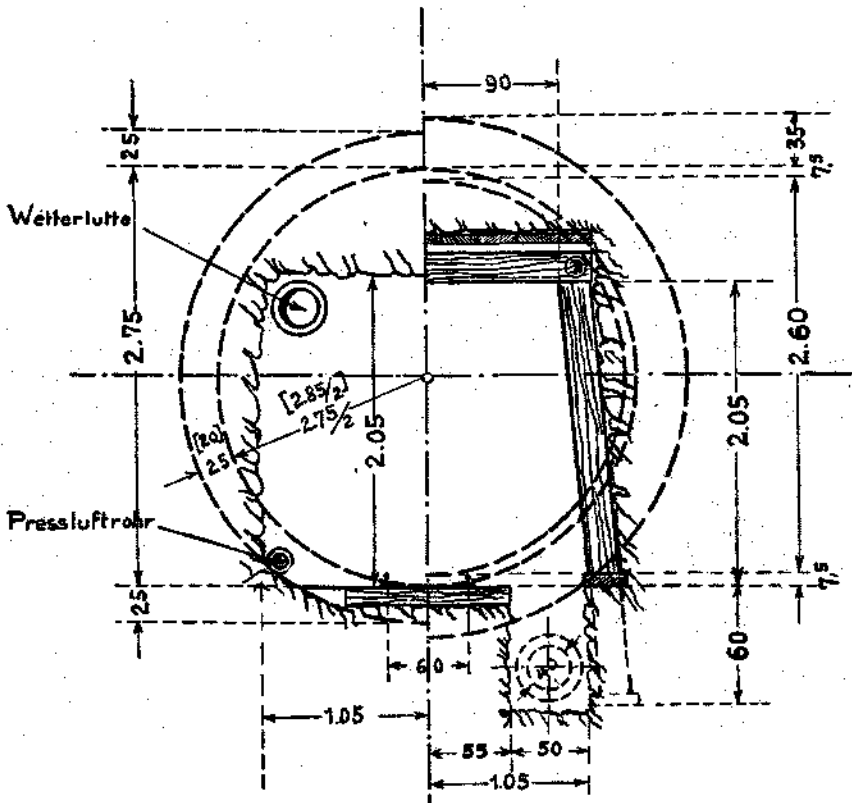


Fig. 14.

bereitungsanlage bringen kann. Diese Voraussicht hat sich als nicht richtig erwiesen, weil das hier gewonnene Stollenausbruchsmaterial sich nicht zu Betonzwecken verwenden ließ. Durch die angetroffenen Wasser- verhältnisse war außerdem die Ausbruchsstrecke und somit die Förderung von diesem Orte wesentlich geringer als die benötigte Betonschotter- menge. Überdies waren die Aufschlüsse für das wichtige Entnahmebau- werk erst begonnen worden, so daß dem Fenster O von Anfang an

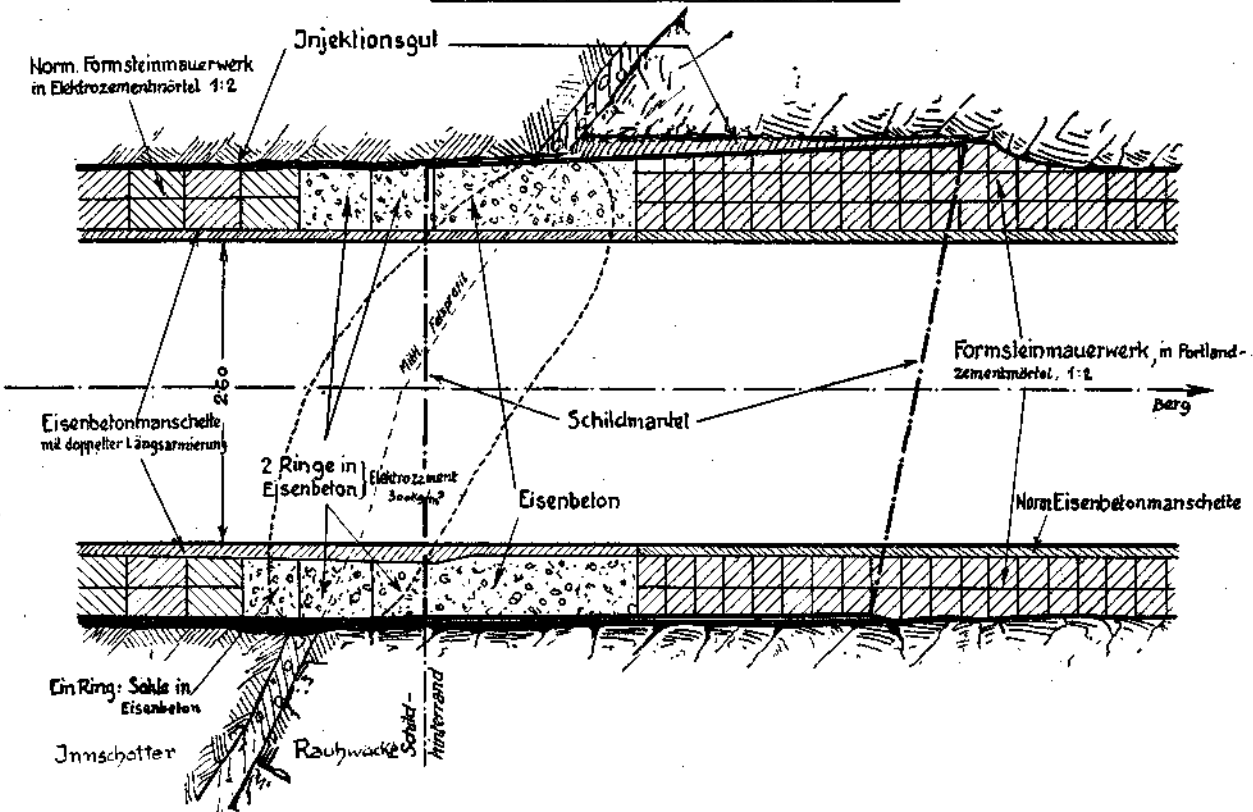
nur eine aufschließende Bedeutung zukam, obgleich dann später die Anordnung beibehalten werden konnte. Nach einer Länge von 132 m wurde ein schiefer Stollen von 80 m Länge und 40 Prozent Neigung bis zum Hauptstollen niedergetrieben. Durch den Einbau eines Schrägaufzuges und einer Weichenanlage war der Transport ermöglicht worden. Der Vortrieb im geneigten Stollen war wegen des Wasserandranges sehr zeitraubend, das Versetzen der Pumpen in einzelnen seitlich ausgebrochenen Nischen und die Errichtung einer Pumpstation beim Übergang zum Hauptstollen erforderte großen Kostenaufwand. Die Sohle des Schachtes mußte besonders gesichert und der Einbau der Zimmerung in der unteren Rauwackenstrecke durch Mauerung ersetzt werden.

### Einlaufbauwerk.

Im Frühjahr 1925 waren die Bodenaufschlüsse soweit gediehen, daß ein den geologischen Bodenverhältnissen entsprechendes Projekt für das Einlaufbauwerk nach mehreren Wahlvorschlägen zur Ausführung angenommen werden konnte. Nur die Übergangszone von der Innschotterlage zur Rauwacke war ungeklärt, und es mußte daher der Zusammenschluß zwischen Einlaufbauwerk und Druckstollen mittels Druckluft projektiert werden. Die geplanten Bauweisen teilten sich folgendermaßen: 127 m Caissonstrecke, 35 m Schildvortrieb und 100 m Druckluftstollen. Die wirklichen Ausführungslängen waren 127·30 m Caissonstrecke, 38·15 m Schildvortrieb und 13·37 m Druckluftstollen. Der bergmännisch vorgetriebene Stollen von der Bergseite her durchörterte eine wenig kalkige, sondern stark mergelige Rauwacke, derzufolge die Wasserführung so gering war, daß auf Druckluftbetrieb verzichtet werden konnte und die wirkliche Länge gegen die angenommene so erheblich verkürzt wurde. Die Trennung zwischen der caissonierten Strecke und der Schildstrecke war so gezogen worden, daß nach den vorliegenden Aufschlüssen der Schild nur die Innschotterschichte durchfahren hatte, weil in der Moräne größere Blöcke und Baumstämme eingelagert sind, die dem Schildvortrieb große Schwierigkeiten bieten. Diese Auffassung hat sich bei der Bauausführung als völlig richtig erwiesen. Der Schild wurde noch so weit in den angetroffenen Fels vorgetrieben, daß sein Mantel vollkommen im Fels steckt und so gewissermaßen einen gepanzerten Übergang bildet (Fig. 15).

Baulich hat sich die Arbeit, dank der geologischen Aufschlüsse und der hervorragenden technischen Einrichtungen unter sachkundiger und fachmännischer Leitung ganz im Rahmen des Programmes abgespielt. Ein Bauwerk von solcher Wichtigkeit muß aber auch stets als Qualitätsarbeit ausgeführt werden. Gerade hier, wo zu der Bezwingung des Wassers die Verschiedenheit der Bodenmaterialien kommt, Seeschlamm, kalkige Grundmoränen, Innsand und Innschotter und kalkige und mergelige Rauwacke zu durchfahren sind, gibt es genug Schwierigkeiten, denen nur mit Erfahrung und technischer Sorgfalt beizukommen ist. Glücklicherweise hat die Mitwirkung sämtlicher Faktoren harmonisch zusammengeklungen und ein Bauwerk hervorgebracht, das allen Anforderungen entspricht.

# ENDSTELLUNG DES SCHILDES



Einzelne technische Daten über dieses wichtige Objekt seien im folgenden gegeben, während ein genauer Bericht in der „Wasserwirtschaft“ erscheint. Das kreisrunde Zuleitungsrohr hat Eisenbetonwandungen und einen leichten Durchmesser von 2,60 m. Es liegt auf acht eisernen Caissons, die 11 bis 18 m lang und bis 5,60 m breit sind. Vor dem Eingang ist ein Feinrechen aufgebaut. Das Rohr ist durch eine Schutzze abschließbar.

Fig. 15.

An der Straße Seespitz-Pertisau ist über dem letzten Caisson ein Schacht mit einem darüber erbauten Haus für zwei weitere Abschlußschützen errichtet. Die Gründungstiefe war beim Einlaufcaisson am größten und erreichte 22,5 m unter dem Wasserspiegel. Der Einlauftrichter ist so angelegt, daß eine Absenkung des Seespiegels um 10 m eintreten kann, ohne daß Luft in das Rohr eindringt. Die bei der Absenkung der Caissons erzeugte Rigole wurde später mit dem deponierten Material wieder aufgefüllt. Der Luftverbrauch war bei Hochbetrieb etwa 27 bis 30 m<sup>3</sup> pro Minute angesaugte Luft, in bestimmten Schildstellungen war jedoch bis 58 m<sup>3</sup> Luft erforderlich. Beim Vortrieb des Schildes mußte ein besonderer Zement verwendet werden, weil die Arbeitsweise verlangte, daß der Zementmörtel nach 8 Stunden bereits eine Festigkeit von 60 bis 80 kg/cm<sup>2</sup> aufweist. Diesen Bedingungen entsprach der Elektrozement, der von Moutiers (Savoyen) und von Pola bezogen wurde.

### Hauptstollen.

Der kreisrunde Hauptstollen hat einen lichten Durchmesser von 2,75 m und sollte im festen Fels eine Mauerungsstärke von 0,25 m erhalten. Im druckhaften Gebirge war eine Stärke von 0,35 m bis 0,50 m vorgesehen. In besonders schlechten Strecken war innen eine Eisenbetonmanschette von 7,5 cm geplant, die die lichte Weite auf 2,60 m vermindert. Nach erfolgtem Ausbruch zeigte sich, daß der angetroffene Fels fast durchwegs so gut beschaffen war, daß die Verkleidungsstärke auf 20 cm herabsetzt und der Stollendurchmesser dadurch auf 2,85 m erhöht werden konnte. In der Rauhackenstrecke dagegen wurde das Mauerungsprofil mit 35 cm beibehalten. Der Übergang der einzelnen Profile im Innern wurde durch 5 m lange Übergänge ausgeglichen (Fig. 16).

Der Stollenausbruch erfolgte in zwei Abteilungen; dem Vortrieb des Richtstollens und der Ausweitung. Die Rigole wurde meist gleich beim Vortrieb mitgemacht. Es hat sich als empfehlenswert erwiesen, den Vortrieb des Richtstollens bis zum Durchbruch des ganzen Stollenastes fortzuführen und hierauf erst die Ausweitung zu betreiben, weil auf diese Weise die Installation am besten ausgenützt werden konnte. Die Tagesfortschritte im Richtstollen im Wettersteinkalk sind über das gewöhnliche Maß hinausgegangen, es wurden im steigenden und im fallenden Stollenast mehrere Male solche von 8 m erreicht, wobei selbstverständlich die Stollenarbeiter an dem Fortschritt finanziell interessiert waren. Die Sprengungen wurden mit Dynamit und Dynamon durchgeführt, der Verbrauch an Sprengstoff wurde durch Prämien geregelt. Häufiger Wechsel im Gestein hat Veranlassung gegeben, daß die Verbrauchsmengen öfters geändert werden mußten, weil bei Mehrverbrauch Abzüge vom Verdienst gemacht wurden. Zu den Bohrungen wurden Böhler- und Flottnannhämmer verwendet und bei der Ausweitung des Profils wurde, insbesondere beim Reinprofilieren, der vom Bergbaubetrieb übernommene Ablauhammer mit Erfolg angewendet. Bei der Ausweitung wurden die Sprengschüsse nicht so tief gesetzt und dann der übriggebliebene Teil abgeschrämt, wodurch auch die Felslaibung geschont wurde, was beim Druckstollen sehr erwünscht ist (Fig. 17).

Es war von vornherein anzunehmen, daß bei der Durchörterung des Gebirgsstockes des Bärenkopfes, des Schwarzeckes und des Weihnachts-  
eckes mit verschiedenen Wassereinbrüchen zu rechnen sein wird. Ins-  
besondere war das Wettersteinkalkmassiv des Bärenkopfes mit seiner  
senkrechten Schichtung vom Geologen als wasserführend bezeichnet  
worden, auch die Unterfahrung des Weißenbachgrabens war zu beachten.

## FERTIGES PROFIL

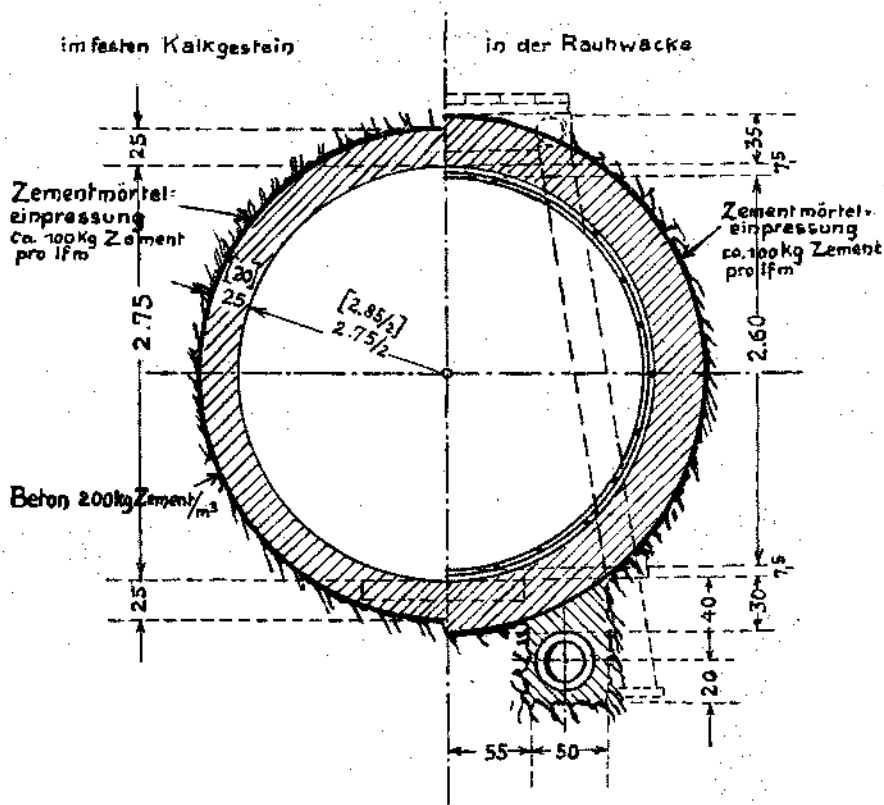


Fig. 16.

Schließlich konnte die Nähe des Sees und des außerhalb desselben  
liegenden Grundwasserbeckens nicht ohne Einfluß auf die Wasserver-  
hältnisse im Stollen bleiben. Dagegen hat die Voraussage für das  
Weihnachtseck keine Wasserführung angezeigt, weil die Entwässerung  
viel tiefer, und zwar an der Inntalsole stattfindet. Die Prognose hat  
sich in allen Teilen als richtig erwiesen. Es war nun Sache des Inge-  
nieurs, dem Wasserandrang sowohl beim Ausbruch als insbesondere  
auch bei der Betonierung, und hier wieder in ausgesprochener Weise  
bei der Sohlenbetonierung, beizukommen. Das Rätselraten über die

Wassermengen, die angetroffen werden, zog sich lange hinaus. Und doch sollte ein Entschluß über die baulichen Anordnungen, die sich über die Größe der Betonrohre, die Lage derselben, die Pumpenaufstellung und den Kraftbedarf erstrecken, getroffen werden. Da das Bergwasser nicht dem fertigen Stollen zugeleitet, sondern schließlich beim Betrieb der Anlage wieder seinen normalen Ablauf finden sollte, sofern nicht

## FERTIGES PROFIL

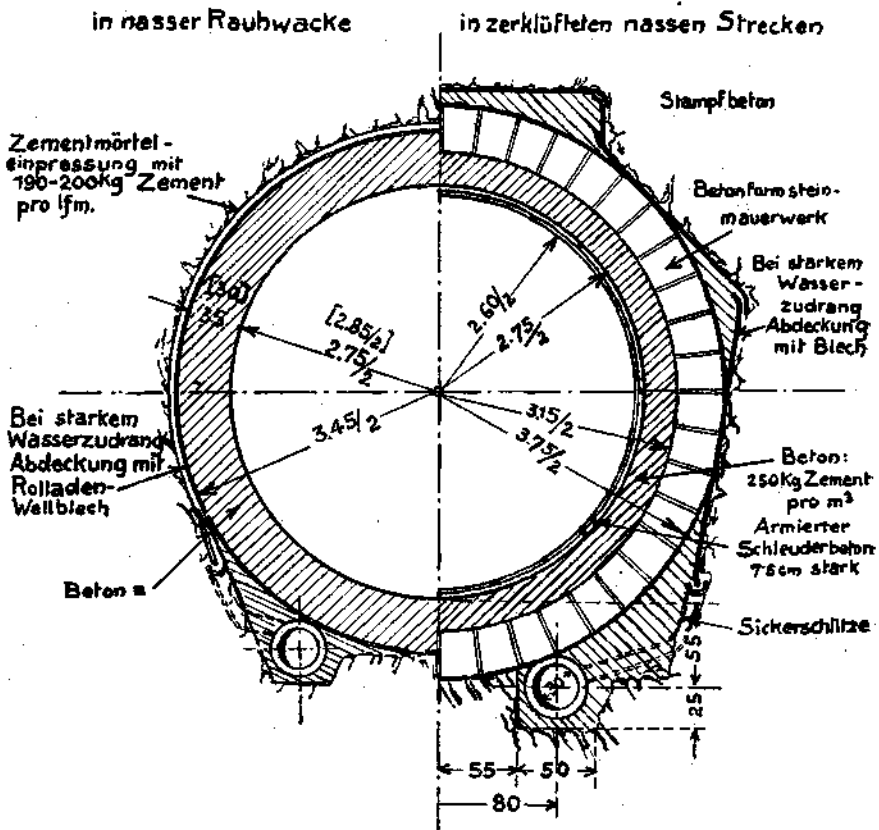


Fig. 17.

aus baulichen oder wasserwirtschaftlichen Rücksichten eine Einleitung in den Stollen erwünscht ist, mußte durch Verbindung mit Absperrorganen und Schiebern Vorsorge getroffen werden. Da weiters der Konsens in einer seiner Bedingungen vorschreibt, daß bei nachweisbarem Ausbleiben oder eintretender Verminderung der sogenannten Karstquellen Zuschußwasser aus dem Stollen abgegeben werden muß, wurde eine Wasserabgabe durch das immer zugängliche Fenster I vorgesehen.

Es hat sich schließlich im Laufe der Arbeiten folgender Entwässerungsplan entwickelt: Vom Ende des Druckluftstollens wurde anfangs ein Rohr von 40 cm, nach kurzer Strecke wurde ein zweites von 30 cm verlegt. Vom Winkelpunkt beim Fenster O gegen Fenster I kamen auf der ganzen Länge zwei Betonrohre von 40 cm lichte Weite zur Verlegung, die beim Pflöfen Winkelpunkt Fenster I durch Absperrschieber bedienbar sind. In der Strecke unterm Bärenkopf wurden 20 Ventile mit dem Betonrohr verbunden, die den Zweck haben, bei der Entleerung des Druckstollens die Entlastung herbeizuführen. Beim Winkelpunkt Fenster I befinden sich weiters ein Schieber von 30 cm lichte Weite, um das Zuschußwasser in den Weißenbachgraben abzugeben. In dem Stollenstück unter dem Schwarzeck zwischen Fenster I und II ist nur ein Betonrohr mit 15—20 cm lichte Weite angeordnet worden, das durch das Fenster II entwässert. Vor Füllung des Druckstollens wurde dieses Rohr vollkommen geschlossen. Der Stollen vom Fenster II bis zum Wasserschloß war durchwegs trocken, so daß nur in der unteren Strecke ein Rohr von 15 cm verlegt wurde, was sich bei der Reinigung und Betonierung des Stollens immerhin als vorteilhaft erwies. Die Ausführung dieses Entwässerungsrohres geschieht durch das Zugausfenster III mittels eines eigenen bedienbaren Schiebers in der Apparatekammer.

Wenngleich die Ableitung des Wassers durch die vorausgeführte Drainage bewerkstelligt werden konnte, weil der Stollen mit 0.5% Gefälle ausgeführt wurde, so war doch die Menge des Bergwassers gerade im Stollenstück unter dem Bärenkopf insbesondere nach dem erfolgten Durchbruch zum oberen Stollentrum eine sehr große. Während der Betonierung der Sohle wurden ständig 300 sek/lit abgeführt und nur durch Errichtung von fliegenden Pumpstationen oder Rohrüberleitungen war dies möglich geworden. Im Winkelpunkt Fenster I arbeitete monatelange eine Pumpengruppe, um das Wasser durch das Stollenfenster zu leiten. Aber diese Leistungen waren alle noch leicht zu nennen im Vergleich zu der Wasserhaltung, die im nördlichen Stollentrum einsetzen mußte und schließlich auch zur Stilllegung des Vortriebes wegen des großen Kosten- und Kraftaufwandes führte. Dazu kam noch die Gefährdung von Menschen und Maschinen im Falle des Versagens der Pumpen oder beim Ausbleiben von Strom. Deshalb wurde Ende März 1926 der Entschluß gefaßt, den Stollenvortrieb einzustellen, den Stollen zu räumen und ihn ersäufen zu lassen. Fürwahr ein Rückzugsgefecht gegen das Element, das in den Dienst des technischen Menschen gestellt werden soll. Die Vorbereitungen wurden jedoch so gründlich getroffen, daß nach einer halbjährigen Unterbrechung keine Überraschungen entstehen sollten. Als im September desselben Jahres der Durchschlag von S her erfolgte, sank der inzwischen auf 13 m über den Seespiegel gestiegene Bergwasserspiegel (3.2 Atmosphären Druck an der Durchbruchstelle) rasch ab und der Stolleninhalt entleerte sich in wenigen Minuten. Allerdings waren auch der Vorbereitungen viele getroffen worden, ehe es zu diesem wichtigen Ereignis kam. Ganz genau auf den Tag, sozusagen mit der Uhr in der Hand, wurde nach dem vor Monaten aufgestellten Programm dieser Akt vollzogen. Gerade in der Nähe der Durchbruchstelle haben mehrere große Quellen die Arbeiten sehr er-

schwert. Die Leistungen, die hier von braven Stollenleuten Tag und Nacht vollbracht wurden, sind vollster Achtung wert. Es mußte alles aufgeboten werden, um das Ziel zu erreichen, weil die bevorstehende Zeit von Herbst und Winter wegen der geringen Regenniederschläge ausgenützt werden sollte, um die Mauerungsarbeiten durchführen zu können. Denn diese sind in ihrer Güte wesentlich von der Wasserführung des Gebirges abhängig. Schon nasser Fels allein, von dem Tropfwasser niederfällt, kann dem frischen Betonmörtel verhängnisvoll werden. Ausgewaschene Schotternester, ungebundener, weil ausgeschlammter Zementmörtel und schließlich viel Injektionsgut sind die unangenehmen Folgen.

Für die Auskleidung des Druckstollens, der unter einem Wasserdruck von 17 bis 46 *m* zu stehen kommt, wurde im allgemeinen Betonmauerwerk verwendet. Nach Fertigstellung der Betonröhre wurde sie zwei bis viermal mit Zementmörtel unter 4 Atmosphären Druck hintergespritzt. Verputz wurde keiner aufgetragen, sondern durch Verwendung von gehobelter Schalung sollte eine saubere Oberfläche erzielt werden. Der Beton hat in trockenen Strecken durchwegs eine Zementbeigabe von 200 *kg* erhalten. Durch Verwendung richtiger Korngrößen bei den Zuschlagsstoffen (42% Sand bis 7 *mm* : 19% Kies bis 25 *mm* : 39% Schotter bis 80 *mm*) war ein recht guter Beton herzustellen, der auch in jeder Hinsicht befriedigte.

Die Untersuchungen über die Zuschlagsstoffe und Zemente oblag dem hewährten Fachmann auf diesem Gebiete, Herrn Oberbaurat Ing. Spindel von der Bundesbahndirektion Innsbruck. An der Baustelle war ein kleines Laboratorium eingerichtet, in welchem laufend die Zementproben durchgeföhrt wurden. Sehr vorteilhaft erwiesen sich die Festigkeitsbestimmungen mit dem Probekasten nach dem System Emperger-Naehr. Wesentliche Beachtung fand die Zusammensetzung des Sandes, weil das an der Baustelle vorhandene Sandmaterial aus den Innschottern wegen des großen Glimmer- und Staubgehaltes nicht ohne Einfluß auf die Güte des Betons war. Es wurde daher die Herstellung von Qualitätsbeton ganz auf das Stollenausbruchmaterial abgestellt, das in reichlicher Menge vorhanden war. Allerdings mußte das Stollenmaterial über den Steinbrecher und die Sandmühle geleitet werden, damit die richtigen Korngrößen erhalten wurden. Die in Verbindung mit den Brechanlagen geschaffenen Silos ermöglichten weiterhin die gewünschte Dosierung der Korngrößen. Auch beim Mauerungsprofil von der Stärke 20 *cm* wurden Schottersteine über 6 *cm* Größe verarbeitet, dagegen wurde die mittlere Korngröße (7 bis 25 *mm*) möglichst ausgeschieden. Das zur Verwendung gekommene Steinmaterial und Wasser wurde auf seine Eigenschaften genau geprüft, um vor Überraschungen geschützt zu sein.

Der Vorgang bei der Mauerung war folgender: Nach Verlegung der Betonröhre und deren Einbetonierung wurden die Lehrbögen für die seitlichen Mauerteile aufgestellt und die Schalbretter nach Maßgabe des Fortschrittes des Betonmauerwerkes bis zu der Höhe hochgezogen, bei welcher der Stampfbeton nicht mehr eingebracht werden konnte. Die Schlußbetonierung erfolgte dann vor Kopf unter Zuhilfenahme von



kurzen Schalungsbrettern und Blechstreifen. Die Schalung wurde etwa eine Woche gelassen und nach dem Freiwerden wieder verwendet. Die Einbringung des Sohlenbetons erfolgte in einem Zuge. Vorher mußte das Zufahrtsgleis auf lange Schwellen, die auf dem fertigen Mauerwerk auflagen, hochgelegt werden. Da sowohl der Haupt- als auch der Sohlenbetonierung eine Reinwaschung der Felslaibung vorausging, war auch ein gründliches Anbetonieren an den Fels zu erzielen. Nur in der Kalotte war eine mehrmalige Injizierung notwendig, während hinter den Ulmen und unter der Sohle keine Zementmilch eingepreßt werden konnte. An allen Stellen, an denen Quellen oder Wasserausstritte vorhanden waren, mußte mit Hilfe von einbetonierten Röhren, eingelegten Sickerwegen oder in größeren Strecken durch Wellblechtafeln der Wasserzudrang mit großer Sorgfalt abgehalten werden.

Der fertige Stollen stellt sich als glattwandige Röhre dar. Nur an den Stößen der einzelnen Mauerungsringe, alle 3·92 m, und an einzelnen Horizontalschalungsfugen zeigten sich Grate, die leicht abgenommen werden konnten.

In seinem letzten Stück, 50 m vor dem Steigschacht, erhielt der Stollen eine Bewehrung durch eine Manschette von 7·5 cm Stärke, wobei die Eisenbeanspruchung mit 1800 kg/cm<sup>2</sup> angenommen wurde. Auch der Übergang zum Steigschacht und die untere Wasserschloßkammer wurden nach den gleichen Berechnungsgrundlagen armiert.

Der kreisrunde, im lichten Durchmesser 4 m weite Steigschacht, ist 40 m hoch. Er endet in der Mitte der oberen Kammer, die 2 × 40 m lang und 6 m hoch ist. Seine Mauerstärke ist mit 40 cm bemessen. Die obere Kammer hlieb bis auf die Sohle unverkleidet, herabfallende Felsstückchen werden durch eine Abfallstufe und ein Fußgitter an dem Eindringen in den Steigschacht behindert. Ebenfalls in Fels gehauen ist die Kammer, in der die Apparate, der Venturimesser, zwei Drosselklappen und das Luftventil eingebaut wurden.

### Druckschacht.

Die vorzügliche Beschaffenheit des Felsens unterm Weihnachtseck gestattete die Ausführung eines Druckschachtes. Unter 45° geneigt ist der Schacht 513 m lang. Der Ausbruch erfolgte von unten auf 2·70 m lichte Weite, im untersten Hektometer 3·50 m. Dem Sprengen folgte die Schutterung von selbst. Im Rohrstollen wurde dann das Material durch eine Schnauze entnommen und abgefahren. Der Einbau der Blechpanzerung von 12 bis 28 mm Wandstärke bei einer lichten Weite von 2·30 m erfolgte von unten nach oben. Doch mußten die 4 m langen Rohrschüsse erst auf einem Schrägaufzug hochgezogen, in einen der Zugangsstollen eingefahren und im Druckschacht selbst durch eine Seilwinde abgelassen werden. Zu dieser letzteren Arbeit war im Druckschacht ein Gleis von 1 m Spur genau einbetoniert worden, auf dem die Rohre mit vier aufgeschweißten Gleitbacken zu liegen kamen. Das schwerste Rohrstück wog 7100 kg. Jedes eingebrachte Rohr wurde sofort einbetoniert, worauf die Montage des nächst höher gelegenen Rohres folgte. Die Verbindung der Innenmuffen geschah durch elek-

trisches Schweißen. Hierzu wurden Gleichstromschweißaggregate und Elektroden von 6 bis 10 mm Stärke verwendet. Die Rohre wurden später angebohrt und mit Zementmilch unter 4 Atm. Druck hinterspritzt. Wenn keine hohlen Stellen mehr zu verspüren waren, wurden in die Bohrlöcher Gewinde eingeschnitten und mit Gewindepfropfen verschlossen und zugeschweißt.

Als Grundlage für die Beanspruchung der Blechauskleidung galt die Maßgabe, daß das freiliegende Rohr, also wenn Beton und Fels nicht wirksam wären, durch den Betriebsdruck nur bis zur Fließgrenze ( $2000 \text{ kg/cm}^2$ ) beansprucht wird. Infolge der satten Ausbetonierung zwischen Rohr und Fels sollte eine solche Sicherheit wie bei einer freien Druckrohrleitung erzielt werden, d. h. die Eisenbeanspruchung soll nicht über  $800 \text{ kg}$  steigen. Bei der ersten Füllung des Druckschachtes waren zwei Dehnungsmesser eingebaut, die den Nachweis erbrachten, daß die Beanspruchung noch unterhalb der errechneten blieb. An einzelnen Stellen war im Druckschacht der Fels nicht hart klingend. Da wurde die Wandstärke des Blechrohres verstärkt.

### Verteilrohrleitung, Krafthausanlage, Unterwasserkanal.

Die horizontale Verteilrohrleitung schließt sich an den unteren Druckschachtkrümmer mit einem Konusstück  $2300/2000 \text{ mm}$  an. Die Abzweigrohre zu den Turbinen gehen unter  $45^\circ$  vom großen Rohr ab. Die einzelnen Schüsse sind  $6 \text{ m}$  lang und wiegen bis  $22 \text{ t}$ . Die Rohre sind wassergas-überlappt-geschweißt und haben eine Wandstärke von  $55 \text{ mm}$  bei  $2000 \text{ mm}$  lichte Weite.

Die Bodenverhältnisse für die Anlage des Maschinen- und Schalt-hauses waren nicht die günstigsten. Ein Grundwasserbach (Gießen) zog mitten durch das versumpfte Gelände. Die Probebohrungen ergaben zwar in  $3 \text{ m}$  Tiefe gut gelagerten Schotter, doch war zur Freilegung der Baugrube Wasserhaltung notwendig. Der Inn macht sich durch Rückstau sehr unangenehm bemerkbar und demzufolge muß das ganze Bauwerk hochgelegt werden. Schotter und Sand aus dem Untergrund sind wegen hohen Staub- und Glimmergehaltes zu Betonierungszwecken nicht verwendbar. Es muß daher nicht nur der ganze Ausbruch vom Rohrstollen und dem Druckschacht, sondern auch noch vom Hauptstollen für die Krafthausanlage deponiert werden. Schließlich genügen diese Mengen nicht und es wird eine Schotterwäsche an einem Schuttkegel aufgestellt. Das im Rückstau im Innhochwasser stehende Kraft-hausgelände mußte durch Aufhöhung um mehr als  $1 \text{ m}$  trockengelegt werden.

Das Kraft- und Schalthaus und die Montagehalle müssen rasch erbaut werden, um für die Maschinenaufstellungen Platz zu schaffen. Für den ersten Ausbau werden fünf Maschinengruppen von zusammen  $54.000 \text{ PS}$  aufgestellt. Gleich anschließend werden drei weitere Aggregate in Auftrag gegeben, so daß die gesamte Maschinenleistung  $124.000 \text{ PS}$  betragen wird. Die Schaltanlagen für die  $55 \text{ kV}$  und  $115 \text{ kV}$  Einrichtungen sind als Freiluftanlagen ausgeführt.

Durch die Einmündung des 640 m langen Unterwasserkanals in den Inn ist der in früherer geologischer Zeit bestandene Zusammenhang zwischen Achensee und Inn in Erinnerung gerufen. Von nun ab werden in Niederwasserperioden des Inns die 25 Sekundenkubikmeter Betriebswassermenge ihm einen beachtenswerten Zuschuß bringen.

Vom Krafthaus führen die Hochspannungsleitungen zu den Verbrauchern. Für Industrie- und Überlandversorgung wird Drehstrom mit 115.000 und 25.000 Volt, für den Betrieb der Bundesbahnen Einphasenwechselstrom mit 55.000 Volt abgegeben.

**Tafel IX—XI:**  
**Ampferer-Pinter: Achenseewerk.**

### Erläuterungen zu den Tafeln IX—XI.

Taf. IX bringt 17 Bohrprofile und ein schematisches Profil des Hauptstollens.

Die Anordnungen der Bohrungen sind auf Fig. 18 wiedergegeben.

Taf. X stellt einen Teil des Hauptstollens zwischen Fenster I und II im Detail dar. Außerdem ist ein Profil des Einlaufbauwerkes beigegeben.

Taf. XI führt zwei Ansichten des Achensees vor. Das obere Bild stellt den größeren gerade gegen N gerichteten Teil des Sees vor.

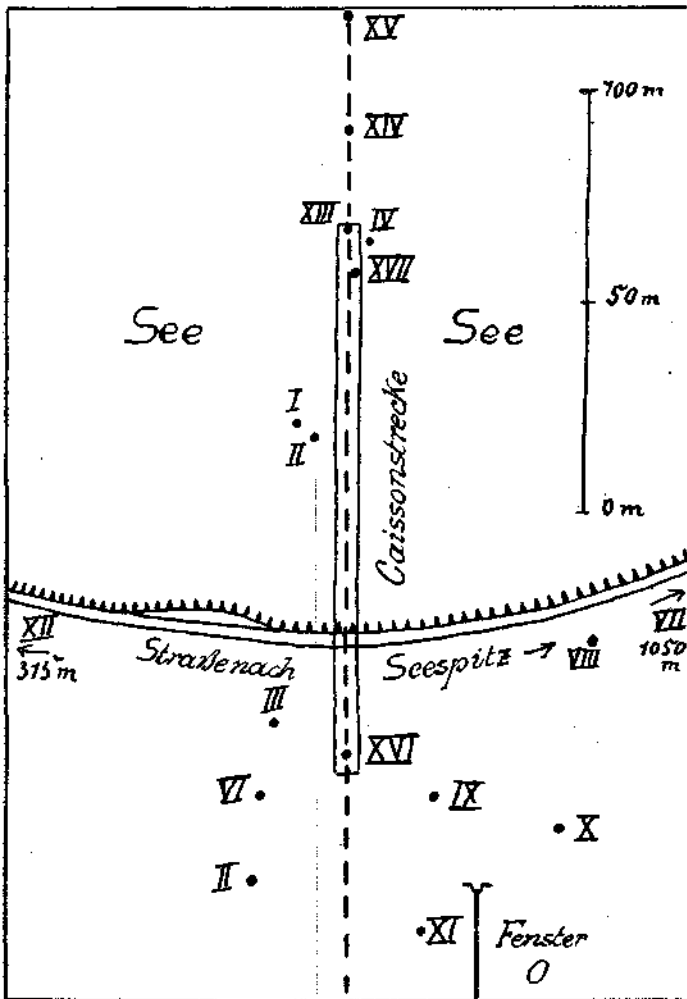


Fig. 18. Verteilung der Bohrungen, welche auf Taf. IX abgebildet sind.

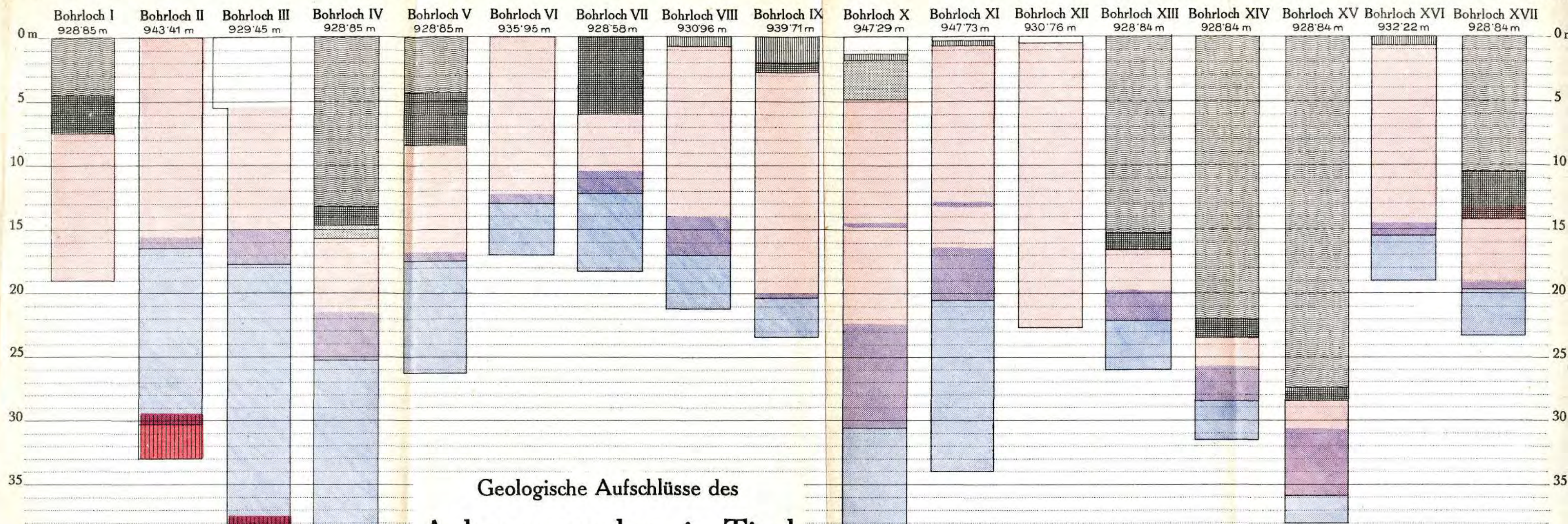
Die Bucht von Pertisan und die Schuttkegel der Breitlahn und Gaisalm sind deutlich zu sehen. Der Kamm von Seeberg- und Seekarspitze trägt hoch hinauf eiszeitliche Rundung zur Schau. Die Kammzone selbst ist aber nicht mehr eingerundet.

Das untere Bild führt das Südende des Sees samt dem Einlaufbauwerk vor. Man erkennt deutlich das flache Südufer und die breit vorgelagerte Schlammbank.

Links erhebt sich der Bärenkopf, welchen der Hauptstollen durchdringt.

Dahinter sieht man die Höhen von Stanserjoch—Kaserjoch—Rappenspitze—Tristkogel und im Hintergrund das Karwendelhochgebirge mit Hochnißl—Bettelwurf—Spritzkarspitze—Grubenkarspitze—Sonnjoch—Gamsjoch—Schaufelkarspitze—Bettlerkarspitze—Falzthurnerjoch.



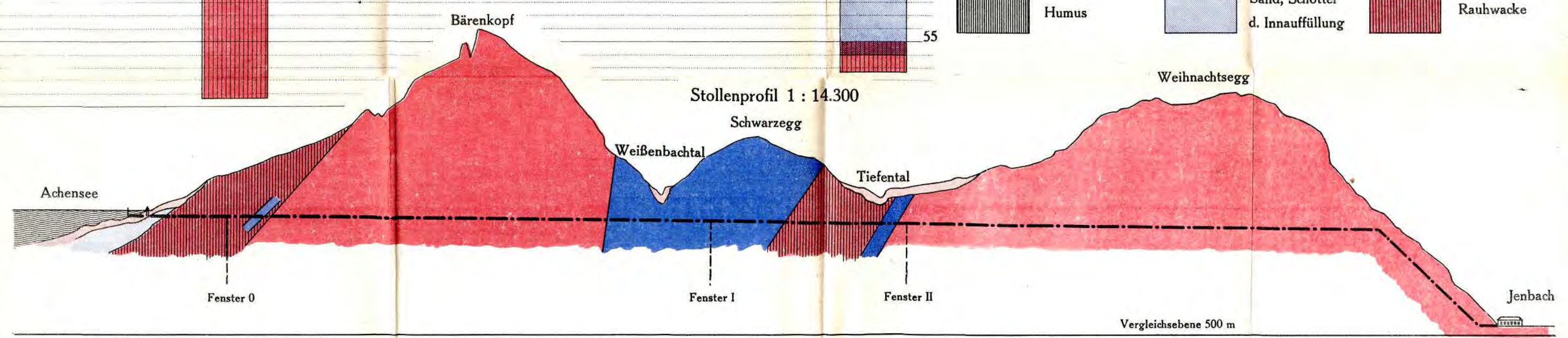


### Geologische Aufschlüsse des Achenseewerkes in Tirol

Bohrprofile 1 : 290

#### FARBENERKLÄRUNG:

- |  |            |  |                                 |  |                               |
|--|------------|--|---------------------------------|--|-------------------------------|
|  | Wasser     |  | Kies und Hängeschutt            |  | Wettersteinkalk und Dolomit   |
|  | Seeschlamm |  | Grundmoräne                     |  | Muschel- und Gutensteinerkalk |
|  | Humus      |  | Sand, Schotter d. Innauffüllung |  | Rauhacke                      |



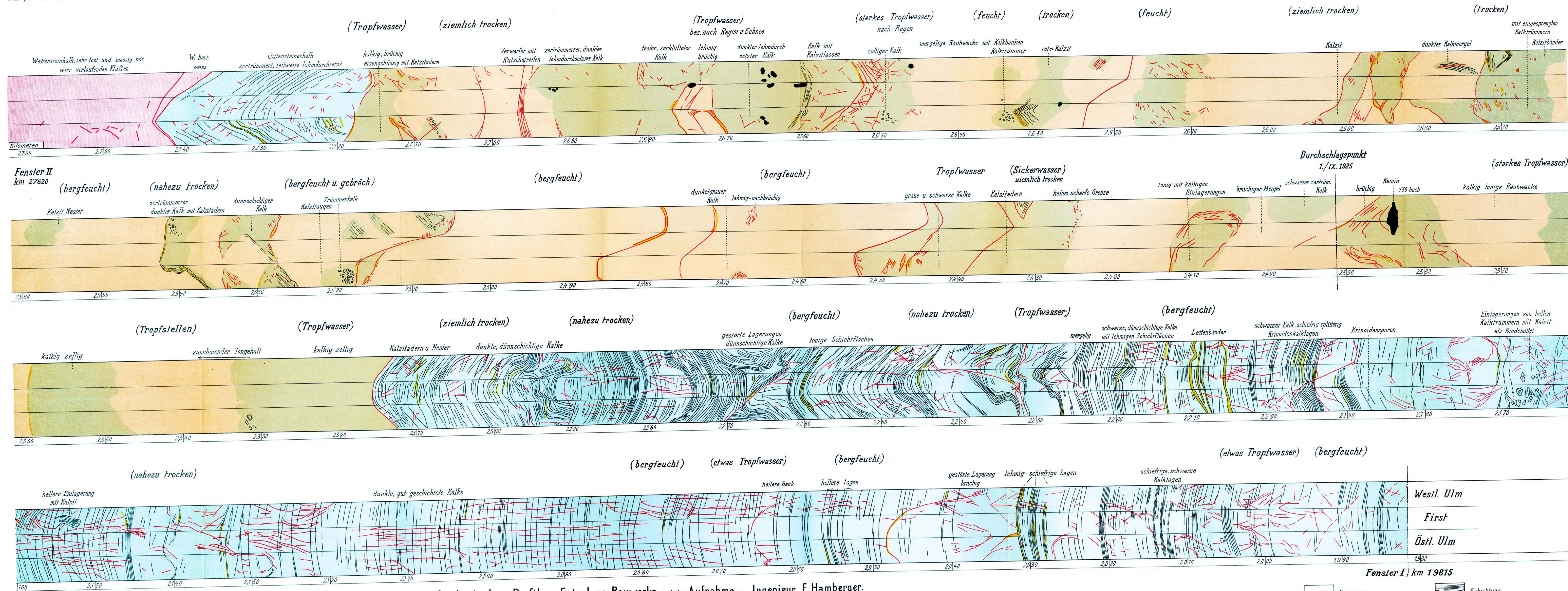
Stationierung in m: 0 500 1000 1500 2000 2500 3000 3500 4000 4500 5000



### Geologisches Detailprofil des Hauptstollens zwischen Fenster I u. II nach der Aufnahme von Bergingenieur E. Hammerle.

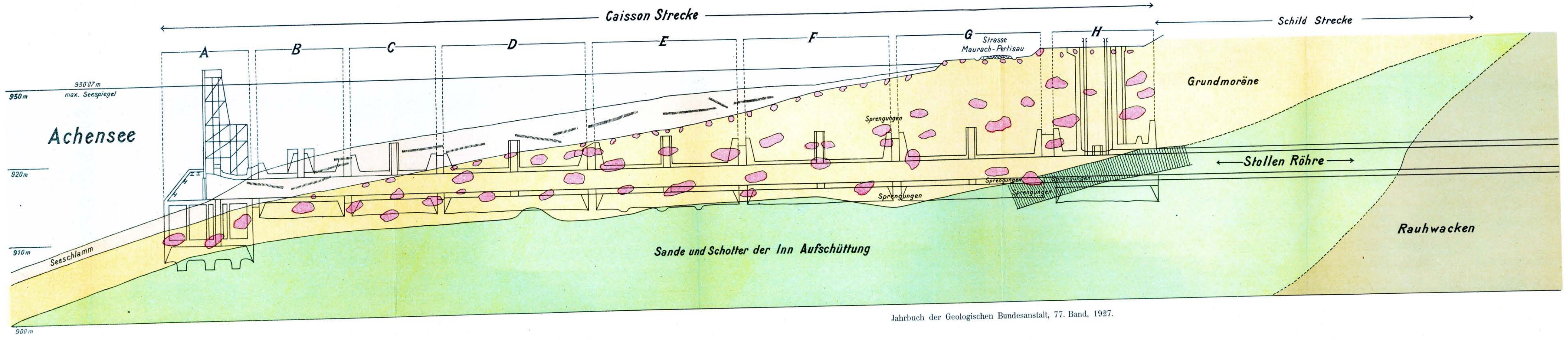
1 : 200

O. Amptferer: Achenseewerk.



### Geologisches Profil des Entnahme Bauwerks nach der Aufnahme von Ingenieur E. Hamberger.

1 : 300



- |  |  |  |                  |
|--|--|--|------------------|
|  | Seewasser                              |  | Schichtung       |
|  | Seeschlamm mit Baumstämmen             |  | Bewegungsflächen |
|  | Grundmoräne mit Blöcken                |  | Harnische        |
|  | Sande u. Schotter der Inn aufschüttung |  | Lettenklüfte     |
|  | Verklüftete Sande u. Schotter          |  | Kamine           |
|  | Wettersteinkalk                        |  |                  |
|  | Muschelkalk                            |  |                  |
|  | Gutensteinerkalk                       |  |                  |
|  | kalkreiche Rauhwacke                   |  |                  |
|  | mergelige Rauhwacke                    |  |                  |
- A-H Bezeichnung für die einzelnen Caisson. Caisson A, B u. C wurden von einer Schwimmbatterie, D, E, F von einem Gerüst, G u. H vom festen Boden aus abgesetzt.





Kunstverlag A. Stockhammer — Hall — Tirol.



# Neue Beiträge zur Kenntnis der Eozänfauna des Krappfeldes in Kärnten.

Von Dr. Adalbert Liebus (Prag).

Mit 4 Textfiguren und 3 Tafeln.

Gedruckt mit Unterstützung der Deutschen Gesellschaft der Wissenschaften  
und Künste für die Tschechoslowakische Republik.

## Einleitung.

Der erste, der das eozäne Alter der Ablagerungen von Guttaring in Kärnten erkannte, war Hauer (Haidingers Berichte 1847, I. Bd. und Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, VI. Bd.). Die Kreideschichten mit Hippuriten wurden zum ersten Male von Rosthorn und Canaval

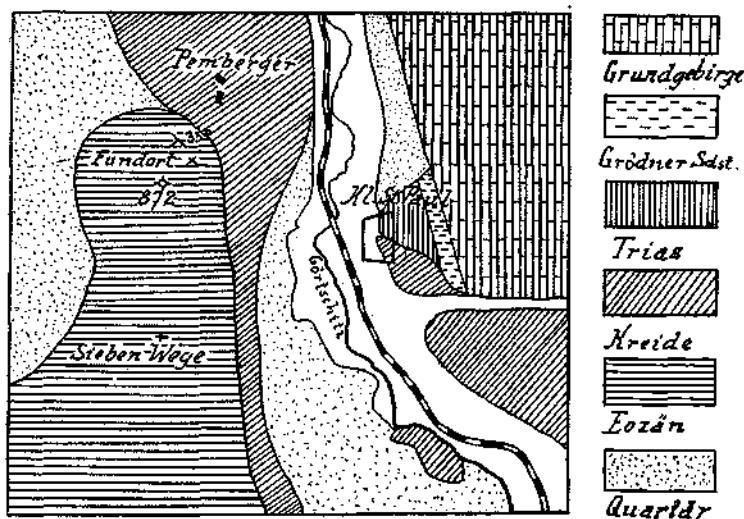


Fig. 1.

(Jahrbuch des Naturhistorischen Landesmuseums in Kärnten, 2 Jahrgang 1853) namhaft gemacht und etwas später von Lippold (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt VI 1855) diese Beobachtungen bestätigt. Eine Monographie des Eozäns dieses Gebietes verdanken wir Penecke (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien, XC. 1884.) Nach diesen Untersuchungen bilden die Unterlage des Eozäns Kreideablagerungen, die der Hauptmasse nach von einem gelblichweißen,

dünnschichtigen, ebenflächigen Inoceramenmergel gebildet werden, an den sich stellenweise petrographisch eng ein Mergelkalk anschließt, während die übrigen Bestandteile der Kreide nur als Lagen und Bänke im Inoceramenmergel auftreten. Es sind dies grobe Sandsteinbänke und der Hippuritenkalk. Die Eozänbildungen überlagern die Kreide, greifen im N stellenweise auf die paläozoischen Schiefer über. Sie stellen im ganzen Gebiete Erosionsreste vor, nur am Sonnberg und am Kleinkogel—Dobranbergzuge tritt die ganze Schichtenfolge auf. Dieser letztere Ort kommt für die vorliegende Untersuchung in Betracht, da die Proben und Fossilien, die mir zur Verfügung standen, die Bezeichnung „südlich Pemberger“ trugen. Die vollständige Reihe der Ablagerungen gibt Penecke folgendermaßen an:

1. Rote Liegendtone, fluvial mit konglomerierten Schotterbänken,
2. Modiolamergel, bläulichschwarz durch Aufnahme von Schwefelkies, mit meist verquetschten Mollusken, die schlecht erhalten sind,
3. Flötzmasse, stark verbrochene und verdrückte Glanzkohlenflötze von geringer Mächtigkeit (einige *cm* bis 1 *m*) mit Brandschiefer,
4. Gastropodenmergel mit gut erhaltenen Fossilien,
5. Nummulitenmergel mit einer reichen Nummulitenfauna,
6. Nummulitenkalk, der allmählich aus dem Mergel durch Einschaltung von Kalkbänken hervorgeht, weiß oder gelblichweiß. Besonders stark entwickelt in dem Dobran—Kleinkogelzuge, hier neben Nummuliten auch Echiniden und Mollusken,
7. Variolariussandstein, wenig mächtiger, gelber Sand, der feste Bänke eines blauroten (zersetzt gelben) Sandsteines umschließt, der dicht erfüllt ist mit kleinen Nummuliten.

In dem für unsere Untersuchungen in Betracht kommenden Gebiete des Kleinkogel—Dobranbergzuges fehlen die Glieder 1 bis 3 und werden durch einen blauen, mergeligen Tegel ersetzt, der dem Gastropodenmergel faunistisch sehr ähnlich ist. Außerdem schaltet sich am Nordende des Zuges, am Abhange gegen Pemberger in den Nummulitenmergel ein Sand ein, der gut erhaltene Echiniden führt. Der Nummulitenkalk ist hier mächtig, das Glied 7 fehlt an dieser Stelle. Nach dieser Analyse der vorhandenen Profile gliedert Penecke das Eozän des Krappfeldes folgendermaßen:

Sonnberg, Muldenflügel		Dobranberg	Horizont
nördlicher	südlicher	Kleinkogelzug	
Nummulitenkalk	Variolariussandstein	Nummulitenkalk	oberer
	Nummulitenkalk		rein
Nummulitenmergel	Nummulitenmergel	Echinidensand	mariner
	Gastropodenmergel	Nummulitenmergel	
Liegendlehm	Flötzmasse	Gastropodenmergel	unterer teilweise brackischer
	Modiolamergel		
	Liegendlehm		

Im südlich gelegenen Teile, im Dobran—Kleinkogelzuge, fehlen die Nummuliten im Gastropodenmergel, kleine Kohlenschmitzen, die sich in den unteren Partien finden, weisen auf den Einfluß der nahen Küste mit den Süßwässern hin. Erst im oberen Horizont ist der Charakter der Schichten rein marin. Penecke stellt das Eozän des Krappfeldes dem Horizonte von Roncà gleich und sieht in ihm Ablagerungen einer der nördlichsten Buchten des Roncà-Meereres. Danach wäre das Alter desselben alteozän.

Im Jahre 1901 erschien die Arbeit von P. Oppenheim: Über einige alttertiäre Faunen der Österreichisch-ungarischen Monarchie (Beiträge zur Paläontologie und Geologie von Österreich-Ungarn, 1901, XII. Bd.). Oppenheim stimmt im allgemeinen damit überein, daß die Vorkommnisse mit denen in Venetien vergleichbar sind, aber seiner Ansicht nach liegt in diesen Ablagerungen mehr vor und die Basis ist sicherlich weiter herab-, die Spitze weiter hinaufzuverlegen.

Prever P. L. und Rzehak A.: Über einige Nummuliten und Orbitoiden von österreichischen Fundorten (Verhandlungen des naturforsch. Vereines Brünn XLII. 1903/1904) ist eine Bearbeitung von Nummulitenfaunen, die von Rzehak gesammelt, Prever zur Bestimmung übergeben wurden. Unter anderen sind auch solche von Guttaring dabei. Prever, hält nach den Nummuliten zu schließen, die Schichtengruppe für etwas älter als die von Roncà. Die Schichten, aus denen die von Penecke beschriebene Nummulitenfauna stammt, wäre als Lutetien zu bezeichnen, die wahrscheinlich aus dem Variolariussandstein oder aus einer unmittelbar darüber liegenden Schichte stammenden Nummuliten, die Rzehak gesammelt hatte, sprächen für ein Alter, das dem Bartonien entsprechen würde.

Redlich kartierte dieses Gebiet im Jahre 1905 geologisch. (Die Geologie des Gurk- und Görtzschitztales. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Bd. LV.) und erwähnt eine Anzahl von Eozänfossilien übersichtlich, die von Penecke und Oppenheim bestimmt wurden. Er spricht davon, daß das jüngere Eozänmeer über ältere Ablagerungen transgredierte. Bezüglich des Alters schließt er sich Oppenheim an, daß wir es hier mit den oberen Horizonten des Untereozäns und einem Teile des Mitteleozäns zu tun haben.

Trauth vergleicht (Denkschriften der Akademie der Wissenschaften Wien, Bd. 95, 1918) das Eozän des Krappfeldes mit dem von ihm untersuchten Eozän von Radstadt, Kirchberg am Wechsel und Wimpassing am Leithagebirge mit folgenden Worten: „Soweit eine lithologische und faunistische Verwandtschaft zwischen den Mitteleozänvorkommen von Radstadt, Kirchberg und Wimpassing mit jenem des Krappfeldes in Kärnten besteht, läßt sie sich durch deren offenbar recht ähnliche Ablagerungsbedingungen — in flachen, in die alpinen Inseln von dem sie umgebenden Lutetienmeere eindringende Buchten — und ihre Gleichaltrigkeit hinlänglich erklären. Eine direkte Meeresverbindung zwischen denselben ist nach unserer Meinung kaum anzunehmen.“

Herr Franz Kahler aus Klagenfurt, der mir das Material zu der folgenden Untersuchung, nämlich Stücke eines grauen Tones mit

Bivalven und Gastropoden, sowie die bereits geschlammten und gesiebten Proben einsandte, schreibt mir über den Fundort folgendes:

„Unter den weithin sichtbaren Abbrüchen der Nummulitenkalke haben mehrere Schurfstellen ein Kohlenflöz angetroffen und etwa bis zur Hälfte der Wegstrecke von den ‚sieben Wegen‘ zum Gehöft Pumberger verfolgt; dann bieten erst knapp südlich des genannten Gehöftes zwei größere Aufschlüsse, die jedoch den Horizont der Kohle nicht zu treffen scheinen, ein deutliches Bild. Von der Höhe wenige Schritte nördlich Kote 872 gelangt man, wenn man gegen O absteigt, aus den Nummulitenkalken in Nummulitenmergelkalke, die den Nummulitenmergel Peneckes (typisch bei den sieben Wegen) vertreten dürften, dann folgen, von schmalen Tonbändern begleitet, a) ein Kohlenschmitz, b) blaugraue, tonfreie Quarzsande von kleinerem Korn (zirka 80 cm mächtig), c) dann öckergelbe Quarzsande mit zunehmendem Tongehalt und schließlich d) graublau, gröbere, recht tonige Quarzsande von mindestens 3 m Mächtigkeit. Nun fehlen auf einer Strecke von etwa 50 m tiefergehende Aufschlüsse; kleinere Rutschungen zeigen kleine Kohlenstreifen mit dunklen Tönen und etwas tiefer einen dunklen Ton mit vielen, völlig unkenntlichen Versteinerungsresten, doch befinden sich all diese Gesteine nicht mehr auf primärer Lagerstätte. Dann folgt auf einige durch Vegetation bedeckte Meter der zweite (größere) Aufschluß, der einen gelblichgrauen (foraminiferenhaltigen) und nach etwa 1½ m einen blaugrauen, feinen, recht plastischen (foraminiferenreichen) anstehenden Ton in mindestens 2½ m (so wie alle vorher genannten Schichten mit einem Fallen von etwa 35° nach SW zeigte.<sup>1)</sup> Heute ist der Aufschluß durch eine Rutschung im Hangenden wieder unzugänglich. Das Liegende des blaugrauen Tones ist derzeit noch unbekannt (weiter tiefer folgen die Mergelkalké der Oberkreide). Bei Beginn des Abbaues dieser Tone fanden sich im Abraume zwei kleinere Blöcke eines tonigen Sandsteines, die eine Fauna des Gastropodenmergels, Peneckes lieferten. Die ursprüngliche Lagerstätte dieses Gesteines dürfte in dem Raume zwischen den beiden großen Aufschlüssen gelegen sein und kann im Hangenden des wahrscheinlich hier durchstreichenden Kohlenflözes vermutet werden“.

Wenn wir auch diese letzte Angabe außerachtlassen, so weisen die Beschreibungen der Aufschlüsse darauf hin, daß wir es mit einem Schichtgliede der ganzen Reihe zu tun haben, das als Liegendes der Nummulitenmergel Peneckes dem unteren Horizonte der ganzen Eozänfolge, also hier in diesem Gebiete dem Äquivalent der Gastropodenmergel zuzuzählen ist. Nach dem oben Gesagten würden diese Schichten mindestens dem unteren Lutetien entsprechen. Die Fossilien, die mir vorlagen, sind: Mollusken (Gastropoden, Scaphopoden und Bivalven), Seeigelstacheln, Ostracoden, Fischotolithen und in großer Menge Foraminiferen. Es ist dies das erstemal, daß eine Mikrofauna aus diesen Ablagerungen bearbeitet wird.

<sup>1)</sup> In den kurzen Angaben der eingesendeten Schlammproben ist der liegende Ton als grauer, der hangende als brauner Ton bezeichnet. Aus dem grauen Tone allein stammen die Bivalven, Gastropoden und Seeigelstacheln.

An dieser Stelle sei es mir gestattet, in erster Linie meinen herzlichsten Dank der naturwissenschaftlich-medizinischen Abteilung der Deutschen Gesellschaft der Wissenschaften und Künste für die Tschechoslowakische Republik auszusprechen, durch deren so reiche materielle Unterstützung die Drucklegung der vorliegenden Arbeit ermöglicht wurde. Gleichzeitig danke ich auch der Redaktion des Jahrbuches der Geologischen Bundesanstalt in Wien für die rasche und sorgfältige Durchführung der Drucklegung und nicht minder Herrn Fr. Kahler für die reichlichen Aufsammlungen und die Präparierung des Untersuchungsmateriales.

## I. Foraminiferen.

Die zahlreichst vertretene Fossilengruppe in den untersuchten Proben sind die Foraminiferen, sie sollen daher zuerst zur Besprechung gelangen. In den grauen Tönen sind sie bedeutend zahlreicher, als in den hangenden, braunen. Sämtliche Formen sind gut erhalten, vielfach glatte Schalenexemplare, deren Inneres noch den ursprünglichen Hohlraum unausgefüllt zeigt. Da mit Ausnahme der Nummuliten aus diesen Ablagerungen Foraminiferen zum ersten Male zur Bearbeitung gelangen, halte ich es für notwendig, diese Fossilgruppe ausführlicher zu besprechen und die Textworte durch zahlreichere Abbildungen zu illustrieren.

Zur Frage der Identifizierung der einzelnen Foraminiferenarten möge folgendes bemerkt werden: *Textularia (Plecanium) foeda* Karr. schließt sich ungezwungen an den weiten Formenkreis der *Textularia aspera* Brady an, zu *Spiroplecta annectens* Jon. u. Park. gehört auch *Spir. spectabilis* Grzyb. aus dem karpathischen Alttertiär, bezüglich des Auftretens gewisser hierhergehöriger Formen in der Kreideformation wäre zu bemerken, daß die Form, die Egger als *Spiroplecta concava* Karr. aus dieser Formation namhaft macht (Abhandlungen der Bayrischen Akademie der Wissenschaften XX., 1899, S. 27, Taf. II, Fig. 43, 44), mit dieser sicher nichts zu tun hat, ebensowenig stimmt *Gaudryina pupoides* d'Orb. bei Egger mit der Originalform überein.

*Gaudryina Reussi* Hantk. aus dem ungarischen Alttertiär schließt sich eng an den Formenkreis der *Gaudr. oxycona* Rss. an (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien XL, S. 229, Taf. II, Fig. 3) und manche als *Textularia trochus* bezeichnete Form geht sicherlich bei genauerer Untersuchung ihres Anfangsteiles auf diesen Formenkreis zurück. Als *Lagena apiculata* Rss. mußten nach unserer gegenwärtigen Nomenklatur auch die stark kugelig aufgetriebenen Stücke bezeichnet werden, die in Hinsicht auf die vorliegende Fauna sehr wohl als Anfangskammern von *Nodosaria soluta* angesehen werden können, ebenso wie die etwas stärker gewölbten *Nodosaria simplex* Silv. eigentlich zweikammerige Exemplare von *Nodos. soluta* sein können. *Nodosaria obscura* Rss., *Nodos. prismatica* Rss. und *Nodosaria bacillum* Defr., var. *minor* Hantk. sind nicht leicht auseinanderzuhalten, sie weisen auf den Formenkreis der *Nodos. raphanus* Linn. hin. Einzelne von ihnen zeigen die Tendenz, die Mündung mit einer Randwulst zu versehen, so daß diese etwas röhrig ausgezogen ist. Diese Formen würden

dann auf *Sagrina raphanus* Park. u. Jon. als Ausgangsform hindeuten, so daß wohl hier mindestens zwei Reihen in ihren Endformen konvergieren. Der *Nodosaria ambigua* Neug. entspricht auch die *Nod. brevis* d'Orb. (1826!), *Nodos. exilis* Neug., *Nod. longiscata* d'Orb. und *Nod. arundinea* Schwag. sind schwer gegeneinander abzugrenzen, sie werden in der Arbeit unter dem Namen *Nod. longiscata* d'Orb. angeführt. *Nodosaria monile* steht der eozänen *Nod. annulifera* Gümb. sehr nahe. In den Formenkreis der *Nod. Roemeri* wurden auch Formen einbezogen wie *Nod. nuda* Rss., *Nod. budensis* Hantk. und *Nod. divergens* Perner, zu *Nodos. abnormis* Rss. gehört auch *Nod. hamulifera* Rss., *Marginulina ampla* Karr. (Abhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, IX, S. 382 f, Taf. XVIb, Fig. 36) stellt eine Fortentwicklung des *M. glabra*-Typus vor, bei dem auf verhältnismäßig schmale Anfangskammern enorm stark aufgetriebene Endkammern vom Typus *Marg. bullata* Rss. oder *subbullata* Hantk. folgen. Das äußerste Extrem entspräche dann etwa der *Marg. pachygaster* Gümb. (Abhandlungen der Bayrischen Akademie der Wissenschaften, 1868, X, S. 632, Taf. I, Fig. 60), deren zwei Endkammern auch noch das Gehäuse geradlinig verlängern. Dieses Extrem erreichen die vorliegenden Stücke zwar nicht, sie kommen in vielen Beziehungen denjenigen Formen nahe, die von Reuss als Jugendformen der *Marg. elongata* d'Orb. angesehen werden (Versteinerungen der böhmischen Kreideforaminiferen, II, S. 107, Taf. XXIV, Fig. 31—35), obwohl es kaum möglich ist, sich vorzustellen, wie aus derartigen, bauchigen Formen jene schlanken Exemplare hervorgehen sollten, die als *Marg. elongata* d'Orb. bekannt sind. *Marg. elongata* d'Orb. ist wieder ihrerseits sehr schwer gegen *Marg. splendens* Hantk. abzugrenzen, so daß es besser ist, die beiden unter dem ersten Namen als dem älteren zu vereinigen. Zu dieser Formenreihe würden dann auch noch *Marg. modesta* Rss. aus der Westfälischen Kreide (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, XL, 1860, S. 207, Taf. VII, Fig. 5) und *Marg. carinata* Neug. bei Egger (Abhandlungen der Bayrischen Akademie der Wissenschaften, XXI, 1899, S. 95, Taf. X, Fig. 24—27) anzuschließen sein, welche letztere mit den Originalformen bei Neugeboren nichts zu tun hat. *Cristellaria triangularis* d'Orb., *Crist. sinus* Karr. (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1870, S. 100, Taf. II, Fig. 9) und *Crist. navicula* d'Orb. sind untereinander nahe verwandt, dieser Typus führt dann durch Streckung des Gehäuses, wobei die jüngsten Kammern etwas aus der Spirale sich in die Richtung der Gehäuseachse stellen, zu *Crist. italica* Defr. sp. hinüber. Die wenigen Exemplare von *Flabellina rugosa* d'Orb., die aus dem braunen Tone untersucht wurden, zeigen am Mündungsende jeder Kammer drei kurze Rippen, die bei den Stücken aus dem liegenden, grauen Tone bei verhältnismäßig zahlreichem Vorkommen nicht nachgewiesen werden konnten. Diese kurzen Rippen haben die Anordnung wie die zahlreichen Leisten bei *Flabellina reticulata* Rss., die aber bei dieser Form als kurze Radialrippen die gesamte Breitseite jeder Kammer bedecken. Die *Bolivina punctata* d'Orb. wurde mit *Bol. elongata* Hantk. vereinigt. In den Formenkreis der *Bulimina pupoides* d'Orb. kann auch ganz ungezwungen *Bul. Murchisoniana* d'Orb. und *Bul. laevis* Betsel

(Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt 1891, S. 66, Taf. XII, Fig. 42, 43) einbezogen werden. *Sagrina aspera* Marss. und *Uvigerina gracilis* Rss. gehen allmählig ineinander über. An die sehr variable *Truncatulina Haidingeri* d'Orb. schließt sich *Tr. gracilis* Marss. eng an. *Discorbina elegans* Hantk. ist nur im braunen Ton gefunden worden, Hantken gibt als Kennzeichen seiner Form unter anderem das Auftreten einer Vertiefung auf der Umbilicarseite an, seine Abbildung (Mitteilungen aus dem Jahrbuch der Ungarischen Geologischen Anstalt 1875, IV, Taf. XV, Fig. 7) zeigt aber, wie unsere vorliegenden Stücke, dieses Merkmal nicht. Bei der großen Variabilität der Foraminiferen wurden die Grenzen für die Formenkreise der einzelnen Arten möglichst weit gelegt, so daß unter den 190 nachgewiesenen Formen nur acht als neu bezeichnet wurden.

Für eine fazielle Bewertung würde die starke Vertretung der Planktonformen *Globigerina*, *Pseudotextularia* und *Pullenia* an und für sich nicht ausschlaggebend sein, da solche Formen durch Strömungen und Wellenschlag überallhin vertragen werden und in alle Ablagerungen hineingeraten können, der Umstand, daß agglutinierte, benthonische Formen in größerer Menge und Artenzahl die zweite Komponente der Fauna bilden, würde für sich für eine größere Tiefe sprechen. Dieser Tatsache stehen die eigentlichen Seichtwasser- und Strandtypen, die imperforaten Arten und die zahlreichen Polymorphinen gegenüber, die, wenn auch nicht in so großer Zahl wie die agglutinierten Formen auftreten, das Gesamtbild der Faunenzusammensetzung doch so weit beeinflussen, daß ein Schluß auf allzugroße Ablagerungstiefen nicht gerechtfertigt erscheint, sondern daß wir in den Ablagerungen Absätze mäßiger Tiefe in einem etwas abgeschlossenen, ruhigen Gewässer zu erblicken haben.

Durch den Vergleich der einzelnen Formen beider Horizonte, des liegenden grauen und des hangenden braunen Tones konnte festgestellt werden, daß im ersteren die grobaggutinierten Formen gegenüber ihrer Anzahl im letzteren überwiegen, während der braune Ton von agglutinierten Typen nur die Genera *Spiroplecta*, *Gaudryina*, *Clavulina* und *Bigenerina* in größerer Menge enthält. Aber auch in bezug auf die Seichtwassertypen, die imperforaten Milioliden, sowie *Nubecularia* und *Cornuspira* ist ein Überwiegen nicht nur der Arten, sondern auch der Individuen im grauen Ton gegenüber dem braunen nachweisbar. Der Unterschied der beiden Stufen äußert sich aber auch deutlich durch das zahlreiche Vorkommen der Frondicularien im grauen Tone, wodurch dieser den kretazischen Faunen sehr ähnlich wird, jedenfalls ähnlicher als der braune Ton. Auch die Marginulinen sind stärker vertreten als im braunen Ton. Die Buliminien sind den Arten und den Individuen nach im liegenden grauen Ton zahlreicher als im hangenden braunen Ton, auffallend ist aber auch, daß die Seichtwasserformen, wie sie die Polymorphinen darstellen, im Verhältnis im grauen Ton zahlreicher sind als im braunen, wobei auch der Individuenreichtum auf der Seite des grauen Tones liegt. Bei den planktonischen Formen verschiebt das das Verhältnis etwas in der Weise, daß die grauen Tone an Globigerinen mehr Arten enthalten

als die braunen, daß aber diese reicher sind an Pseudotextularienarten, individuenreicher sind sicherlich die grauen Tone. Im ganzen haben aber beide etwa 55 Arten gemeinsam.

Ein Vergleich der untersuchten Fauna mit der zunächst benachbarten freilich obereozänen Fauna von Oberburg in Steiermark ist schwer durchzuführen, da einmal Reuss ein sehr schlecht erhaltenes Material zur Verfügung stand, aus dem er einen großen Teil unbestimmt beiseitelegen mußte, außerdem besteht, abgesehen vom Alter, nach der Zusammensetzung der Fauna zu schließen, ein großer fazieller Unterschied zwischen beiden, da die Oberburger Foraminiferenfauna nach der Mehrzahl der Formen eine ausgesprochene Seichtwasserfauna ist, die nur wenige agglutinierte Arten enthält, von denen *Verneuillina oberburgensis* mit der *V. Münsteri* sicherlich nahe verwandt ist.

Der Vergleich mit der mittelleozänen Fauna von Dalmatien fällt schon etwas günstiger aus, eine Tatsache, die wohl darauf zurückzuführen ist, daß hier beiderseits ziemlich reichhaltige Faunen vorliegen. Es konnte die Identität von etwa 44 Arten festgestellt werden.

Der Vergleich mit der Faunenliste Rzehaks aus den alttertiären Ablagerungen von Bruderndorf in Niederösterreich (Annalen des Naturhistorischen Hofmuseums, VI. 1891) leidet an der einen Hauptschwierigkeit, daß dort eine Anzahl von Formen als neue Arten angeführt werden, aber ohne genügende Beschreibung und ohne Abbildung. Infolgedessen ist eine Identifizierung undurchführbar. Von den dort angeführten Arten sind später einige von Grzybowski und Rzehak näher beschrieben und abgebildet worden, aber ein großer Teil blieb auch weiter näher unbestimmt, so daß diese für weitere Arbeiten ganz wertlos geblieben sind und wir höchstens nur Vermutungen aussprechen können. Bei einer ganz oberflächlichen und einseitigen Schätzung erhalten wir sicher über 40 identische Arten.

Die nicht sehr weit davon liegende Lokalität Leitzersdorf lieferte eine ziemlich reiche Foraminiferenfauna, die sich besonders durch die zahlreichen Frondicularien auszeichnet. Sie wurde von Karrer als kretazisch angesehen und viele von den dort angeführten Arten kommen auch in der vorliegenden Fauna vor, die meisten identischen Formen beziehen sich auf solche, die von Karrer als an dieser Lokalität herrschend bezeichnet werden. Von den in der Tabelle angeführten 41 Arten dürften etwa 16 auch unserer Fauna eigen sein. Der nähere Vergleich mit den galizischen Foraminiferenfaunen Grzybowski ist deswegen schwer durchzuführen, weil die beiden Fazies verschieden sind, da die Schichten, aus denen Grzybowski seine Fauna namhaft macht, meist Ablagerungen aus bedeutend größeren Tiefen darstellen, so daß die agglutinierten Formen bei weitem das Übergewicht erhalten. Die Beziehungen zur eozänen Fauna von Bayern scheinen gering zu sein, da in der letzteren ein großer Teil der in unseren Ablagerungen vorkommenden Gattungen vollständig fehlt: *Dimorphina*, *Ellipsodimorphina*, *Fronicularia*, *Flabellina* und umgekehrt in unserer Fauna die Gattungen *Operculina*, *Alveolina*, *Orbitoides* gar nicht vertreten sind. Die Foraminiferenfauna des Eozäns von Paris ist ja sehr reich an Arten und Individuen, sie ist



durch die spärliche Ausbildung der Nodosarien gegenüber der reichen Entfaltung dieser Gattung in den vorliegenden Proben gekennzeichnet, weiter erweist sie sich durch das starke Überhandnehmen von *Poly-stomella*, *Peneroplis*, *Dentritina*, *Spirolina*, *Nubecularia*, das zahlreiche Vorkommen von *Polymorphina*, *Globulina* und *Guttulina* sowie der vielen imperforaten Miliolinen im weiteren Sinne als eine vorwiegende Flachseefauna, ist also mit der vorliegenden schwer direkt zu vergleichen. Die Eozänfauna von Ägypten enthält auch zahlreiche imperforate Typen (*Spiriloculina*, *Miliolina*, *Fabularia*, *Orbitulites*, *Alveolina*), für die unsere Fauna keine Analoga bieten kann. In der übrigen Fauna gibt es ja identische und nahe verwandte Formen, dagegen besteht ein großer Teil der Fauna aus Operculinen, Heterosteginen, Orbitoiden, im Verein mit denen kennzeichnen auch die vielen Discorbinen und das Auftreten von *Lithothamnium* jene Ablagerungen als Seichtwasserbildungen.

Auffallend ist die große Ähnlichkeit der vorliegenden Fauna mit den bereits bekannten Faunen verschiedener Kreideablagerungen. Es kommen im ganzen 113 Arten auch in der Kreideformation vor. Bei einem Vergleiche mit der Fauna des am hesten und vollständigst bearbeiteten Gebietes, der bayrischen Kreide, ergibt sich eine Identität von nicht weniger als über 70 Arten. Man könnte infolgedessen vermuten, daß vielleicht diese Fossilien sich nicht auf primärer Lagerstätte befinden, daß etwa die liegenden Kreideschichten durch das Eozänmeer aufgearbeitet wurden, so daß eine bereits fossile Fauna auf diese Weise in eozäne Schichten hineingelangt wäre. In diesem Falle müßten die Fossilien deutliche Spuren einer starken Abrollung zeigen. Diesem Argumente gegenüber wäre aber zu betonen, daß die meisten der gefundenen Exemplare, auch diejenigen, die zerbrochen sind, eine intakte Oberfläche aufweisen, die meisten sind Schalenexemplare, an denen die feinsten Skulpturen, Randsäume und Rippen unversehrt erhalten sind. Der gesamte Erhaltungszustand der einzelnen Exemplare ist so gut, wie man ihn sonst nur bei jungtertiären Foraminiferen findet. Um aber auch noch ein Bild über das Verhältnis der Fauna zu der der liegenden Kreideschichte zu gewinnen, wurde getrachtet, Proben kreidischen Materiales zu untersuchen. Die meisten der direkt im Liegenden der untersuchten Tone befindlichen Kreideschichten erwiesen sich als unschlammbar, nur an einer Stelle, an der Straße von Guttaring nach Silberegg, knapp vor der Ortschaft, fand auf meine Anregung hin Herr Kahler in einem Steinbruche eine Schichte von schlammbarem Mergel. Die Schichtenreihe in dem Steinbruche ist folgende:

- 3 m rötliche, dichte Kalke,
- 4 m mächtige, mergelige Kalke, teilweise zersetzt, mehrere Meter (Orbitoiden?) - Kalk,
- eine  $\frac{1}{2}$  m mächtige Lage von Mergelkalk mit Schieferfetzen, rötlich, gegen das Hangende feinkörnig,
- mehrere Meter dicke gebankte Kalke,
- in deren Liegendem zirka 20 cm mächtige Kalkbänke, mit weichen Mergelzwischenlagen.

Diese letzteren erwiesen sich als schlammbar. Die Schlammproben enthielten eine spärliche, schlecht erhaltene Foraminiferenfauna. Es konnten dennoch bestimmt werden:

Bruchstücke einer agglutinierten Form aus der Verwandtschaft der *Hyperammina arborescens* Norm., die häufigste Form ist *Gaudryina trochus* d'Orb sp., Bruchstücke von *Haplostiche dentalinoides* Rss. und von agglutinierten Arten noch eine *Bigenerina*, deren biserialer Anfangsteil gegenüber dem uniserialen Endteil sehr schmal ist. In der Länge des Gehäuses überwiegt der letztere. Als Ausgangstypus muß eine Form vorausgesetzt werden, die in die Verwandtschaft der rezenten *Textularia candeiana* d'Orb. eingereiht werden müßte. *Bigenerina digitata* kann nicht herangezogen werden, weil diese wie auch *Bigenerina fallax* Rzeh. ein drehrundes Gehäuse hat, *Bigenerina nodosaria* fällt aus dem Vergleiche heraus, weil bei ihr der Anfangsteil breiter ist als der Endteil, im schmalen Anfangsteil ähnelt sie etwas der *Bigenerina Rzehaki* Lieb. aus dem subbeskidischen Alttertiär (Lotos Bd. 69, 1921, S. 51, Fig. 1). Beissel erwähnt aber eine Form aus der Aachener Kreide (Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt, 1891, N. F., Heft 3, S. 70, Taf. XIII, Fig. 38, 39), die freilich auf den ersten Blick keiner *Bigenerina* gleicht. Die uniserialen Kammern, die auch hier bedeutend überwiegen, sind nicht streng genommen nach dem *Nodosariatypus* angeordnet, sondern deren Kammernähte verlaufen abwechselnd nach rechts und links schief, wie es bei *Clavulinen* zu sehen ist, bevor der eigentliche uniserialer Bau deutlich erscheint. Wenn auch unsere vorliegenden Stücke im uniserialen Teile regelrechte horizontale Nähte aufweisen, so ist doch der fast plötzliche Übergang der beiden Auftypen, was die Breite anbelangt, so charakteristisch, daß ich diese Form, von der nur drei Exemplare gefunden wurden, vorläufig bei dieser Art Beissels unterbringen möchte. Von kalkigen, perforaten Foraminiferen fanden sich *Globigerina aspera* Ehrbg. und *Truncatulina complanata* Rss. Diese freilich sehr spärliche Kreidefauna hat, wie wir sehen, keine Ähnlichkeit mit der reichlichen Eozänfauna.

Wenn, wie oben gesagt wurde, die bearbeitete Foraminiferenfauna der Eozänablagerungen so viele Kreidetypen enthält, so dürfen wir andererseits die Tatsache nicht außeracht lassen, daß neben diesen Formen doch auch charakteristische Foraminiferenarten auftreten, die bisher nur in tertiären Ablagerungen gefunden wurden (z. B. *Glomospira gordialis* Park u. Jon., *Vaginulina Bruckenthalii* Neug., *Clavulina Szabóii* Hantk. usw.), so daß die vorliegende Fauna in Wirklichkeit ein Gemisch von noch persistierenden Kreidetypen mit bereits auftretenden tertiären Formen darstellt.

Die obenerwähnte Fauna der Ablagerungen von Leitersdorf bei Stockerau in Niederösterreich wurde wegen der zahlreichen kretazischen Arten von Karrer (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1870) als ein Kreidevorkommen beschrieben. Rzehak untersuchte später (Annalen des Naturhistorischen Hofmuseums, VI, 1891) die Foraminiferen der alttertiären Ablagerungen von Bruderndorf in Niederösterreich und kam zu der Überzeugung, daß sich viele Formen an kretazische Typen anschließen und sogar mit solchen identisch sind. Er

verweist auch in seiner Arbeit auf das Vorkommen von Leitersdorf, das in der Streichrichtung der Bruderndorfer Alttertiärschichten liegt, und kommt zu dem Schlusse, daß beide Ablagerungen zusammengehören dürften. Im Bruderndorfer Tertiär sind auch Nummuliten beobachtet worden. Dieses Vorkommen wäre also ein solcher Fall, der beweisen würde, daß die kretazische Fauna auch noch im Alttertiär fortlebte, dabei sich aber ganz eigenartig entwickelte.

Um einen genauen Vergleich der in den beiden Horizonten gefundenen Foraminiferen untereinander durchführen zu können, soll die nachfolgende Tabelle eingeschaltet werden, die auch in der Endrubrik diejenigen Formen enthält, die aus Kreideablagerungen bekannt geworden sind.

### Tabellarische Übersicht der gefundenen Foraminiferenarten.

	grauer Ton	brauner Ton	Kreide
1. <i>Dendrophrya robusta</i> Grzyb. . . . .	+	—	—
2. <i>Rheophax difflugiformis</i> Brady . . . . .	+	—	+
3.     " <i>pilulifera</i> Brady . . . . .	+	—	—
4. aff. <i>Trochammina Carpenteri</i> Grzyb. . . . .	—	+	—
5. aff. <i>Textularia (Plecanium) foeda</i> Karr. . . . .	+	—	—
6. <i>Spiroplecta anceps</i> Rss. . . . .	+	—	+
7.     " <i>sagittula</i> d'Orb. . . . .	+	—	—
8.     " <i>concava</i> Karr. . . . .	+	—	—
9.     " <i>costidorsata</i> Grzyb. . . . .	—	+	—
10.   " <i>articulata</i> Rss. . . . .	—	+	+
11.   " <i>annectens</i> Jon. et. Park . . . . .	—	+	—
12. <i>Verneullina Münsteri</i> Rss. . . . .	+	—	+
13. <i>Gaudryina Reussi</i> Hantk. . . . .	+	+	+
14.     " <i>rugosa</i> d'Orb. . . . .	+	+	+
15.     " <i>trochus</i> d'Orb. . . . .	+	+	+
16.     " <i>pupoides</i> d'Orb. . . . .	+	+	—
17. <i>Gaudryina gramen</i> d'Orb. . . . .	+	—	+
18.     " <i>dalmatina</i> Schub. . . . .	+	—	—
19.     " <i>irregularis</i> Marss. . . . .	+	—	+
20. <i>Tritaxia Szabói</i> Hantk. sp. . . . .	+	—	—
21.     " <i>minuta</i> Marss. . . . .	+	—	+
22.     " <i>tricarinata</i> Rss. . . . .	—	+	+
23. <i>Clavulina Szabói</i> Hantk. . . . .	+	+	—
24.     " <i>Parisiensis</i> d'Orb. . . . .	—	+	+
25. <i>Bigenerina nodosaria</i> d'Orb. . . . .	—	+	—
26. <i>Haplophragmium irregulare</i> Roem. . . . .	+	—	+
27. <i>Reussina trifolium</i> Egger sp. . . . .	—	+	+
28. <i>Glomospira gordialis</i> Jon. u. Park. sp. . . . .	+	—	—

	grauer Ton	brauner Ton	Kreide
29. <i>Miliolina trigonula</i> Lamck. sp. . . . .	+	-	-
30. " <i>ovalis</i> Born. . . . .	+	-	-
31. " <i>badenensis</i> d'Orb. . . . .	+	-	-
32. " <i>oblonga</i> Mont. . . . .	-	+	-
33. <i>Nubecularia tibia</i> Jon. u. Park. . . . .	+	-	+
34. <i>Cornuspira involvens</i> Rss. . . . .	+	+	+
35. <i>Lagena apiculata</i> Rss. . . . .	+	+	+
36. " <i>costata</i> Will. . . . .	+	-	-
37. " <i>striata</i> d'Orb. . . . .	-	+	+
38. " <i>striata</i> d'Orb. var. <i>strevosa</i> Rss.	+	-	-
39. " <i>clavata</i> d'Orb. . . . .	+	-	+
40. " <i>marginata</i> Walk. . . . .	+	+	+
41. " <i>orbignyana</i> Segu. . . . .	+	+	+
42. " <i>substriata</i> Will. . . . .	-	+	?
43. " <i>sulcata</i> Walk u. Jac. . . . .	-	+	?
44. <i>Nodosaria annulata</i> Rss. . . . .	+	+	+
45. " <i>filiformis</i> d'Orb. . . . .	+	-	-
46. " <i>tenuicollis</i> Rss. . . . .	+	+	+
47. " <i>perversa</i> Schwag. . . . .	+	-	-
48. " <i>Roemeri</i> Neug. . . . .	+	+	+
49. " <i>longiscata</i> d'Orb. . . . .	+	+	-
50. " <i>ambigua</i> Neug. . . . .	+	-	-
51. " <i>Zippei</i> Rss. . . . .	+	-	+
52. <i>Nodosaria lateugata</i> Gumb. . . . .	+	-	-
53. " <i>raphanus</i> Linn. . . . .	+	-	+
54. " <i>amphioxys</i> Rss. . . . .	+	+	+
55. " <i>monile</i> Hag. . . . .	+	+	+
56. " <i>longispina</i> Egger . . . . .	+	-	+
57. " <i>conspurcata</i> Rss. . . . .	+	-	-
58. " <i>pyrula</i> d'Orb. . . . .	+	+	-
59. " <i>aculeata</i> d'Orb. . . . .	-	+	+
60. " <i>sceptrum</i> Rss. . . . .	-	+	+
61. " <i>abnormis</i> Rss. . . . .	-	+	-
62. " <i>grandis</i> Rss. . . . .	-	+	-
63. " <i>Ewaldi</i> Rss. . . . .	-	+	-
64. " cf. <i>bambusa</i> Chapm. . . . .	+	-	+
65. " cf. <i>hispidata</i> d'Orb. . . . .	+	+	+ ?
66. <i>Glandulina discreta</i> Rss. . . . .	+	+	-
67. " <i>strobilus</i> Rss. . . . .	+	-	-
68. " <i>caudigera</i> Schwag. . . . .	+	+	-
69. " <i>elongata</i> Rss. . . . .	+	+	+
70. <i>Ellipsoglandulina inaequalis</i> Silv. . . . .	-	+	-
71. <i>Dentalina Adolphina</i> d'Orb. . . . .	+	-	+

		Grauer Ton	Brauner Ton	Kreide
72.	<i>Dentalina soluta</i> Rss. . . . .	+	+	+
73.	” <i>Hoernesii</i> Hantk. . . . .	+	—	+
74.	” <i>fissicostata</i> Gumb. . . . .	+	—	?
75.	” <i>consobrina</i> d’Orb. . . . .	+	—	+
76.	” <i>consobrina</i> d’Orb. var. <i>emaciata</i> Rss. . . . .	+	+	—
77.	” <i>calomorpha</i> Rss. . . . .	—	+	+
78.	” <i>communis</i> d’Orb. . . . .	+	+	+
79.	” <i>mucronata</i> Neug. . . . .	—	+	—
80.	” <i>inornata</i> d’Orb. . . . .	—	+	+
81.	” <i>cylindroides</i> Rss. . . . .	—	+	+
82.	<i>Fronicularia angusta</i> Nils. . . . .	+	—	+
83.	” <i>Goldfussi</i> Rss. . . . .	+	—	+
84.	” <i>mucronata</i> Rss. . . . .	+	—	+
85.	” <i>gaultina</i> Chapm. . . . .	+	—	+
86.	<i>Fronicularia Althi</i> Karr. . . . .	+	—	—
87.	” <i>inversa</i> Rss. . . . .	+	—	+
88.	” <i>carinthiaca</i> n. sp. . . . .	+	—	—
89.	” <i>spathulata</i> Brady . . . . .	—	+	—
90.	” <i>striatula</i> Rss. . . . .	—	+	+
91.	” cf. <i>Sedgwicki</i> Rss. . . . .	+	—	+
92.	” cf. <i>Archiacina</i> d’Orb. . . . .	+	—	+
93.	<i>Flabellina obliqua</i> Mst. . . . .	+	—	—
94.	” <i>reticulata</i> Rss. . . . .	+	—	+
95.	” <i>rugosa</i> d’Orb. . . . .	+	+	+
96.	<i>Vaginulina legumen</i> Linn. . . . .	+	—	?
97.	” <i>striatocostata</i> Rss. . . . .	+	—	+ ?
98.	” <i>strigillata</i> . . . . .	+	—	+
99.	” <i>margaritifera</i> Batsch sp. . . . .	+	+	+
100.	” <i>Brukenthali</i> Neug. . . . .	+	—	—
101.	” <i>eocaena</i> n. sp. . . . .	+	—	—
102.	<i>Marginulina inepta</i> Neug. . . . .	+	—	—
103.	” <i>subbullata</i> Hantk. . . . .	+	—	—
104.	” <i>regularis</i> d’Orb. . . . .	+	+	+
105.	” <i>hirsuta</i> d’Orb. . . . .	+	+	+
106.	” <i>pediformis</i> Born. . . . .	+	—	—
107.	” <i>ampla</i> Karr. . . . .	+	+	—
108.	” <i>elongata</i> d’Orb. . . . .	+	—	+
109.	” <i>tumida</i> Rss. . . . .	+	+	—
110.	” <i>indifferens</i> Hantk. . . . .	+	—	—
111.	” <i>recta</i> Hantk. . . . .	+	—	—
112.	” <i>glabra</i> d’Orb. . . . .	—	+	+
113.	” <i>tenuis</i> Born. . . . .	—	+	—

	Grauer Ton	Brauner Ton	Kreide
114. <i>Marginulina</i> cf. <i>ensis</i> Rss. . . . .	+	-	+
115. " cf. <i>granitocalcareo</i> Gumb.	+	-	-
116. " cf. <i>ensiformis</i> Roem. . . . .	+	-	+
117. <i>Cristellaria</i> <i>italica</i> Defr. . . . .	+	-	+
118. " <i>Koeneni</i> Rss. . . . .	+	-	+
119. " <i>crassa</i> d'Orb. . . . .	+	-	+
120. " <i>harpa</i> Rss. . . . .	+	-	+
121. <i>Cristellaria</i> <i>nuda</i> Rss. . . . .	+	+	+
122. " <i>orbicularis</i> d'Orb. . . . .	+	-	+
123. " <i>rotulata</i> Lmck. . . . .	+	+	+
124. " <i>rotulata</i> Lmck. var. <i>cultrata</i> Defr. . . . .	+	+	+
125. <i>Cristellaria</i> <i>complanata</i> Rss. . . . .	+	+	+
126. " <i>crepidula</i> Ficht u. Moll. . . . .	-	+	+
127. " <i>arcuatostrata</i> Hantk. . . . .	-	+	-
128. " <i>gibba</i> d'Orb. . . . .	-	+	+
129. " <i>triangularis</i> d'Orb. . . . .	+	+	+
130. " <i>Schlönbachi</i> Rss. . . . .	-	+	+
131. " cf. <i>Bronni</i> Rss. . . . .	+	-	+
132. <i>Bolivina</i> <i>incrassata</i> Rss. . . . .	+	+	+
133. " <i>tegulata</i> Rss. . . . .	+	-	+
134. " <i>draco</i> Marss. . . . .	+	+	+
135. " <i>decurrens</i> Ehrhg. . . . .	+	+	+
136. " <i>punctata</i> d'Orb. . . . .	-	+	-
137. <i>Plectofrondicularia</i> <i>quadrilatera</i> n. sp. . . . .	-	+	?
138. <i>Pleurostomella</i> <i>subnadosa</i> Rss. . . . .	+	+	+
139. " <i>acuta</i> Hantk. . . . .	-	+	-
140. <i>Bulimina</i> <i>ovulum</i> Rss. . . . .	+	-	+
141. " <i>imbricata</i> Rss. . . . .	+	-	+
142. " <i>imbricata</i> Rss. var. <i>proceranov.</i>	+	-	-
143. " <i>obtusa</i> d'Orb. . . . .	+	-	+
144. " <i>pupoides</i> d'Orb. . . . .	+	+	+
145. <i>Uvigerina</i> <i>cristata</i> Marss. . . . .	+	+	+
146. <i>Sagrina</i> <i>aspera</i> Marss. . . . .	+	+	+
147. " <i>conulus</i> n. sp. . . . .	+	-	+
148. <i>Polymorphina</i> <i>communis</i> d'Orb. . . . .	+	+	+
149. " <i>rotundata</i> Born. . . . .	+	-	+
150. " <i>gibba</i> d'Orb. . . . .	+	+	+
151. " <i>globosa</i> Rss. . . . .	+	-	+
152. " <i>Roemeri</i> Rss. . . . .	+	-	-
153. " <i>problema</i> d'Orb. . . . .	+	-	+
154. " <i>angusta</i> Egger . . . . .	-	+	-
155. <i>Dimorphina</i> <i>nodosaria</i> d'Orb. . . . .	+	-	+

	Grauer Ton	Brauner Ton	Kreide
156. <i>Dimorphina Kahleri</i> n. sp. . . . .	+	+	-
157. <i>Ellipsodimorphina complanata</i> n. sp. . .	-	+	-
158.       " <i>cylindrica</i> n. sp. . . . .	-	+	-
159. <i>Ramulina aculeata</i> Wright . . . . .	+	+	+
160. <i>Chilostomella ovoiv dea</i> Rss. . . . .	+	-	+
161. <i>Allomorphina obliqua</i> Rss. . . . .	+	-	+
162. <i>Globigerina trochoides</i> Rss. . . . .	+	-	+
163.       " <i>cretacea</i> d'Orb. . . . .	+	+	+
164.       " <i>aequilateralis</i> Brady . . . .	+	+	+
165.       " <i>inflata</i> d'Orb . . . . .	+	-	-
166.       " <i>marginata</i> Rss. . . . .	+	+	+
167. <i>Pseudotextularia globulosa</i> Ehrenbg. .	+	+	+
168.       " <i>striata</i> Ehrenbg. . . . .	+	+	+
169.       " <i>aceroulinoides</i> Egger . . . .	+	+	+
170.       " <i>pupa</i> Rss. . . . .	-	+	+
171.       " <i>polystropha</i> Rss. . . . .	-	+	+
172. <i>Pullenia quinqueloba</i> Rss. . . . .	+	+	+
173. <i>Discorbina squamiformis</i> Rss. . . . .	+	-	+
174.       " <i>allomorphinoides</i> Rss. . . . .	+	-	+
175.       " <i>elegans</i> Hantk. . . . .	-	+	-
176. <i>Truncatulina polyrhaphes</i> Rss. . . . .	+	+	+
177.       " <i>grosserugosa</i> Gumb. . . . .	+	-	+
178.       " <i>Wuellerstorfi</i> Schwag. . . . .	+	-	-
179.       " <i>Haidigeri</i> d'Orb. . . . .	+	+	+
180.       " <i>favosoides</i> Egger . . . . .	+	+	+
181.       " <i>tenera</i> Brady . . . . .	+	-	-
182.       " <i>mundula</i> Brady . . . . .	-	+	-
183.       " <i>Ungeriana</i> d'Orb. . . . .	-	+	-
184. <i>Anomalina ammonoides</i> Rss. . . . .	+	+	+
185.       " <i>scrobiculata</i> Schwag. . . . .	+	-	+
186. <i>Pulvinulina elegans</i> d'Orb. . . . .	+	-	+
187.       " <i>Hauerii</i> d'Orb. . . . .	+	+	-
188.       " <i>alata</i> Marss. . . . .	-	+	+
189. <i>Rotalia Soldanii</i> d'Orb. . . . .	+	+	+
190.       " <i>orbicularis</i> d'Orb . . . . .	-	+	-

## Spezieller Teil.

### *Textularia deperdita* d'Orb.

1846. *Textularia deperdita* d'Orbigny: Foraminifères fossiles du bassin tertiaire de Vienne, S. 244, Taf. XV, Fig. 23—25.

Bei keinem der untersuchten Exemplare konnte ein spiraler Anfangsteil nachgewiesen werden, daher ist die obige Bezeichnungsweise nötig, dabei sind aber die Stücke durchaus keine megalosphärischen Formen. Gewöhnlich sind 12 Paar schmale, durch ganz wenig schiefe Nähte getrennte Kammern vorhanden. Im ganzen äußeren Habitus ist, wenn wir vom Anfangsteil absehen, die größte Ähnlichkeit mit *Spiroplecta Clotho* Grzyb. aus den Inoceramenschichten der Karpathen (Rozpr. Wydziału mat.-przyr. Akad. umjej. w Krakowie XLI. ser. B. 1901, S. 283 f., Taf. VII, Fig. 18) vorhanden, nur verengt sich das Gehäuse bei letzterer gegen das orale Ende, so daß die größte Breite etwa in vier Fünftel der Gehäuselänge liegt. Auch *Spir. acuta* Rss. (Denkschriften der Akademie der Wissenschaften Wien, I., 1849, S. 381, Taf. XLIX, Fig. 1) zeigt zahlreiche Übereinstimmungen.

### *Spiroplecta costidorsata* Grzyb.

1897. *Spiroplecta costidorsata* Grzybowski: Otwornice pokładow uafonosnych okolicy Krosna. Rozpr. Wydz. mat.-przyr. Ak. umjej. w. Krakowie XXXIII, S. 294, Taf. XII, Fig. 1.

Stücke durchschnittlich von 0·8 mm Länge, erreichen aber mitunter eine Größe von 1 bis 1·2 mm. Der Aufbau ist bei allen Formen deutlich anfangs spiral, dann folgen schmale, lange biserial angeordnete Kammern, die den größten Teil des Gehäuses ausmachen. Die Mündung ist eine *Textularia*-Mündung am Steilabfall der jüngsten Kammer gegen die vorletzte auf einer kleinen Hervorragung, ohne aber die Spitze der jüngsten Kammer einzunehmen. Die Stücke Grzybowski's stammen aus den roten Tonen von Krościenko.

### *Spiroplecta anceps* Rss.

1845—1846. *Textularia anceps* Reuss: Versteinerungen der böhmischen Kreideformation I. Bd., S. 39, Taf. VIII, Fig. 79, Taf. XIII, Fig. 78.

Die hier untersuchten Stücke entsprechen am besten den Formen, wie sie Beissel aus der Aachener Kreide darstellt. (Abhandlungen der Preussischen Geologischen Landesanstalt, 1891, Heft 3, S. 78, Taf. XIII, Fig. 14—16), die zwar nicht vollständig der dort angeführten Art bei Reuss gleicht (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien XL, 1860, S. 234, Taf. XIII, Fig. 2), da diese in der Darstellung einen abgerundeten Rand aufweist, obwohl in der Beschreibung ausdrücklich von einer Zuschärfung gesprochen wird. Auch die Originalstücke von Reuss aus der böhmischen Kreide haben keinen eigentlichen scharfen Rand, jedenfalls keine Kielbildung, obwohl recht viele Beziehungen zu *Spir. carinata* d'Orb. bestehen.

### *Gaudryina irregularis* Marss.

1878. *Plectina irregularis* Marsson: Die Foraminiferen der weißen Schreibkreide der Insel Rügen. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Neuvorpommern und Rügen X., S. 169, Taf. III, Fig. 28 a—e.



Beim Verfolgen der einzelnen Kammern in ihrem Verlaufe und ihrer Anordnung im ganzen Gehäuse macht man die Beobachtung, daß eigentlich nur die biserial angeordneten Kammern auffallen, zieht man die Verbindungslinie zwischen den Kammern, die unmittelbar jeweilig übereinanderstehen, so läuft sie in einer flachen Spirale um das Gehäuse herum. Im äußersten aboralen Gehäuseteil werden erst die triserial angeordneten Anfangskammern sichtbar. Die Nähte der biserialen Kammern verlaufen fast rechtwinklig zur Gehäuseachse. Die vorliegenden Exemplare entsprechen der *Plectina irregularis* Marss., sie sind aber auch identisch mit *Gaudryina filiformis* Berth. aus dem Gault von Nordfrankreich. Von unserer Art nicht zu trennen ist die *Virgulina digitalis* Grzyb. aus dem karpathischen Alttertiär, wie aus dem Texte hervorgeht, da Grzybowski ausdrücklich angibt, daß das Gehäuse agglutiniert ist (Rozpr. Wydz. mat.-przyr. Akad. umiej. w. Krakowie XXX., 1896, S. 290, Taf. IX, Fig. 31). Vielleicht gehört auch die Art hierher, die bei Egger aus der bayrischen Kreide als *Plecanium roscidum* Karr. angeführt erscheint (Abhandlungen der Bayrischen Akademie der Wissenschaften XXI., S. 23, Taf. I, Fig. 45, 46).

*Gaudryina dalmatina* Schub.

1903. *Gaudryina* sp. nov. Schubert: Die Foraminiferenfauna des mitteleozänen Globigerinenmergels von Banjevac. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1902, S. 267 ff.
1904. *Gaudryina dalmatina* Schubert: Globigerinen- und Clavulina Szaboimergel von Zara. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1904, S. 116.
1910. *Gaudryina dalmatina* Schubert. Liebus: Die Foraminiferenfauna der mitteleozänen Mergel von Norddalmatien. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien, CXX, S. 939 f., Textfig. 4.

Nur einige wenige Exemplare fanden sich in den untersuchten Proben vor, sie schließen sich an die wenigkammerigen Formen dieser Art aus dem dalmatinischen Mitteleozän an. Ein Unterschied gegen jene besteht darin, daß die vorliegenden Stücke eine Endkammer zeigen, die aus dem Verhänge der übrigen mehr losgelöst erscheint, so daß die Tendenz zu einer uniserialen Kammeranordnung zutage tritt. Wenn auf die bisher entwickelten Kammern noch weitere folgen würden, könnten Formen entstehen, die der *Clavulina eocaena* Gümb. gleichen würden (Abhandlungen der Bayrischen Akademie der Wissenschaften, X, II. Abt. S. 601, Taf. I, Fig. 2), oder sich an die *C. variabilis* Schwag (Novara-Expedition, Geologischer Teil, 1866, II. Bd., S. 197, Taf. IV, Fig. 8) anschließen. Hierher gehört auch die von Beissel mit *Polymorphina* sp. aff. *silicea* M. Schulze bezeichnete Art (Abhandlungen der Preussischen Geologischen Landesanstalt, 1891, Heft 3, S. 23, Taf. V, Fig. 5—15), die keinesfalls eine *Polymorphina* sein kann, wie es auch die Fußnote von Holzappel besagt.

*Clavulina Szabói* Hantk. Taf. XII, Fig. 1 a, b, c.

1875. *Clavulina Szabói* Hantk.: Die Fauna der *Clavulina Szabói*-Schichten. I. Foraminiferen. Mitteilungen aus dem Jahrbuche der Ungarischen Geologischen Anstalt, IV., S. 15, Taf. I, Fig. 9 a—c.

Das Auftreten dieser Form ist besonders in stratigraphischer Beziehung wichtig. Zu der Zeit, als Hantken diese Art aufgestellt hatte

und noch lange nachher galt sie als eine Leitform für das obere Eozän und das unterste Oligozän, hauptsächlich für das Priabonien. Erst im Jahre 1902 konnte Schubert diese Art in den mitteleozänen Mergeln von Dalmatien nachweisen und in dem reichlichen Materiale Schuberts fand ich sie, wenn auch nicht häufig, mit *C. Parisiensis* d'Orb. vergesellschaftet. So viel Exemplare ich aber in den vorliegenden Proben sowie in dem dalmatinischen Eozänmateriale untersuchte, überall konnte festgestellt werden, daß nur verhältnismäßig wenig uniseriale Kammern zur Entwicklung gelangten. Deshalb steht auch bis jetzt die gleichfalls alttertiäre *C. triquetra* Rss. (Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, Wien, 1864, XXIII, S. 6, Taf. I, Fig. 1) noch ganz vereinzelt da, bei der die Anzahl der uniserialen Kammern überwiegt, so daß der triseriale Anfangsteil wie ein Anhängsel, ein Ahnenrest im Sinne Schuberts erscheint. Daß dieses Verhältnis der beiden Gehäuseteile bei der rezenten *C. angularis* d'Orb. auftritt, ist eher begreiflich nach allem, was wir von der phylogenetischen Entwicklung der Foraminiferengehäuse wissen (Schubert, Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage Bd. XXV, S. 232). Silvestri (Rivista Ital. di Pal. XI, 1905/6) tritt für eine Entwicklungsreihe *C. Szabó*—*C. angularis* ein, die dann also vom Eozän bis in die Gegenwart bestanden hätte. Unsere vorliegenden Formen lassen aber auch interessante Blicke in die Gehäuseentwicklung tun. Alle Gehäuse sind streng dreikantig gebaut und ihre Endkammern zeigen endständige Mündungen, die aber nur bei einem Exemplare von einer schwachen Aufwulstung umgeben ist, bei allen übrigen Formen liegen die Mündungen in der Ebene der Gehäuseoberfläche, sind also wahrscheinlich entosolen. Interessant ist es nun, die Anzahl und die Lage der uniserialen Kammern näher zu untersuchen. Meist sind zwei solche entwickelt, nur in einem Falle fand ich deren drei. Wenn wir die Form dieser in allen drei ausgehöhlten Seitenflächen verfolgen, so werden wir gewahr, daß die älteste von ihnen nur in einer solchen Seitenansicht in ihrer ganzen Breite erscheint, in den beiden anderen aber vollständig auskeilt. Als Embryonalteil liegt ja allen diesen Formen eine *Tritaxia* zugrunde, die der *Tr. tricarinata* Rss. etwas ähnelt. Der letzte Rest der ursprünglich in jeder ausgehöhlten Seitenfläche alternierenden Kammern ist eben jener Kammeraufbau, der sich im uniserialen Teile dahin äußert, daß die einzelnen aufeinanderfolgenden Kammerscheidewände abwechselnd nach der einen und nach der anderen Seite geneigt sind, so wie es deutlich bei den Exemplaren von *C. subrotundata* Lieb. aus dem Oligozän Neogen gezeigt werden konnte (Lotos, 1924, Bd. 72, S. 111 f., Taf. III, Fig. 4, 5). Es entsteht nun die Frage, welche *Tritaxia* die Ahnenform dieser *C. Szabó* gebildet hat. Schubert nahm (Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1907, Beilage Bd. XXV, S. 232 ff.) *T. tricarinata* Rss. als solche an. Sehen wir uns die einzige der gefundenen Formen an, die noch keine uniserialen Kammern aufzuweisen hat! Allen diesen untersuchten Clavulinen ist das eine Merkmal gemeinsam, daß die alternierenden Kammern einer Seitenfläche von der fünften angefangen sehr rasch an Größe zunehmen, so daß die jüngsten zwei

Kammern jede der beiden vorhergehenden um das Doppelte überraffen. Die jüngste von diesen wölbt sich über die vorhergehende, so daß eine steile Kante an der Stirnfläche auftritt, an deren höchstem Punkte die Mündung liegt. Das sind keine Eigentümlichkeiten der *T. tricarinata*, die gleichmäßig an Größe zunehmende Kammerpaare aufweist und sich gegen das jüngere, orale Ende zuspitzt, während bei unseren Exemplaren gerade in diesem Teile die größte Gehäusebreite zu beobachten ist. Wenn wir nach analogen Formen suchen, so erscheint die als *Clavulina* sp. von Schwager bezeichnete Form aus dem Eozän von Ägypten (Palaeontographica XXX, III. Folge VI, Teil I, S. 116 f., Taf. III [XXVI.] Fig. 19) mit unseren Stücken vollständig identisch. Freilich wird diese von Schwager als Ahnenform von *C. Parisiensis* d'Orb. angesehen. Eine ganz identische Art wurde von Rzehak aus einem wahrscheinlich alttertiären Mergel, der bei Mautnitz in Mähren erbohrt wurde, unter dem Namen *T. pleurostoma* namhaft gemacht, die auch in einem alttertiären Mergel von Ober-Wisternitz auftritt (Annalen des Naturhistorischen Hofmuseums 1895, S. 216 f., Taf. VII, Fig. 4) und Chapman erwähnt sie auch aus dem ägyptischen Eozän (Geol. Mag., London, Dec. IV. Vol. IX, 1902, Sep. S. 7 f., Taf. V, Fig. 5) als *Valvulina Schwageri* mit Bezugnahme auf die oben erwähnte Form Schwagers. Da aber zwischen diesen unzweifelhaften Tritaxien und den sich aus ihnen zweifellos entwickelnden Clavulinen nur graduelle Unterschiede bestehen, so ist es zweckentsprechender und natürlicher, den genetischen Zusammenhang der beiden Formen auch in der Namengebung zum Ausdruck zu bringen in der Weise, daß man diese gewissermaßen unfertigen Clavulinen als *Tritaxia Szabói* (Taf. XII, Fig. 2 a, b, c) bezeichnet.

*Clavulina Parisiensis* d'Orb., Taf. XII, Fig. 3.

1826. *Clavulina Parisiensis* A. d'Orb.: Modèles de Cephalopodes microscopiques etc., Ann. Sci. Nat., S. 268, Nr. 3.  
 1832. *Clavulina Parisiensis* d'Orb. Terquem: Les foraminifères de l'Eocène des environs de Paris. Mém. Soc. Géol. de France, sér. 3, Vol. II., Mém. 3, S. 121, Taf. XX. (XII.), Fig. 34 a, b.

In den hangenden, braunen Tonen erscheinen außer der *Clavulina Szabói* Hantk. noch langgestreckte Clavulinen, deren triserialer Anfangsteil durch eine deutliche Furche vom uniserialen Endteil getrennt wird. Der erstere ist streng dreikantig, weniger scharf setzen sich diese Kanten auch auf die ersten, die ältesten uniserialen Kammern des Endteiles fort, wo sie sich verlieren. Die Endkammern des Gehäuses sind stark aufgetrieben, fast kugelig und durch deutliche, vertiefte Nähte voneinander getrennt. Die jüngste Kammer trägt auf einer Erhabenheit die einfache Mündung. Das ganze Gehäuse ist grob agglutiniert. Gegenüber den Formen aus dem Mitteleozän von Dalmatien unterscheidet sie sich hauptsächlich dadurch, daß die letztere die Dreikantigkeit der Kammern an der ersten uniserialen Kammer nur angedeutet hat, und auch dadurch, daß die uniserialen Kammern bei ihr durch besonders tiefe Nähte getrennt sind. Die hier vorliegenden Formen haben die größte Ähnlichkeit mit *C. Parisiensis* d'Orb. var. *humilis* Brady (Chall. Rep.,

S. 395, Taf. XLVIII, Fig. 19—21) und mit *C. Parisiensis* bei Flint (U. S. Nat. Mus., Bull. 1899, S. 289, Taf. 35, Fig. 2, 3). Bei der letzteren sind die ersten uniserialen Kammern gar nicht kantig, auch var. *humilis* (l. c. Taf. 36, Fig. 1) zeigt diese Eigenschaft nicht. Cushman trennt direkt diese Varietät von *C. Parisiensis* d'Orb. als *C. humilis* Brady ab und seine *C. humilis* Brady var. *mexicana* Cushm. (Bull. 104, U. S. Nat. Mus., 1922, S. 83, Taf. 16, Fig. 1—3) stimmt mit den vorliegenden Formen am meisten überein. Bei Egger (Abhandlungen der Bayrischen Akademie der Wissenschaften, XXI, I. Abt., S. 44, Taf. XVI, Fig. 22, 23, 50, 51) erscheinen sicherlich zwei verschiedene Formen unter diesem einen Namen, die eine, Fig. 50, 51, entspricht der *C. Parisiensis* bei d'Orb., die beiden anderen gleichen unseren Exemplaren,

#### *Miliolina*.

Die Milioliden sind nicht sehr zahlreich vertreten, am zahlreichsten erscheint eine Art, die der *M. ovalis* Born. sp. (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 1855, VII., Sep., S. 47, Taf. VIII, Fig. 9) entspricht, mit einer Abweichung, die darin besteht, daß die beiden Endkammern Andeutungen von zwei seichten Rippen tragen, ohne daß sie aber im optischen Querschnitt kantig erscheinen würden. Durch diese Eigenschaft leitet aber diese Art hinüber zu *M. subcarinata* d'Orb. (Mem. della accad. di sc. dell'istit. di Bologna, II, S. 64, Taf. II, Fig. 13). Die beiden anderen hier auftretenden Arten sind wesentlich seltener. An die vorige schließt sich die *M. badenensis* d'Orb. an (Foram. foss. du bass. tert. de Vienne, S. 299, Taf. XX, Fig. 10—12), von der die *M. latidorsata* Rss. (Denkschriften der Akademie der Wissenschaften Wien, I, 1849, Sep., S. 22, Taf. V, Fig. 12) und die *M. contorta* d'Orb. (l. c., S. 298, Taf. XX, Fig. 4—6) und sogar die *M. quadrilateralis* d'Orb. (de la Sagra: Hist. Physique Cuba, 1839, Foraminifères, S. 173, Taf. IX, Fig. 14—16, Martinotti: Atti della Soc. Ital. di sc. Nat. LIX., 1920, S. 301, Taf. III, Fig. 12—14) kaum getrennt werden können. Dagegen ist die dritte hier auftretende Art ganz eindeutig charakterisiert, es ist die *M. trigonula* Lamck. Sie unterscheidet sich nur durch die zahnlose Mündung von der typischen Form. Die größte Ähnlichkeit mit ihr hat *M. vitrea* Karr. bei Egger (Abhandlungen der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, XXI, 1899, S. 21, Taf. XVII, Fig. 27—29), die aber mit der Art dieses Namens aus Leitzersdorf (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1870, S. 167, Taf. I, Fig. 5) gar keine Ähnlichkeit aufweist. Auf diese Weise wäre dieser Typus, der aus eozänen Ablagerungen bekannt war, auch schon in kretazischen Ablagerungen nachgewiesen.

#### *Cornuspira involvens* Rss.

1849. *Operculina involvens* Reuss: Die Foraminiferen aus den Schichten des österreichischen Tertiärbeckens. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, Bd. I, S. 370, Taf. XLVI, Fig. 30.
- 1863 (1864). *Cornuspira involvens* Reuss: Beiträge zur Kenntnis der tertiären Foraminiferenfauna. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, XLVIII, S. 39, Taf. I, Fig. 2.

Von dieser Art bei Reuss unterscheidet sich die vorliegende Form hauptsächlich dadurch, daß die Mündung bei unseren Stücken in der

Richtung des Durchmessers der Gehäuse gestreckt erscheint, dagegen bei *C. involvens* bei Brady (Chall. Rep., S. 200, Taf. XI, Fig. 1—3) die Mündung quer zur Gehäusebreite ausgezogen ist. Dasselbe bemerkt ausdrücklich Reuss bei den Stücken aus der böhmischen Kreide (Versteinerungen der böhmischen Kreideformation, I. Teil, S. 35, Taf. XIII, Fig. 64, 65). Dagegen erwähnt Cushman aus dem rezenten Material des nördlichen Pazifischen Ozeans einmal eine Form mit hoher und eine mit querer Mündung (U. S. Nat. Mus., Bull. 71, Part. VI., S. 25 f., Taf. I, Fig. 2, Taf. II, Fig. 2). Hierher dürfte auch *C. carinata* Costa gehören, die Flint (U. S. Nat. Mus. Rep., 1899, S. 303, Taf. 48, Fig. 2) direkt für eine Mittelform zwischen *C. involvens* und *C. foliacea* Phil. hält. Bei *C. cretacea* Rss. sind die Windungen viel gleichmäßiger, die letzte ist auch nicht so überraschend breit wie bei *C. involvens* Rss.

*Nodosaria annulata* Rss. Länge bis 1·6 mm, Taf. XII, Fig. 4.

1845—46. *Nodosaria annulata* Rss.: Versteinerungen der böhmischen Kreideformation, I. Bd., S. 27, Taf. VIII, Fig. 4, 67, Taf. XIII, Fig. 21.

Nach den Literaturangaben über diese Form liegt eine sehr variable Formenreihe vor, die dadurch charakterisiert erscheint, daß im älteren Gehäuseteile die Kammern breiter als hoch sind und von außen die Nähte als feine Linien erkennen lassen. Nur die jüngsten zwei bis drei Kammern sind stark gewölbt und durch tiefere Einschnürungen voneinander getrennt. Den Artnamen erhielt sie deshalb, weil bei älteren Exemplaren in der Kreideformation die Nähte mit ringförmigen Leisten besetzt sind. Unsere vorliegenden Stücke stimmen mit allen Angaben über diese Art überein, nur ist bei keinem von ihnen, trotz ihrer bedeutenden Länge, die Existenz von solchen ringförmigen Verdickungen nachzuweisen gewesen. Dagegen können megalosphärische und mikrosphärische Exemplare namhaft gemacht werden. Bei den letzteren, die in der Mehrzahl aufzutreten scheinen, wachsen die ersten drei Kammern rasch in die Breite, die vierte und die folgenden sind anfangs schmaler als die dritte, so daß der Anfangsteil des Gehäuses eine kleine Anschwellung zeigt, auf die auch bei Reuss (Geinitz, Elbtalgebirge, II. Teil, S. 85) hingewiesen wird, ohne daß aber bei den beigegebenen Abbildungen etwas davon zu bemerken wäre (l. c. Taf. 20, Fig. 19, 20). Gehäuse, bei denen der Anfangsteil eine deutliche Verbreiterung erfährt, kommen aber regelmäßig bei *N. Scharbergeana* Neug. vor (Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, XII., 1856, S. 87, Taf. IV, Fig. 1—4), doch erscheint diese Form gegenüber der vorliegenden viel zu schlank. Perner (Palaeontographica Bohemiae, VI., 1897, S. 30, 65, Taf. II, Fig. 13, 22) bezeichnet aber auch Individuen, die bezüglich des Verhältnisses von Länge und Breite mit unseren Formen übereinstimmen, als *N. Scharbergeana*, nur die zentrale Spitze der letzten Kammer und die geringe Größe unterscheidet sie von unseren Exemplaren. Eine verwandte Type wäre etwa *N. orthophragma* Egger (Abhandlungen der Bayrischen Akademie der Wissenschaften, XXI., 1899, S. 62, Taf. VII., Fig. 8), die etwas an den Formenkreis der *N. approximata* Rss. erinnert (Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, XXV., 1865, S. 134, Taf. II, Fig. 22). Die megalosphärischen Formen weisen jene

Verbreiterung des älteren Gehäusetelles nicht so deutlich auf und ahnen, äußerlich der *N. Camerani* Derv. (Bollet. della Soc. Geol. Ital., XIII. 1893, fasc. 4, S. 612, Taf. V, Fig. 40, 41), die in neuester Zeit von Silvestri aus den Eozänablagerungen von Piemont (Revista Ital. di Paleontol., 1923, XXIX., S. 16ff., Taf. II, Fig. 4—12) als *Ellipsonodosaria Camerani* bezeichnet und mit gewissen Ausbildungen von *N. annulata* vereinigt wurde. Natürlich kann es sich nur um solche handeln, bei denen eine Spaltmündung nachgewiesen ist. Bei früheren Bearbeitungen von fossilem Foraminiferenmaterial wurde aber auf die Mündungsverhältnisse nicht so sehr Rücksicht genommen und jetzt ist es schwer, nachher Entscheidungen über dieses Material zu fällen. Die vorliegenden Formen haben jedenfalls keine Spaltmündungen, so daß eine Identifizierung mit den soeben genannten Typen nicht möglich ist. Das schließt aber nicht aus, daß neben Formen mit gestrahlter auch solche mit Spaltmündungen unter dem Namen der *N. annulata* früher angeführt wurden, diese Tatsache würde wieder einen Beweis für konvergente Ausbildungen zweier Formenreihen liefern, die aus ganz verschiedenen Ahnen doch ganz ähnliche Endformen hervorbringen können.

*Nodosaria perversa* Schwag.

1866. *Nodosaria perversa* Schwag. Fossile Foraminiferen von Kar Nikobar. Novara Expedition, geologischer Teil, S. 312, Taf. V, Fig. 29.

Die ersten 4 Kammern sind breit und etwas niedergedrückt, erst von der 5. Kammer angefangen nehmen sie an Größe plötzlich zu, dann aber tritt der Fall ein, daß bei einem vollständigen Stücke die letzte Kammer wieder bedeutend kleiner wird, als die übrigen (vgl. Brady Chall. Rep.): Während aber die ersten 4 Kammern eine ziemlich gleichmäßige Berippung zeigen, die manchmal aus unterbrochenen Rippen besteht, wird die Skulpturierung der jüngeren Kammern schwächer und die letzte des obenerwähnten, vollständigen Stückes ist ganz glatt. Es gibt aber Bruchstücke, deren Berippung nur aus unterbrochenen Rippen besteht, wie bei *N. verruculosa* Neug. bei Brady (Chall. Rep. S. 509, Taf. LXIII, Fig. 17, 18). Freilich liegen auch Bruchstücke vor, bei denen die volle Berippung auf allen Kammern entwickelt ist.

*Nodosaria hispida* d'Orb., Taf. XII, Fig. 5.

1846. *Nodosaria hispida* d'Orb. Foraminifères fossiles du bassin tertiaire de Vienne S. 35, Taf. I, Fig. 24, 25.

Mit dieser Art identifiziere ich nur Bruchstücke, die auf verschiedene Längen der vollständigen Exemplare schließen lassen. Das eine weist auf eine Länge von 1.3 mm 2 Kammern auf, die elliptisch sind und durch eine Halseinschnürung getrennt werden. Die Oberfläche ist mit etwas nach abwärts gerichteten Fortsätzen versehen, die nicht zugespitzt sind, sondern distal etwas abgerundete Enden tragen. Andere Bruchstücke wieder, die auf eine Länge von 0.9 mm ebenfalls 2 Kammern mit tiefen Nahteinschnürungen zeigen, haben wenige, aber spitz zulaufende Stacheln. In der Literatur ist vielfach die Grenze dieser Art gegen *N. aculeata* d'Orb. nicht scharf ausgeprägt. *D. aculeata* d'Orb. (Mém. Soc. Géol. de France IV., 1839, S. 13, Taf. I, Fig. 2, 3) aus der französischen Kreide hat deutliche Halseinschnürungen zwischen

den Kammern, aus dem Miozän des Wiener Beckens stellt sie d'Orbigny mit breiten und mehr kugeligen Kammern dar. (Foram. foss. du bass. tert. de Vienne, S. 35, Taf. I, Fig. 26, 27), bei Egger aus der bayrischen Kreideformation (Abhandlungen der bayrischen Akademie der Wissenschaften, XXI, S. 79, Taf. VIII, Fig. 12) hat *D. aculeata* gleichmäßig zylindrische Kammern, hingegen *N. hispida* (l. c. S. 79, Taf. VIII, Fig. 11, 14) solche mit Halseinschnürungen (l. c. Taf. IX, Fig. 23, 24) dagegen mit breiten Kammern, die nicht elliptisch sind. Aber *N. (D.) setosa* Hantk. (Mitteilungen aus dem Jahrbuch der ungarischen geologischen Landesanstalt, IV., 1875, S. 39, Taf. XIII, Fig. 9) hat ovale und entfernt stehende, wenig zahlreiche Stacheln. Jedenfalls gehören alle diese Formen zu einem Formenkreise, in den auch *D. spinulosa* Mont. einzubeziehen wäre.

*Nodosaria monile* Hag., Taf. XII, Fig. 6, a, b.

1842. *Nodosaria monile* v. Hag.: Monographie der Rügenschens Kreideversteinerungen. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie, S. 568.

Schlänke, zierliche Nodosarien von 0·7—0·9 mm Länge, deren perlschnurartig angeordnete Kammern tiefeingesenkte Nähte zeigen. Die meisten sind im jüngeren Kammerteile beschädigt, an den wenigen vollständigen Exemplaren ist die Mündung mit einem schmalen Wulst versehen. Viel von den untersuchten Stücken haben eine ganz glatte Oberfläche, einige aber sind in der Äquatorialgegend jeder Kammer mit ganz feinen, parallel zueinander stehenden, kurzen Rippen versehen. Dadurch ähneln sie ungemein denjenigen Formen, welche ich aus den Neogenablagerungen von Olmütz unter dem Namen *Nodosaria lepidula* Schwag. namhaft gemacht habe (Lotos, Bd. 72, 1924, S. 115 f., Taf. III, Fig. 9, 10). Die *N. monile* Hag. (Reuss: Verst. d. böhm. Kreidef., I. Teil, S. 27, Taf. VIII, Fig. 7), zu der auch *N. egregia* Franzenau (Mathematische und naturwissenschaftliche Mitteilungen aus Ungarn, Bd. VII, 1889, S. 71, Taf. III, Fig. 7) aus dem Oligozän und *N. Krejčí* Proch. aus dem mährischen Neogen gehören (Rozpr. č. akad. 1893, S. 48, Taf. II, Fig. 8) wird als glatt angegeben, es ist aber unmöglich, die zartberippten Formen unserer Proben von den vollständig glatten zu trennen.

*Nodosaria latejugata* Gumb.

1870. *Nodosaria latejugata* Gumb.: Beiträge zur Foraminiferenfauna der nordalpinen Eozängebilde. Abhandlungen der königlich bayrischen Akademie der Wissenschaften, II. Klasse, X (1868) 1870, S. 619, Taf. I, Fig. 32.

Diese Art kommt in den Proben sehr häufig vor, teils in vollständigen Exemplaren, teils in sehr zahlreichen Bruchstücken. Es gibt Stücke, die eine Länge von über 3·1 mm erreichen und noch keine Endkammer ausgebildet haben. Die Kammern sind gewölbt, durch eingesenkte Nähte geschieden und mit kräftigen Rippen versehen. Bei vielen der untersuchten Exemplare ist der ältere Gehäuseteil erhalten, bei keinem aber konnte die Endkammer nachgewiesen werden. Die erste Kammer ist etwas größer, als die folgenden, ist mehr kugelig aufgetrieben und mit einem stumpfen Stachel versehen. Die Rippen

sind meist in der Zahl von 10 vorhanden, sie gehen in die Naht-einsenkungen zwischen den einzelnen Kammern hinab und finden ihre Fortsetzung ungeschmälert auf der Oberfläche der nächsten Kammer. Die erste und oft auch die zweite Kammer weisen oft eingeschaltete Zwischenrippen auf, die nur auf dem gewölbten Teile dieser Kammern hervortreten und gegen die Naht, bzw. gegen die stumpfe Spitze sich verschmälern und verschwinden.

*Nodosaria raphanus* Linn. Taf. XII, Fig. 7, 8, 9.

1758. *Nautilus raphanus* Linné: Syst. nat. ed. 10.

1860. *Nodosaria raphanus* Linn. sp. Jones & Parker: On some fossil Foraminifera from Chellaston, near Derby. Quart. Journ. Geol. Soc. Vol. XVI. Taf. XIX, Fig. 10.

Das hervorstechendste Merkmal dieser Art ist die Tatsache, daß die einzelnen Kammern meist ohne deutlich erkennbare Kammernähte, fast gleichmäßig zylindrisch übereinander angeordnet sind, so daß die starken, kräftigen Rippen, meist sieben an der Zahl, ununterbrochen über die Gehäuseoberfläche verlaufen und sich nur im oralen und am aboralen Ende miteinander vereinigen. Nur bei einem Exemplare konnte eine Halseinschnürung nachgewiesen werden, welche eine größere Kammer von den übrigen trennte, aber auch bei dieser Form blieben die Rippen ihrer ganzen Länge nach gleichmäßig stark. In die Verwandtschaft dieser Art gehört auch sicherlich *N. bacillum* Defr. var. *minor* Hantk. (Mitteilungen aus dem Jahrbuche der Ungarischen geologischen Anstalt IV, 1875, S. 26, Taf. II, Fig. 7), aber auch *N. prismatica* Rss. (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien XL 1859, S. 180, Taf. II, Fig. 2, und Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien XLVI, 1862, S. 36, Taf. II, Fig. 7) zeigt keinen wesentlichen Unterschied gegenüber der obenerwähnten, wenn auch die Rippen an den Kammernähten eine schwache Einsenkung zeigen.

Die meisten untersuchten Formen haben eine einfache, runde Mündung an der Stelle, wo sich die Rippen an der Spitze der jüngsten Kammer vereinigen. Einige aber zeigen dort zwar eine runde Mündung, diese trägt aber eine schwache Halsaufwulstung, wie wir sie bei *Uvigerina* regelmäßig vorfinden. Diese Tatsache läßt den Gedanken aufkommen, daß bei diesen Typen keine ursprüngliche *Nodosaria* vorliegt sondern eine *Sagrina*, deren *Uvigerina*-Ahnenrest unterdrückt wurde. Für solche Formen kommt also als Ausgangsform die *Sagrina raphanus* Park. & Jon. in Betracht, bei der auch bei rezenten Exemplaren ein derartiges Schwinden des *Uvigerina*-Teiles nachgewiesen ist (s. Brady Challenger). Da *Sagrina raphanus* in tertiären Ablagerungen und in rezenten Bildungen sowohl normale Formen, als auch die ebenerwähnten „fortgeschrittenen“ Typen bildet, so stehen wir hier wieder vor der Tatsache, daß sich diese Entwicklungstendenz zu einer uniserialen *Nodosaria*-artigen Endform zu gelangen, im Verlaufe der Entwicklung mehrmals wiederholt hat und daß wir sicher bei den früher namhaftgemachten Formen von *Nodosaria raphanus*, wo man auf die Mündungsverhältnisse nicht so geachtet hatte, ganz verschiedenartige Entwicklungsreihen vor uns haben.



*Nodosaria (Dentalina) tenuicollis* Rss.

Größte Länge 1·4 mm.

1855. *Dentalina tenuicollis* Reuss: Ein Beitrag zur genaueren Kenntnis der Kreidegebilde Meklenburgs. Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft VII, S. 267, Taf. VIII, Fig. 11.

Zum ersten Male wird diese Art von Reuss aus der norddeutschen Kreide erwähnt, dann finden wir sie in der Kreide der Dobrudscha namhaft gemacht (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien LII, 1865, S. 452, Taf. I, Fig. 6). sie ist ganz charakteristisch durch die kugelige, ziemlich große Anfangskammer, auf die dann zylindrische, langsam höher werdende Kammern folgen. Nur die jüngsten Kammern sind gewölbt und durch tiefer eingeschnittene Nähte getrennt die jüngste von ihnen trägt eine etwas röhrenförmig vorgestreckte Mündung. In die Variationsbreite dieser Form gehört auch die *D. indifferens* Rss. (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien XLVIII, 1863, S. 44, Taf. II, Fig. 15, 16) aus dem Septarienton. Mit unserer ganz identische Formen bezeichnet Goës, (K. Vet. Akad. Handl. Bd. 25, Nr. 9, S. 68, Taf. XII, Fig. 682, 683) als *N. pauperata*, zu der er aber ganz heterogene Exemplare zieht, auch solche, deren Anfangsteil ganz spitz zuläuft. Jedenfalls gehört aber das Stück hierher, das Chapman (Anals of the South Afr. Mus. IV, 1904, S. 224, Taf. XXIX, Fig. 4) aus der südafrikanischen Kreide als Bruchstück von *Pleurostomella subnodosa* Rss. bezeichnet. Auch das letzte Stück der Reihe, die Flint aus dem Materiale der Albatros-Expedition aufstellt (U. S. Nat. Mus. Rep. 1897, S. 310, Taf. LVI, Fig. 1) und als *N. consobrina* d'Orb. var. *emaciata* Rss. bezeichnet, ist von der vorliegenden Form nicht zu trennen.

*Nodosaria (Dentalina) consobrina* d'Orb.

Größte Länge 1·7—2 mm.

1846. *Dentalina consobrina* d'Orbigny: Foraminifères fossiles du bassin tertiaire de Vienne, S. 46, Taf. II, Fig. 1—3.

Diese Art wird gewöhnlich als sehr variabel hingestellt, so daß die Endpunkte der einzelnen Variationsreihen kaum noch als zusammengehörig betrachtet werden können (s. Brady Chall Rep.). In den vorliegenden Proben sind die Stücke auffallend konstant, sie entsprechen am besten der Form bei Neugeboren (Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien XII, 1856, S. 86, Taf. III, Fig. 15); bei Egger (Abhandlungen der bayrischen Akademie der Wissenschaften XXI, 1899, S. 61, Taf. V, Fig. 44, Taf. VI, Fig. 31—33) und bei Hantken (Mitteilungen aus dem Jahrbuche der Ungarischen geologischen Anstalt, 1875, IV, S. 30, Taf. III, Fig. 3 und 10). Auf die erste, etwas kugelige, mit einer fast zentralen Spitze versehene Anfangskammer folgt eine etwas niedrige zylindrische Kammer, worauf dann die hohen, aber wenig breiten, faßförmigen übrigen Kammern folgen, die an Länge langsam zunehmen. Das orale Ende ist bei den vorliegenden Bruchstücken nicht erhalten. Das ganze Gehäuse ist mäßig gebogen.

*Nodosaria (Dentalina) Hoernesii* Hantk.

Taf. XII, Fig. 10, 11.

1868. *Nodosaria (Dentalina) Hoernesii* Hantken: A kis-czelli tályag foraminiferái. Magyar földt. társulat munkálatai IV, S. 89, Taf. I, Fig. 14.1875. *Dentalina Hoernesii* Hantken: Die Fauna der Clavulina Szabói Schichten I. Foraminiferen. Mitteilungen aus dem Jahrbuch der Ungarischen geologischen Anstalt IV, S. 37, Taf. IV, Fig. 2.

Unter den zahlreichen gerippten Nodosarien der vorliegenden Proben treten Bruchstücke auf, die eine ganz abweichende Entwicklung der Berippung aufweisen. Einerseits sind es Bruchstücke des älteren Gehäusesteiles, beginnen mit einer gewölbten Anfangskammer, die mehrere kräftige Spitzen besitzt und darauffolgende zylindrische Kammern zeigt (es konnten bei einer Länge von 1.2 mm nur vier nachgewiesen werden). Alle Kammern tragen starke Rippen, die an den Nähten gegen den älteren Gehäusesteil zu etwas angeschwollen endigen, dazwischen treten kurze Zwischenrippen auf, die oft nur lokal langgestreckte, warzenartige Erhabenheiten darstellen. Andere Bruchstücke, die auf eine Länge von 1.5 mm nur drei Kammern haben, zeigen die beiden jüngsten Kammern durch tiefer eingeschnittene Nähte geschieden und weisen eine Vermehrung jener kurzen Zwischenrippen auf. Unter den bekannten Nodosarien haben nur *N. elegantissima* Hantk. (l. c. S. 24, Taf. XII, Fig. 16) und *D. Hoernesii* Hantk. eine derartige oder eine ähnliche Berippung, aber die erstere hat vom Anfang an gewölbte Kammern und besitzt keine Stacheln an der Embryonalkammer, *D. Hoernesii* Hantk. hat dagegen viel mehr identische Einzelheiten. Das Exemplar bei Hantken ist auch ein Bruchstück des älteren Gehäusesteiles und zeigt eine gute Übereinstimmung mit den hier vorliegenden Formen. Egger erwähnt aus der bayrischen Kreide eine der unsrigen ganz ähnliche Form (Abhandlungen der Bayrischen Akademie der Wissenschaften XXI, 1899, S. 80, Taf. VIII, Fig. 16, 17, 21) unter der Bezeichnung *N. spinicosta* d'Orb. Der Vergleich mit den Stücken d'Orbignys aus dem Miozän des Wiener Beckens dagegen ergibt eine vollständige Verschiedenheit. *N. spinicosta* d'Orb. im Miozän und im ungarischen Alttertiär bei Hantken (l. c. S. 24 f., Taf. III, Fig. 1) trägt auch Rippen, die über die Kammernnähte nicht hinübergehen, sondern vor ihnen noch mit Spitzen endigen, aber die Rippen verlaufen regelmäßig über die Kammeroberflächen, so daß diese Art mehr an die *N. scalaris* Batsch erinnert, bei der auch öfters die Rippen frei endigen, oder scheinbar ganz kurze aufgesetzte Stacheln tragen. Die Darstellungen, die aber Egger gibt, stimmen mit *D. Hoernesii* Hantk. und mit den hier vorkommenden Stücken überein, so daß wir an ihrer Identität nicht zweifeln können, dann wäre aber diese Art schon aus der Kreideformation bekannt.

*Glandulina*. Taf. XII, Fig. 12—15.

In einer Studie (Bollet. et Arch. Sez. Scienze Ist. Umbro Perugia, 1907) leitet Silvestri die Glandulinen und einige Nodosarien von Lagenen ab vom Typus *Lagena apiculata* Rss. In der Entwicklungsreihe stehen bei ihm folgende Formen: *G. laevigata*, — *G. elegans*, Neug., so daß als Endglied der Reihe die *N. radicola* Linn. resultiert, wie sie bei Brady (Chall. Rep., S. 459, Taf. LXI, Fig. 28—31) zur Darstellung gelangt.

Freilich läßt Silvestri für diese Form die alte, ursprüngliche Bezeichnung nicht gelten und tatsächlich muß man ihm beipflichten, wenn man die Stücke bei d'Orbigny (Ann. sc. Nat. Vol. VII., S. 252, Nr. 1, 3 und Ann. and Mag. of Nat. Hist. ser. 3. Vol. XVI., 1865, S. 18, Taf. I, Fig. 27) sowie die Formen bei Fornasini (Mem. de la Accad. de le sc. del' istit. di Bologna X, ser. 5, 1902, S. 31) damit vergleicht. Dann gehört die dort dargestellte *Nodosaria* in den Formenkreis der *N. soluta* Rss. und hat mit den Exemplaren, die gewöhnlich mit dem Namen der *N. radícula* Linn. bezeichnet werden, nichts zu tun. Silvestri identifiziert sie mit *N. glandulinoides* Neug. (Verhandlungen und Mitteilungen des siebenbürgischen Vereines für Naturwissenschaft in Hermannstadt. III., 1852, S. 37, Taf. I, Fig. 2). Doch gerade diese Art ist durch die ziemlich freien und ganz abgerundeten Kammern gekennzeichnet. Wenn man schon eine Identifizierung mit gewissen älteren Formen vornimmt, so liegt *G. nodosa* und *G. nitidissima* Neug. (l. c. 1850, S. 52 f., Taf. I, Fig. 8, 9, 11) viel näher, die auf *G. discreta* Rss. zurückgeführt werden können (Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, L., 1849, Sep., S. 2, Taf. I, Fig. 3). Mit dieser stimmt auch eine Reihe der vorliegenden Formen überein.

Eine zweite Anzahl gruppiert sich um *G. strobilus* Rss. (Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, XXV., 1865, S. 136, Taf. II, Fig. 24) aus dem Septarientone. Eine dritte Reihe schließt sich an *G. elongata* Rss. an (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, 1860, XL., S. 190, Taf. IV, Fig. 2). Endlich wären noch diejenigen Formen zu nennen, deren Embryonalteil sich extrem zuspitzt, die im jüngeren Gehäuseteile nicht zylindrisch werden, sondern deren größte Breite an der Basis der jüngsten Kammer zu beobachten ist. Diese würden dem Formenkreise der *G. manifesta* Rss. (Haid. Naturwissenschaftliche Abhandlungen, IV., S. 6 f., Taf. I, Fig. 4) angehören, doch sind hier die Kammern gegeneinander abgesetzt, so daß *G. caudigera* Schwag. aus dem ägyptischen Eozän (Palaeontographica, XXX., I. Teil, 3. Folge. VI. Bd., S. 107, Taf. XXVI, Fig. 6) als die einzige vergleichbare Form resultiert. Eine gewisse Ähnlichkeit ist aber auch der *G. laevigata* d'Orb. var. *elliptica* Rss. bei Andrae (Abhandlungen zur geologischen Spezialkarte von Elsass-Lothringen, Bd. II, 1884, S. 206, 232, Taf. X, Fig. 22) nicht abzuspüren.

*Frondicularia carinthiaca* n. sp. Taf. XII, Fig. 16, 17.

Länge 0.6—0.9 mm.

Im ganzen sind nur vier Exemplare dieser Art gefunden worden, aber der ganze Habitus ist so einheitlich, daß die durchgreifenden Unterschiede gegenüber allen bisher bekannten Frondicularien in die Augen springen. Die erste Kammer ist kugelig, am aboralen Ende mit einem kurzen Stachel versehen, die übrigen sechs bis sieben Kammern sind niedrig aber breit, ihre Kammerscheidewände im durchfallenden Lichte „reitend“, die Endkammer stark aufgetrieben, etwas breiter als die vorhergehende und trägt an der Spitze einer kurzen, gedrunghenen Röhre die einfache, runde Mündung. Auffallend bei allen diesen Formen ist die Längsfurche, die sich von dem oralen Ende der Embryonalkammer über

das ganze Gehäuse der Länge nach hinzieht. Sie bewirkt, daß der optische Querschnitt des Gehäuses bisquitförmig ist, so daß von außen der Eindruck erweckt wird, da die Furche tief ist, als ob das Gehäuse aus alternierenden Kammern bestünde. Eine ähnliche Längsfurche, die für das kräftige Gehäuse charakteristisch ist, kommt nur noch bei *Flabellina oblonga* Rss. (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, XVIII., 1855, S. 226, Taf. I, Fig. 11—16, Taf. II, Fig. 17—19, dieselbe Zeitschrift, Bd. L, 1864, S. 458 ff., Taf. II, Fig. 1—4, Taf. V, Fig. 1) vor. Durch die breite, kräftige Form erinnert diese Art etwas an *F. robusta* Brady (Challeng. Rep., S. 513, Taf. LXVI, Fig. 1, 2).

*Frondicularia Sedgwickii* Reuss.

1854. *Frondicularia Sedgwickii* Reuss: Beiträge zur Charakteristik der Kreidenschichten in den Ostalpen, besonders in Gosantale und am Wolfgangsee. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, Wien, VII., S. 66, Taf. XXV, Fig. 4, a, b.

Es ist wohl kaum möglich, diese Form, welche Reuss aus der Kreide der Ostalpen namhaft gemacht hatte, von *F. Verneuilliana* d'Orb., weniger wie sie d'Orbigny eingeführt hat (Mém. de la Société Géol. de France, IV., 1840, S. 20, Taf. I, Fig. 32, 33), sondern wie sie bei Perner erscheint (Palaeontogr. Bohemiae, IV., 1897, S. 42 f., 69, Taf. IV, Fig. 1, 11, 12), die wieder der *F. lineæ* Perner entspricht (Palaeontogr. Bohemiae, I., 1892, S. 33, 59, Taf. VII, Fig. 3), zu trennen. Den vorliegenden wenigen Formen fehlen nur die beiden Rippen der Anfangskammer, oder sie sind schwach entwickelt.

*Flabellina obliqua* Münster sp.

1838. *Frondiculina obliqua* v. Münster: Leonhard u. Bronn. Neues Jahrbuch für Mineralogie, S. 382, Taf. III, Fig. 7.

1856. *Flabellina obliqua* v. Münster sp. Reuss: Beiträge zur Charakteristik der Tertiärschichten des nördlichen und mittleren Deutschlands. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien, XVIII., S. 288, Taf. II, Fig. 20—22.

Nur die kugelige Embryonalkammer und die vier darauffolgenden entsprechen einer *Cristellaria*, die nächste, die fünfte, ist bereits eine „reitende“ *Frondicularia*-Kammer, nur ist der eine Schenkel etwas kürzer, erst von der achten Kammer an sind alle Kammern gleichschenkelig. Das Gehäuse nimmt sehr langsam an Breite zu, die Kammer-scheidewände sind durchscheinend und ganz fein gerippt. Der jüngste Gehäuseteil fehlt allen vorliegenden Exemplaren. Gegen die Schmal-seiten ist das Gehäuse etwas zugespitzt, ohne daß aber ein scharfer Kiel entsteht. Unsere wenigen Stücke entsprechen vollständig denen bei Reuss aus dem Oligozän (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien, XVIII., 1855, S. 228 f., Taf. II, Fig. 20—22. Sitzungs-berichte der Akademie der Wissenschaften, Wien, I., 1864, S. 26, Taf. II, Fig. 5—7).

*Vaginulina strigillata* Reuss sp. Größte Länge der Bruchstücke 1.6 mm.

1845—46. *Citharina strigillata* Reuss. Versteinerungen der böhmischen Kreideforma-tion, II. S. 106, Taf. XXIV, Fig. 29.

1860. *Vaginulina strigillata* Jones und Parker: On the Rhizopodal Fauna of the Medi-terranean, compared with that of the Italian and other Tertiary deposits. Quart. Journ. Geol. Soc., XVI., Taf. XX, Fig. 29—35.

Nur in Bruchstücken nachgewiesen, von denen aber keines weder den extremen Embryonal- noch den äußersten Oralteil eines vollständigen Gehäuses erkennen läßt. Die Kammern sind schmal und durch lange, sanftgebogene Nähte voneinander getrennt. Bei den meisten ist die feine Streifung der Gehäuseoberflächen sehr gut sichtbar. Gegenüber den Exemplaren von Reuss sind die vorliegenden Formen bedeutend schlanker und entsprechen den Darstellungen dieser Art bei Egger (Abhandlungen der bayrischen Akademie der Wissenschaften, XXI., 1899, S. 101, Taf. X, Fig. 9, 12, aber nicht Fig. 7). In diesen Formenkreis gehört auch *V. acuminata* Reuss (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien, XLVI., 1862, S. 49, Taf. IV, Fig. 1) und die als „einschenkelige“ Frondicularien bezeichneten Formen, als *F. angusta* Nilsson bei Beissel (Abhandlungen der preussischen geologischen Landesanstalt, Neue Folge, Heft 3, S. 41, Taf. VIII, Fig. 18, 19) und *F. strigillata* Reuss (dieselbe Zeitschrift, S. 42, Taf. VIII, Fig. 39).

*Vaginulina eocaena* n. sp., Taf. XII, Fig. 18.

Das Gehäuse dieser Art, die leider in einem einzigen Exemplar gefunden wurde, ist schlank, langgestreckt, dünn, ist ein Bruchstück und besteht aus 17 Kammern, die alle breiter als hoch sind und deren Nähte mit dünnen Leisten besetzt sind. Die ersten 11 Kammern wachsen sehr wenig in die Breite, von der 12. angefangen nimmt die Breite etwas rascher zu. Über die Beschaffenheit der Endkammer läßt sich nichts aussagen. In ihrem Gesamthabitus kommt diese Form der *V. costulata* Roem. am nächsten. Am ehesten entsprechen ihr gewisse Typen dieser Art aus der Aachener Kreide (Abhandlungen der preussischen geologischen Landesanstalt, Neue Folge, Heft 3, 1891, S. 50, Taf. IX, etwa Fig. 34, 35), aber auch bei diesen ist das Verhältnis der Länge zur Breite der Gehäuse nicht das hier beobachtete, ebenso wenig wie bei *Marg. costulata* bei Reuss, bei der auch die Kammernähte und Scheidewände bedeutend schiefer zur Längserstreckung des ganzen Gehäuses verlaufen (Versteinerungen der böhmischen Kreideformation, I, S. 18, Taf. XIII, Fig. 25).

*Vaginulina margaritifera* Batsch sp.

1791. *Nautilus* (*Orthoceras*) *margaritiferus* Batsch: Sechs Kupfertafeln mit Conchylien des Seesandes. Taf. IV, Fig. 12 a.

1884. *Vaginulina margaritifera* Batsch sp. Brady: Report. Challenger, S. 532. Taf. LXVI. Fig. 16.

In den vorliegenden Proben tritt diese Art nur in Bruchstücken auf, teils sind es nur Stücke des jüngeren Gehäuseendes mit etwas breiteren Kammern, deren Scheidewände mit langgestreckten, wulstigen Leisten besetzt sind, z. T. liegen wieder nur Stücke des älteren Gehäuseendes vor, die eine kugelige Anfangskammer und breite, wenig hohe Kammern aufweisen, deren Scheidewände von langgestreckten Leisten besetzt erscheinen. Diese Bruchstücke des älteren Teiles mit 9 Kammern erreichen eine Länge von 1.5 mm. Ein einziges Exemplar auch ohne die jüngsten Kammern mißt 5.5 mm mit 16 Kammern. Bei diesem letzteren trägt die kugelige Anfangskammer eine kurze Spitze, auf sie folgen darin vier breite und niedrige Kammern mit geschwungenen Kammer-

nähten, die aber nur schwache Wülste tragen, erst nach der fünften Kammer erhalten die Kammerscheidewände Wülste, die aber nicht nur einfache Leisten darstellen, sondern direkt auf der Mitte der Kammer-nahlänge als stark hervorragende, eiförmige Knoten der Außenwand aufsitzen, so daß eine Skulpturierung erscheint, welche an die bei *Marginulina trilobata* d'Orb. erinnert (Mém. de la Société Géol. de France, IV, S. 16, Taf. I, Fig. 16, 17), die wieder, wenn wir von dem deutlich flachspiraligen Anfangsteil der Gehäuse absehen, der *Marg. bacillum* Reuss (Versteinerungen der böhmischen Kreideformation, I, S. 29, Taf. VIII, Fig. 11) entspricht. Die Verhältnisse unserer Form in Länge und Breite stimmen am besten mit denen bei Perner aus der böhmischen Kreide (Palaeontogr. Bobemiae, IV., 1897, S. 45, 70, Taf. II, Fig. 28.) Die Exemplare aus dem Tertiär von Albanien (Probe V. 32, V. 55) entsprechen in den Längen- und Breitenverhältnissen auch am meisten den hier beobachteten Stücken, aber auch dort treten extrem breite Exemplare auf, die von der kugeligen Anfangskammer sofort rasch in die Breite wachsen, die sich dann an die *V. ligata* Reuss (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien. L., 1864, S. 23 f, Taf. L, Fig. 11) anschließen. Hierher müßte man auch die *V. recta* Karr. (Novara-Expedition, Geologischer Teil I, 1864, S. 74, Taf. XVI, Fig. 2) und die breiteren Exemplare der *V. costulata* Roem. bei Beissel aus der Aachener Kreide (Abhandlungen der preussischen geologischen Landesanstalt, Neue Folge, 3. Heft, 1891, S. 50, Taf. IX, Fig. 29—39) einreihen.

*Vaginulina Brukenhali* Neugeb., Länge 1.5—2.5 mm, Taf. XIII, Fig. 1.

1856. *Vaginulina Brukenhali* Neugeb.: Die Foraminiferen aus der Ordnung der Süchostegier von Ober-Lapugy in Siebenbürgen. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, XII, S. 98, Taf. V, Fig. 10 a—d.

Meist nur in Bruchstücken des älteren Gehäuseteiles, lediglich ein vollständiges Exemplar von 2.5 mm Länge konnte nachgewiesen werden. Alle untersuchten Stücke haben eine große, gewölbte Anfangskammer, die übrigen zeigen im Anfangsteile geschwungene Kammerscheidewände, die weiter gegen das orale Ende flacher werden, meist mit durchscheinenden Rippen besetzt sind, die in der Mitte der Gehäusebreite etwas anschwellen. Der Anfangsteil ist etwas gebogen und die Embryonalkammer trägt oft einen kurzen Stachel. Bisher nur jungtertiär und rezent bekannt.

*Marginulina inepta* Neugeb., Länge 1.4 mm.

1851. *Marginulina inepta* Neugeb.: Foraminiferen von Felső-Lapugy unweit Dobra im Carlsburger District III. Verhandlungen und Mitteilungen des siebenbürgischen Vereines für Naturkunde in Hermannstadt, II, S. 127, Taf. IV, Fig. 14.

Im älteren Gehäuseteile sind die ersten drei Kammern in einer flachen Spirale angeordnet, die Kammerscheidewände konvergieren gegeneinander. Die vierte überlagert alle drei vorhergehenden, und die Nähte der vierten und fünften Kammer sind schief und etwas nach abwärts gebogen; die folgenden drei Kammern sind durch rechtwinkelig zur Längserstreckung des Gehäuses gerichtete Nähte geschieden,

es scheint aber noch eine oder mehrere Kammern gefolgt zu sein, wenigstens deutet die Anwachsstelle einer solchen Kammer auf der jüngsten erhaltenen darauf hin. Die Mündung ist an dieser Kammer sichtbar, sie ist nur wenig exzentrisch und gestrahlt. Unter den vielen, bekannten Marginulinen entspricht nur *M. inepta* Neugeb. dem vorliegenden einzigen Stücke, doch ist diese Form aus dem Miozän von Siebenbürgen wohl nur ein Glied einer Reihe, in die mindestens auch *M. inversa* Neugeb. (l. c. S. 126, Taf. IV, Fig. 12, 13, Taf. V, Fig. 1, 2) einzubeziehen ist, wie dies auch Neugeboren später getan hat (l. c. XI, 1860, S. 56). Auch die unter dem Namen *M. regularis* d'Orb. von Martinotti aus dem italienischen Oligozän angeführte Form gehört diesem Formenkreis an (Atti della Società Ital. di Scienze Nat., LXII, 1923, S. 334, Taf. VII, Fig. 34—36), ebenso die Form, die Reuss zu seiner *M. tumida* rechnet (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien, XLVIII, 1863, S. 48, Taf. III, Fig. 32—35), die aber vom Typus dieser letzteren Art (Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft, 1851, S. 64, Taf. III, Fig. 14) sich sehr weit entfernt. Auch die als *M. glabra* d'Orb. bezeichnete Art bei Cushman (U. S. Nat. Mus. Bull. 104, S. 127 f., Taf. 36, Fig. 5) ist viel zu schlank, als daß sie eine Abart jener Form bilden könnte.

*Marginulina hirsuta* d'Orbigny, Taf. XIII, Fig. 2.

1826. *Marginulina hirsuta* d'Orb.: Annales Scientifiques de la Nature, VII, S. 259, Fig. 5.

Unter diesem Namen möchte ich eine Reihe von Marginulinen anführen, die in der Kammeranordnung an *M. splendens* Hanfk. erinnern (Mitteilung aus dem Jahrbuch der ungarischen geologischen Anstalt, 1875, IV, S. 87, Taf. IV, Fig. 11), aber durch eine rauhe Oberfläche gekennzeichnet sind. Im älteren Gehäuseteile nehmen die Rauigkeiten die Form von kleinen warzenförmigen Erhabenheiten an, so daß die Kammernähte undeutlich werden und der Unriß der Gehäuse wie granuliert erscheint. Die Stärke dieser Rauigkeit nimmt gegen die jüngste Kammer merklich ab, so daß diese fast ganz glatt ist. Sie endet bei einigen Exemplaren deutlich in eine einfache, kurze Röhre, die übrigen zeigen gestrahlte Mündungen. Die jüngste Kammer ist größer als jede der vorhergehenden und ist fast kugelig, so daß sie sich gegen die vorletzte durch eine tiefe Naht deutlich abhebt. Da *M. aculeata*, *hispida*, *pustulosa* und *echinata* bei Neugeboren deutliche Stacheln haben, fallen sie aus dem direkten Vergleiche heraus, aber *M. agglutinans* Neugeb. (Verhandlungen und Mitteilungen des siebenbürgischen Vereines für Naturkunde in Hermannstadt, II, 1851, S. 145, Taf. IV, Fig. 25) hat viele Ähnlichkeiten. In diesem Formenkreis wäre auch *M. spinulosa* Karr. (Abhandlungen der geologischen Reichsanstalt, 1877, Bd. IX, S. 382, Taf. XVI b, Fig. 34) einzubeziehen, bei der auch die jüngsten Kammern allmählich die Rauigkeiten der Oberfläche verlieren. Ganz übereinstimmend mit den vorliegenden Formen sind die Exemplare von *M. hirsuta* d'Orb. bei Egger aus der bayrischen Kreide (Abhandlungen der bayrischen Akademie der Wissenschaften, XXI, S. 97, Taf. IX, Fig. 15).

*Marginulina cf. ensiformis* Roem., Taf. XIII, Fig. 3.

1838. *Frondiculina ensiformis* Roem.: Die Cephalopoden des norddeutschen tertiären Meeressandes. Neues Jahrbuch für Mineralogie und Geologie. S. 382, Taf. III, Fig. 8.
1855. *Flabellina ensiformis* Roem. sp. Reuß: Beiträge zur Charakteristik der Tertiärschichten des mittleren und nördlichen Deutschlands. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien, XVIII., S. 229, Taf. II, Fig. 23, 24.
1910. *Marginulina ensiformis* Roem. Liebus: Die Foraminiferenfauna der mittlereozänen Mergel von Norddalmatien. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien, CXX., S. 913, Taf. I, Fig. 3.

Nur einige kleine, vierkammerige Exemplare konnten auf diese Art bezogen werden. Ihre Embryonalkammern sind stark gewölbt, es folgen dann drei breite, wenig hohe Kammern, die in einem flachen Bogen angeordnet erscheinen. Die jüngste von ihnen trägt an der Konvexseite eine kurzröhrenförmige Mündung. Die Oberflächen aller Kammern sind mit kurzen, kräftigen Rippen besetzt. Nach Reuß sind derartige und noch mehrkammerige Exemplare nur Jugendstadien von Flabellinen (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien, XVIII., S. 229, Taf. II, Fig. 23, 24, Bd. L, 1864, Sep. S. 26, Taf. V, Fig. 2). Seine Formen stammten aus dem Oligozän. Die Exemplare aus dem Mittel-eozän von Dalmatien, die ich mit dieser Art identifizierte, haben keine kugelförmige Embryonalkammer und die Berippung ist spärlicher. Eine ganz ähnliche Form erwähnt auch Chapman aus jurassischen Ablagerungen von Australien unter dem Namen *Crist. costata* Ficht und Moll. var. *compressa* (Proc. Roy. Soc. Victoria, Vol. XVI, new series, part. II, S. 194, Taf. XXII, Fig. 14). Vielleicht ist *Crist. crassicosta* Karr. von Leitzersdorf (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1870, S. 177, Taf. II, Fig. 8) ein mehrkammeriges Exemplar derselben Form.

*Cristellaria complanata* Rss.

- 1845—46. *Cristellaria complanata* Reuss. Versteinerungen der böhmischen Kreide I. S. 33, Taf. XIII, Fig. 54.

In den vorliegenden Proben verhältnismäßig selten. Das Gehäuse ist flachgedrückt, man kann eine etwas aufgetriebene Anfangskammer unterscheiden, an die sich bis 13 in einer flachen Spirale angeordnete, wenig hohe in der Daraufrsicht von der Breitseite aus dreieckige Kammern anschließen, deren Scheidewände als rippenartige Erhabenheiten über die Gehäuseebene hervorragen, während die eigentlichen Kammerflanken etwas eingesenkt sind. Die konvexe Schmalseite des Gehäuses ist abgeflacht, diese Abflachung wird von den schwach gewulsteten Rändern umgeben, die konkave Schmalseite und der Stirnrand der jüngsten Kammer sind schwach ausgehöhlt. Nur im ältesten Gehäuseteile kann man einen Kiel wahrnehmen.

In dieser beschriebenen Ausbildung entspricht die Form am ehesten der *C. complanata* Rss. aus der böhmischen Kreideformation (Reuss: Versteinerungen der böhmischen Kreide, I. Bd., S. 33, Taf. XIII, Fig. 54), die aber mit anderen Darstellungen desselben Autors wenig Ähnlichkeit zeigt (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien, XLVI., 1862, S. 92, Taf. XII, Fig. 13), auch die Formen bei Egger (Abhandlungen der bayrischen Akademie der Wissenschaften, XXI., 1899) weisen



Verschiedenheiten auf Franke (Abhandlungen des geologisch-paläontologischen Instituts der Universität Greifswald, IV., 1925, S. 69, Taf. V, Fig. 24) stellt bei seinen Exemplaren aus der pommerschen Kreide dieselben Verhältnisse wie bei den vorliegenden fest, er bezieht sich aber im Texte auf Goës (Arctic and scandin. Foram. K. svenska vet.-Akad. Handl., Bd. 25, Nr. 9, S. 62, Taf. IX, Fig. 616 bis 622), dessen Formenreihe sicher in keiner Beziehung zu unseren Stücken steht. Sehr nahe verwandt ist unseren Formen *C. tricarinella* Rss. (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien, XLVI., 1862, (1863), S. 68, Taf. VII, Fig. 9a, b), die Brady mit *C. truncana* Gumb. vereinigt (Abhandlungen der bayrischen Akademie der Wissenschaften, XII., S. 639, Taf. I, Fig. 68), die aber nach der Beschreibung einen Rückenkiel aufweist, während die Form bei Reuss (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien, XLVI., 1862, S. 68, Taf. VII, Fig. 9, Taf. XII, Fig. 2 bis 4) einen Rückenkiel und außerdem noch zwei Randleisten besitzt. Aber auch *C. protosphaera* Rss. (l. c. S. 68, Taf. VII, Fig. 8) wird von Brady mit der obigen Art vereinigt, die eigentlich dann das ganz ungekielte Glied der Reihe ist. Nach der Ansicht Bradys (Chall. Rep. S. 540 f., Taf. LXVIII, Fig. 3, 4) läßt sich diese Eigenschaft nicht durchgängig beobachten und mannigfache Übergänge sollen nachweisbar sein. Diese extreme Fassung des Formenkreises ist sicherlich zu weit gehend, da sonst auch die äußersten Glieder der *tricarinata*-Reihe, die ich aus dem Mitteleozän von Dalmatien namhaft machte, in diesen großen Formenkreis einbezogen werden müßten (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien, CXX). *Vaginulina comitina* Berth. (Mém. Société Geol. France, ser. 3. Vol. I) ist von *C. complanata* Rss. nicht verschieden.

#### *Cristellaria orbicularis* d'Orb.

1826. *Bobulina orbicularis* d'Orb.: Ann. Sci. Nat. VII. S. 288, Taf. XV, Fig. 8, 9.

1884. *Cristellaria orbicularis* d'Orb. sp. Brady: Report Challenger. S. 549, Taf. LXIX, Fig. 17.

Diese Art wird gewöhnlich mit *C. vortex* vereinigt, es ist auch, soweit es sich um jungtertiäre und rezente Formen handelt, nur der Besitz einer Zentralscheibe bei *C. orbicularis* das trennende Merkmal. Wenn wir aber die hier auftretenden Cristellarien prüfen, so treffen wir Formen an, deren stark geschwungene Kammernähte nicht den Grad der Biegung erlangen, wie sie die normalen Exemplare des *C. vortex*-Typus besitzen, sondern in dieser Hinsicht eher zu *C. obtusa* neigen würden (Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, Wien, I., 1850, S. 369, Taf. XLVI, Fig. 18), wenn diese Art nicht Gehäuse hätte, die der Zentralscheibe entbehren. Von den sonstigen in Betracht kommenden Cristellarien ähnelt ihr nur noch *C. microptera* Rss. (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien, XL., S. 215, Taf. VIII, Fig. 7) aus der westfälischen Kreide, sie ist aber in der Gehäusemitte eingedrückt, dort wo unsere Formen die Nabelschwiele entwickelt haben, abgesehen davon, daß unsere Stücke die Kammernähte etwas stärker geschwungen haben. *C. orbicularis* d'Orb., die ursprünglich nur jungtertiär und rezent bekannt war, ist von Franke auch in der

pommerschen Kreide nachgewiesen worden (Abhandlungen aus dem geologisch-paläontologischen Institut der Universität Greifswald, IV., 1925, S. 75, Taf. VI, Fig. 13).

*Cristellaria crassa* d'Orb.

1846. *Cristellaria crassa* d'Orb.: Foraminifères fossiles du bassin tert. de Vienne. S. 90, Taf. IV, Fig. 1—3.

Zu dieser Art wird lange schon die *C. deformis* Rss. (Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, III., 1851, S. 70, Taf. IV, Fig. 30) gezählt, die wieder nichts anderes ist, als die *C. ovalis* Rss. aus der Kreideformation (Versteinerungen der böhmischen Kreideformation I. S. 34, Taf. VIII, Fig. 49, Taf. XII, Fig. 19, Taf. XIII, Fig. 60 bis 63. Geinitz, Elbtalgebirge, II. Teil, S. 103, Taf. 22, Fig. 6 bis 11).

*Cristellaria harpa* Reuss, Länge 0,9—1,2 mm.

1860. *Cristellaria harpa* Reuss: Die Foraminiferen der westfälischen Kreideformation. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien, XL., S. 211, Taf. X, Fig. 1 a, b, 2.

Diese Art gehört wohl zu dem Formenkreise der *C. crepidula* Ficht. und Moll, ist nach Dervilleux (Bollet. della Società Geol. Ital., Vol. X, fasc. 4, 1892, S. 597) identisch mit *C. grata* Reuss, die auch wieder als Varietät von *C. crepidula* Ficht. und Moll angeführt wird. Sie erscheint bei Egger (Abhandlungen der bayrischen Akademie der Wissenschaften, XXI., 1899, S. 111, Taf. IV, Fig. 7, 8) als *C. complanata* Reuss. Nach Ansicht von Reuss (Versteinerungen der böhmischen Kreideformation I., S. 33, Taf. XIII, Fig. 54) ist aber *C. complanata* Reuss von der vorerwähnten dadurch verschieden, daß auf der sogenannten Ventralseite bei jener eine seichte Furche auftritt, dagegen sind Beziehungen zu *C. multiseptata* Reuss (Haidinger, Naturwissenschaftliche Abhandlungen, IV., 1854, S. 33, Taf. II, Fig. 9) aus der Lemberger Kreide unverkennbar.

*Bolivina incrassata* Reuss, Länge bis 1,3 mm, Taf. XIII, Fig. 4 a, b, 5.

1851. *Bolivina incrassata* Reuss: Die Foraminiferen und Entomostraceen des Kreidemergels von Lemberg. Haidingers Naturwissenschaftliche Abhandlungen, Bd. IV, S. 45, Taf. IV, Fig. 13.

Diese Art gehört ihrer Kammeranordnung nach in den Formenkreis der *B. Aenariensis* Costa. Ihre Gehäuse fallen in den Schlammproben durch die feimporige Beschaffenheit der Gehäusewände auf, so daß sie den Anschein von imperforaten Foraminiferen erwecken. Die Hauptmasse der gefundenen Exemplare gehört megalosphärischen Formen an, bei denen die knopfförmige Auftreibung des Anfangsteiles durch die große, kugelige Embryonalkammer bedingt wird. Bei einzelnen Angehörigen dieses Entwicklungstypus ist der ältere Gehäuseteil gegen den jüngeren etwas verdreht, wie es bei anderen Bolivinen, z. B. *B. limbata* Brady und *B. tortuosa* Brady (Chall. Rep., S. 410, Taf. LII, Fig. 26—28, 33—34) öfters beobachtet wurde. Die größte Gehäusebreite ist an der Basis der beiden jüngsten Kammern. Diese megalosphärische Generation entspricht vollständig der Ausbildung, die Egger aus der bayrischen Kreideformation namhaft macht (Abhandlungen der bayrischen Akademie der Wissenschaften, XXI., I. Abt., S. 45, Taf. XVI, Fig. 4, 5). Wesentlich

seltenere tritt die mikrosphärische Generation auf, deren Gehäuse 0,9 mm Länge wertten und im aboralen Teile stark zugespitzt erscheinen, nach Erreichung der größten Gehäusebreite sich wieder etwas verschmälern. Diese Formen entsprechen der *B. phylloides* Ehrbg. aus dem ägyptischen Eozän bei Schwager (Paläontogr., XXX., S. 113, Taf. XXIX (VI), Fig. 10), die aber nur 0,3 mm Länge erreicht. Ganz identische Formen finden wir bei Beissel (Abhandlungen der preussischen geologischen Landesanstalt, Neue Folge, Heft 3, 1891, S. 65 f., Taf. XIII, Fig. 1—7) als *Virgulina tegulata* Reuss angeführt. Die dort gegebene Abbildung stellt freilich keine *Virgulina* vor, wie es auch Holzappel bei der endgültigen Bearbeitung von Beissels nachgelassenem Material konstatieren könnte, aber eines ist für die Identifizierung unserer Form wichtig, nämlich die Bemerkung, daß Beissel bei seinen Exemplaren keine Poren gesehen hat, so daß auch jene Exemplare den Eindruck von Imperforaten machten. Ähnliche Typen finden wir in der Literatur häufig unter dem Namen *B. dilatata* Reuss subsumiert, so bei Egger (l. c. S. 294, Taf. VIII, Fig. 17—20) und bei Goës (Kgl. Vet. Akad. Handl. 1894, Bd. 25, Nr. 9, S. 50, Taf. IX, Fig. 484, 486). Auffallend ist auch die große Ähnlichkeit mit der oligozänen *B. metlettica* Andr. (Abhandlungen zur geologischen Karte von Elsaß-Lothringen, Bd. II, S. 257, Taf. KI, Fig. 5, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1902, Bd. LIII, S. 81, Fig. 3).

*Plectofrondicularia quadrilatera* n. sp., Taf. XIII, Fig. 6, 7 a, b.

Im hangenden, braunen Ton sehr häufig, so daß eine eventuelle Variabilität nach der einen oder der anderen Seite zum Vorschein kommen müßte. Doch sind alle beobachteten Formen gleichartig ausgebildet. Auf eine kugelige, kleine Anfangskammer folgen jederseits 5—7 biserial angeordnete, echte *Bolivina*-Kammern. Die jüngsten von diesen fallen durch ihre Größe auf, sie zeigen auch die Tendenz, sich in der Richtung der Gehäuseachse biserial anzuordnen, die jüngsten zwei sind auch tatsächlich keine biserial angeordneten *Bolivina*-Kammern mehr, die jüngste sitzt überhaupt nur einer einzigen, vorhergehenden Kammer auf. Die Mündung ist ein schmaler Schlitz an der distalen Spitze des Gehäuses. Das ganze Gehäuse ist flachgedrückt, und die Nähte, wenigstens der jüngsten Kammern, ragen als geschwungene Rippenwülste über die etwas vertiefte Breitseite jeder Kammer hervor. Dadurch wird auch bewirkt, daß die Schmalseiten eine flachrinnenförmige Furche zeigen. Wenn wir nur die biserial Anordnung der älteren Kammern ins Auge fassen, so kennen wir jungtertiär und rezent eine Fbrin, deren Gehäuse abgeflacht ist und dessen Kammernnähte von geschwungenen Rippen besetzt sind, so daß ein im Querschnitte vierkantiges Gehäuse resultiert; es ist dies *Textularia quadrilatera* Schwag. (Novara-Expedition, Geologischer Teil, 1866, Bd. II, S. 258 f., Taf. VII, Fig. 103); diese Gehäuse sind aber vom Anfange bis zum jüngsten Teile biserial gebaut, und es wird von keiner Abänderung dieses Typus berichtet, auch ist die Mündung eine quere *Textularia*-Mündung, und wir haben keinen Grund, an der Richtigkeit dieser Angabe zu zweifeln. Millet aber (Jour. of R. Microsc. Soc. 1899, S. 559, Taf. VII, Fig. 3) spricht bei

seinen rezenten Formen von Mündungen, die zu schmalen *Bolivina*-Schlitzen hinüberführen. Bei Flint (Rep. of the U. S. Nat. Mus. 1897 (1899), S. 283, Taf. XXVIII, Fig. 3) finden wir auch nur Angaben von alternierenden Kammern, und es erscheinen auch nur solche dargestellt. Cushman (U. S. Nat. Mus. Bull. 71, S. 24ff., Textfigur 42—44) spricht gleichfalls nur von alternierenden Kammern, unterscheidet aber makro- und mikrosphärische Individuen. Er beläßt die Formen unter dem alten Genusnamen, obwohl er gewisse Zweifel hegt wegen der Möglichkeit einer Zugehörigkeit zu *Bolivina*, wie Wright es propagiert (Proc. Roy. Irish Acad., ser. 3, vol. I., 1891, S. 475). In einer kürzlich veröffentlichten Arbeit (American Upper Cretaceous species of *Bolivina* and related species in Contrib. from the Cushman Laboratory for Foraminiferal research, vol. 2, Part 4, 1927, S. 91, Taf. 12, Fig. 11 a, b) erwähnt Cushman eine ganz ähnliche Form unter dem Namen *Bolivinita eleyi* Cush. Auch bei dieser Form haben die jüngsten Kammern die Tendenz zu einer uniserialen Anordnung, die Mündung ist aber bedeutend breiter als bei den hier gefundenen Stücken und liegt an der steilabfallenden Schmalseite der jüngsten Kammer. Cushman bezieht sich auf die *B. obsoleta* Eley, die bisher nur pliozän bekannt war, aber von Chapman in kretazischen Ablagerungen (Gingin chalk) nachgewiesen wurde. Diese Form hat aber keine uniserialen Kammern und zeigt auch keine Tendenz zu einer solchen Anordnung.

Wenn wir unsere vorliegenden Formen analysieren, so sind deutlich zwei Aufbausysteme erkennbar. Da der jüngste Gehäuseteil beim weiteren Wachsen für sich eine *Frondicularia* hervorbringen würde, der Anfangsteil aber eine deutliche *Bolivina* ist, müssen wir die Gesamtform als *Plectofrondicularia* bezeichnen. In vieler Hinsicht erinnern sie an Formen, die ich vor einiger Zeit (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1902, Bd. LII, S. 294, Taf. XV, Fig. 7 a) gemeinsam mit Schubert aus den karpathischen Inoceramenschichten als *Proroporus* bezeichnet habe, da ein spiraler Anfangsteil dem biserialen Gehäuseteile voranging, worauf endlich einige uniserialen Kammern mit einer kleinen Mündung an der Spitze der jüngsten Kammer den Abschluß machten. Es liegt hier sicherlich einer der vielen Fälle vor, daß von zwei im Aufbaue ganz verschiedenen Ausgangstypen ähnliche Endformen resultieren können, wie *Glandulina* und *Ellipsoglandulina*, bei denen nur noch ihre Mündungen den Hinweis auf die Stammform bilden.

*Bulimina imbricata* Rss. var. *procera* nov. var. Taf. XIII, Fig. 8 a, b.

Der Kammeraufbau stimmt vollständig mit *Bul. imbricata* Rss. aus der Lemberger Kreide überein (Haid. Naturw. Abhandl. IV, Sep. S. 22, Taf. III, Fig. 7), nur sind die wenigen Exemplare, die untersucht werden konnten, übermäßig schlank, so daß sie in dieser Beziehung der *Bul. longiscata* Terqu. (Mém. de la Soc. Géol. de France 1882, Nr. III, sér. 3, tome II, S. 109f. Taf. XI (XIX), Fig. 25, 26) aus dem französischen Eozän gleichkommen, ja sie zum Teil an Länge sogar übertreffen. Terquem's *Bul. elongata* d'Orb. (l. c. S. 109, Taf. XI, Fig. 21, 22), die höchstens als halb so lang angegeben wird als die vorliegenden Stücke, gehört wohl in die Verwandtschaftssphäre dieser Art, aber ein Vergleich

der untersuchten Stücke mit der der Originalform von *Bul. elongata* d'Orb (For. foss. du bassin tert. de Vienne, S. 187, Taf. XI, Fig. 19, 20) fällt nicht befriedigend für eine Identität beider aus.

*Uvigerina cristata* Marss. Länge 0·3 — 0·5 mm, Taf. XIII, Fig. 9 a, b, c.  
1878. *Uvigerina cristata* Marsson: Die Foraminiferen der weißen Schreiekreide der Insel Rügen. Mitteilungen des Naturwiss. Vereines für Neuvorpommern und Rügen X, S. 150, Taf. III, Fig. 20 a—c

Die Übereinstimmung mit der Form Marssons aus der Kreide von Rügen ist bei den meisten der untersuchten Stücke nicht ganz vollständig, aber es ist eine Identifizierung mit irgendeiner anderen Art nicht möglich, und in den allgemeinen Umrissen ist doch eine so große Ähnlichkeit vorhanden, daß die vorliegenden Stücke in den engsten Verwandtschaftskreis der obigen Art gehören müssen. Das Gehäuse ist dreikantig, die Kammern tragen an den Kanten je zwei etwas gezähnte oder gekerbte, wulstig hervorragende Leisten, die Mündung der letzten Kammer ist rund und ist bei den meisten Exemplaren nicht röhrig vorgezogen. Wenn wir aber den Querschnitt dieser Exemplare mit dem von Marsson angegebenen vergleichen, so liegt der einzige Unterschied in dem Vorhandensein von zahlreichen gezähnten Rippen außer den drei Paaren an den Kanten des Gehäuses, die den Stücken ein etwas struppiges Aussehen verleihen. In den Proben, die den hangenden, braunen Tonen entnommen sind, sind außer den beschriebenen Formen auch solche zu finden, die auch an den etwas vertieften Seitenflächen der Gehäuse kurze Rippen aufweisen und dadurch dem Typus näherkommen. Egger spricht (Abhandlungen der Bayrischen Akademie der Wissenschaften XXI, 1899, S. 132, Taf. XV, Fig. 55) von mehr oder weniger vorragenden Unebenheiten auf den Kammeroberflächen, durch welche die Dreieckslinien im Querschnitte unregelmäßig werden. Er vergleicht aber seine längeren Exemplare aus der bayrischen Kreide mit *Bulimina tortilis* Rss., die er weiter S. 133 als *Uvigerina tortilis* anführt, die (l. c. S. 133, Taf. XV, Fig. 52—54) etwas mehr an die vorliegenden Stücke erinnert. Unsere Exemplare sind etwas größer als die bei Marsson und Egger. In denselben braunen Tonen treten außerdem noch etwas größere *Uvigerinen* auf, bei denen die Rippen vollständig verschwunden sind, ihre Gehäuseoberfläche ist glatt, sie haben einen dreikantigen Umriß, die Kanten sind etwas abgerundet, so daß eine große Ähnlichkeit mit den Formen resultiert, welche ich im Mittel-eozän von Norddalmatien als *Tritaxia lepida* Brady bezeichnet habe. (Sitzungsbericht der Akademie der Wissenschaften in Wien CXX, 1911, S. 936, Taf. II, Fig. 8). Cushman trennt neuestens diese Art vom Genus *Uvigerina* und stellt eine neue Gattung, *Pseudouvigerina*, auf (Contrib. from Cushman lab. for foram. res., v. 3, p. 1, 1927).

*Sagrina conulus* n. sp. Taf. XIII, Fig. 10 a, b, c.

? 1899. *Textularia turris* d'Orb. Egger: Foraminiferen und Ostracoden aus den Kreide-mergeln der oberbayrischen Alpen. Abhandlungen der Bayrischen Akademie der Wissenschaften XXI, S. 29, Taf. XIV, Fig. 29.

Kleine, kegelförmige Gehäuse mit etwas konvex gebogenen Außenflächen, die besonders in den grauen Tonen sehr häufig auftreten. Die

Kammern folgen einander, wenigstens im jüngeren Teile uniserial, ihre Nähte sind außen als horizontale Linien auch ohne Aufhellung in Glycerin sichtbar, nicht selten springen die den Nähten entsprechenden Kammer-scheidewände über die Oberfläche der Seitenwände der Gehäuse als flache Rippen vor. Verfolgt man die einzelnen uniserialen Kammern gegen den fein zugespitzten Anfangsteil, so lassen einige Exemplare bei Aufhellung in Glycerin eine Anzahl von scheinbar triserial, spiral angeordneten kleinen Kammern erkennen, welche die äußerste Spitze des Gehäuses bilden, in ganz seltenen Fällen läßt sich dieser Aufbau sogar äußerlich nachweisen, immer sind es aber nur einige wenige Kammern, die diesen Teil des Gehäuses zusammensetzen. An einem zufällig der Länge nach aufgebrochenen Stücke ließen sich die Verhältnisse besonders deutlich ersehen. Das breite, orale Ende des Gehäuses ist flach abgestutzt und trägt in der Mitte der Stirnfläche, die vom Gehäuserand in Form eines Ringes unwallt wird, die schmale, spaltförmige, etwas gebogene Mündung. Die triserielle Kammeranordnung im Embryonalteile spricht für eine *Bulimina* oder noch eher für eine *Uvigerina* und die Verbindung eines derartigen Anfangsteiles mit uniserialen Endkammern also für *Sagrina*. In Anbetracht des Umstandes, daß die vorliegende Art beinahe lediglich uniserielle Kammern aufweist, würde bei vollständig unterdrücktem Ahnenrest eine Gehäusegestalt und Kammeranordnung resultieren, wie sie bei *Sagrina ? annulata* Brady (Chall. Rep. S. 586, Taf. LXXVI, Fig. 20, 21) auftritt; freilich ist bei dieser Form das Gehäuse beiderseits verschmälert und die Mündung rund. Der Form des Gehäuses nach wäre auch eine gute Übereinstimmung mit *Conulina conica* d'Orb. (Foram. foss. du bassin tert. de Vienne. S. 71, Taf. XXI, Fig. 7) gegeben, die aber eine siebartig durchlöchernte Stirnwand an der jüngsten Kammer trägt. Eine der unseren sehr ähnliche Form lag auch jedenfalls Egger aus der bayrischen Kreide vor, die in der einzigen angegebenen Darstellung mit den hier gefundenen Stücken gut übereinstimmt, aber nur uniserial angeordnete Kammern zeigt und mit *Textularia turris* d'Orb. (= ? *Text. Baretti* Jones) identifiziert wird, obwohl im Texte nur von alternierenden Kammern gesprochen wird. (Abhandlungen der Bayrischen Akademie der Wissenschaften XXI, 1899, S. 29, Taf. XIV, Fig. 29.)

*Dimorphina nodosaria* d'Orb. Länge bis 1 mm. Taf. XIII, Fig. 11 a, b, c, Fig. 12.

1846. *Dimorphina nodosaria* d'Orbigny: Foraminifères fossiles du bassin tertiaire de Vienne. S. 221, Taf. XII, Fig. 21, 22.

In den untersuchten Proben kommt diese Art ziemlich selten vor; sie erscheint aber in zwei Ausbildungen. Die eine zeigt im Embryonalteile ganz deutlich einen alternierenden Aufbau, freilich sind daran höchstens drei Kammern beteiligt, die weiteren, jüngeren Kammern ordnen sich uniserial an, und die jüngste trägt an der Spitze die Mündung, die bei einigen Exemplaren rund, bei anderen dagegen in die Breite gezogen ist und einen bohnenförmigen Umriß zeigt. Die andere Ausbildungsform hat lediglich uniserielle Kammern, nur bei Aufhellung in Glycerin ist ein Alternieren der älteren Kammern sichtbar, die Nähte dieser Kammern sind aber von außen kaum wahrzunehmen. Auch bei dieser Ausbildung

kommt es vor, daß die Mündung nicht einfach rund, sondern etwas länglich ist. Bei der verhältnismäßigen Seltenheit dieser Art ist ein allgemeiner Schluß auf die Häufigkeit dieser Tatsache unmöglich, so daß wir auf die Abstammungsverhältnisse keinen Rückschluß ziehen können; jedenfalls sieht es so aus, als ob wir es hier wieder mit zwei in den Endformen konvergierenden Formenreihen zu tun hätten.

*Dimorphina Kahleri* n. sp., Taf. XIII, Fig. 13a, b, c, d, e.

Von dieser Art liegen ganze Entwicklungsreihen vor. Die kleinsten Exemplare sind 0·8 mm lang, haben, rein äußerlich betrachtet, die größte Ähnlichkeit mit *Marginulina elongata* Rss. (Haid. Naturw. Abhandl., IV, 1851, S. 28, Taf. I, Fig. 17) aus der Kreide von Lemberg, wie bei dieser ist der ältere Gehäuseteil etwas aufgetrieben und gegen den jüngeren schwach abgesetzt. Unter dem Namen *Nod. Roemeri* Neug. bringt Flint unter anderen ein Stück zur Darstellung (U. S. Nat. Mus. 1897, S. 310, Taf. 56, Fig. 5), das kleinste in der Reihe der Abbildungen, das äußerlich dasselbe Merkmal erkennen läßt wie auch die von Neugeboren zu *Vaginulina badenensis* d'Orb. gezogene kleine Form (Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, 1856, XII, S. 98, Taf. V, Fig. 9). Bei Aufhellung in Glyzerin offenbart sich aber die Tatsache, daß der ältere Gehäuseteil aus fünf *Polymorphinakammern* besteht, auf die erst die beiden letzten uniserial angeordneten Kammern folgen, die durch schiefe Nähte voneinander getrennt sind. Die jüngste derselben trägt die exzentrische, gestrahlte Mündung. Der *Polymorphinateil* entspricht für sich etwa einer Form aus der Formenreihe der *P. angusta* Egger. Von diesen einfachsten Formen, bei denen eine oder zwei uniserial Kammern auftreten, bis zu den Exemplaren, bei denen drei bis fünf uniserial angeordnete Kammern auf den *Polymorphinateil* folgen, gibt es eine Reihe von Übergängen. Die letzteren, bei denen der uniserial Teil stark überwiegt, haben in diesem Gehäuseabschnitte entweder hohe, verhältnismäßig schmale Kammern ausgebildet oder aber solche, bei denen der Breitendurchmesser die Höhe übersteigt. Diese letzteren erinnern etwas an *Dim. obliqua* d'Orb. aus dem Neogen des Wiener Beckens (l. c., S. 220, Taf. XII, Fig. 18—20), sonst käme nur noch *D. variabilis* Lieb. u. Schub. aus den Inoceramenschichten der Karpathen in Betracht (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1902, LII, S. 298, Taf. XV, Fig. 10—12), aber bei dieser ist der *Polymorphina*-anfangsteil anders gestaltet, die Kammern dieses Teiles haben eine andere Anordnung, die Art ist also von einer anderen *Polymorphina* abzuleiten. Eher wäre noch eine Beziehung zu denjenigen Formen vorhanden, die ich im dalmatinischen Mitteleozän mit *D. variabilis* identifizierte (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, CXX, 1911, S. 929, Taf. II, Fig. 3). Nicht unerwähnt möchte ich noch jene Form dieser Art lassen, die äußerlich mit *Nod. Roemeri* Neug. übereinstimmt, aber nicht, wie sie Neugeboren als Typus darstellt (Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, XII, 1856, S. 82, Taf. II, Fig. 13—17), sondern wie sie bei Brady (Chall. Rep. 1884, S. 505, Taf. LXIII, Fig. 1) erscheint. Das hier vorliegende Stück zeigt im ältesten Gehäuseteil die beiden ersten Kammern nicht durch Nähte geschieden,

die den übrigen parallel sind, sondern die Scheidewand der ersten gegen die zweite Kammer bildet deutlich gegen die nächstfolgende einen Winkel. Die übrigen vier Kammern nehmen gegen die jüngste an Höhe zu, sind durch schiefe Nähte getrennt, und die letzte trägt eine exzentrische, gestrahlte Mündung. Die Länge dieses Exemplares beträgt 1.1 mm. Im Auftreten jener zwei ersten Kammern mit der divergierenden Scheidewand kann man den letzten Hinweis auf die Polymorphinnatur, einen sogenannten Ahnenrest, erblicken.

*Ellipsodimorphina cylindrica* n. sp., Taf. XIII, Fig. 14 a, b.

Das Gehäuse wird im älteren Teile von fast alternierend angeordneten Kammern gebildet, die von schiefen Nähten getrennt werden, die letzten drei bis vier Kammern der kleineren Exemplare (0.5 bis 0.8 mm) richten sich allmählich in die Achse des Gehäuses, ihre Kammernähte verlaufen schief, abwechselnd nach rechts und links. Die jüngste Kammer hat einen halbeiförmigen Umriß und trägt knapp unter dem distalen Ende die gebogene, spaltförmige Mündung. Die großen 1.5 mm messenden Stücke besitzen einen *Polymorphina*-Anfangsteil, der aus mehr als acht Kammern besteht, auf den dann unvermittelt bis fünf uniseriale Kammern folgen, von denen die distalen vier breit und wenig hoch sind, deren letzte am distalen Ende einen elliptischen Umriß hat und unter der Spitze eine halbmondförmige Spaltmündung trägt, so daß die eine Lippe dieser Mündung etwas über die andere emporragt. Der Querschnitt des Gehäuses ist in allen Teilen rund.

Mit Ausnahme der Mündung gleichen diese Formen, die nur in einigen wenigen Exemplaren in dem braunen Ton gefunden wurden, der *D. cylindroides* Lieb. u. Schub. aus den Inoceramenschichten von Gbellan (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt in Wien, LII, 1902, S. 298, Taf. XV, Fig. 9).

*Ellipsodimorphina complanata* n. sp., Taf. XIII, Fig. 15 a, b, c.

Der Anfangsteil ist undeutlich *polymorphina*-artig, wird aber bei allen drei gefundenen Exemplaren aus den braunen Tonen übereinstimmend aus Kammern gebildet, von denen die erste etwas schmal ist und zapfenartig aus dem Gewirr der übrigen hervorragt wie bei *Dim. macrocephala* Lieb. (Lotos LXX, 1922, S. 57, Taf. II, Fig. 11, 12). Auf diese erste Kammer folgen zwei bis drei *Polymorphina*-Kammern, die gegeneinander durch abwechselnd schiefe Nähte getrennt sind, worauf endlich zwei bis drei in der Richtung der Gehäuseachse liegende uniseriale Kammern sich anreihen, von denen die jüngste, wie bei der vorigen Art, einen ovalen Umriß hat und unter der Spitze die sichelförmige Mündung trägt. Die uniserialen Kammern und ein Teil der *Polymorphina*-Kammern ist im Querschnitte flach elliptisch. Länge 0.5 bis 1.2 mm.

*Globigerina cretacea* d'Orb.

1840. *Globigerina cretacea* d'Orb.: Mémoires sur les Foraminifères de la Craie blanche du bassin de Paris. Mém. de la Soc. Géol. de France IV., S. 34, Taf. III, Fig. 12.

Diese Art ist in den untersuchten Proben nicht gerade häufig, variiert stark, die einzelnen Stücke stimmen aber doch darin miteinander



überein, daß der letzte Umgang aus fünf, seltener aus sechs Kammern besteht, daß nicht mehr als 13—15 Kammern auf der Spiralseite nachgewiesen werden können und daß die Endkammer regelmäßig etwas kleiner ist als die vorhergehende oder höchstens dieser an Größe gleichkommt und daß sie aus der Ebene der übrigen Kammern des letzten Umganges gegen die Umbilicarseite zu gedreht ist. Durch diese beiden letzteren Merkmale unterscheidet sie sich von den üblichen Darstellungen dieser Art. Am besten ist noch die Übereinstimmung mit *G. cretacea* d'Orb. aus der Pariser Kreide, nur sind die vorliegenden Exemplare stärker rotaliform gegen die mehr planospiralen Stücke, die d'Orbigny vorgelegen sein müssen. Gegenüber den Formen bei Reuss (Verst. d. böhm. Kreideform, I, S. 36, Taf. VIII, Fig. 55), bei Perner (Palaeontogr. Bohemiae Nr. I, 1892, S. 45, 64, Taf. IX, Fig. 7—10) und bei Egger (Abhandlungen der Bayrischen Akademie der Wissenschaften, 1899, XXI, S. 169, Taf. XXI, Fig. 1—3, 10) unterscheiden sich unsere Stücke in der Hauptsache nur durch die weniger aufgetriebene Endkammer. Dagegen ist eine gewisse Neigung zu einer stärkeren Entwicklung der Kammern des zweiten Umganges vorhanden, die auch stärker gewölbt erscheinen, als bei der normalen *G. cretacea* d'Orb. und sogar als die der *G. subcretacea* Chapm. bei Schubert (Abhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, XX, S. 102, Textfig. 14), wodurch die Spiralseite extrem rotaliform als Conchospirale in die Höhe wächst und die Grenzformen dann an *G. dubia* Egger (Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1858, S. 281, Taf. IX, Fig. 7—9, Chalk. Rep. S. 595, Taf. LXXIX, Fig. 17) anklängen, eine Erscheinung, die auch Cushman an seinem rezenten Materiale aus dem Atlantischen Ozean aufgefallen ist (Bull. 104, U. S. Geol. Survey Part. 5, 1924, S. 8).

*Globigerina inflata* d' Orb. Durchmesser 0·5 mm. Taf. XIII, Fig. 16.

1839. *Globigerina inflata* d'Orb.: in Barker Webb u. Berthelot: Histoire naturelle des îles Canaries II, P. 2, S. 134, Taf. II, Fig. 7—9.

Mit einem gewissen Vorbehalt ziehe ich die gefundenen Formen zu dieser Art. Der ganze allgemeine Kammeraufbau stimmt zwar mit dem der bezogenen Form überein, was aber unsere Exemplare von ihr unterscheidet, das sind zwei Tatsachen. Erstens sind alle mir zur Verfügung stehenden Darstellungen von *G. inflata* d'Orb. auf der Spiralseite ganz flach, während sich bei unseren Typen die ältesten Windungen über die Oberfläche der Kammern der jüngsten Windung knopfartig erheben und zweitens ist die Gehäuseoberfläche bei allen untersuchten Stücken durchwegs glatt, was sonst bei Globigerinen nicht der Fall zu sein pflegt. In der Literatur ist nirgends etwas über die Beschaffenheit der Gehäuseoberfläche zu finden, nur Schubert erwähnt von seinen neogenen Stücken aus dem Bismarckarchipel die vollständige Glattheit der Oberfläche (Abhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, XX, S. 99). Übrigens ist auch die Mündung bei den untersuchten Stücken nicht so groß, wie sie sonst immer dargestellt wird. Fossil ist diese Art aus dem Mitteleozän von Dalmatien und aus oligozänen Ablagerungen der Karpathen bekannt,

sonst wird sie nun aus dem Neogen erwähnt. Die mitteleozänen Stücke aus Smoković in Dalmatien stimmen im Kammerraufbau sehr gut mit den vorliegenden überein.

*Globigerina marginata* Rss. sp. Taf. XIV, Fig. 1 a, b, c.

1845—46. *Eosalina marginata* Rss.: Versteinerungen der böhmischen Kreideformation I, S. 36, Taf. VIII, Fig. 54, 74, Taf. XIII, Fig. 68.

1874. *Globigerina marginata* Rss.: in Geinitz Elbtalgebirge Palaeontographica XX. (2) S. 112.

Die charakteristische Eigenschaft dieser Form, daß alle Kammern auf der Spiralseite von geschwungenen Randwülsten eingezäumt werden, kommt bei den zahlreichen Exemplaren deutlich zum Ausdruck. Die Spiralseite läßt fast drei Windungen erkennen, nur die Kammern der innersten, also der Anfangswindungen zeigen diese Leisten etwas undeutlich. Die Umbilicarseite hat bei den meisten der untersuchten Stücke eine tiefe Nabelgrube, gegen welche die Kammern des letzten Umganges steil abfallen. Auf dieser Seite des Gehäuses erweisen sich die Randwülste oft mit kleinen Warzen oder mit kurzen Stacheln besetzt. Die Trennungsnähte der Kammern des letzten Umganges sind einfach vertieft ohne Nabelleisten. Von der Schmalseite aus betrachtet ist die Umbilicarseite etwas höher als die Spiralseite. Diese Formen gehen unmittelbar über in die *G. canaliculata* Rss., die von Brady (Chall. Rep. S. 598 f.) mit *G. linneana* d'Orb. identifiziert wird, aber immerhin muß man doch feststellen, daß bei alten Darstellungen der *G. linneana* d'Orb. bei Brady (Chall. Rep. S. 597 f., Taf. LXXXII, Fig. 12, Taf. CXIV, Fig. 21) sich unseren Stücken gegenüber noch große Differenzen angeben, die hauptsächlich darin liegen, daß bei den Stücken Bradys die Kammern auch auf der Umbilicarseite jede von einer gekörneltten Randwulst umgeben sind, wogegen bei den vorliegenden Stücken etwas derartiges fehlt. Hier ist entweder, wie oben gesagt wurde, nur eine Randwulst um jede Kammer vorhanden, die hauptsächlich auf der Spiralseite sichtbar ist, oder wenn zwei solche auftreten, so verläuft die zweite knapp unter der ersten gegen die Umbilicarseite hin etwas weiter entfernt, als es die *G. canaliculata* Rss. (Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, 1854, VII, S. 70, Taf. XXVI, Fig. 4) zeigt und umgibt die Kammern des letzten Umganges nur am Umfange des Gehäuses. Die hier beobachteten Stücke schließen sich am engsten an die Form der alpinen (*l. c.* S. 69, Taf. XXVI, Fig. 1) und an die der böhmischen Kreide an. Nach Brady (Chall. Rep. S. 597 f.) ist diese Art kaum zu unterscheiden von *Pulvinulina Menardii* besonders von der var. *fimbriata* Brady, aber unsere vorliegenden Stücke weisen auch da namhafte Unterschiede auf, die durch keine der vielen beobachteten Variationsrichtungen überbrückt werden können. Bei der *P. Menardii* d'Orb. var. *fimbriata* Brady und bei der zum Vergleiche herangezogenen *G. marginata* Rss. (Chall. Rep. S. 597 f., Holzschnitt Fig. 17) die öfter mit *G. linneana* identifiziert wird, wachsen die Kammern sehr rasch in die Höhe, wodurch der Eindruck einer mehr involuten Form entsteht, während bei den untersuchten Stücken im Gegenteil die Gehäuse ein evoluteres Aussehen haben. Nach Brady ist

diese Form fossil bisher nur aus der Kreide bekannt, nach Reuss gehört sie zu den verbreitetsten Formen der oberen Kreideformation (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, 1860, XL, S. 224), Karrer fand sie aber als eine der häufigsten Fossilien in den Ablagerungen von Leitzersdorf (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1870, S. 183).

*Pseudotextularia (Gümbelina) acervulinoides* Egger, Länge 0·5—0·6 mm, größte Breite 0·4—0·6 mm. Taf. XIV, Fig. 2, 3 a, b.

1899. *Gümbelina acervulinoides* Egger: Foraminifera und Ostracoden aus den Kreidemengeln der oberbayerischen Alpen. Abhandlungen der Bayrischen Akademie der Wissenschaften, XXI, S. 36, Taf. XIV, Fig. 14—18, 20—22.

Von dieser Art, deren Vorkommen im Verhältnisse zu dem Gesamtergebnis an Fossilien als sehr häufig zu bezeichnen ist, fanden sich zwei Ausbildungsformen vor, die eine megalosphärische ist, seltener, als die mikrosphärische. Beide haben einen deutlich entwickelten biserialen Anfangsteil, dessen Embryonalkammern bei den mikrosphärischen Stücken eine spirale Anordnung aufweisen, während die megalosphärischen nur eine biseriale Kammeranordnung entwickelt haben. Auf diesen Gehäuseteil folgt dann ein Haufwerk von kugelförmigen Kammern, die neben- und übereinander angeordnet sind, dabei aber ein flächenhaftes Fortwachsen des Gehäuses dokumentieren. Wir haben es hier mit einer Wachstumstendenz derjenigen Form zu tun, die früher als Textularien bezeichnet wurden, die aber Egger mit dem Namen *Gümbelina* belegte, da er erkannte, daß die biseriale Anordnung der Kammeru nicht ursprünglich ist, sondern eine durch besondere Wachstumserscheinung bedingte Ausbildung einer ursprünglich spiralen Anordnung, so daß wir die *Gümbelina*, die einige Zeit vorher (1885) von Rzehak als *Pseudotextularia* bezeichnet wurden (weshalb diesem Namen die Priorität gebührt), als Planktonformen aus der Verwandtschaft der *Glabigerina* anzusehen haben. An diesen Formen machte Egger die Beobachtung, daß die jüngeren Kammern häufig die biseriale Kammeranordnung aufgeben und sich haufenweise gruppieren, dieselbe Beobachtung machte auch Rzehak (Annalen des naturwissenschaftlichen Hofmuseums, X, 1895, S. 217 f. Taf. VII, Fig. 2) und führt diese Form zusammen mit den noch streng biserialen Anfangstypen als *P. varians* an. Das Extrem einer solchen acervuliden Anordnung zeigt nun die von Egger aus der bayrischen Kreide als *G. acervulinoides* namhaft gemachte Art. Gegenüber diesen kretazischen Typen Eggers stellen die vorliegenden noch eine Weiterentwicklung jenes extrem monströsen Aufbaues vor. Als Ahnenform dieser Art kann *P. globulosa* Ehrh. sp. angesehen werden, von der die *P. globifera* Reuss und *P. brevicoma* Perner, wie die vielen Funde in den braunen Tönen dartun, kaum getrennt werden können.

Cushman geht noch einen Schritt weiter und trennt in vollständiger Berücksichtigung der Entwicklungstendenz die *P. globulosa* Ehrh. unter dem Gattungsnamen *Gümbelina* von den übrigen ab. Das nächste Stadium sind die Formen bei Rzehak, die er unter dem Namen *Pseudotextularia* beläßt, endlich faßt er die höchst spezialisierte

Entwicklungsstufe mit acerviformer Kammeranordnung unter dem Namen *Planoglobulina* zusammen. (Contr. from Cushman lab. for foram. res. Vol. 3, Part 1, 1927.)

Bei einem Exemplare ist eine kleine Abweichung in der Kammerausbildung zu registrieren, die darin besteht, daß die haufenweise angeordneten Kammern nicht als einzelne Kugeln ausgebildet sind, sondern daß wohl durch ursprüngliches Zusammenfließen des Protoplasma-inhaltes und Nichtausbildung von Kammerscheidewänden fast uniserial übereinanderfolgende, wenig hohe, aber breite Kammern entstehen, die an die analogen Verhältnisse bei *Pavonina* erinnern.

Die ganze scheinbar monströse Ausbildungsform ist bisher nur in der Kreideformation bekannt geworden, die Formen mit weniger gehäuften, weniger flächenhaft, mehr in den Raum angeordneten Kammern bespricht Rzehak aus dem Alttertiär von Bruderndorf. Als *Planorbulina vicinialis* und *P. flabellaris* bringt Terquem 2 Formen mit gehäuften Kammern aus dem Eozän von Paris zur Darstellung, die, besonders, was die letztere anbelangt, die scheinbar aus einer spiralen Anordnung hervorgegangen ist, große Wahrscheinlichkeit haben, hierherzugehören, besonders, wenn wir die zuletzt genannte *Pavonina*-ähnliche Ausbildung unserer Exemplare ins Auge fassen. (Mém. Soc. Géol. de France III., 1882, S. 90, 92, Taf. IX. (XVII.), Fig. 14, 19). Auch *Textularia decurrens* Chapm. (Quart. Journ. Geol. Soc. XLVIII, 1892, S. 515, Taf. XV, Fig. 6) ist eine Form, bei der die gehäuften, kugeligen Kammern noch nicht eine so extreme Entwicklung erreichen wie bei Egger.

#### *Truncatulina Wuellerstorfi* Schwag.

1866. *Anomalina Wuellerstorfi* Schwager: Die fossilen Foraminiferen von Kar Nikobar. Novara-Expedition Geol. Teil, II, S. 258, Taf. VII, Fig. 105, 107.

1884. *Truncatulina Wuellerstorfi* Schwag. sp. Brady: Rep. Chall. S. 662, Taf. XCIII, Fig. 8, 9.

Am besten ist die Übereinstimmung mit den Exemplaren Uhligs aus dem karpatischen Alttertiär (Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt 1886, S. 174 f., Textf. 3), die vollständig abgeflachte Spiralseite läßt auf eine einseitig benthonische Lebensweise schließen, sogar auf ein zeitweiliges Festgewachsensein, wie bei *T. refulgens* Montf. Den Typen von *T. Wuellerstorfi* Schwag. von Kar Nikobar gegenüber unterscheidet sie sich durch den noch nicht so entwickelten Schwung der Kammerscheidewände der Spiralseite. Dadurch kommt sie auch der *T. americana* Cushman aus dem Oligozän der Byram-Mergel nahe (U. S. Geol. Surv. Prof. paper 129-E, S. 97, Taf. XX, Fig. 8). Vergl. auch *T. lucida* Reuss., aus dem Septarienton. (Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, Wien XXV, 1865, S. 160, Taf. IV, Fig. 15).

#### *Truncatulina grosserugosa* Gümb.

1868. *Truncatulina grosserugosa* Gümbel; Beiträge zur Foraminiferenfauna der nordalpinen Eocängebilde. Abhandlungen der bayrischen Akademie der Wissenschaften, X, S. 660, Taf. II, Fig. 104a, b.

Spiral- und Umbilikarseite sind fast gleich gewölbt, keine von beiden enthüllt die älteren Windungen vollständig, im Gegenteil, es ist meistens gerade die Gehäusemitte durch kallöse, warzenartige Erhabenheiten

verdeckt, auch die Kammernähte weisen gegen die Mitte des Gehäuses zu kolbig verdickte Nahtleisten auf. Dadurch kommt eine Ähnlichkeit mit *T. kalomphalia* Güm.b. und *T. constricta* Hag. (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien XLIV, 1861, S. 329f., Taf. VI, Fig. 7) sowie mit *T. Clementiana* d'Orb. (Mém. Soc. Géol. France IV, 1840, S. 37, Taf. III, Fig. 23—25) zustande. Nach Bagg (Bull. U. S. Geol. Surv. Nr. 88, 1898, S. 67, Taf. VI, Fig. 4) kommt diese Form schon in der Kreide von New Jersey vor, in Europa ist sie bisher nur aus tertiären Ablagerungen bekannt geworden.

*Anomalina ammonoides* Rss.

1844. *Rosalina ammonoides* Reuss: Geognostische Skizzen aus Böhmen, II. Bd. Die Kreidegebilde des westlichen Böhmens. S. 214.

1845. *Rosalina ammonoides* Reuss: Versteinerungen der böhmischen Kreideformation I, S. 36, Taf. XIII, Fig. 2.

1884. *Anomalina ammonoides* Rss. sp. Brady: Rep. Chall. S. 672, Taf. XCIV, Fig. 2, 3.

Nach den Literaturangaben über diese Art zu schließen, ist der Variationsumfang ein bedeutender, besonders in den älteren von ihnen sind die extremsten Formen auch bei ein und demselben Autor so voneinander verschieden, daß man kaum an eine Identität glauben würde, dabei fehlen aber meist Angaben oder Darstellungen der Bindglieder. In der älteren Literatur wären als Extremformen anzusehen die Vorkommen aus dem Kreidemergel von Lemberg (Haid. Naturw., Abhandl. IV, 1851, S. 36, Taf. III, Fig. 2) und die aus der böhmischen Kreide oder aus der Kreide von Sachsen (Geinitz Elbtalgebirge II. Teil, S. 114, Taf. 23, Fig. 9). Die hier vorliegenden Stücke sind auf beiden Seiten fast gleich gewölbt, auf der Spiralseite kann man die Kammern des 2. und 3. Umganges noch unterscheiden, nur die der ersten Windung verfließen zu einem schwach über die Oberfläche hervorragenden Buckel, wogegen die Umbilikarseite eigentlich nur den letzten Umgang zeigt, dessen Kammern gegen die Mitte ziemlich steil abfallen, die von einer deutlichen Nabelschwiele gebildet wird, welche die ältesten Kammern vollständig bedeckt. Die untersuchten Exemplare stimmen auch wegen der zahlreicheren Kammern mit den rezenten Formen Bradys mehr überein (Chall. Rep. S. 672, Taf. XCIV, Fig. 2, 3) als mit denen bei Reuss aus der Kreideformation. Nur die Stücke Beissels aus der Aachener Kreide (Abhandlungen der preussischen geologischen Landesanstalt. N. F. Heft 3, 1891, S. 74, Taf. XVI, Fig. 1—5) schließen sich an die vorliegenden an. Vergleiche auch *Rotalia cryptomphala* Rss. (Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, Wien I., 1850, S. 371f., Taf. XLVII, Fig. 2).

*Anomalina scrobiculata* Schwag. Durchmesser 1mm. Taf. XIV, Fig. 4, a, b, c.

1883. *Anomalina scrobiculata* Schwager: Die Foraminifereen aus den Eocänablagerungen der lybischen Wüste und Ägyptens. Palaeontographica XXX., S. 129, Taf. XXIX, Fig. 18 a—d.

Eine Form, die strenggenommen mit keiner der bekannten Arten vollständig identifiziert werden kann, die eine Zwischenstellung zwischen *A. scrobiculata* Schwag., *T. Ungeriana* d'Orb. und *T. Akneriana* d'Orb. einnimmt. Die Spiral- und Umbilikarseiten sind beide erhaben, der letzte Umgang enthält 8 Kammern, die durch bogige Nähte voneinander getrennt sind.

Auf der Spiralseite, die etwas mehr evolüt ist, verdeckt eine hyalin-kallöse Nabelscheibe alle inneren Kammern, sie kann auch durch eine ringförmige Verdickung oder durch einzelne gebogene Wülste ersetzt sein. Die Umbilikarseite zeigt auch die Kammern eines Teiles des vorhergehenden Umganges in der Mitte des Gehäuses frei, ohne Kallus, so wie es die Umbilikarseite bei *T. Akneriana* d'Orb. regelmäßig zu sein pflegt. *T. Ungertiana* d'Orb., die auf der Spiralseite die Mitte regelmäßig durch eine Kallusscheibe bedeckt hat, die oft in einzelne Warzen zerfällt, hat viel mehr Kammern (bis 12) im letzten Umgange, aber unter den vielen in der Literatur angeführten *T. Akneriana* d'Orb. gibt es auch viele solche, die mehr als 8 Kammern im letzten Umgange aufweisen (bei Brady Chall. Rep. bis 12), es scheint also doch eine Variabilität der Kammeranzahl bei den angeführten Arten vorzukommen. Dann müßte wohl die *A. scrobiculata* Schwag., welche die größte Ähnlichkeit mit den vorliegenden Typen hat, in den Variationsbereich der beiden erstgenannten einbezogen werden. Schwager hält seine Form aus dem ägyptischen Eozän für nahe verwandt mit *Ros. constricta* Hag. und vielleicht diese für den direkten Vorläufer jener, es wäre aber dann wohl *Rot. Mortoni* Rss. (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien XLIV, 1861, S. 337, Taf. VIII, Fig. 1) näherliegend.

## II. Echinidea.

Von den Echinoiden sind ausschließlich Bruchstücke von Stacheln und Adambulakralplatten vertreten, die zumeist lediglich den Nachweis erbringen, daß wir es hier mit Cidariden zu tun haben. Ein kleiner, flacher, zweiseitig etwas zugespitzter Stachelrest deutet auf *Porocidaris Schmideli* Desor (Mém. de la Soc. de phys. et d'hist. nat. Genève XXVII, 1880 I) (Annales de Geologie et de Paléontol. Turin-Palermo 1896. 21. Livr., S. 111, Taf. 24, Fig. 1—4 bis).

## III. Mollusca.

Die Bivalven, Scaphopoden und Gastropoden der untersuchten Proben sind einerseits so kleine, dünnchalige Formen, daß auch die vorsichtige Präparierung, um bei den Bivalven das Schloß freizulegen, ein Zerbrechen der Schalen zur Folge hat, anderseits sind bei den Gastropoden und Scaphopoden die Gehäuse meist bis zur Unkenntlichkeit verdrückt. Infolge dieser beiden Umstände und infolge der Tatsache, daß bei der Spärlichkeit des Materials Angaben über die Variabilität der Formen ausgeschlossen sind, konnten die Bestimmungen lediglich auf einige wenige Merkmale basiert werden. Nur der Umstand, daß die Fundstelle heute nicht mehr zugänglich ist, daß also weiteres Materiale von der Stelle in absehbarer Zeit nicht zu erwarten ist, war dafür maßgebend, daß diese Formen zur Veröffentlichung gelangen, um für spätere Aufschlüsse mit besserem Materiale eine Vergleichsgrundlage zu bilden. Merkwürdig ist auch bei dieser Tiergruppe die Tatsache, daß bei einigen Angehörigen Anklänge an Kreidefossilien festzustellen sind.

*Natica Schafhäutli* Opp.

Das eine Exemplar, das auf diese Art bezogen werden kann, ist zwar verdrückt, aber durch vorsichtiges Präparieren ist es doch gelungen Teile der Skulptur freizulegen. Die Übereinstimmung mit der Originalform in den der Beobachtung zugänglichen Merkmalen ist gut.

*Natica cf. repanda* Desh.

Ein gleichfalls stark verdrücktes Exemplar, die Anwachsstreifen sind etwas geschwungen, in der Nähe des Mündungsrandes stark ausgeprägt. Längsskulptur ist nicht nachweisbar, dagegen werden an einzelnen Stellen die Anwachsstreifen so stark, wie bei *Nat. admiranda* Opp. (Palaeont. XXX, 3. Teil, S. 271, Taf. XXI, Fig. 11, 12).

*Natica cf. sigaretina* Lamck.

Da diese Form an und für sich sehr variabel ist, ist das vorliegende Exemplar, das stark verdrückt ist, so daß nur ein Teil des letzten Umganges erhalten blieb, schwer genau zu identifizieren. In den Proportionen kommt es dem Stücke Oppenheim's am nächsten (Palaeont., XXX, 3. Teil, S. 268f., Taf. XXI, Fig. 16), das dort als Varietät dieser Art angegeben ist. Eine vierte Form ist so stark beschädigt, daß man gerade noch die Zugehörigkeit zum Genus *Natica* nachweisen kann.

Außer diesen Stücken konnte ich ein Bruchstück eines Gastropodengehäuses untersuchen, das den jüngsten Umgang vorstellt und am ehesten mit *Volutilithes inornatus* Opp. (Palaeont. XXX, 3. Teil, S. 329, Taf. XXIV, Fig. 17—19) verglichen werden kann, aber auch stark an *Volutilithes desertorum* Quaa's aus der Kreide der libyschen Wüste erinnert (Palaeont. XXX, 2. Teil, S. 288ff. Taf. XXXIII, Fig. 15). Ein Bruchstück des jüngeren Teiles eines Gastropodengehäuses dürfte *Rimella fissurella* Lamck. angehören. Von den Scaphopoden sind Gehäusebruchstücke von *Dentalium* nachgewiesen worden, die zwei verschiedenen Arten angehören. Die eine gehört in den Formenkreis des *Dentalium decemcostatum* Quaa's, obgleich die Anzahl der Rippen schwer anzugeben ist, aber sehr deutlich ist die wellenförmige Querstreifung sichtbar, wenn auch die Exemplare von Quaa's aus der obersten Kreide (den Overwegischichten) der libyschen Wüste stammen, aber er betont selbst, daß seiner Art einige tertiäre Formen sehr nahe stehen. (Palaeont. XXX, 2. Teil, S. 233f., Taf. XXV, Fig. 19—24). Ein anderes nur in ganz kleinen Resten erhaltenes Bruchstück eines *Dentalium*s erinnert an *Dentalium sulcatum* Lamck., oder *Dent. anceps* Menegh.

Die Bivalvenreste sind sehr zart, einige von ihnen stellen gerade nur kleine zufällige Schalenbruchstücke dar, ohne charakteristische Teile zu enthalten, so daß eigentlich nur über zwei Arten etwas Näheres ausgesagt werden kann.

*Axinus Schweinfurthi* Opp.

Ein Schalenbruchstück, das aber vom Schlosse nichts erkennen läßt. Nur der Umstand, daß die herzförmige Arealpartie verhältnismäßig tief herauspräpariert werden konnte und sehr lang zum Ventralrande herabreicht im Vereine mit der konzentrischen Skulptur, sowie der Begrenzung der

Area und der Bandnymphen sprechen für die Zuteilung dieses Bruchstückes zu der obigen Art (Paläont. XXX, 3. Teil, 1906, S. 123f., Taf. XIII, Fig. 8). Mit *A. crotacea* Wanner (Paläont. XXX, 2. Teil, 1883—1903, S. 122, Taf. XVIII, Fig. 5) ist diese Form schwer zu vergleichen, da die Abbildung etwas undeutlich ist, aber nach der Beschreibung der Area und den Größenangaben ist auch da eine ziemliche Übereinstimmung festzustellen.

Eine in der rechten Schale erhaltene Form weist auf *Cryptodon (Acinus) Rollei* Mayer et Gumb. hin. (Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt LIII, S. 270, Taf. XIII, Fig. 1, 2). Zwei Exemplare konnten, da kein Schloß sichtbar ist, nur annähernd mit *Tellina pseudodonacialis* d'Orb. identifiziert werden im Vergleiche mit der Form Schlossers aus dem Eozän der bayrischen Alpen (Abhandlungen der bayrischen Akademie der Wissenschaften XXX, 1925, S. 70, Taf. I, Fig. 4); die er aber auch nur mit Vorbehalt hierherstellt.

#### IV. Ostracoda.

Die Ostrakoden sind weder im grauen noch im hangenden, braunen Ton sehr zahlreich vertreten. Die Anzahl der Individuen der einzelnen Arten war auch zu gering, um irgend etwas über die große Variabilität der Schalen, die sicherlich bei einzelnen Arten weite Grenzen hat, aussagen zu können. Der liegende, grane Ton lieferte folgende Arten:

*Cytherella compressa* Jones    *Cytherina parallela* Rss.  
*Cytherella Beyrichii* Rss. var. *laevis* Jones et Sherb.  
*Cythereis ornatissima* Rss.    *Cytherideis gracilis* Rss.

Der hangende, braune Ton ergab:

*Bairdia Harrisiana* Jones    *Cytherella ovata* Jones  
*Cythereis ornatissima* Rss.    *Cytherina subdeltoidea* v. Mst.

Die auffallendste Form von allen ist *Cythereis ornatissima* Rss., die in vier Exemplaren vorliegt, die drei verschiedene Alters-, respektive Ausbildungstypen dieser ungemein variablen Art zeigen. Ein Bruchstück entspricht der var. *reticulata* Jones et Hinde, also nach Reuß (Elbtalgebirge II, S. 146f.) einer jugendlicheren Form, bei der die grubenförmigen Vertiefungen noch deutlich ausgeprägt sind und der Form das einzige Relief verleihen. Das zweite Exemplar des grauen Tones hat auch noch gut erhaltene grubenförmige Vertiefungen in der Skulptur der Schalenoberfläche, entspricht etwa der *Cyth. ciliata* Jones, die nach Reuß (l. c.) in die Formenreihe der *Cyth. ornatissima* gehört, aber der große Höcker in der Mitte des Dorsalrandes der Schale erhält eine Dimension wie bei *Cyth. alata* Jones (Pal. Soc. II, 1849, S. 21f., Taf. V, Fig. 14). Die beiden Exemplare des braunen Tones haben unter Beibehaltung der grubenförmigen Vertiefungen doch schon die Tendenz, die rippenartigen Erhabenheiten zwischen diesen Vertiefungen besonders an den Schalenrändern zu großen Stacheln auszuwachsen zu lassen.

Die beiden Exemplare von *Cytherella compressa* Jones haben die Oberfläche der Schalen mit feinen punktförmigen Rauigkeiten versehen.



Unsere Formen würden am besten den Exemplaren von Jones (Pal. Soc. IX, S. 54, Taf. V, Fig. 18, 19) entsprechen, mit der wohl *Cyth. Beyrichii* Born. (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft VII, 1855, S. 354, Taf. XX, Fig. 1) zu vereinigen sein wird.

## V. Fischotolithen.

Fischotolithen sind nur im grauen Tone gefunden worden, sie sind auch da nicht sonderlich häufig und fallen der Mehrzahl nach durch ihre im Vergleiche mit der Menge der bekannten Otolithen ungewöhnliche

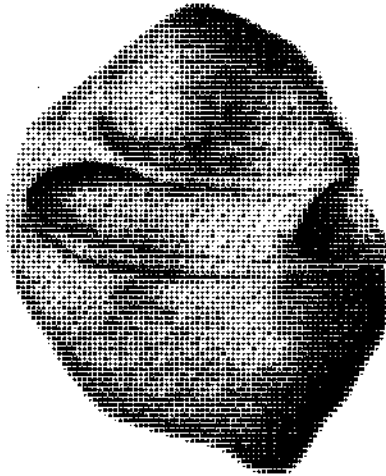


Fig. 2.

Orientierung auf. Während bei den meisten bekannten Otolithen die Längserstreckung mit der Längsrichtung des Sulcus acusticus übereinstimmt, finden wir hier eine Anzahl von solchen, bei denen die größte Längenausdehnung den Dorsal- und Ventralrand miteinander verbindet, so daß die Längsrichtung des Sulcus acusticus mit der des ganzen Otolithen einen rechten Winkel bildet.

In der Otolithenliteratur gibt es sehr wenige Formen, auf die unsere vorliegenden Stücke zu beziehen wären. Es sei hiemit mein bester Dank den beiden Herren ausgesprochen, die als Otolithenkenner freilich wegen der großen Entfernungen nur brieflich mich in der Bearbeitung der Otolithen unterstützten, nämlich Herr Dr. O. Posthumus in Pasoeroean, Java, und Mr. Allan Frost in Farnborough, Kent. Nach Ansicht des letzteren sind jene obenerwähnten Otolithen mit der ungewöhnlichen Orientierung als Ganoidenotolithen anzusehen und stehen denen von *Lepidosteus* und *Polypterus* sehr nahe.

*Otolithus (Berycidarum?) carinthiacus* n. sp., Textfigur 2.

Bei horizontal vor dem Beschauer liegenden Sulcus acusticus Läng 3 mm, Breite 4 mm.

Nur in einem Exemplar, das auch noch während der Untersuchung längs des Sulcus zerbrach, ist diese Art gefunden worden. Sie ist, wie die obigen Ausmaße zeigen, höher als lang. Das Ostium ist stärker ausgehöhlt als die Cauda und von dieser durch eine deutliche Schwelle geschieden. Der Hinterrand der Cauda verläuft fast bis an den Hinterrand des Otolithen. Rostrum und Antirostrum sind kaum angedeutet. Eine flache Vertiefung, die gegen die Cauda durch eine deutliche Leiste getrennt ist, bildet die Area. Der dorsale und besonders der ventrale Rand ist in je einen breiten zahnartigen Fortsatz ausgezogen.

Unter den bekannten Otolithenformen steht ihm nur der *Otolithus (Berycidarum) supracretacicus* Kok. etwas nahe. Diese Ähnlichkeit wird noch erhöht, wenn man die Orientierung verkehrt, wodurch der längere

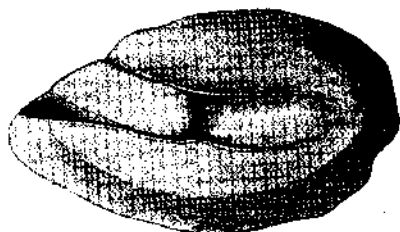


Fig. 3.

zahnartige Vorsprung dann ein Bestandteil des Dorsalrandes wird, wie es bei dem Stück aus der Kreide ersichtlich ist (Paläontogr. XXXVIII, 1891/92, S. 39f., Textfigur 3).

Doch ist das deutliche Auftreten einer, wenn auch seichten Area ein Fingerzeig für die richtige Orientierung des vorliegenden Stückes. Die äußere Oberfläche ist, soviel man sehen konnte, glatt.

*Otolithus* aff. (*Rhombus?*) *rhenanus* Kok., Textfigur 3.

*Otolithus (Rhombus?) rhenanus* Kok. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1891, S. 107, Taf. V, Fig. 11.

Diesen nur in einem Exemplar vorliegenden Otolithen stelle ich nur mit Vorbehalt zu der obigen Form und bin mir dessen wohl bewußt, daß auch gewisse Ähnlichkeiten für eine Unterbringung bei *Otolithus (Trachini) Seelandicus* Kok. in Koenen (Abhandlungen der königlichen Gesellschaft der Wissenschaften, Göttingen, XXXII, 1885, S. 115, Taf. V, Fig. 25 a—c) sprechen würden, kann aber bei dem Vorhandensein von lediglich einem Exemplar keine definitiven Schlüsse ziehen. Der Otolith ist längsoval, verschmälert sich rasch an der Vorderseite, so daß knapp unter dem Rostrum die schmalste Stelle ist. Der Sulcus acusticus ist deutlich in ein etwas längeres, breites Ostium und in eine kürzere, langsam sich verschmälernde Cauda geschieden, die beide von unregelmäßigen Collicula eingenommen werden. An der Grenze zwischen Ostium und Cauda ist die Crista inferior etwas verdickt. Bei Koken ist über die Collicula nichts erwähnt. Bei dem vorliegenden Stücke sind die beiden Collicula von der Crista der Cauda durch eine feine, spaltförmige Furche getrennt, freilich stark heben sie sich nicht hervor. Die Area

ist eine flache Vertiefung, die sich deutlich von der Crista superior absenkt. Auf der Ventralseite des Sulcus ist eine schmale, halbmondförmige Verdickung sichtbar, deren scharfe Ventralbegrenzung mit dem Ventralrande des Otolithen parallel verläuft und sich an der Hinterseite der Cauda verliert. Von dieser Verdickung fällt die schmale Zone gegen den Ventralrand etwas jäh ab. Die Außenseite ist glatt, die Ränder sind nur mit seichten Einkerbungen versehen, die in radiale, seichte Furchen übergehen. Beide Seiten sind fast gleich gewölbt, die Ränder wenig scharf. Länge 1.9 mm, Breite 1.2 mm, Dicke 0.3 mm.

*Otolithus (an Ganoidarum) obovatus* n. sp., Fig. 4.

Der Otolith, der nur in einem Exemplar gefunden wurde, gehört in die Reihe derjenigen Formen, bei denen der Breitendurchmesser bedeutend größer ist als der Längendurchmesser. Bei horizontal vor dem

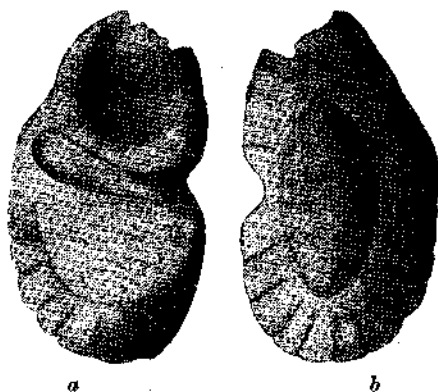


Fig. 4. a Innen-, b Außenseite.

Beschauer orientiertem Sulcus acusticus ist der Otolith quereval, d. h. der Breitendurchmesser (die Entfernung des Dorsal- und Ventralrandes) ist fast noch einmal so lang als der Längendurchmesser (die Entfernung des Vorder- und Hinterrandes). Das Dorsalende verschmälert sich (bei diesem einzigen Exemplar ist es beschädigt), das Ventralende ist ziemlich breit.

Der Sulcus acusticus zeigt ein breites Ostium, das sich gegen den Beginn der Cauda deutlich verschmälert. Die Cauda steigt etwas nach aufwärts, wobei sie sich gegen ihr Hinterende verbreitert. Dorsal vom Sulcus acusticus, also gegen das verschmälerte Ende des Otolithen, liegt eine ovale, flache Area, ventral ein halbkreisförmig begrenztes Feld, das gegen den Ventralrand des Otolithen etwas abfällt. Dieser Rand ist mit seichten Kerben versehen, von denen flache Furchen bis gegen den Rand des ebenerwähnten Feldes verlaufen.

Die Außenseite zeigt in der Mitte ein etwas erhabenes Umbonalfeld, das von einem gleichmäßig gegen die Ränder des Otolithen abfallendem Saume umgeben wird. Dieser ist stark gekerbt, die Kerben setzen sich als seichte radiale Furchen auf der äußeren Oberfläche des Otolithen fort, einige von ihnen reichen bis fast zum Rande des Umbonalfeldes. Sonst ist die Außenseite glatt.

Länge 1.6 mm, Breite 3 mm.

*Otolithus (an Ganoidarum) dentatus* n. sp., Taf. XIV, Fig. 5, 6.

Vier Otolithen, die durch eine Reihe von Eigenschaften ihre Zusammengehörigkeit erweisen. Bei einer Orientierung mit horizontal vor dem Beschauer liegenden Sulcus acusticus ist der Abstand zwischen Dorsal- und Ventralrand größer als die Entfernung zwischen Vorder- und Hinterrand des Otolithen. Der Umriß ist ein Oval mit einem etwas breiteren und einem stark verschmälerten Schmalrand. Den breiteren Rand halte ich für den Dorsalrand und das zugespitzte Ende für den Ventralrand, deshalb, weil dem ersteren auf der Innenseite eine seichte Abflachung anliegt, die wohl nur der Area entsprechen kann. Sie ist aber nicht bei allen vier Exemplaren gleich deutlich wahrnehmbar. Der Sulcus acusticus besitzt ein ziemlich tiefes Ostium, in dem ein sehr undeutliches, warzenförmiges Colliculum aufzutreten scheint. Das Rostrum ist bei den zwei größeren von den vier Exemplaren noch durch einen Zahn am Rande des Otolithen markiert, bei den zwei kleineren ist weder Rostrum noch Antirostrum deutlich. Die Cauda scheint an ihrem Hinterende schwach nach ahwärts gebogen zu sein und verläuft unscharf. Der Dorsalrand trägt bei allen Stücken einen kleinen, stumpfen Zahnfortsatz nahe an seiner höchsten Stelle. Die Crista inferior des Sulcus ist etwas stärker betont. Die Außenseite ist höher gewölbt als die Innenseite und beide stoßen in einem scharfen Rande zusammen. Die Oberfläche der Außenseite erhält durch die seichten, mehr oder weniger radial verlaufenden Furchen ein schwaches Relief.

Dimensionen: a) Länge 0·5 mm, Breite 1 mm; b) Länge 0·5 mm, Breite 1·2 mm; c) Länge 0·6 mm, Breite 1·3 mm; d) Länge 1 mm, Breite 1·7 mm, Dicke 0·4 mm.

*Otolithus (an Ganoidarum) ovatus* n. sp., Taf. XIV, Fig. 7.

Dieser Otolith wurde in zwei Exemplaren gefunden, die augenscheinlich zusammengehören. Der Umriß beider ist queroval, so daß die längere Achse des Ovals den Dorsal- und Ventralrand miteinander verbindet, also bei horizontal zum Beschauer orientierten Sulcus acusticus der Breitendimension entspricht. Der Dorsalrand ist der breitere und der Ventralrand verschmälert sich sanft zu einer stumpfen Spitze. Der Sulcus acusticus ist undeutlich in Ostium und Cauda geteilt, dabei besteht ein gewisser Unterschied zwischen den beiden Stücken, insofern als bei dem einen das Ostium fast unmittelbar in die Cauda übergeht, während mir bei dem anderen eine seichte Schwelle zwischen beiden zu bestehen scheint. Ob diese Eigenschaft durch den Erhaltungszustand bedingt ist, kann bei der geringen Anzahl der Exemplare nicht entschieden werden. Dorsal von dem Sulcus acusticus tritt eine kräftige Vertiefung von fast kreisförmigem Umriß auf, die beiden Stücken zukommt, also nichts Zufälliges sein kann, die nur mit der Area identifiziert werden kann. Zwischen ihr und dem Rande des Sulcus entsteht infolgedessen eine breite Wulst. Die äußere Oberfläche des Otolithen ist glatt.

Dimensionen: a) Länge 0·9 mm, Breite 1·4 mm, Dicke 0·3 mm.  
b) Länge 0·8 mm, Breite 1·2 mm, Dicke 0·25 mm.

*Otolithus (an Percidarum?) Guttaringensis* n. sp., Taf. XIV, Fig. 8, 9?

Ein Otolith, der allem Anscheine nach etwas abgerollt ist, möge hier noch angeführt werden. Der Umriss ist der einer breiten Ellipse. Der Sulcus acusticus beginnt mit einem breiten, aber kurzen Ostium, das sich deutlich in eine verschmälerte Cauda fortsetzt, die entfernt vom Hinterrande des Otolithen deutlich endigt. Eine ausgesprochene Area ist nicht wahrnehmbar. Das Ostium wird durch ein dreieckiges Colliculum eingeengt, dessen Spitze caudalwärts gerichtet ist.

Dieser Otolith besitzt eine große Ähnlichkeit mit *Otolithus* (inc. sed.) *solitarius* Rzeh. (Verhandlungen des naturforschenden Vereines Brünn XXXI, 1892, S. 185, Taf. II, Fig. 30), aber unsere Form unterscheidet sich von dieser durch das deutliche Ende der Cauda und durch das dreikantige Colliculum anterius, das aber stark korrodiert ist. Die Außenseite ist gewölbt, glatt und zeigt eine Anzahl von feinen radialen Furchen.

Länge 1.2 mm, Breite 0.9 mm, Dicke 0.2 mm.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß zu dieser Form auch noch fast kreisrunde, breitelliptische Otolithen gehören, deren breites, kurzes Ostium ein ovales Colliculum anterius aufweist und in deren Cauda noch ein langgestrecktes Colliculum posterius liegt. Die äußere Oberfläche dieser Form, die auch nur in einem Exemplare gefunden wurde, hat eine Anzahl von radialen Furchen, die gegen eine Art Umbonalfeld in der Mitte der Außenseite gerichtet sind.

Länge 0.9 mm, Breite 0.8 mm, Dicke 0.2 mm.

Beide Formen erinnern etwas an *Otolithus (Monocentris) bellovacensis* Priem (Bull. de la Soc. Géol. de France 4<sup>me</sup> sér., Tome XI, 1911) der zuletzt angeführte stimmt bis auf den Besitz der Collicula mit derjenigen Form überein, die von Priem unter dem Namen *Otolithus (Percidarum?)* sp. angeführt wird (Bull. de la Soc. Géol. de France 4<sup>me</sup> sér., Tome XII, 1912, S. 249, Fig. 9, 10). Auf der Außenseite ist aber das zentrale Umbonalfeld nicht deutlich ausgeprägt.

## Literaturverzeichnis.

- Andreae A. Ein Beitrag zur Kenntnis des Elsässer Tertiärs. (Abhandlungen zur geologischen Spezialkarte von Elsaß-Lothringen, Bd. II, 1834.)
- Bagg Rufus Math. jun. The cretaceous Foraminifera of New Jersey. (U. S. Geol. Surv. Bull. No. 88, 1898.)
- Beissel Ign. und Holzappel E. Die Foraminiferen der Aachener Kreide. (Abhandlungen der Kgl. preuß. Geologischen Landesanstalt, N. F., Heft 3, 1891.)
- Berthelin G. Mémoire sur les Foraminifères fossiles de l'Étage Albien de Montelay (Mém. Soc. Géol. de France, sér. 3, Vol. I.)
- Böhm Joh. Die Kreidebildungen des Fürberges und Sulzberges bei Siegsdorf in Oberbayern. (Palaeontographica XXXVIII, 1891.)
- Bornemann I. G. Die mikroskopische Fauna des Septarientones von Hermsdorf bei Berlin. (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft VII, 1855.)
- Brady H. B. Report on the voyage of H. M. S. Challenger Zoology, Vol. IX, 1884.
- Chapman Fred. Microzoa from the phosphatic Chalk of Taplow. (Quart. Journ. Geol. Soc. XLVIII, 1892.)
- Chapman Fred. On an Alveolina-limestone Nummulit-limestone from Egypt. (Geol. Mag. Dec. IV., Vol. IX., 1902.)
- Chapman Fred. Foraminifera and Ostracoda from the cretaceous Form. of East-Pondoland S. Afr. (Annals of the South-African Museum IV, 1904.)
- Chapman Fred. On some Foraminifera and Ostracoda from jurassic strata near W. Austr. (Proc. Roy. Soc. Victoria New Series XVI, Part. II, 1904.)
- Chapman Fred. Palaeontological Contributions to the Geology of Western Australia. (Bull. 72, Geol. Surv. of West. Austr., Ser. VI, No. XI, XII, 1917.)
- Chapman Fred. The cretaceous and tertiary Foraminifera of New Zealand. (N. Zeal. Dep. of Mines, Geol. Surv. Pal., Bull. 11, 1926.)
- Cossmann M. Description d'espèces inédites du bassin Parisien. (Journal de Conchyliologie, 1861—1882.)
- Cossmann M. Description d'espèces nouvelles du bassin de Paris. (Journal de Conchyliologie, 1882.)
- Cossmann M. Description d'espèces du terrain tertiaire des environs de Paris. (Journal de Conchyliologie, 1883—1885.)
- Cossmann M. Catalogue illustré des coquilles fossiles de l'Eocène des environs de Paris. (Annals de la Soc. Roy. malacozool. de Belgique XXII, 1886—1892.)
- Cushman J. A. A monograph of the Foraminifera of the North Pacific Ocean. (U. S. Nat. Hist., Bull. 71, Part. VI.)
- Cushman J. A. The Foraminifera of the Atlantic Ocean. (Bull. 104, U. S. Nat. Mus., 1922.)
- Cushman J. A. The Byram calcareous marl of Mississippi and its Foraminifera. (U. S. Geol. Surv. Prof., paper 129-E.)
- Cushman J. A. American Upper cretaceous species of Bolivina and related species. (Contrib. from the Cushman laboratory for Foraminiferal research, Vol. II, Part. 4, 1927.)
- Cushman J. A. Contributions from the Cushman laboratory for Foraminiferal research, 1927.
- Dainelli G. La fauna eocenica di Bribir Dalmatia. (Palaeontograph. Ital. X, 1904.)
- Dames W. Die Echiniden der vicentinischen und veronesischen Tertiärlagerungen. (Palaeontographica XXV, 1877.)
- Dervieux E. Le cristallin terziarie del Piemonte. (Bollet. della Soc. Geol. Ital. X, 1892.)
- Dreger Jul. Die Lamellibranchiaten von Häring bei Kirchbichl in Tirol. (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 53, 1902.)
- Edwards Fred. A Monograph of the Eocene Mollusca. (Palaeontograph. Soc. III.)
- Egger J. G. Die Foraminiferen der Miocänschichten bei Ortenburg in Niederbayern. (Neues Jahrbuch für Mineralogie nsw., 1858.)

- Egger J. G. Die Foraminiferen und Ostracoden aus den Kreidemergeln der oberbayerischen Alpen. (Abhandlungen der Kgl. bayr. Akademie der Wissenschaften, II. Kl., XXI, I. Abt., 1899.)
- Egger J. G. Ostracoden und Foraminiferen des Eybrunner Kreidemergels in der Umgebung von Regensburg.
- Egger J. G. Mikrofauna der Kreideschichten des westlichen bayrischen Waldes und des Gebietes von Regensburg. (XX. Bericht des naturwissenschaftlichen Vereines, Passau 1907.)
- Flint J. M. A descriptive Catalogue of specimens dredged by the U. S. fish commission steamer „Albatros“. (Ann. Rep. of the Board of regents of the Smithsonian Instit. from 1897, Rep. of the U. S. Nat. Mns. 1899, Part. I.)
- Fornasini C. Contributo a la conoscenza de le Testilarine Adriatiche. (Mem. de la acad. de le sc. de l'istit. di Bologna X, sér. 5, 1902.)
- Franke A. Die Foraminiferen des Untereozänones der Ziegelei Schwarzenbeck. (Jahrbuch der Preuß. Geol. Landesanstalt XXXII, 1911.)
- Franke A. Die Foraminiferen der Pommerischen Kreide. (Abhandlungen des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Greifswald, IV, 1925.)
- Franke A. Die Foraminiferen des norddeutschen Unteroligozäns mit besonderer Berücksichtigung der Funde an der Fritz Ebert-Brücke in Magdeburg. (Abhandlungen und Berichte aus dem Museum für Natur- und Heimatkunde und dem Naturwissenschaftlichen Verein in Magdeburg, Festschrift Bd. IV, 1925.)
- Franke A. Die Foraminiferen und Ostracoden des Paläozäns von Rugaard in Jütland und Sundkrogen bei Kopenhagen. (Danmarks geol. Undersog. 46, 1927.)
- Franzenau A. Die Foraminiferenfauna des Mergels neben dem Buda Eörszer Weg. (Mathematische und naturwissenschaftliche Berichte aus Ungarn VII, 1889.)
- Frauscher C. Das Untereozän der Nordalpen und seine Fauna. I. Lamellibr. (Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 1886.)
- Frost Allan. A comparative Study of the Otoliths of the Neopterygian fishes. (Ann. and Mag. of Nat. Hist., ser. 9, Vol. XVIII, 1926.)
- Fryd Carlos. Die Otolithen der Fische in bezug auf deren Bedeutung für die Systematik und Altersbestimmung. (Inaugural-Dissertation, Kiel 1901.)
- Geinitz H. Br. Das Elbtalgebirge in Sachsen. II. Teil, 1872—1875.
- Goës A. A Synopsis of the arctic and Scandianavian recent marine Foraminifera hitherto discovered. (Kunigl. svenska Vetensk. Handlingar, Bind 25, No. 9, 1894.)
- Gregorio de A. Monografia de la Fauna eocenica di Roncà. (Annales de Geologie et de Paleontologie. Torino-Palermo XXI, livr. 1896.)
- Grzybowski J. Otwornice czerwonych ilów z Wadowic. (Rozpr. wydz. mat.-prz. Akad. umiej. w Krakowie, XXX, 1896.)
- Grzybowski J. Mikrofauna karpackiego piaskowca z pod Dukli. (Rozpr. wydz. mat.-prz. Akad. umiej. w Krakowie, XXIX, 1894.)
- Grzybowski J. Otwornice pokładów naftonosnych okolicy Krosna. (Rozpr. wydz. mat.-prz. Akad. umiej. w Krakowie, XXXIII, 1897.)
- Grzybowski J. Otwornice warstw inoceramowych okolicy Gorlic. (Rozpr. wydz. mat.-prz. Akad. umiej. w Krakowie, XLI, ser. B, 1901.)
- Gümbel C. W. Beiträge zur Foraminiferenfauna der nordalpinen Eozängebilde (Abhandlungen der Königlich bayrischen Akademie der Wissenschaften, X. Bd., II. Abt., 1868.)
- Hagenow v. Fr. Monographie der Rügenschon Kreideversteinerungen. (Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1842.)
- Hantken M. A Kis-czelli tályag foraminiferái. (Magyar földtani társulat munkáhatái IV, 1868.)
- Hantken M. Die Fauna der Clavulina Szabói Schichten, I., Foraminiferen. (Mitteilungen aus dem Jahrbuche der königlich ungarischen geologischen Anstalt IV, 1875.)
- Jones Rupert. A Monograph of the tertiary Entomostraca of England. (Palaeontograph. Society IX, 1856 und Sherborn, Supplement XLII, 1889.)
- Jones Rupert. A Monograph of the Entomostraca of cretaceous Formation of England (Palaeontograph. Society II, 1849, und Hinde, Supplement XLIII, 1890.)
- Jones T. R. u. Parker W. K. u. Brady H. B. A Monograph of the Foraminifera of the Crag. (Palaeontogr. Society, 1866—1897.)

- Jones R. u. Parker W. K. On some fossil Foraminifera from Chellaston near Derby. (Quart. Journ. Geol. Soc. XVI, 1860.)
- Jones R. u. Parker W. K. On the Rhizopodal Fauna of the Mediterranean, compared with that of the Italian and other tertiary deposits. (Quart. Journ. of Geol. Soc. XVI, 1860.)
- Karrer Fel. Die Foraminiferenfauna des tertiären Grünsandsteines der Orakei-Bay bei Auckland. (Novaraexpedition, Geologischer Teil, I. Bd., 2. Abt., 1864.)
- Karrer Fel. Über ein neues Vorkommen von oberer Kreideformation in Leitzersdorf bei Stockeran und deren Foraminiferenfauna. (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1870.)
- Koene n Ad. Über eine paleocäne Fauna von Kopenhagen. (Abhandlungen der königlichen Gesellschaft der Wissenschaften, Göttingen 1885.)
- Koken E. Über Fischotolithen, insbesondere über diejenigen der norddeutschen Oligocänablagerungen. (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 36, 1884.)
- Koken E. Neue Untersuchungen an tertiären Fischotolithen, I. (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 40, 1888.)
- Koken E. Neue Untersuchungen an tertiären Fischotolithen, II. (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 43, 1891.)
- Liebus A. Über die Foraminiferenfauna des Bryozoenhorizontes von Priabona. (Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1901, I. Bd.)
- Liebus A. Ergebnisse einer mikroskopischen Untersuchung der organischen Einschlüsse der oberbayrischen Molasse. (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt LI, 1902.)
- Liebus A. u. Schubert R. J. Die Foraminiferen der karpathischen Inoceramen-schichten von Gbeilan in Ungarn. (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt LI, 1902.)
- Liebus A. Die Foraminiferenfauna der mitteleozänen Mergel von Norddalmatien. (Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien CXX, 1911.)
- Liebus A. Zur Altersfrage der Flyschbildungen im nordöstlichen Mähren. (Naturwissenschaftliche Zeitschrift Lotos LXX, 1922.)
- Liebus A. Beitrag zur Kenntnis der Neogenablagerungen von Olmütz. (Naturwissenschaftliche Zeitschrift Lotos LXXII, Prag, 1924.)
- Loriol P. de. Eocäne Echiniden aus Ägypten und der Libyschen Wüste. (Paläontographica, III, 2. Teil, 1883—1903.)
- Lörenthey I. Bemerkungen zu der alttertiären Fauna Ungarns. (Mathematische und naturwissenschaftliche Berichte aus Ungarn, 26. Bd., 1908.)
- Marsson Th. Foraminiferen der weißen Schreibkreide von Rügen. (Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Neuvorpommeru und Rügen in Greifswald, Bd. X, 1878.)
- Martinotti A. Foraminiferi della spiaggia di Tripoli. (Atti della Soc. Ital. di sc. nat. LIX, 1920.)
- Martinotti A. Foraminiferi della Molassa di Varano (Varesotto). (Atti della Soc. Ital. di sc. nat. LXII, 1923.)
- Millet F. Report on the recent Foraminifera of the Malay Archipelago. (Journal of the Roy. Microsc. Soc., 1899.)
- Neugeboren J. L. Foraminiferen von Felsö Lapugy unweit Dobra im Karlsburger Distrikt. (Verhandlungen und Mitteilungen des Siebenbürgischen Vereines für Naturwissenschaft in Hermannstadt I bis III, 1850—1852.)
- Neugeboren J. L. Die Foraminiferen aus der Ordnung der Stichostegier von Ober-Lapugy. (Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien XII, 1856.)
- Oppenheim P. Zur Kenntnis alttertiärer Faunen in Ägypten. (Paläontographica XXX.)
- Oppenheim P. Die eocäne Fauna des Monte Pulvi bei Valdagno im Vicentino. (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 1894.)
- Oppenheim P. Das Alttertiär der Colli Berici in Venetien, die Stellung der Schichten von Priabona und die oligocäne Transgression im alpinen Europa. (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 1896.)



- Oppenheim P. Monographie der Fauna des Monte Postale. (Paläontographica XLIII, 1896.)
- Oppenheim P. Über einige alttertiäre Faunen der österreichisch-ungarischen Monarchie. (Beiträge zur Paläontologie und Geologie von Österreich-Ungarn, Bd. XIII, 1901.)
- Oppenheim P. Die Priabonaschichten und ihre Fauna. (Paläontographica XLVII, 1901.)
- Oppenheim P. Revision der tertiären Echiniden Venetiens und des Trentino unter Mittheilung neuer Formen. (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 1902.)
- Oppenheim P. Neue Beiträge zur Eozänfauna Bosniens. (Beiträge zur Paläontologie und Geologie von Österreich-Ungarn, XXV., 1912.)
- d'Orbigny A. Tableau méthodique de la classe des céphalopodes. Modèles de céphalopodes microscopiques. (Ann. de Sci. Nat. 1826.)
- d'Orbigny A. Mémoires sur les foraminifères de la craie blanche du bassin de Paris. (Mém. de la Soc. Géol. de France Tome IV., 1839.)
- d'Orbigny A. Foraminifères (de la Sagra Histoire Phisique de Cuba, 1839.)
- d'Orbigny A. Foraminifères fossiles du bassin tertiaire de Vienne, 1846.
- Penecke K. A. Das Eozän des Krappfeldes in Kärnten. (Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, XC., 1884.)
- Perner Jar. Foraminifery českého cenomanu. (Česk. akad. čís. Fr. Jos. Palaeontogr. Bohemiae Nr. 1, 1892.)
- Perner Jar. Foraminifery vrstev bělohorských. (Česk. akad. čís. Fr. Jos. Palaeontogr. Bohemiae Nr. 4, 1897.)
- Posthumus O. Bijdrage tot de Kennis der tertiaire Vischfauna van Nederland. Olig. u. Mioc. Otolieten nit het peelgebied en van Winterswijk. (Verhandel. van het geolog.-Mijnbouwkundig Genootschap voor Nederlanden Kolonien, Geolog. Serie VII, 1923.)
- Prever P. L. u. Rzehak A. Über einige Nummuliten und Orbitoiden von österreichischen Fundorten. (Verhandlungen des naturforschenden Vereines Brünn, XLII, 1903/04.)
- Priem F. Sur les otolithes fossiles de poissons fossiles des terrains tertiaires superieures de France. (Bull. de la Soc. Géol. de France, 4<sup>me</sup> sér., Tome XI, 1911.)
- Priem F. Sur les otolithes eocènes de France et d'Angleterre. (Bull. de la Soc. Géol. de France 4<sup>me</sup> sér., Tome XII, 1912.)
- Procházka J. V. Miocæn Židlochovický na Moravě a jeho zvířena. (Rozpr. č. akad. čís. Frant. Jos. XXIV., 1893.)
- Procházka J. V. Das ostböhmisches Miocæn. (Archiv für naturwissenschaftliche Landesdurchforschung von Böhmen, X., 1900.)
- Qnaas Arth. Beitrag zur Kenntnis der Fauna der obersten Kreidebildungen in der libyschen Wüste. (Overwegischichten und Blättertone.) (Paläontographica XXX., 2. Teil, 1883—1903.)
- Redlich K. Die Geologie des Gurk- und Görttschitztales. (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, LV., 1905.)
- Reuss A. E. Geognostische Skizzen aus Böhmen. II. Bd. Die Kreidegebilde des westlichen Böhmens. 1844.
- Reuss A. E. Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation 1845/46.
- Reuss A. E. Die Foraminiferen aus den Schichten des österreichischen Tertiärbeckens. (Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, I., 1849.)
- Reuss A. E. Die Foraminiferen und Entomostraceen des Kreidemergels von Lemberg. (Haidingers naturwissenschaftliche Abhandlungen, IV., 1850.)
- Reuss A. E. Über die fossilen Foraminiferen und Entomostraceen des Septarienthones der Umgebung von Berlin. (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, III., 1851.)
- Reuss A. E. Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen. (Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, VII., 1854.)

- Reuss A. E. Ein Beitrag zur genauen Kenntnis der Kreidegebilde Mecklenburgs. (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, VII., 1855.)
- Reuss A. E. Beiträge zur Charakteristik der Tertiärschichten des nördlichen und mittleren Deutschlands. (Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, XVIII., 1855.)
- Reuss A. E. Die Foraminiferen der westphälischen Kreideformation. (Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, XL., 1860.)
- Reuss A. E. Paläontologische Beiträge I. (Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, XLIV., 1861.)
- Reuss A. E. Die Foraminiferen des norddeutschen Hils und Gault. (Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, XLVI., 1862.)
- Reuss A. E. Beiträge zur Kenntnis der tertiären Foraminiferenfauna II. (Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, XLVIII., 1863.)
- Reuss A. E. Die fossilen Foraminiferen, Anthozoen und Bryozoen von Oberburg in Steiermark. (Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, XXIII., 1864.)
- Reuss A. E. Die Foraminiferen und Ostracoden der Kreide am Kanarasee bei Küstendsche. (Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, LII., 1865.)
- Reuss A. E. Die Foraminiferen, Anthozoen und Bryozoen des deutschen Septariantonnes. (Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, XXV., 1865.)
- Reuss A. E. Zur Fauna des deutschen Oberoligozäns. (Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, L., 1864.)
- Reuss A. E. Paläontologische Studien über die älteren Tertiärschichten der Alpen. (Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, XXXIII., 1873.)
- Roemer F. Die Cephalopoden des norddeutschen tertiären Meeressandes. (Neues Jahrbuch für Mineralogie 1833.)
- Rzehak A. Die Foraminiferen des kieseligen Kalkes von Nieder-Hollabrunn und des Melettamergels der Umgebung von Bruderndorf in Niederösterreich. (Annalen des Naturhistorischen Hofmuseums in Wien, III., 1888.)
- Rzehak A. Die Foraminiferenfauna der alttertiären Ablagerungen von Bruderndorf in Niederösterreich mit Berücksichtigung des angeblichen Kreidevorkommens in Leitersdorf. (Annalen des Naturhistorischen Hofmuseums in Wien, VI., 1891.)
- Rzehak A. Die Fauna der Oncophoraschichten Mährens. (Verhandlungen des naturforschenden Vereines in Brünn, XXXI., 1893.)
- Rzehak A. Über einige merkwürdige Foraminiferen aus dem österreichischen Tertiär. (Annalen des Naturhistorischen Hofmuseums in Wien, X., 1895.)
- Schlösser M. Die Eozänfaunen der bayrischen Alpen. (Abhandlungen der Bayrischen Akademie der Wissenschaften, XXX., 1925.)
- Schnbert R. J. Bemerkungen über einige Foraminiferen der ostgalizischen Oberkreide. (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, L., 1900.)
- Schnbert R. J. Die Fischotolithen des österreichisch-ungarischen Tertiärs I. (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1902.)
- Schnbert R. J. Die Foraminiferenfauna des mitteleozänen Mergels von Banjevac. (Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1902.)
- Schubert R. J. Globigerinen- und Clavulina-Szabói-Mergel von Zara. (Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1904.)
- Schubert R. J. Beiträge zur natürlichen Systematik der Foraminiferen. (Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage-Bd. XXV.)
- Schubert R. J. Die Fischotolithen des österreichisch-ungarischen Tertiärs II. (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1905.)
- Schubert R. J. Die Fischotolithen des österreichisch-ungarischen Tertiärs III. (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1906.)
- Schubert R. J. Die Fischotolithen des Pausramer Mergels. (Zeitschrift des mährischen Landesmuseums, VIII., 1908.)
- Schubert R. J. Die fossilen Foraminiferen des Bismarckarchipels und einiger angrenzenden Inseln. (Abhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, XX.)

- Schubert R. J. Die Fischotolithen der ungarischen Tertiärbildungen. (Mitteilungen aus dem Jahrbuch der königlich-ungarischen Geologischen Reichsanstalt, XX. Bd., 1912.)
- Schubert R. J. Obereozäne Otolithen vom Barton Cliff bei Christchurch Hampshire. (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, LXX., 1915.)
- Schwager C. Fossile Foraminiferen von Kar Nikobar. (Novaraexpedition. Geologischer Teil, II. Bd., 1866.)
- Schwager C. Die Foraminiferen aus den Eozänablagerungen der libyschen Wüste und Ägyptens. (Paläontographica, III. [3. Folge VI.] 1883.)
- Silvestri A. Bollet. della Soc. Geol. Ital., XII., 1893.
- Silvestri A. Notizie sommarie su tre faunule del Lazio. (Rivista Ital. di Pal., XI., 1905.)
- Silvestri A. Il genere Glandulonodosaria. (Bollet. et Archivio Sez. Scienze Ist. Umbro Perugia 1907.)
- Trauth F. Das Eozänvorkommen bei Radstadt im Pongau und seine Beziehungen zu den gleichalterigen Ablagerungen bei Kirchberg am Wechsel und Wimpassing am Leithagebirge. (Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, 95. Bd., 1918.)
- Terquem M. Les Foraminifères de l'Eocène des environs de Paris. (Mém. de la Soc. Géol. de France III. sér. II. Tome, 1882.)
- Uhlig V. Über eine Mikrofauna aus dem Alttertiär der westgalizischen Karpathen. (Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt, XXXVI., 1886.)
- Vinassa de Regny P. E. Synopsis dei molluschi terziarii delle Alpi Venete. (Paläontogr. Italica, Vol. I., 1896, Vol. II., 1897.)
- Wanner Joh. Die Fauna der obersten weißen Kreide der libyschen Wüste. (Paläontographica, XXX., 2. Teil, 1883—1903.)
- Wójcik K. Die untereozäne Fauna von Krubel Malý bei Przemyśl. Die Clavulina Szabó-Schichten, I. Teil. (Bull. dell'Acad. des sci. de Cracovie, 1903.)
- Wood S. V. A Monograph of the Eocene Mollusca from the older tertiaries of England. (Paläontograph. Soc. Vol. XIII., 1861.)
- Wood S. V. A Monograph of the Eocene Bivalves of England. With Supplement. (Paläontograph. Soc. XXXI., 1877.)
- Wright J. A list of the cretaceous Foraminifera of Keady Hill County Dorry. (Proc. Belf. Nat. Field Club Appendix, 1885/86.)
- Wright J. A list of the cretaceous Microzoa of the North of Ireland. (Proc. Belf. Nat. Field Club Appendix, III., 1875.)
- Wright J. Proceed. Royal Irish Academy ser. 3. Vol., I., 1891.

### Tafelerklärungen.

Alle Figuren der Tafeln sind mit denselben Vergrößerungen gezeichnet worden, um die relativen Größenverhältnisse hervortreten zu lassen.

#### Tafel XII.

- Fig. 1. *Clavulina Szabó* Hantk. a) Ansicht von der Kante, b) Ansicht von der vertieften Seitenfläche, c) Ansicht von oben mit der Mündung.
- Fig. 2. *Tritaxia Szabó* Hantk. sp. a) Ansicht von der Kante, b) Ansicht von der vertieften Seitenfläche, c) Ansicht von oben mit der Mündung.
- Fig. 3. *Clavulina Parisiensis* d'Orb.
- Fig. 4. *Nodosaria annulata* Reuss.
- Fig. 5. *Nodosaria hispida* d'Orb.
- Fig. 6. *Nodosaria monile* v. Hag. a) glatte, b) feingerippte Form.
- Fig. 7, 8, 9. *Nodosaria raphanus* Linn.
- Fig. 10. *Nodosaria (Dentalina) Hoernes* Hantk. Bruchstück des älteren Gebäuseteiles.
- Fig. 11. *Nodosaria (Dentalina) Hoernes* Hantk. 3 Kammern eines größeren Exemplares.
- Fig. 12. *Glandulina discreta* Reuss.
- Fig. 13. *Glandulina elongata* Reuss.
- Fig. 14. *Glandulina strobilus* Reuss.

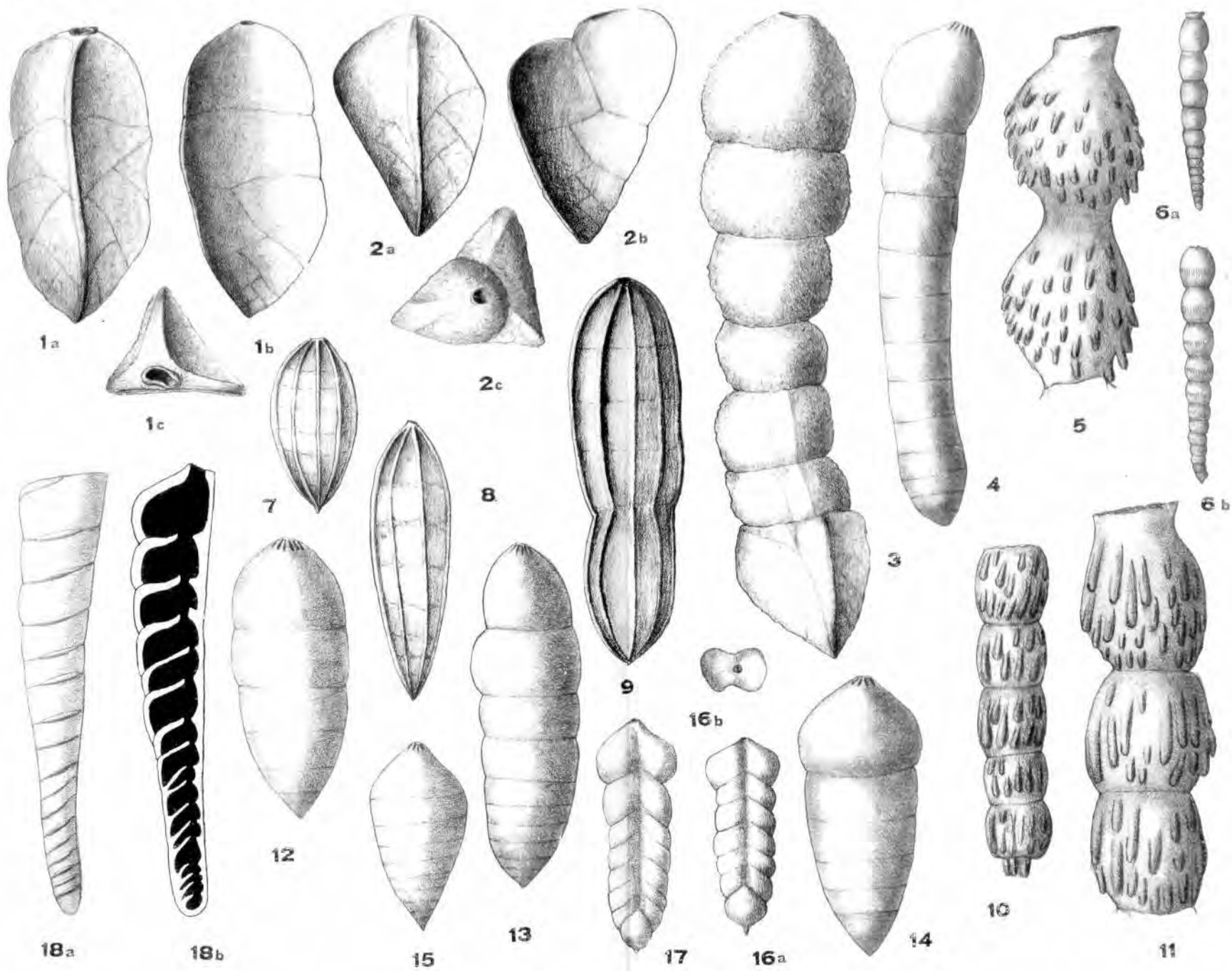
- Fig. 15. *Glandulina caudigera* Schwag.  
 Fig. 16. *Fronöicularia carinthiaca* n. sp. a) Gesamtansicht von der Breitseite, b) Ansicht von oben mit der Mündung.  
 Fig. 17. *Fronöicularia carinthiaca* n. sp. ein größeres Exemplar.  
 Fig. 18. *Vaginulina eocaena* n. sp. a) Gesamtansicht, b) aufgeheilt in Glycerin.

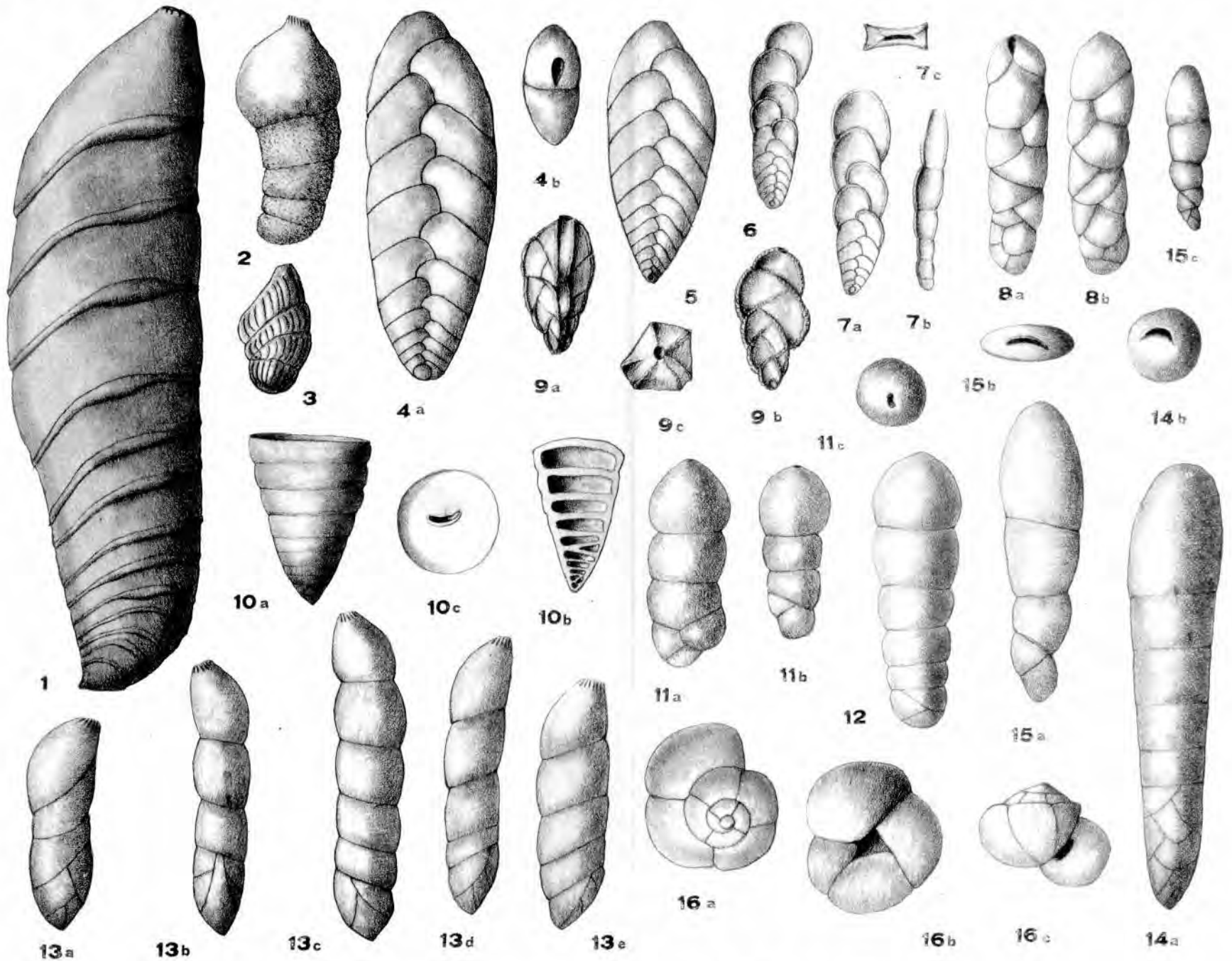
## Tafel XIII.

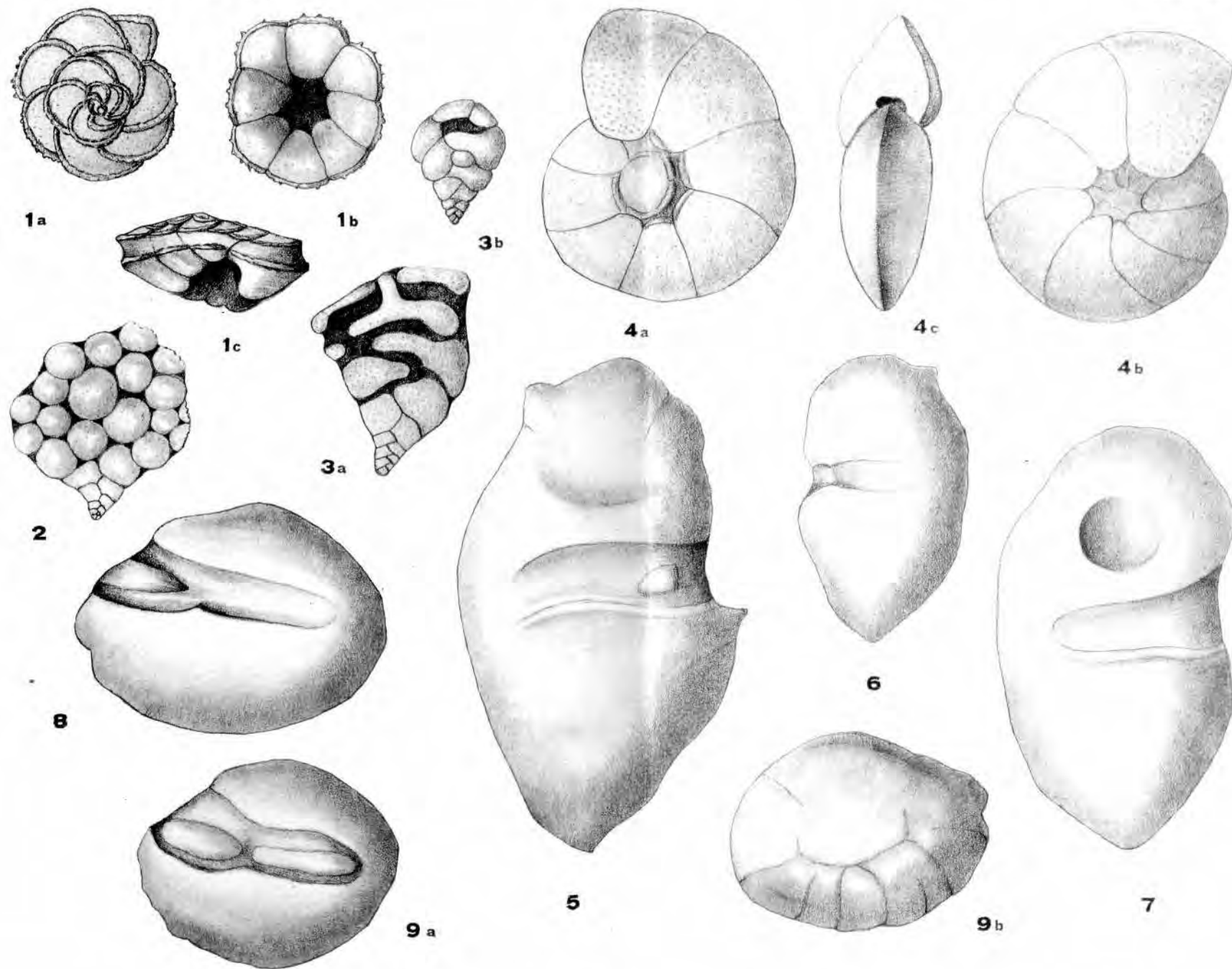
- Fig. 1. *Vaginulina Brukenthali* Neug.  
 Fig. 2. *Marginulina hirsuta* d'Orb.  
 Fig. 3. *Marginulina* cf. *ensiformis* Roem.  
 Fig. 4. *Bolivina incrassata* Reuss, megalosphaerische Form, a) von der Breitseite, b) von oben mit der Mündung.  
 Fig. 5. *Bolivina incrassata* Reuss, mikrosphaerische Form.  
 Fig. 6, 7. *Plectofronöicularia quadrilatera* n. sp. 6, 7 a) Ansichten von der ausgehöhlten Breitseite, 7 b) Ansicht von der Schmalseite, 7 c) Ansicht von oben mit der Mündung.  
 Fig. 8. *Bulimina imbricata* Reuss var. *procera* n. var. a) und b) Ansichten von den beiden Seiten.  
 Fig. 9. *Uvigerina cristata* Marss. a) Ansicht von der Kante, b) Ansicht von der vertieften Seitenfläche, c) Ansicht von oben mit der Mündung.  
 Fig. 10. *Sagrina conulus* n. sp. a) Gesamtansicht von der Seite, b) ein aufgebrochenes Stück mit der Ansicht der Kammeranordnung, c) Ansicht von oben mit der Mündung.  
 Fig. 11. *Dimorphina nodosaria* d'Orb., a) großes, normales Exemplar, b) kleineres normales Exemplar, c) kleineres, normales Exemplar. Ansicht von oben mit der Mündung.  
 Fig. 12. *Dimorphina nodosaria* d'Orb. Großes Exemplar, dessen Dimorphinaaufbau erst nach Anfhellung sichtbar wurde.  
 Fig. 13. *Dimorphina Kahleri* n. sp., a)—c) verschiedene Ausbildungen.  
 Fig. 14. *Dimorphina cylindrica* n. sp. a) Gesamtansicht, b) Ansicht von oben mit der Mündung.  
 Fig. 15. *Dimorphina complanata* n. sp. a) großes Exemplar Gesamtansicht, b) dasselbe, Ansicht von oben mit der Mündung, c) kleines Exemplar Gesamtansicht.  
 Fig. 16. *Globigerina inflata* d'Orb., a) von der Spiralseite, b) von der Umbilicarseite, c) von der Schmalseite.

## Taf. XIV.

- Fig. 1. *Globigerina marginata* Reuss, a) Spiralseite, b) Umbilicarseite, c) Schmalseite.  
 Fig. 2. *Pseudotextularia acervulinoides* Egger, normale Form.  
 Fig. 3. *Pseudotextularia acervulinoides* Egger, a), b) abnormale Ausbildungen.  
 Fig. 4. *Anomalina scrobiculata* Schwag. a) Spiralseite, b) Umbilicarseite, c) Schmalseite.  
 Fig. 5, 6. *Otolithus (incertae sedis an Ganoidarum) dentatus* n. sp.  
 Fig. 7. *Otolithus (incertae sedis an Ganoidarum) ovatus* n. sp.  
 Fig. 8. *Otolithus (incertae sedis an Percidarum) Guttaringensis* n. sp.  
 Fig. 9. Vielleicht auch zur vorigen Art gehörig, a) Innenseite, b) Außenseite.







# Über die sarmatischen und pontischen Ablagerungen im Südostteil des steirischen Beckens.

Von A. Winkler.

(Mit 16 Textfiguren.)

## Vorbemerkung.

Die geologische Aufnahme des Blattes Gleichenberg, die ich in den Jahren 1912—1914, dann 1920—1925 durchgeführt habe, hat mir das Studium eines beträchtlichen Teils der sarmatischen und pontischen Ablagerungen im Südostteil des steirischen Beckens ermöglicht. Die noch in Durchführung begriffene Kartierung des nördlich angrenzenden Spezialkartenblattes Fürstenfeld hat einen vorläufigen Überblick über die Verbreitung und Gliederung der pontischen Schichten in diesem Raume gewährt; die mehr übersichtlichen Begehungen in der Osthälfte des Spezialkartenblattes Wildon-Leibnitz haben schließlich einen Einblick in den Aufbau des vorzüglich aus sarmatischen Bildungen bestehenden „Grabenlandes“ (nördlich der unteren Mur) verschafft. Wenn die Studien am Blatte Gleichenberg gewissermaßen schon als abschließend betrachtet werden können, so sind die Ergebnisse am Blatte Fürstenfeld und Wildon-Leibnitz nur als vorläufige anzusehen. Immerhin glaube ich auch diese letzteren Resultate im Zusammenhang mit der Aufnahme am Gleichenberger Blatte besprechen zu sollen, da sie die ins einzelne gehenden Beobachtungen des letzteren Raumes ergänzen und da seit der ersten Übersicht, die ich im Jahre 1913 über das steirische Becken gegeben habe, viele bisher unpublizierte Resultate hinzugekommen sind.

Über die geologische Literatur des hier darzustellenden Raumes kann ich mich ganz kurz fassen, da in der 1913 erschienenen, eigenen Arbeit „Das Eruptivgebiet von Gleichenberg in Oststeiermark“ eine eingehende Besprechung der meisten, bis dahin erschienenen, geologischen Vorarbeiten enthalten und in den Erläuterungen zum Blatte Gleichenberg alle die Oststeiermark betreffenden \* Publikationen in einem umfangreichen Literaturverzeichnis aufgenommen sind.<sup>1)</sup> Dort ist auch ein allgemeiner Überblick über die sarmatisch-pontischen Ablagerungen des Kartenbereiches gegeben worden. Für das sarmatisch-pontische Gebiet des Grabenlandes kommen nur die Angaben von Rudolf Hörnes in der Studie

---

<sup>1)</sup> Das letztere wäre noch durch eine Studie zu ergänzen, die mir erst kürzlich bekannt wurde: D. Stur: Promemoria über die geologischen Verhältnisse des Kurortes Gleichenberg“, Graz, 1884. Verlag des Gleichenberger Aktienvereines (auch in der Joanneumsbibliothek Graz).



„Sarmatische Ablagerungen in der Umgebung von Graz“<sup>1)</sup> und von Fabian<sup>2)</sup> und Hilber<sup>3)</sup> in Betracht, während Dregers Aufnahmeberichte<sup>4)</sup> leider äußerst knapp gehalten sind. Für das Gebiet von Fürstenfeld wären noch D. Sturs Angaben über die Ergebnisse anlässlich der Wasserbohrungen bei dieser Stadt<sup>5)</sup> erwähnenswert. In meiner Studie „Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliozäns“<sup>6)</sup> sind einige eigene, bis 1921 erzielte Ergebnisse zusammengefaßt.

In einem I. Abschnitt soll die sarmatische Schichtenfolge, in einem II. die pontische Serie besprochen werden, während eine Hervorhebung der wichtigeren erzielten Ergebnisse im Schlußteile (III. Teil) erfolgen wird. Beim Lesen wolle das geologische Spezialkartenblatt „Gleichenberg“ herangezogen werden.

## I. Die sarmatischen Schichten der Südoststeiermark.

### A. Allgemeines.

Bis zu Beginn meiner Untersuchungen in Oststeiermark (vor 15 Jahren) wurde das ausgedehnte Gebiet des „Grabenlandes“ nördlich der unteren Mur bis in den Südtteil des Gleichenberger Eruptivgebietes hinein auf Grund der Darstellung, wie sie Stur in der „Geologischen Karte von Steiermark“ gegeben hatte, speziell als pontisch angesehen. Indessen war schon Rudolf Hörnnes (loc. cit.) auf Grund mehrerer Exkursionen im Grabenlande zur Überzeugung gekommen, daß ein beträchtlicher Teil dieses Gebietes den sarmatischen Schichten zuzurechnen sein wird. In meinen Studien „Das Eruptivgebiet von Gleichenberg“ und in der nachfolgenden Arbeit „Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs“ habe ich dann nachgewiesen, daß hier, südlich einer Linie, die man von Fernitz (südlich von Graz) über Kirchbach gegen Gnas und Gleichenberg zieht, pontische Schichten überhaupt nicht auftreten und dies auf einer Übersichtskarte ersichtlich gemacht. Dreger hat dies bei seinen Aufnahmen später bestätigen können.

Weiters habe ich in obzitiierter Arbeit einen Versuch der Gliederung der sarmatischen Schichten vorgenommen. Sie wurden in ein mit vorherrschend sandigem Charakter und mit Einschaltungen von Kalken und Lumachellen versehenes Obersarmat und in ein tonig-feinsandiges Unter-Mittelsarmat gegliedert. Das letztere weist ein Niveau grobkörnigen Schotters auf. Die Abtrennung des Obersarmat vom älteren Sarmat hat sich bei den später weiter ausbreitenden Begehungen vollauf bestätigt.

1) Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, Jahrgang 1878.

2) „Das Miocänland zwischen der Mur und der Stiefing bei Graz.“ Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, Jahrgang 1905.

3) Hernalser Tegel bei St. Georgen, Wildon Ost. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1871.

4) Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1913, S. 71—72, und 1916, S. 46—47.

5) Geologische Verhältnisse der wasserführenden Schichten des Untergrundes in der Umgebung der Stadt Fürstenfeld in Steiermark. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1883, XXXIII. Bd., S. 373.

6) Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt, 1921.

Der Fazies-Charakter der Ablagerungen hält auch noch westlich des Gleichenberger Blattes — am Kartenblatte Wildon-Leibnitz — trotz mancher Abweichungen im großen und ganzen an, so daß auch hier das Obersarmat abgeschieden werden konnte.

Die Teilung des älteren Sarmats in ein Unter- und Mittelsarmat wurde auch bei meinen weiteren Studien im Auge behalten. Am Blatte Gleichenberg konnte die Trennung dieser beiden Unterstufen — mit etwas verschobener Grenzlinie, als sie im beschränkten Aufnahmegebiete vom Jahre 1913 vorgenommen wurde — nur dort halbwegs sicher durchgeführt werden, wo inmitten der Schichtfolge ein grober Schotterhorizont eingeschaltet ist. Was über demselben liegt, wird als Mittelsarmat, was unter ihm liegt, als Untersarmat bezeichnet. Wo dieser Leithorizont eines Fluß- und Deltaschotters aussetzt, erschien die Abtrennung der beiden älteren, sarmatischen Horizonte schwierig und wurde daher deren spezielle Hervorhebung auf der geologischen Spezialkarte „Gleichenberg“ unterlassen.

#### Die Verbreitung der sarmatischen Schichten (Fig. 1).

Die sarmatischen Ablagerungen setzen im O in geschlossener Verbreitung — nur durch vulkanische Bildungen unterbrochen und örtlich von jungen Terrassenauflagerungen überdeckt — den ganzen Raum zwischen dem Gnasbachtale, dem Poppendorfertale, dem Gleichenberger Sulzbachtale, dem Pleschbachtale, dem Kutschenitztale und dem Leimbach-(Lendv)itale zusammen und reichen annähernd bis zu deren Quellgebieten an der Hauptwasserscheide zwischen Raab und Mur hinauf. In der Gegend südlich von Feldbach überschreiten die sarmatischen Ablagerungen zwischen dem Gleichenberger Kogel und dem Prädbergsattel (Wartberg) die Hauptwasserscheide und erscheinen an der Basis der gegen N ausstrahlenden Höhenrücken bis an das Raabtal heran, wo sie speziell von J. Stiny (Bergbau und Hütte 1918, H. 10—11) an neuen Entblößungen erwiesen wurden.

Westlich des Gnasbachtales erstreckt sich der sarmatische Bereich in breiter Front über das Auersbach-, Ottersbach-, Saßbach-, Lieberbach-, Schwarzau-, Labill-, Siefing- und Tropbach-(Erabachtal) bis zum Murtal (zwischen Hausmannstätten und Werndorf bei Wildon) heran. Jenseits der Mur sind solche dann noch aus der Gegend südwestlich von Graz (bei Winkeln und Oberbücheln usw.) bekannt.

Der oberste Teil dieser „Grabenland“täler und deren Wasserscheiden liegen aber schon zum größten Teil im Bereiche der pontischen Schichten.

An der Einmündung des Schwarzatals in das breite Alluvialfeld der Mur sind im Sockel der ausgedehnten Diluvialterrassen in neuester Zeit auch marine Schlierschichten<sup>1)</sup> bekannt geworden, welche anzeigen, daß der breite Alluvialboden der Mur unterhalb von Leibnitz bis gegen

<sup>1)</sup> A. Tornquist, „Auftreten und Salzführung der Mineralquellen in der Südsteiermark“. Internationale Zeitschrift für Bohrtechnik usw., 33. Jahrgang, Nr. 1, Wien 1925; J. Knett, „Die Mineralprovinz der Südsteiermark“ ebendort und R. Schwinner, Der Säuerling von Perbersdorf. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1925, Nr. 10.

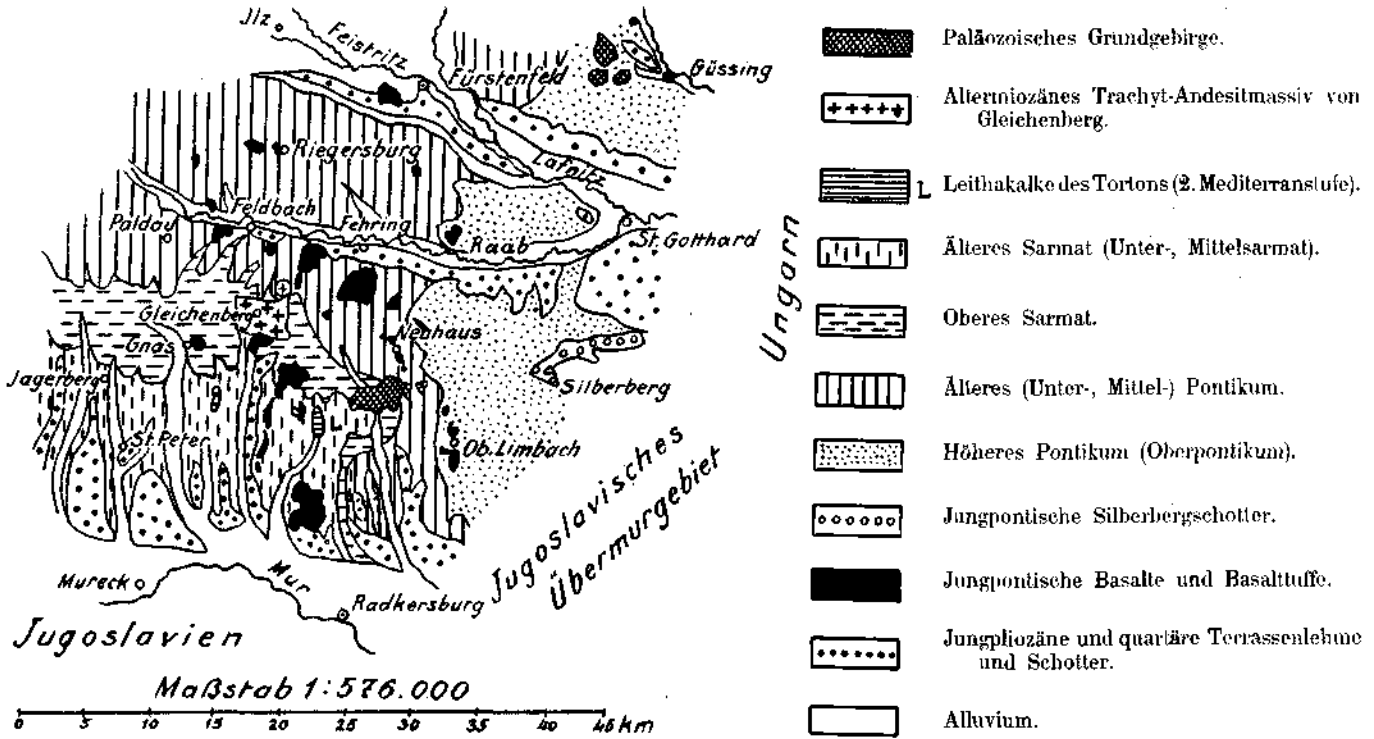


Fig. 1. Geologische Übersichtsskizze des südöstlichen steirischen Beckens.

Mureck hinaus schon in den, im Südwesten des Sarmatikums folgenden, „marinen Bereich“ eingekerbt ist, welcher letzterer freilich hier unter dem Überzug von jung- und altdiluvialen und alluvialen Schwemmschutt kaum hervortritt.

Aber auch die sarmatischen Schichten im ganzen Südteil des Grabenlandes erscheinen auf den Höhenrücken von einer Kappe von jungpliozänen und altdiluvialen Terrassenschottern und Lehmen überdeckt<sup>1)</sup> (siehe Fig. 1), die sich nordwärts über St. Peter hinaus bis gegen Jagerberg und Glojach und bis auf die Höhen östlich von St. Georgen an der Stiefing erstrecken. Hier sind also die brackischen Ablagerungen überall unter einer gegen den Murtaiboden zu immer tiefer herabsteigenden Decke jüngerer Terrassenanschwemmungen teilweise begraben (siehe Übersichtsskizze Fig. 1).

## B. Das ältere Sarmat.

Das ältere Sarmat wird im wesentlichen von feinen (tonig-mergelig-feinsandigen) Ablagerungen gebildet, welchen ein Hauptschotterzug eingeschaltet erscheint. Für sie ist das vollkommene Fehlen kalkiger Gesteine und die Fossilarmut, speziell der nahezu vollständige Mangel an den für sarmatische Ablagerungen so charakteristischen Cerithien, bemerkenswert. Im Terrain hebt sich die Abgrenzung des älteren Sarmats von den auflagernden obersarmatischen Bildungen deutlich ab. Da die letzteren vorherrschend sandig-grobsandiger Natur sind und außerdem häufig festere Kalkbänke eingeschaltet zeigen, so entspricht dem Ansetzen des Obersarmatikums meist eine Stielstufe im Terrain.

### 1. Das sarmato-carinthische Delta. (Siehe Fig. 2.)

Im Südwestteil des Kartenblattes erscheint im älteren Sarmat ein sehr charakteristischer Zug grohen Schotters, welcher gleichsam als Leithorizont dienen kann. Er taucht 3 km südsüdwestlich von Gleichenberg, bei Waldsberg, aus der Sohle des Sulzbachtales empor, läßt sich — stellenweise unterbrochen — gegen Grub verfolgen, von wo er sich dann, allmählich ansteigend, bis zum Markte Straden fortlaufend beobachten läßt. Bei Straden krönt er die 373 m hohe Kuppenhöhe. Hier streicht er in die Luft aus. Weiter südlich finden wir ihn, an einer Störung abgesenkt, zwischen Unterkarla (siehe Fig. 3) und Radochen wieder. Westlich des Poppendorfertales liegt der Schotterzug am Höhenrücken nördlich von Waasen (zwischen Waasen und Trösing im Gnasbachtale), bei letzterem Orte in einer großen Schottergrube mächtig erschlossen, und erscheint weiter im S, am Gehänge westlich von Hart, wieder.

Der mittelsarmatische Schotter findet gegen W hin, jenseits des Gnasbachtals, seine Fortsetzung. So ist er an der Westflanke des unteren Gnasbachtals, südlich von Schrötten (nordwestlich von Deutsch-Goritz), unter einer Decke altquartären Terrassenlehms und Schotters

<sup>1)</sup> Für das Gebiet zwischen Gnas und St. Peter habe ich dies schon 1921 (Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt) erwiesen.

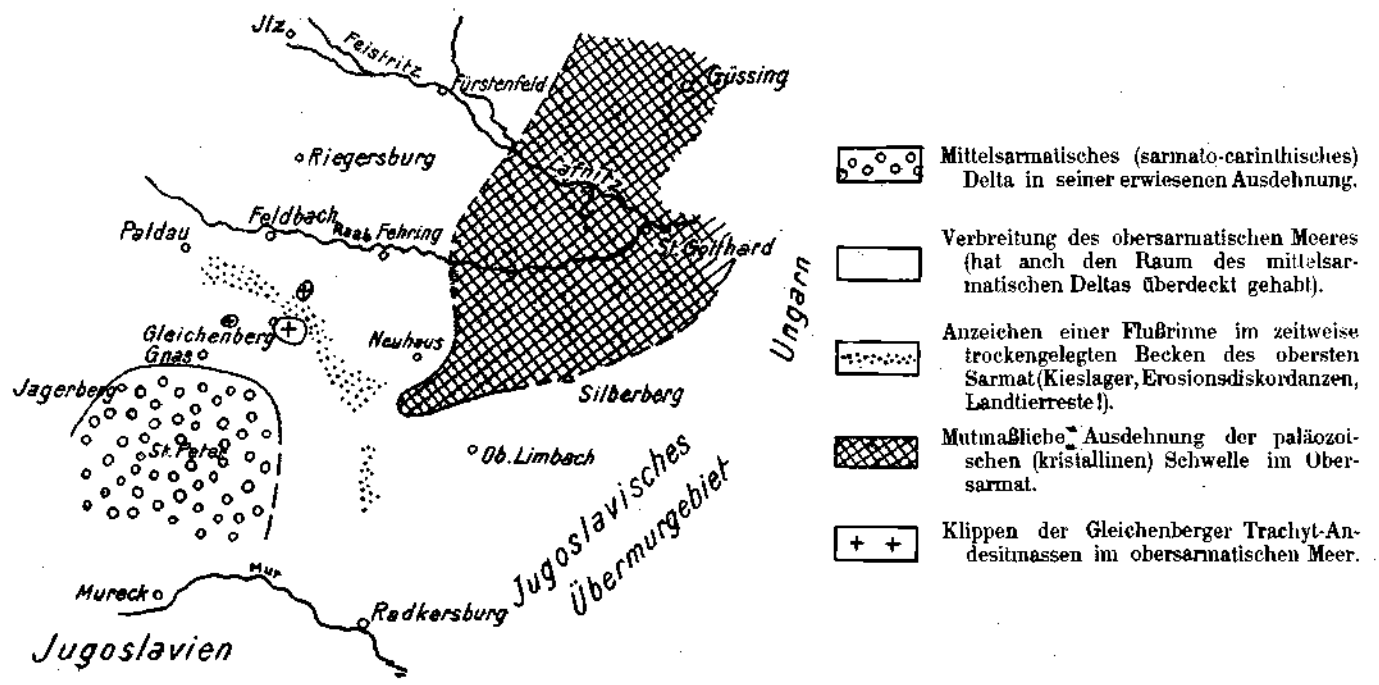


Fig. 2. Das südöstliche steirische Becken im Sarmat.

erschlossen; er liegt dem Höhenrücken östlich von St. Peter a. O. auf und ist schließlich noch 6 km nordnordwestlich dieses Ortes bei und unmittelbar südlich von Jagerberg (Schlegelberg) zu beobachten (Fig. 4). Weiter westlich, als in der breiten Furche des Saßbachtals, habe ich den Schotter noch nicht gesehen.

### Die Mächtigkeit des Schotters.

Der Schotter weist sehr schwankende Mächtigkeiten auf, die zwischen einigen Dezimetern und dreißig Metern liegen. Den letzteren Wert stellte ich für die in der Grube von Trösing (im Gnashachtale) aufgeschlossenen Schotter fest. Hier war aber der Schotter durch eine Lage von Sand und Ton zweigeleilt. Bei Waldsberg fand ich den Schotter bis zu 6 m Mächtigkeit erschlossen. Bei Grub und Krusdorf mit etwa 8 m, nördlich von Waasen mit 10 m und bei Unterkarla mit 5 m Stärke.

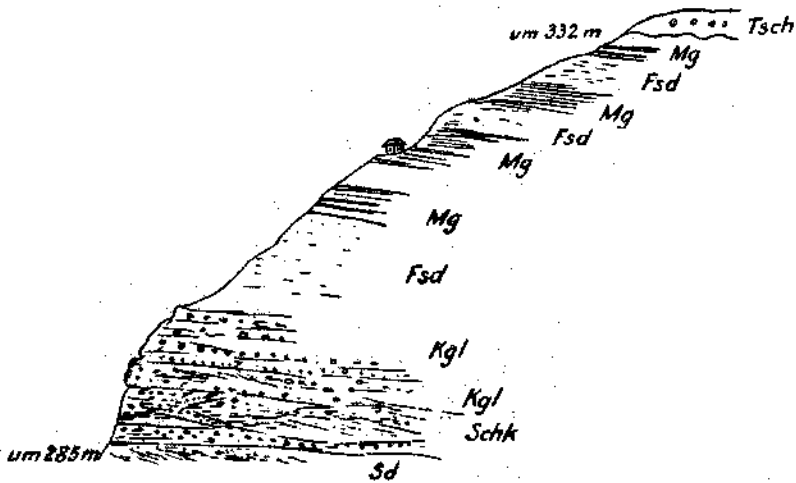


Fig. 3. Mittelsarmatische Schichten bei Unterkarla.

Sd = Grobsande. Schk = Schotter und Kiese. Kgl = Konglomerat. Fsd = Feinsande.  
Mg = Mergel und Tegemergel. Tsch = Terrassenschotter.

In dem westlich des Gnashachtals gelegenen Verbreitungsgebiet zeigt sich eine Zunahme in der Mächtigkeit der die Schotterbänke führenden Schichtenfolge, wobei sich zwischen die letzteren noch mächtigere Sand- und Mergelbänke zwischenschalten. Bei Jagerberg fand ich drei Schotterlager von je 6–8 m Mächtigkeit; bei St. Peter am Ottersbach sah ich eine tiefer liegende, gering mächtige Schotterlage und eine obere, etwa 6 m starke Schottermasse aufgeschlossen, zwischen welchen und über welchen mächtigere Mergel und sandige Mergel gelagert waren.<sup>1)</sup> Bei Krobothen (Schrötten NW) sind etwa 8 m mächtige Schotter in einer großen Grube erschlossen.

### Die Geröllgröße des Schotters.

Die Geröllgröße des Schotters ist naturgemäß eine lagenweise wechselnde. Bei Trösing im Gnashachtale fand ich selten Gerölle bis über Doppelfaustgröße vor; am Ostgehänge des Hirzkogels muß bis faustgroße Gerölle vor. Bei Unterkarla herrschen haselnuß- bis kindesfaustgroße, selten faustgroße Gerölle vor. Bei Straden besitzt eine untere Lage Gerölle bis Kindesfaustgröße, eine obere von der ersten durch Sande abgetrennte solche bis Faustgröße. Bei Grub zeigen die größten Lagen Gerölle bis

<sup>1)</sup> Wahrscheinlich ist hier die Zahl der Schotterbänke noch größer.

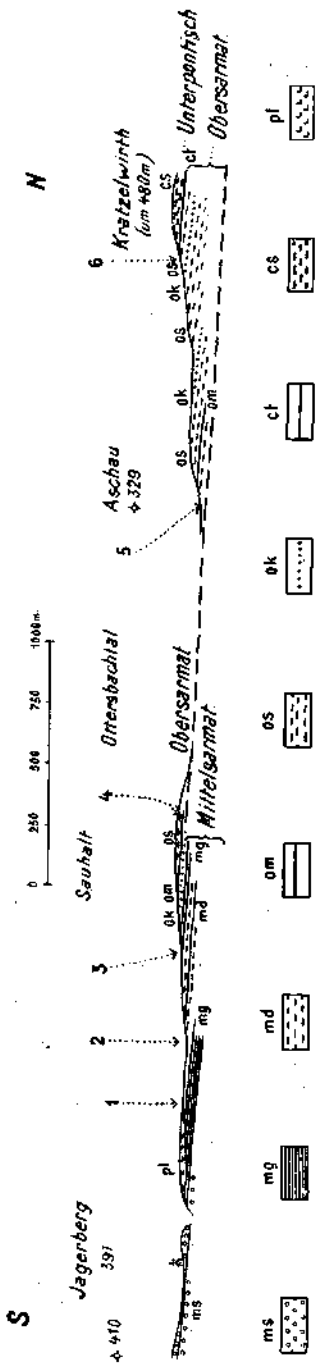


Fig. 4. Profil an der Ostflanke des Saßbach-, bzw. Ottersbachtals.

ms = mittelsarmatische Mergel. om = obersarmatische Sande. mg = jungpliozäne Terrassenschotter und Lehme. pl = pontische Sande. ok = kreuzgeschichtete Sande mit *Mastra* und Cerithien. 3 = Mergel, reich an *Cardium Barboti*, *C. obsoletum*, *Modiola marginata*, *Tapes gregaria*, *Mastra*, *Bulla Lajonkareana*. 4 = Mergel mit *Cardium plicatum*, *C. obsoletum*, *Modiola marginata*. 5 = Sand mit *C. plicatum*, *C. obsoletum*, *Tapes gregaria*. 6 = Tegel mit *Congeria cf. ornithopsis*.

über Faustgröße. Bei Waldsberg kommen nuß- bis über kindesfaustgroße Gerölle, selten faustgroße vor. Bei Schrötten sind zahlreiche Gerölle bis über Faustgröße vorhanden; bei St. Peter am Ottersbach sah ich Lagen mit solchen bis Faustgröße. Faustgroße Gerölle herrschen schließlich auch bei Jagerberg vor, wo gelegentlich bis über faustgroße Gerölle auftreten.

Im allgemeinen zeigt sich also — wenn auch nicht besonders ausgeprägt — eine Abnahme der Geröllgröße vom W gegen O und NO hin. Diese Feststellungen haben eine gewisse Bedeutung, da sie einen Aufschluß über die Kraft des transportierenden Mediums ermöglichen. Bei der weiten Verbreitung des Schotters kann es sich nur um eine Einwirkung von fluvialen Strömungen handeln, u. zw. von solchen eines recht kräftigen Flusses mit namhaftem Gefälle, welcher noch in Oststeiermark gelegentlich über faustgroße Gerölle zu transportieren vermochte. (Die heutige Mur unterhalb Radkersburg vermag durchschnittlich Gerölle von 20 bis 22 cm<sup>3</sup>, maximal 40 cm<sup>3</sup> Inhalt fortzubewegen. Einzelne größte hier angetroffene Murgerölle besitzen einen Rauminhalt von 50 bis 60 cm<sup>3</sup>.<sup>1)</sup>

Der Fluß war also transportkräftig fast wie die heutige Mur.

Die Lagerungsverhältnisse des Schotters bestätigen die fluviale Entstehung. Überall herrscht typische, flache (bzw. annähernd horizontale) Schotter- und Sandbankschichtung vor, nicht aber Dellaschichtung. Häufig ist die dachziegelartige Lagerung der Gerölle zu beobachten, welche in den Aufschlüssen von Unterkarla auf eine von SSW herkommende Wasserbewegung schließen läßt. Häufig wechseln schwache Sandbänke mit den Schotterschichten ab. Düngeschichtete (diagonalstruierte) Sande bilden gewöhnlich das Hangende der Schotterablagerung. Mergel mit Schilf-(*Typha*-)Resten begleiten sie. Das lokal linsenförmige Anschwellen der Schotter zu größerer

1) Vgl. F. Ritter v. Hochenburger, Darstellung der Murregulierung in Steiermark, Wien 1894, S. 7. Im Verlag des k. k. Ministeriums des Innern.

Mächtigkeit spricht ebenfalls für eine fluviale Bildungsweise. In den Aufschlüssen bei Waldsberg sind seit langem versteinerte Baumstämme bekannt, die im groben Schotter als Schwemholz eingelagert sind; auch ein Beweis für die fluviale Entstehung der sie bergenden Geröllmassen. Bei Waldsberg treten in den Mergellagen über dem Schotter nebst Schilfgräsern zahlreiche verdrückte *Helix*-Reste auf. Sehr deutlich sind die eine sandig-mergelige Schwemmschicht im Sande senkrecht durchsetzenden Holzstengel, vermutlich die Wurzeln von Schilfgräsern, erkennbar. (Siehe Fig. 5.)

Dagegen fanden sich in der großen Schottergrube von Trösing marin-brackische Konchylien, nämlich *Tapes*, *Cardium*, (*Cardium cf. Barbotti*) und *Ostrea* inmitten des hier sehr groben Schotters. Auch bei Straden habe ich in der oberen Schotterlage unbestimmbare Bivalvenreste, die vermutlich zu *Tapes* gehören, gesehen. Ansonsten erweist sich aber der Schotter fossilfrei. Insbesondere habe ich weder bei St. Peter a. O. noch bei Jagerberg brackische Reste darin gefunden. Nach all dem Vorgenannten ist daher vorauszusetzen, daß nur an jenen östlichen Stellen, wo der Schuttkegel, bzw. eine gewisse Partie desselben in ein Delta übergeht, sarmatisch-marine Versteinerungen sich einstellen.

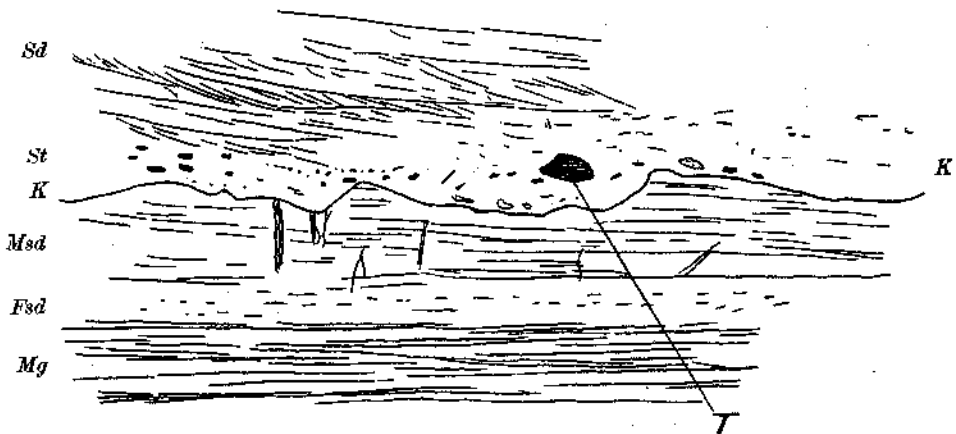


Fig. 5. Aufschlüsse bei Waldsberg im Hangenden des Grobschotters.

*Mg* = graue Mergel mit *Helix* und Pflanzenresten (2 m). *Fsd* = Feinsand (1 m). *Msd* = Mergel und sandiger Mergel mit senkrecht durchsetzenden Wurzeln. *K* = Kiese und Grobsande. *T* = Mergelinschlüsse darin. *St* = größere Stengelreste (Schilfreste). *Sd* = diagonal geschichtete, reiche Quarzsande. Liegendes: 6 m Grobschotter.

### Die Geröllzusammensetzung des Schotters.

Die Geröllzusammensetzung des Schotters, die eine sehr eigentümliche ist, wurde von mir schon 1914 (Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien)<sup>1)</sup> charakterisiert.

Die Prüfung der Gerölle bei Waldsberg ergab: Quarzite, feinkörnige und plattige Gneise, Biotitgneise, muskovitreiche Gneise, frische Amphibolite, schwarze feste Gesteine (Ganggesteine?), schwarze Kieselschiefer, karbonische Arkosen mit Kieselschiefergeröllen, massenhaft Grödener Sandsteine, Quarzkonglomerate von Verrucano-Habitus, Felsitporphyre, rötliche Quarzporphyre, Porphyrite, quarzfreie rötliche Raiblerporphyre, quarzitisches Sandsteine und Quarzsandsteine, schwarze Kalke, Korallenkalke von triadischem Habitus, sichere Lühodendronkalke, zahllose helle Kalke von mesozoischem Habitus, reichlichst zersetzte Triasdolomite, mesozoische Hornsteinkalke und Hornsteine, rötliche Kalke von Juraaussehen, tertiäre Konglomerate, Gleichenerger Eruptivgesteinsgerölle.

Bei Krusdorf-Straden fanden sich im Schotter: der Großteil der vorerwähnten Gerölle, speziell die mesozoischen Kalke und Dolomite, darunter Megalodontenkalke,

<sup>1)</sup> „Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik an Ostrand der Zentralalpen.“ S. 277—280.



weitere Turmalinpegmatite, Grünssteine, grüne Porphyre und Porphyrtuffe sowie Nummulitenkalke des Eozäns.

In Trösing sammelte ich unter anderem ein doppelfaustgroßes Gneisgerölle, ein überfaustgroßes Gerölle eines typischen mesozoischen Hornsteinkalks, mehrere Serpentin-gerölle dann die reiche Serie mesozoischer Gerölle, darunter eine rhätische Lumachelle, weiters einen mutmaßlichen Fusulinenkalk des Karbon, quarzfreie Porphyre, grüne Porphyre usw.

Bei Krobothen (Schrötten) sammelte ich neben Quarzen, Gneis- und Arkosen-gerölle, ein mutmaßliches Tonalitgerölle (vom Eisenkappler Tonalit?), weiters sehr zahlreiche Gerölle von mesozoischen Kalken und Dolomiten.

Bei St. Peter am Ottersbach waren lagenweise mehr als die Hälfte der Gerölle mesozoische Kalke und Sandsteine sowie Hornsteine, nebst welchen Quarze, Gneise, Grünssteine am Aufbau der Schottermasse Anteil nehmen.

Bei Jagerberg beobachtete ich schließlich nebst den vorherrschenden Quarzen sehr viele Kalke (zersetzte Kalke, fossilreiche Kalke, schwarze Kalke, kristalline Kalke), schwarze Hornsteine, Arkosen, Felsitporphyre, rote Grödener Sandsteine, Gneise, Hornblendegesteine usw.

An den übrigen Punkten ist der Geröllbestand im wesentlichen der gleiche mit stärker vorherrschendem oder mehr zurücktretendem kalkalpinen Einschlag. Gewöhnlich sind die kalkalpinen Gerölle lagenweise stärker angereichert.

Es ist von besonderem Interesse, daß die Geröllgesellschaft, wie sie uns hier entgegentritt, nicht die entfernteste Ähnlichkeit mit der heutigen, zentralalpinen Schutt-abfuhr im steirischen Becken aufweist. Beim Großteil der Gerölle, lagenweise bei mehr als der Hälfte, ist die Herkunft aus den Südalpen, speziell den Karawanken, bzw. aus Mittelkärnten (Eozängerrölle) vorauszusetzen. Es liegt somit hier, wie ich schon an anderer Stelle begründete, ein obermiozänes Delta eines Vorläufers der Drau vor. Östlich des Sulzbachtales habe ich diesen durch südalpine Gerölle gekennzeichneten Schotter nicht mehr angetroffen.

Durch eingeschlossene Fossilien und vor allem durch den Verband mit den hangenden und liegenden Schichten ist das Alter des Schotterzuges als sarmatisch sichergestellt.

Dieser Schotterhorizont trennt eine tieferliegende Mergel-Feinsand-gruppe von einer petrographisch und faunistisch ähnlich entwickelten, hangenden Schichtfolge. Die Mächtigkeit der ersteren ist unbestimmbar, da ihr Liegendes hier nirgends erschlossen ist. Sie beträgt aber nach den Aufschlüssen bei Straden mindestens 100 m. Ich bezeichne sie als Untersarmat. Die dem Schotter auflastende Schichtfolge, die sich zwischen den Schotter und den Komplex der obersarmatischen, grobsandigen Bildungen einschaltet, besitzt nach den Aufschlüssen bei Waldsberg-Trautmannsdorf eine Mächtigkeit von zirka 120 m (einschließlich des Schotters). Das sind die mittelsarmatischen Bildungen.<sup>1)</sup>

## 2. Die untersarmatischen Schichten.

Diese unter dem Schotterzug gelegenen Schichten werden im wesentlichen von einer Folge graugrüner Tegel und Mergel, mit Zwischenschaltungen von Feinsanden, gebildet. Die Fossilien sind spärlich. Es herrschen Ervilien darunter vor. (Fundpunkte von Straden, Waldprecht südlich von Straden, Nägelsdorf<sup>2)</sup>, Schwabau und Grub.) Bei Waldsberg sind Mergel mit *Cardium* und *Modiola* vorhanden.<sup>3)</sup>

<sup>1)</sup> Vgl. die Profile in der Arbeit „Das Eruptivgebiet von Gleichenberg“. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1913.

<sup>2)</sup> Bei diesem Orte ist auf der geologischen Spezialkarte, Blatt Gleichenberg, das Fossilfundzeichen versehentlich angeblieben.

<sup>3)</sup> Die Zusammenstellung der Fauna aller Fundpunkte ist im paläontologischen Teil der „Erläuterungen zu Blatt Gleichenberg“ (Tabelle S. 94—96) enthalten.

### 3. Die mittelsarmatischen Schichten.<sup>1)</sup>

Diese über dem Flußschotter gelegenen Sedimente liegen, wie das Untersarmatum, in mergelig-feinsandiger Entwicklung vor. Nur die Lagen unmittelbar über dem Schotter sind grobklastisch ausgebildet.

#### a) Zwischen Gleichenberg und Gnasbach.

Hier fand ich in Waldsberg Cerithienabdrücke. Bei Lichtenstern, westlich von Waldsberg, sammelte ich im Feinsand *Mastra* und *Ervilia*.<sup>2)</sup> Südlich Stallhans (Trautmannsdorf SW) und südwestlich von Grub sammelte ich im Mergel *Ervilien*, *Cardien* und *Trochus*.

Nähe der Grenze gegen die aufliegenden obersarmatischen Schichten fanden sich zwischen Gnas und Gleichenberg einige Fossilfundpunkte. Bei Katzensdorf sind grünliche Tegel mit Cerithien (*Cerithium cf. Compeiri*), *Tapes*, *Cardien* und Hydrolien aufgeschlossen. Westlich von Katzensdorf sind an den Gehängen Cardienmergel entblößt. Am Höhenrücken südlich von Dorf Gleichenberg (nördlich von  $\diamond$  295) fand ich im Mergel Cardienreste, am Fuße des Gleichenberger Kogels, am sogenannten Bärenreitherplateau, sah ich in einem Hohlwege seinerzeit Mergel mit *Syndesmia*, *Modiola* und *Cardien*, wohl dieselben Schichten, die schon Stur erwähnt hat. Im Kurpark von Gleichenberg waren in der Nähe des Militärkurbanses *Modiola*-Schichten sichtbar. In der beim Kloster Gleichenberg ausgeführten Brunnengrabung erhielt ich aus der Tiefe mittelsarmatische Bivalvenmergel. Weiters sind südlich von Gleichenberg auf dem Höhenrücken von Sulz fossilreiche, sandig-mergelige Bivalvenschichten erschlossen. Dann ergab die alte Ziegelei am Westfuße der sogenannten Wirberge (= Sulzberge der Karte) eine reichere Ausbeute einer ausgesprochenen Bivalvenfauna (Muschelfauna mit *Cardien*, *Tapes* und einzelnen Trochiden). Schließlich wurde nordwestlich von Bayrisch-Kölddorf bei einer Brunnengrabung fossilführendes Mittelsarmat beobachtet.

#### b) Zwischen Gleichenberger Sulzbach und der Ostgrenze des Sarmats.

Östlich des Gleichenberger Sulzbachtales dehnt sich das ältere Sarmat bis gegen die Lendva hin aus. Über dieses, schon zum größeren Teile vor 15 Jahren von mir begangene Gebiet gibt meine Darstellung im Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1913 erschöpfende Auskunft. Nach der jetzt hier zugrunde gelegten Trennung unter- und mittelsarmatischer Schichten und meinen nunmehr erweiterten Erfahrungen wäre der Hauptteil der seinerzeit auf Unter- und Mittelsarmat aufgeteilten Bildungen zum Mittelsarmat allein zu rechnen.<sup>3)</sup> Die Abtrennung der beiden älteren Abteilungen des Sarmats erweist sich in diesem Raume deswegen überhaupt schwierig, weil der bezeichnete Leithorizont mit den kalkalpinen Geröllbildungen nicht mehr aufgefunden werden konnte und weil sein mutmaßliches Äquivalent — ein Zug von Quarz- und Schieferschotter — meist schon nahe der Talsohle, schlecht aufgeschlossen, zutage tritt.

Dieser letztere Quarzschotterzug wurde südwestlich, südlich und südöstlich von St. Anna am Aigen festgestellt und tritt auch noch weiter im S, bei Klöch und Jörgen, hervor. Südlich von St. Anna lagern seine Bänke unmittelbar über dem

<sup>1)</sup> Die Zusammenstellung der Fauna aller Fundpunkte ist im paläontologischen Teil der „Erläuterungen zu Blatt Gleichenberg“ (Tabelle S. 94—96) enthalten.

<sup>2)</sup> Fossilfundzeichen auf der Karte versehentlich ausgeblieben.

<sup>3)</sup> Es handelt sich hier also teilweise nur um eine Verschiebung der Grenze beider Abteilungen des älteren Sarmats, welche sich auf Grund der weiter ausgreifenden Begehungen als tunlich erwiesen hat.

Leithakalk der zweiten Mediterranstufe und sind hier durch starken Kalkgehalt im Zement ausgezeichnet, was auf eine Erosion des letzteren bei Bildung des Schotter schließend läßt. Bei Gießelsdorf (südwestlich von St. Anna) wird der Schotter von untermarmatischen Tegeln unterlagert. Die Mächtigkeit des Schotter und Konglomerates beträgt mehrere Meter. Die Gerölle besitzen meist Haselnuß- und Nußgröße, selten darüber. Als Einschlüsse treten die Quarze sehr stark hervor, neben welchen Kieselschiefer, paläozoische Schiefer- und Kalkgerölle und schließlich eigentümliche Serizitgesteine, wie sie am Rötberg auftreten, an der Zusammensetzung Anteil nehmen. Bei Aigen (südöstlich von St. Anna) sammelte ich im Schotter Cardien- und Cerithienabdrücke, bei Klösch in seiner unmittelbaren Überlagerung in pflanzenführenden Mergeln *Planorbis*.

Die Herkunft des Schotter muß nach dem Auftreten der Schiefergerölle, besonders der serizitisierten, im NO, aus dem Bereich der im Sarmat noch viel ausgedehnteren paläozoischen Gebirgszone (Roter-Stadelberg) vorausgesetzt werden. Diese letztere schloß damals das steirische Becken — allem Anschein nach — noch als geschlossener Gebirgswall im NO von der ungarischen Ebene ab. (Siehe Fig. 2, S. 398.) Dort, wo Leithakalk hervortreten, scheint das Mittelsarmat — bei fehlenden untermarmatischen Schichten — direkt über ersteren zu transgredieren.

Die hier im östlichen Teile des betrachteten Gebiets über dem Quarzschotter auftretenden, mittelsarmatischen Komplexe zeigen im allgemeinen in fazieller und faunistischer Hinsicht eine Analogie mit jenen der vorher besprochenen, westlichen Gebiete. Auch hier erscheinen fossilarme, schön gebänderte Mergelgesteine und Feinsande, und auch hier fehlen die Cerithien nahezu vollständig. Nur zeigt sich in der Schichtenfolge, bei vorherrschend feinkörnigen Bildungen, doch die Einschaltung grobkörniger Quarzsand- und Kieslagen. Letztere treten im höheren Teil des Mittelsarmats in zwei durch Mergelmassen getrennten Niveaus hervor. In ihrem Erscheinen spiegelt sich offenbar der Einfluß einer nahegelegenen, nordöstlichen Küste wieder. Bei Grössing am südlichen Hochstradenrücken und am Auen- und Sandberg, nördlich von Tieschen, sind gute Aufschlüsse in diesen Grobsanden und Kiesen, welche durch ihre prächtige Diagonalschichtung<sup>1)</sup> anzeigen, daß sie in einem seichten, von Strömungen bewegten, submarinen Dünengebiet entstanden sind. Pflanzenführende, tonige Partien mit Schilffreue, die Linsen im Sande bilden, sprechen ebenfalls für eine Entstehung unter seichtem Wasser in einem Dünengebiet.

Eine eigentümliche Schichtausbildung des tieferen Sarmats tritt in unmittelbarer Nähe der „Schieferinsel“, in der Gegend von St. Anna, Guitzenhof und Aigen, hervor, wo sich über dem paläozoischen Grundgebirge, bzw. über den Leithakalken, plastische, intensiv grün gefärbte Tone (Töpfertone) einstellen, begleitet von rötlich angehauchten Feinsanden. Diese Tonablagerung hängt offenbar mit der Einschwemmung von Verwitterungsmaterial (stark verlehnten Bildungen) vom Grundgebirge her zusammen, während die roten Sande die Beimengung von roterdigen Verwitterungskrusten nahelegen.

Die Fauna des mittleren Sarmats, als deren Leitformen dünnschalige Cardien (*Cardium* cf. *Barboti*) und eine *Syndesmia* (cf. *appolina*) hervorzuheben sind, zeichnet sich durch das Vorherrschenden dünnschaliger Bivalven aus (nebst den vorgenannten noch *Ervilien* und *Tapes*), während unter den Gastropoden nur *Trochus* und *Bulla* eine Rolle spielen. Cerithien wurden nur an zwei Stellen (bei Gruisla und Waldsberg) beobachtet. Die Fossilien fanden sich sowohl in mergeligen, als auch in feinsandigen Schichten eingeschlossen.

<sup>1)</sup> Siehe die Abbildung Fig. 2, S. 446, in meiner Studie „Das Eruptivgebiet von Gleichenberg“. (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1913.)

Als spezielle Schicht- und Fossilfazies dieser Gebiete wären hervorzuheben: Eine *Modiola*-Ervilienfazies mit Bulliden und Wurmresten vom Rosenberg (am südlichen Hochstradenrücken) und von Grössing; eine cardienreiche Syndesmienfazies mit *Modiola* an der Westseite des Rosenberges (tieferer Schicht), in Gruisla und am Patzerberg (westlich von Tieschen); eine dünnchalige Cardien-*Modiola*-Mergelentwicklung vom oberen Pleschgraben (westlich von Plesch bei St. Anna); eine sandige Mergelentwicklung mit Cardien, *Modiola*, *Trochus* von Giesselsdorf, von Frutten und vom Buchberg (nordwestlich von Deutsch-Haseldorf bei Klöch); Cardienmergel von Tieschen usw. Am Hopfenberge (nordwestlich von Tieschen) treten Schilffeste führende Gesteinslagen auf, die man noch anderwärts, auch in Verbindung mit tierischen Fossilresten, antrifft. In sandiger Schichtausbildung liegen die Fossilreste von Jörgen eingebettet, wo *Tapes*, *Solen* und *Cardium obsoletum* vorherrschen. In Grobsanden liegen die Fossilagen mit *Cardium obsoletum* und *Trochus* vom Neusetzberge; in Tegeln unmittelbar über dem basalen Schotterzuge fand ich bei Frutten *Modiola volhynica*.

Jenseits der jugoslawischen Grenze fand ich typisch mittelsarmatische Gesteine, unter dem Obersarmat gelagert, südlich von Sinnersdorf. Hier herrscht eine typische Cardien-Mergelfazies mit der Leitform des *Cardium Barboti* mit *Modiola* und *Ervilia* vor. Nordwestlich von Fuxelsdorf erscheinen in ähnlicher Position Tonmergel mit *Modiola* und anderen Muschelresten, in deren Liegendem auch Pflanzenreste führende Mergelgesteine angetroffen werden.

Nahe an die obere Grenze des Obersarmatischen sind die tieferen Lagen der fossilreichen Aufschlüsse im sogenannten „Höllisch-Graben“ (westlich von St. Anna am Aigen) einzureihen, wo unter den oberarmatischen Kalken und Mergeln Tegel aufgeschlossen sind, die Cerithien (eine Varietät des *rubiginosum*), *Murex*, *Modiola*, Cardien und Syndesmien führen.

Die Aufzählung dieser, trotz genauer Begehung verhältnismäßig kleinen Anzahl von Fossilfundpunkten in einem ausgedehnten Gebiete zeigt den geringen Fossilreichtum der mittelsarmatischen Schichten. Die Faunenliste läßt die eigentümliche Bivalven(Syndesmien-Cardien)fazies hervortreten, nebst welcher gastropodenführende Schichten nur eine untergeordnete Rolle spielen.

#### e) Die mittelsarmatische Schichten im Raume westlich des Gnasbachtals.

Im Jahre 1913 hatte ich, als ich das nahezu ausschließlich sarmatische Alter der im „Grabenlande“ auftretenden Schichtenkomplexe erwies, die Vermutung ausgesprochen, daß hier — bis an die Murlinie südlich von Graz hinauf — nur ältere sarmatische (unter- und mittelsarmatische) Schichten vorlägen. Indessen hat es sich bei weiterer Untersuchung gezeigt, daß sich auch in diesem Raume, an der Grenze gegen die pontischen Schichten hin, oberarmatische Ablagerungen einstellen, wengleich das ältere Sarmat am Aufbau des „Grabenlandes“ den Hauptanteil nimmt.

Bei Jagerberg, woselbst die Schichtenfolge mit zirka 10° gegen NNO einfällt, stellen sich über dem schotterführenden Komplex zunächst Mergel mit Blatt-, Schilf- und Stengelresten und mit Schalenbruchstücken (*Lymnaea*) ein. (Siehe Fig. 4, S. 466.) Darüber folgt ein brackisch-sarmatischer Komplex, welcher mit etwa 10 m mächtigen, dünengeschichteten Sanden, die Lumachellenlagen enthalten, einsetzt. Ich fand in letzterem *Mactra* und Cerithien. Diese Sande werden von zirka 60 m mächtigen Mergeln überdeckt, welche ein typisch mittelsarmatisches Gepräge anfeigen und in einer tieferen Lage *Cardium Barboti* und *Tapes gregaria*, in einer höheren Lage *Cardium Barboti*, *C. obsoletum*, *Modiola marginata*, *Bulla*

*Lajonkatreana*, *Maetra* führen. Gegen oben hin schalten sich Sande und feine Kiese ein, welche den Übergang zu einem auflastenden, mächtigeren, vorherrschend sandigen Komplex bilden, den ich bereits dem Obersarmat zuzähle. Die Grenze des letzteren gegen das Mittelsarmat liegt am Höhenrücken nördlich vom Jagerberg unmittelbar im S des Gehöftes Sauhalt.

An dem nächst westlich gelegenen Höhenrücken, jenem zwischen Saßtal und dem Schwarzatal (bzw. Liebenbachtale), bauen mittel- (und unter-?)sarmatische Schichten den Rücken nordöstlich von St. Nikolai bis zirka 2 km nördlich von Glojach auf, fast auf der ganzen Erstreckung mit einer Kappe von jungpliozänen Terrassenschottern versehen. Hier fanden sich, tief im Mittelsarmat, am Kirchberge (↗ 394), ostnordöstlich von St. Nikolai, Mergel und sandiger Mergel mit Kieslagen (bis nußgroßen Geröll), welche letztere aus Quarzmaterial bestehen. Wahrscheinlich

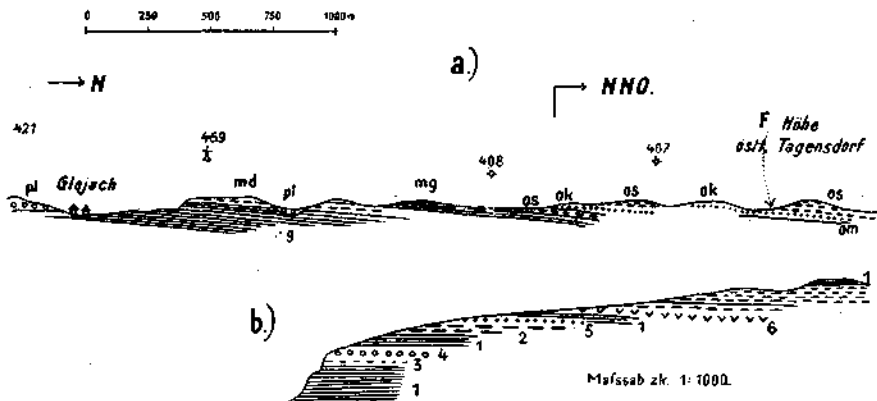


Fig. 6. a) Profil an der Westflanke des Saßbachtale (Höhenrücken von Glojach). *mg* = mittelsarmatischer Mergel. *md* = mittelsarmatische Sande. *os* = obersarmatische Sande. *ok* = obersarmatische Kiese und Kleinschotter. *om* = obersarmatische Mergel. *pl* = jungpliozäne Terrassenschotter. *F* = fossilreiche Lageu.

b) Detail von der Höhe östlich von Tagensdorf.

1 = obersarmatische Tone. 2 = sandige Tone mit *Cardium obsoletum*. 3 = Sande, 4 = grobe Kiese. 5 = feine Kiese. 6 = Lumachellenschicht mit *Cardium obsoletum*, *Tapes gregaria*, *Trochus* usw.

handelt es sich hier um das Äquivalent der Deltaschotterserie des östlichen Gebiets, welche hier durch die Geröllagen kleiner, zentralalpiner Zuflüsse ersetzt wäre.

Bei Glojach stehen am Südabfall des Kirchenhügels (469 m) schön gebänderte Mergel (12 m) an, die eine 2 m mächtige, sandige Mergel-einschaltung aufweisen. Etwa 1 km nördlich von Glojach legen sich diesen Schichten Sande mit Kieslagen auf, die ich schon als Obersarmat auffasse. (Siehe Fig. 6a.)

Noch weiter westlich beobachtete ich auf den Höhen nordöstlich von St. Georgen an der Stiefing, zwischen Stiefing und Labiltale über

den hier untersinkenden Leithakalken eine Auflagerung einer mächtigen Decke feinkörnigen Quarzschotters (Haselnuß-Nußgröße), welcher von Sanden und sandigen Mergeln und weiterhin (am Pickelberg 440 m) von Mergel überdeckt wird. Von dieser letzteren Höhe erwähnen Hilber-Hörnes eine Austernbank. 1 $\frac{1}{2}$  km südsüdöstlich des Pickelberges fand ich in der Nähe des Gehöftes Mogautz eine fossilreiche Mergelschicht mit *Erylia podolica*, *Tapes gregaria*, *Neritina* usw. und mit Pflanzenresten. Aus der Nähe dürften die von Hilber erwähnten sarmatischen Fossilien („Hernalser Tegel bei St. Georgen, Wildon Ost.“ Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1871) stammen. (Vgl. auch J. Dreger, Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1913, S. 71—72.) Aus weiteren Funden feinkörniger, gebänderter Mergelgesteine mit dem bezeichnenden *Cardium Barboti* habe ich schon 1913 (loc. cit. S. 583) auf die weitere Verbreitung mittelsarmatischer Schichten in dem Gebiete beiderseits des Stiefingtales geschlossen. In dem von Fabian (Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark 1903) studierten Gebiete an der Mur östlich von Wildon reichen die mittelsarmatischen Schichten jedenfalls bis an diesen Fluß heran.

#### d) Zusammenfassendes über das ältere Sarmat.

Zwischen einer ausgedehnteren, östlichen Gebirgsschwelle, die sich noch durch die Schieferinsel des Roten-Stadlberges zu erkennen gibt und welcher das Gleichenberger Trachytmassiv als Insel vorgelagert war, und zwischen dem Westrand der steirischen Bucht, der zu Beginn des Sarmats schon bis in die Nähe der Murlinie bei Wildon-Leibnitz herangeschoben war, drang das ältersarmatische Meer bis an den Gebirgsrand bei Graz, Weiz, südlich von Hartberg und schließlich in das Friedberger Becken ein.<sup>1)</sup>

Im Nordteil der steirischen Bucht sind diese Ablagerungen unter jüngeren (pontischen) Anschwemmungen nahezu zur Gänze verborgen, in dem Südteil aber treten sie an der breiten, pliozänen Aufwölbungszone, welche das „Grabenland“ durchzieht, ans Tageslicht. In dieses Meeresgebiet hinein baute sich vom S (SW) her ein mächtiges Schotterdelta vor, welches von einem alten „Draulauf“ aufgeschüttet wurde (sarmato-carinthisches Delta), sodaß zeitweise ein großer Teil der Bucht trocken gelegen gewesen sein muß. Der Streukegel dieses Deltas reicht ostwärts nicht über das Gleichenberger Sulzbachtal, westwärts anscheinend nicht viel über das Saßbachtal hinaus, scheint also in ziemlich südlicher Richtung, in dem Gebiete der windischen Büheln, seine Wurzel besessen zu haben. Ein kräftiger Alpenfluß hat hier mit reichlichen Kalkschottern an der Verschüttung des steirischen Beckens mitgeholfen.

<sup>1)</sup> Bei Rohrbach in der Friedberger Bucht habe ich im Liegenden der ober-sarmatischen Schichten fossilführende Mergel mit *Cardium Barboti* festgestellt, die wohl schon dem tieferen Sarmat angehören. (Vgl. meine Mitteilung in Verh. d. Geol. Bundesanstalt 1927, Nr. 4.)

## C. Das Obersarmat.

### 1. Allgemeines.

Man kann die obersarmatischen Sedimente im wesentlichen einem mächtigen Sandberg vergleichen, welcher der mergelig-feinsandigen, tiefersarmatischen Folge auflastet. Freilich stellen sich auch im Obersarmat Tegel- und Mergellager ein, besonders im tieferen Teil und dann wieder in hohen Partien des Komplexes. Aber die Sande herrschen vor. In den obersarmatischen Schichten treten ferner die charakteristischen Kalkbänke auf, oft in mehreren Lagen übereinander angeordnet, und schließlich auch Kies-, Kleinschotter- und Konglomeratlagen. Der Typus der obersarmatischen Schichten ist ein sehr einheitlicher und läßt sich in einem Bogen vom Rande der Murebene (bei Radkersburg) zur paläozoischen Schieferinsel des Roten-Stadelberges, dann jenseits desselben von Kalch über St. Anna am Aigen und Jamm zu den Gleichenberger Kogeln und schließlich jenseits der letzteren über Maierdorf in den Raum von Gnas und darüber hinaus verfolgen.

Während das Obersarmat auf der Strecke von der Murebene bis zu den Gleichenberger Kogeln ziemlich rasch, mit nicht unbedeutenden Neigungen, ostwärts und nordostwärts unter die pontischen Sedimente absinkt, erscheint sein Hinabtauchen im Raume südlich von Feldbach als ein flacheres, weshalb hier obersarmatische Schichten an der Basis der Höhenzüge sich, zuerst von J. Stiny erwiesen, nordwärts bis an die Raab hinauf erstrecken.

Die obersarmatischen Schichten stellen, in fazieller Beziehung eine Ausbildung dar, die an jene des Wiener Beckens erinnert, charakterisiert durch fossilreiche Lammachellensande, Muschel- und Cerithienkalke und durch fossilreiche Bivalven und Gastropoden enthaltende Tegellagen.

An die einzelnen Gesteinsfazies lassen sich folgende Bemerkungen anknüpfen: Die Kalkbänke, deren Mächtigkeit 4—5 m Meter nicht übersteigt, meistens nur 1—2 m beträgt, sind verschiedenartiger Zusammensetzung. Teils trifft man echte Oolithe, in denen nur wenig Conchylien (meist nur Cerithiensteinkerne) auftreten, deren Kügelchen kaum die Größe von einem Millimeter erreichen. Sie sind meist als Foraminiferen-Oolithe anzusprechen. Gelegentlich sind Groboolithe entwickelt, die dann meist Spirorbis-Gehäuse umschließen. Auch Oolithe mit Umkrustungen von Quarzkörnchen und Muscheltrümmern und Kombinationen der vorgenannten Typen werden angetroffen. Andere Kalklagen wiederum sind als Muschel- und Schneckenkalke (Cerithienkalke) ausgebildet. Schließlich trifft man auch Kalke an, die im wesentlichen dichter Natur sind, aber zahlreiche Steinkerne von Bivalven (*Cardium*, *Tapes*) und Trochiden enthalten. Mit den Kalkbänken treten häufig, und zwar meist im Hangenden, Kalksandsteine auf.

Die Kalklagen zeigen, obzwar sie häufig, wo Obersarmat auftritt, vorhanden sind, doch eine bedeutend stärkere Entwicklung in zwei Räumen: erstens im NW, W und S der paläozoischen Schieferinsel des Roten- und Stadelberges bei Sottina, St. Georgen, St. Anna, am Ost-

gehänge des Stradner Kogels, bei Jamm und Kalch; zweitens auf dem Höhenrücken westlich und südwestlich des Gleichenberger Trachytmassivs in der Umgebung von Gnas, Trautmannsdorf, Maierdorf und Prädiberg. (Siehe Blatt „Gleichenberg“.) Nach den Flanken zu keilen die Kalkbänke teilweise aus, jedoch läßt sich meistens wenigstens eine geringmächtige Kalklage ununterbrochen durch den ganzen obersarmatischen Bereich verfolgen. Durch Einschlüsse in den pontischen Basalttuffen ist das Vorhandensein obersarmatischer Kalklagen im Untergrund auch in den durch jüngere pontische Bedeckung der Sicht entzogenen Räumen sichergestellt.

In der Gegend von St. Anna wurde festgestellt, daß bis zu fünf Kalkbänke (meist aber nur drei bis vier) übereinander zu verfolgen sind. Dabei zeigen die einzelnen Lagen, ziemlich konstant, eine verschiedenartige Gesteinsausbildung. Ist die unterste, wenig mächtige Kalklage als Cerithienkalk ausgebildet, so werden die beiden darübergelegenen vorherrschend von oolithischen Foraminiferenkalken zusammengefügt. Eine noch höhere Kalkbank erscheint als muschelreicher Wurm-(Spirorbis)kalk ausgebildet, in dem dickschalige Gehäuse von *Cardium*, *Maetra*, *Tapes*, *Modiola* usw. auftreten. Die oberste Kalklage schließlich zeichnet sich durch ein starkes Hervortreten von Kalksandstein mit Fließwülste führenden Lagen aus.

Südlich der paläozoischen Höhen des Roten-Stradelberges setzen die obersarmatischen Schichten wieder mit einem ausgesprochenen Schichtkopf über dem tieferen mittelsarmatischen Terrain an. Hier sind zwei Kalkbänke übereinander sichtbar. Die tiefere, mächtigere Lage ist ein grober Spirorbis-Oolith (mit wenig Muschelschalen); die obere Kalklage dieses Gebietes ist vorzüglich als Kalksandstein ausgebildet.

Es ist eine auffällige Erscheinung, daß sich am Aufbau der obersarmatischen Kalke im Ranne östlich des Gleichenberger Tales, also in dem Verbreitungsgebiet von Jamm und St. Anna am Aigen und im anschließenden jugoslawischen Teil Ervilienkalke so gut wie gar nicht beteiligen. Hingegen sind sie im Raume zwischen den Gleichenberger Kogeln und Gnas nebst Oolithen reichlich vertreten.

Es ist festgestellt worden, daß über den Kalken — nahezu ausnahmslos — meist geringmächtige, selten mächtigere Tegel- oder Mergellagen folgen, daß also der Kalk im Hangenden kaum jemals mit dem grober sandigen Sediment der obersarmatischen Stufe in Berührung tritt. Für diese auffällige Erscheinung wird später, aus allgemeinen Erwägungen heraus, eine Erklärung versucht werden. Die die Kalkbänke bedeckenden Mergel führen meist Blattreste und Bivalven (*Cardium*, *Tapes*). Wenn Cerithien auftreten, ist es meist nur *Cerithium disjunctum*, das angetroffen wird. Im Liegenden erscheint der Kalk meist sandigen Bildungen aufgelagert, die häufig cerithien- und bivalvenreiche Lamacbellenschichten enthalten. Hier herrschen dickschalige *Cerithium rubiginosum* und mitrale Formen, *Cardium obsoletum* und *plicatum*, dann *Modiola*, *Tapes*, *Donax*, *Trochus*, *Solen*, usw. vor. Durch den mehrfachen Wechsel kalkig-tonig-sandiger Gebilde und durch die Einschaltung von Kiesbänken und Lamacellen erhält die obersarmatische Schichtfolge ein buntes Gepräge.

Der allgemeine Charakter der obersarmatischen Schichtfolge spricht für eine Seichtwasserbildung, die durch zyklische Sedimentation gekennzeichnet ist, in dem mehrmals Systeme miteinander abwechseln, die aus den Gliedern Sand-, Kalk-, Tonmergel bestehen. Es konnte festgestellt werden, daß sich am Boden des seichten obersarmatischen Meeres häufig regional Trockenlegungen eingestellt haben. Diese äußern sich als Erosionskerben in der Schichtfolge, in dem Erscheinen fluviatiler Inundationslehme, in dem Auftreten von Schottern und klein-körnigen Konglomeraten und in der Einschwemmung von Süßwasserkonchylien und Landsäugerresten.

Schon an der Basis des Obersarmats lassen sich — offenbar anfänglich der den Beginn dieser Stufe kennzeichnenden Ausseichtung und



örtlichen Verlandung des Meeresbeckens — in der Gegend östlich von Gnas Erosionen feststellen. So zeigte sich an einem Aufschluß in dem Graben östlich von Maierdorf (bei *d* von Maierdorf der Spezialkarte) an der Grenze einer fossilführenden Sandschicht und einer auflagernden Lumachelle ein Geröllhorizont, bestehend aus durch die Brandung umgearbeiteten sarmatischen Sandsteinen, begleitet von Austern. Die Austern wuchsen hier offenbar in der Brandungszone auf der Gerölllage auf. Überhaupt läßt sich eine Art Austernhorizont an der Basis des Obersarmats häufig feststellen. So fand sich eine Austernlage, außer an dem genannten Punkte, auch östlich des südlichsten Hauses von Maierdorf, dann nördlich von Trauttmannsdorf, westlich der neuen Station „Trauttmannsdorf“, ferner unterhalb Schloß Gleichenberg, usw. Austernbänke sollen auch auf der Höhe Sulz (südwestlich von Gleichenberg), wo die obersarmatische Basis aufliegt, vorkommen. In ähnlicher Niveaulage treten Austern am Buchberge bei Grusla (nördlich von Klösch) auf.

## 2. Der Aufbau des Obersarmats im Gebiete östlich des Gnaser Tales.

Beginnen wir im W mit dem Kalkbruch im Graben südwestlich vom Prädiberg (beim „H“ von Haselbauer der Spezialkarte), zwischen Gnas und Feldbach. Hier ist eine Kalklage von 1·30 m Mächtigkeit erschlossen, die als Oolithkalk ausgebildet, besonders im Liegenden (20 cm) und im Hangenden (10 cm) konchylienreich ist. (*Modiola*, *Cardium*, *Tapes*, *Trochus*.) Darüber folgen 30 cm blaugrüne Tegel, die nach oben in 2 m mächtige Sande und Tone übergehen. Darauf lagert ein Kalksandstein von 1·30 m Mächtigkeit, der an der Basis eine biotitreiche Lage aufweist, und hernach ein bis 6 m mächtig erschlossener Komplex diagonal geschichteter Sandmassen. Dieses Profil umfaßt eine Folge von Kalk über Ton zu Sand. Das Auftreten reichlichen Biotits im Sandstein läßt vermuten, daß sich in unmittelbarer Nähe — im Untergrunde des Sarmats — eine Fortsetzung der Gleichenberger Trachyt-Andesitmasse befinden muß, welche als Klippe im obersarmatischen Meer auferagt haben dürfte. In diesem Bruche fand sich auch die seltene *Psammobia Laboudei*, welche bisher in Steiermark noch nicht aufgefunden wurde.

Bei Kiensdorf (nördlich von Maierdorf), wo Kalksteinbrüche bestehen, sind Kalke von 2 m Mächtigkeit aufgeschlossen, die in ihrem tieferen Teil (über 1 m) als reine, weiße Muschelkalke ausgebildet sind. Im wesentlichen sind es *Ervilienkalk*, an deren Aufbau sich noch *Modiola*, *Tapes*, *Cardium*, *Trochus* und *Mactra* beteiligen. Der höhere Teil (zirka 0·80 m) ist ein oolithischer Muschelkalk (zum Teil ein Spirorbisoolith). Über dem Kalk folgen 30 cm Tegel, hierauf die mächtigen Hangendsande. Die letzteren zeigen — im Bruche bei Leitenhammer schön erschlossen — eine ausgezeichnete Dünenstruktur.

Bei Gnas (östlich des Ortes) ist die Hauptkalkbank als Muschelkalk mit *Modiola*, *Cardium plicatum*, *Ervilia* und *Tapes* mit oolithischen Lagen entwickelt. Sie wird von tonigen Mergeln überdeckt. Ähnliche Kalke sind auch östlich von Gnas, oberhalb Katzendorf, erschlossen. Am Gehänge des Kalvarienberges (östlich von Gnas) sind im Liegenden der obersarmatischen Kalk- und Sandbildungen fossilreiche, sandige Mergelschichten sichtbar, die reichlich *Cardien*, *Modiola* und *Solen* führen.

Weiter im S sind die Aufschlüsse am Hofberg und Ebersdorfer Berg (südlich von Gnas) bemerkenswert. Sie geben eine Aufklärung über die faziellen Zusammenhänge der Schichten.

Im Ostteil des Ebersdorfer Berges ist noch das normale Ablagerungsbild obersarmatischer Kalkbänke sichtbar. Über einen Meter mächtigem Oolith, der reich an *Cerithien* ist, folgt zuerst eine 30 cm starke Lage von oolithischen Mergeln, die von 6 m blaugrauen Mergeln überdeckt wird. Mächtigere Sandmassen bilden das Hangende der Mergelpartie. Hier ist also wieder die normale Folge Kalk-Mergel-Sand

vorhanden. Das Schichtbild ändert sich mit der Annäherung gegen NW und W am Hofberge und an der Westflanke des Ebersdorfer Berges.

Die Kalkbrüche am Hofberg (400 m südöstlich von Gnas). Hier ist ein mächtiger Kalk- und Kalksandsteinkomplex erschlossen. Die Kalklage besteht aus 1·20 m Oolith (als Foraminiferenoolith ausgebildet), welche zirka 3 m oolithischen, cerithienreichen Kalksandstein als Auflagerung aufweist und nach oben wieder in Oolithkalk übergeht. An der Obergrenze erscheint dieser Oolith wie angefressen, von Lösungsrinnen und Furchen (karrenartig) überzogen. Hier fand ich eine *Helix* eingebettet. Es unterliegt keinem Zweifel, daß hier nach der Kalkbildung eine wohl nur kurz andauernde Trockenlegung des Meeresbodens eingesetzt hat. Über dem Kalk folgt 1·5 m mächtiger, toniger Sand, welcher von einem Wechsel fossilführender Mergel und Feinsande (zirka 10 m) überdeckt wird, worauf schließlich die grohen, diagonal-geschichteten Hangendsande lagern. Groß ist in diesem Aufschlusse der Reichtum an Fossilien. (Siehe Tabelle auf S. 103—106 der Erläuterungen zu Blatt Gleichenberg.)

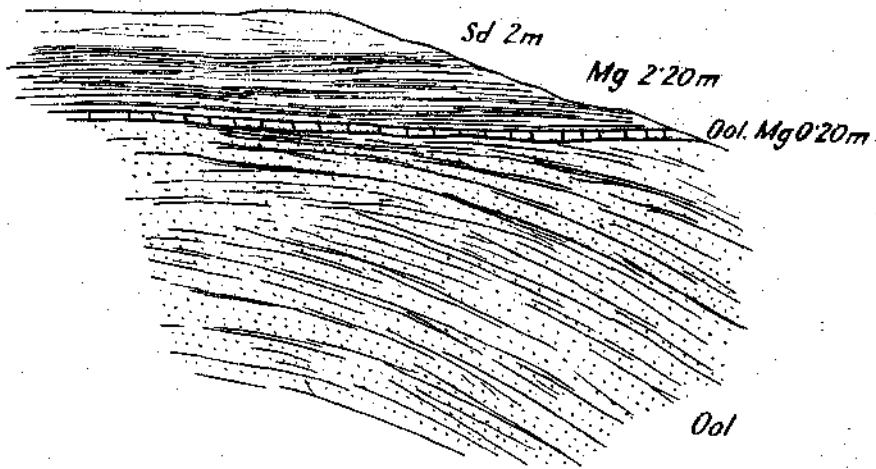


Fig. 7.

Ool = Oolithkalk. Ool. Mg = oolithischer Steinmergel. Mg = Mergel. Sd = Sand.

Neben Cerithien und Cardien erscheinen *Mactra*, *Murex*, *Neritina*, *Trochus* und die seltene *Columbella*. In diesem Profil ist an Stelle der normalen Mergelüberdeckung des Kalks eine Erosionslücke vorhanden, über welcher direkt sandig-tonige Schichten aufliegen.

Südlich des Hofberges ist an der Westflanke des Ebersdorfer Berges ein Kalkbruch vorhanden (siehe Fig. 7), welcher abermals ein verändertes Bild ergibt. Hier ist eine besonders mächtige Kalklage aufgeschlossen. Es sind 8 m schön geschichtete Oolithe mit zahlreichen Steinkernen von *Cerithium rubiginosum*, die uns hier entgegentreten. Der Oolith wird von einer 20 cm mächtigen Lage oolithischen Mergels, dann von 2·20 m Mergel und schließlich von Hangendsanden überdeckt. Der Oolith zeigt mit bis zu 20° geneigte Bänke, welche gegen oben hin sich flacher legen und sich der horizontalen Lage der auflastenden Mergel anschmiegen. Die Neigung des Ooliths ist also eine primäre. Es liegt hier ein oolithischer Strandwall vor. Die Neigung der Straten, die gegen SW gerichtet ist, weist auf eine Aufschüttung des Materials von NO her. Der Verlauf des Strandwalles ist, nach dem besprochenen Aufschluß zu urteilen, ein nordwest-südöstlicher gewesen.

Es ist bezeichnend, daß innerhalb der sandigen, obersarmatischen Schichtenfolge westlich von Gnas in dem Raume, der südwestlich der verlängerten Fortsetzung obigen Strandwalles am Ebersdorfer Berg gelegen ist, keine Kalkbänke mehr angetroffen werden.

Dagegen breiten sie sich nordöstlich dieser Linie, am Ebersdorfer Berge, am Hofberge, am Kalvarienberge bei Gnas, 1) bei Perlsdorf, südlich Prädiberg, bei Maierdorf, Kiensdorf, Ludersdorf, Trauttmannsdorf und Giem bis zum Fuße des Gleichenberges Kogels aus. Man gewiint dadurch den Eindruck, daß hier der Kalk in einem durch den oolithischen Strandwall begrenzten, teilweise abgeschnürten Becken zur Ablagerung gelangt ist. In dessen tieferen Teil hat die Wasserbedeckung vor, während und nach der Kalkbildung angehalten und über dem Kalk wurden mächtigere Mergellagen gebildet. In den Randteilen dagegen sind unmittelbar nach der Kalkbildung Unterbrechungen in der Wasserbedeckung eingetreten, wovon die Erosionen am Hofberge Zeugnis ablegen.

Aus dem Verbreitungsgebiet der obersarmatischen Schichten des östlichen Bereiches soll zuerst das Profil von Jamm (Gleichenberg OSO) angeführt werden. Westlich und nordwestlich von Jamm sind Sande und feine Kiese (mit einzelnen bis kirscherngroßen Gerölleu) aufgeschlossen, welche von einer einen halben Meter mächtigen, muschelreichen Lumachelle überlagert werden. Hier fanden sich auch *Melanopsis impressa*, *Helix* und Säugetierreste vor, welche letztere nach der Bestimmung Dr. Ehrenbergs (Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1924, Nr. 10/11)

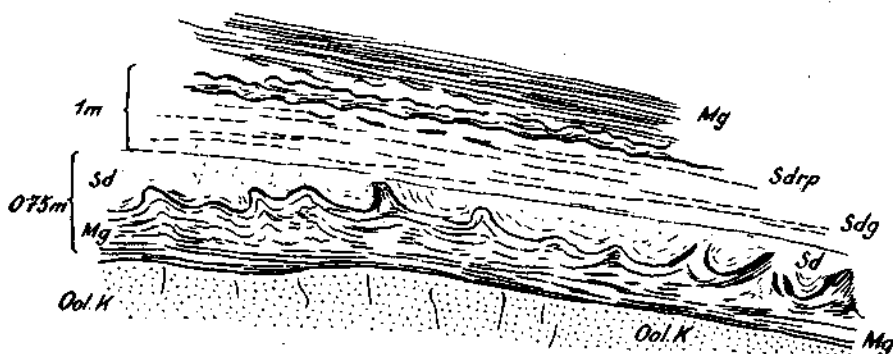


Fig. 8.

Detail aus dem Steinbruch gegenüber der Haselmühle bei Kalch an der steirisch-burgenländischen Grenze.

Ool. K = Oolithischer Spirorbiskalk mit Bryozoenästen Mg = Mergel mit Cardien usw. Sd = tonige Sande mit Blattresten. Sdg = geschichtete Sande. Sdrp = Sande mit Rippelmarks. Mg = Mergel und sandige Mergel.

einem Insektivoren (wahrscheinlich *Galerix* cf. *exilis* Blv.) und einem Arctiodactylen angehören. Es liegt also eine unzweifelhafte, fluviatile Einschwemmung vor. Kalkreiche Lumachellen, voll von Cerithien, folgen über der Schwemmschicht. Sie werden von einem dreiviertel Meter mächtigen Spirorbisoolith überdeckt. Er ist muschelreich. Über dem Kalk lagern auch hier wieder Tegelmargel mit *Tapes*, *Maetra*, *Bulla*, *Trochus*, *Modiola*, Wurmresten und zahlreichen Blattabdrücken. Sandige Schichten, auch pflanzenführende Sandsteine, die feine Kiese enthalten, folgen darüber.

Vielleicht die schönsten Aufschlüsse im Bereiche obersarmatischer Schichten gewährt der Steinbruch gegenüber der Haselmühle zwischen Kalch und Neustift im Leimbach(Lendva)tale. 2) Die Basis bilden hier grobe Spirorbisoolithe (Fig. 9), in denen Bryozoen auftreten, die K. A. Bobies (Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1924, Nr. 10–11) beschrieben hat. Cardien und Cerithien erscheinen eingesprengt. Selten große Spirorbisformen treten hier gesteinsbildend auf. Die Mächtigkeit des Kalkes beträgt 1,20 m. Eine Mergellage bedeckt den Kalk, worüber eine sechs Meter mächtige Folge von Mergeln, sandigen Mergeln und Feinsanden aufliegt (Fig. 9). Sie enthält mehrere äußerst fossilreiche Lagen zwischengeschaltet,

1) Östlich des Marktes, am Rande von Blatt Gleichenberg.

2) Dieses Profil vom „Roberberge“ ist auf Fig. 1, Prof. 1 in meiner Studie „Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliozäns“ (Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt 1921) abgebildet. Die Fig. 8 und 9 dieser Studie geben Detailbilder des Steinbruchs.

in denen vor allem prächtig erhaltene Cerithien (speziell *Cerithium disjunctum*), Mactren, Tapes und Cardien auftreten. Rippelmarks in sandigen Zwischenlagen deuten den Seichtwassercharakter der Ablagerung an. An einer den Kalk überlagernden Mergelbank sind prächtige Stauchfalten sichtbar (Fig. 8), von welchen die höheren Schichten nicht mehr betroffen erscheinen. Es handelt sich hier offenbar um submarine Rutschungen in dem eben abgelagerten Kalkschlammmaterial.

Als besonders interessant muß noch hervorgehoben werden, daß die der eben erwähnten Schichtenfolge auflastenden Grobsande und Kiese mit einer scharfen Erosionsdiskordanz taschenförmig den mergelig-feinsandigen, sarmatischen Bildungen sich aufliegen. Auch die Sande gehören noch zum Sarmat. Hier hat also eine vollständige Trockenlegung des Meeresgrundes, die Erosion von Rinuen und dann erst eine neuerliche Überflutung stattgefunden. (Siehe Fig. 9.)

Im gleichen Niveau konnte die Erosionsdiskordanz —  $1\frac{1}{2}$  km östlich — in einem kleinen Bruche südlich von Krottendorf beobachtet werden. Die den Kalk überdeckende Mergel lagere erweist sich durch laschenförmige Rinnen zerfurcht, in welchen Sande eingelagert sind. Auch hier liegt die Diskordanz einige Meter über dem Spirorbisoolith. Weiters machte ich analoge Beobachtungen an einer demselben Komplex angehörigen Schichtfolge in einem Kalkbruch beim Schneidernicht nördlich von St. Anna am Aigen und in der Runse des Steinbachgrabens, am Nordgehänge des Stradnerkogels.

Schließlich habe ich in dem Bruch beim Gendarmengebäude am Nordausgang von St. Anna am Aigen die Erosionsdiskordanzen in Obersarmat beobachtet. Hier greifen grobkörnige Sande und Kiese diskordant in die Überlagerung der höchsten sarmatischen Kalkbank ein.

Es sei an dieser Stelle darauf verwiesen, daß sich gerade unterhalb des letzt-erwähnten Punktes, im Aigenbachtale, eine Lurmachellenschicht als Zwischenlage

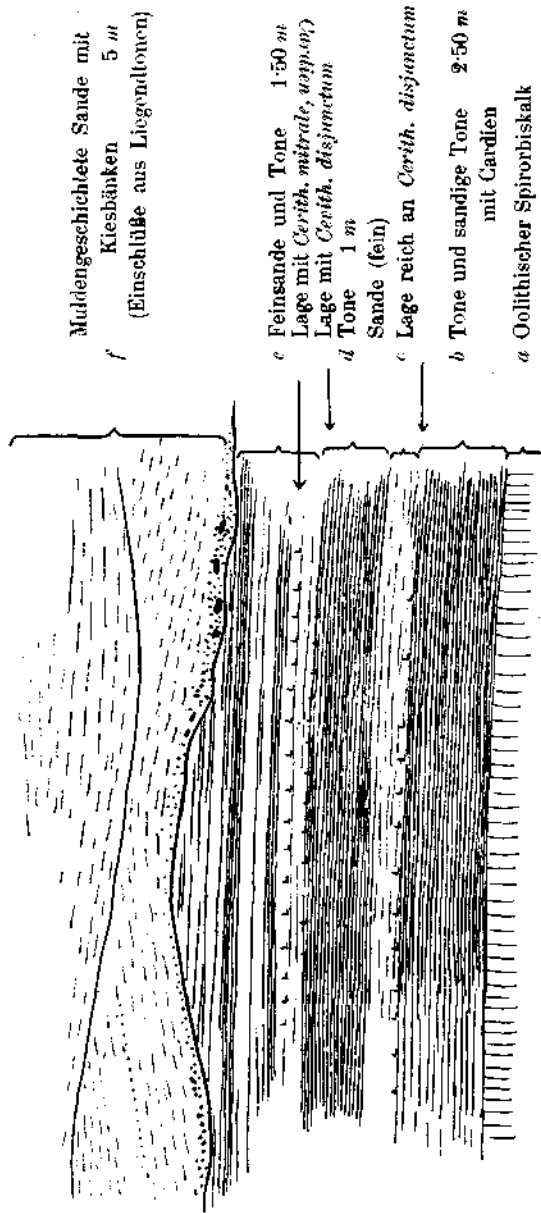


Fig. 9.

zwischen den tiefsten Kalkbänken dieses Gebiets ausbreitet, die sich durch besonders guten Erhaltungsstand der Fossilien kennzeichnet. Hier sammelte ich zahlreiche Exemplare von *Tapes*, *Cerithium cf. forianum*, *Trochus*, *Modiola*, *Buccinum* und *Douax*, Speziell die Cerithien sind in verschiedenen Altersstadien vertreten.

Jenseits der paläozoischen Inselberge kehren die Erosionsdiskordanzen in gleicher Niveaulage im Obersarmat wieder. Hier war auf dem Höhenrücken südöstlich von Sinnerdorf gegen Ropresca (St. Georgen W) folgendes Profil sichtbar: 1.60 m mächtiger Spirorbisoolith mit Muschelschalen wird von 20 cm Cerithienkalk und 0.25 m feinstem, bivalvenreichem Oolith überdeckt (mit *Modiola*, *Tapes*, *Cardium*). Eine über 5 m mächtige Mergellage bedeckt den Kalk. Sie enthält nur eine einzige, hauptsächlich aus *Tapes* und *Maotra* bestehende Lumachellenschicht eingebettet.

Dank guten Aufschlüssen konnte festgestellt werden, daß nicht nur in einer 150 m östlich und dann einem 600 m östlich gelegenen Bruche, sondern sogar in einem fast 2 km entfernten Kalkgrube, nahe der Talsohle westlich von St. Georgen, das Profil vollkommen gleiche Zusammensetzung aufweist. Auch hier folgt noch über dem Oolith die cerithienreiche, dann die muschelreiche Kalklage, die im Hangenden auch hier von Mergeln mit einer einzigen Lumachelleschicht überdeckt wird. Die Absatzbedingungen haben sich also auf eine weitere Erstreckung hin gleichmäßig gestaltet.

In den diesem Schichtkomplex auflastenden, höheren Straten begegnen wir wieder dem Einfluß von Trockenlegungen des Meeresgrundes. Bei St. Helena, NO von Kote 338, lagert unter fossilführenden Lumachellensanden eine 2 m mächtige Geröllbank, die neben vorherrschend nußgroßen Quarz- und Kieselschieferenschlüssen Gerölle von sarmatischem Sandstein führt. Man muß sich hier an einem Punkt befinden, in dessen unmittelbarer Nähe eine Flußmündung gelegen war, die von dem paläozoischen Bergen Schottermaterial herbeigebracht hat. Auf dem 6 km langen Laufe vom Rande des Grundgebirges bis zur Einbettungsstelle wurden offenbar auch die trockengelegten sarmatischen Ablagerungen von der Zerstörung mitgeriffen.

Auf der Höhe nordöstlich von Fuxeisdorf sind in gleichem Niveaun, aber etwas näher der Küste, Kalksandsteine und Konglomerate entwickelt, die nußgroße und einzelne bis faustgroße Quarzgerölle enthalten. Bei Sottina, östlich der Lendva, enthält der obersarmatische Kalk gut erhaltene Melanopsiden (*Mel. impressa*), was auf eine Einschwemmung durch Süßwasser hindeutet.

All diese Beispiele zeigen den Seichtwassercharakter des obersarmatischen Meeres auf Blatt Gleichenberg.

Innerhalb der obersarmatischen Schichtfolge konnte ein Schotterzng festgestellt werden, der in der Gegend von Feldbach, bei Ödt (südlich des Ortes) und Mühdorf aufgeschlossen ist und weiter gegen SO, auf der Kuppe Berghold (östlich des Gleichenberger Massivs, nordöstlich von Gleichenberg), in kleinen Felswänden ausstreicht. Er liegt in den höchsten, sarmatischen Lagen. Da im NW, bei Ödt, die größeren Gerölle auftreten (bis über Nußgröße), so kann geschlossen werden, daß die Zufuhr von NW her erfolgt ist.

Bei Mühdorf sind 6 m Grobsand und Schotter, die Gerölle bis Nußgröße und schöne Muldenschiehtung aufzeigen, erschlossen. Die Lagerung erweckt den Eindruck von wandernden Sanddünen, die unter langsam fließendem Wasser gebildet wurden. 8 m sandiger Ton mit quer durchsetzenden Pflanzenresten, Holz- und Schilfabdrücken bildet die Überlagerung der Mühdorfer Sande. Zahlreiche Tegeleinschlüsse im Sand beweisen, daß der Ablagerung im Schotter eine Erosion im Untergrunde in der Nachbarschaft voranging. Braackische Fossilien fehlen vollkommen.

Das Vorherrschen landnaher Zustände in diesem Teile des obersarmatischen Meeresbeckens gegen Ende dieser Zeitphase prägt sich dann auch in dem Auftreten eines weiter verbreiteten Kohlenhorizontes<sup>1)</sup> aus. Er wurde in der Kriegszeit bei Reiting (südöstlich von Ödt, südlich von Feldbach)<sup>2)</sup> eine Zeitlang abgebaut und ist noch an zahlreichen anderen Stellen in der südlichen Umgebung von Feldbach (Oberweißenbach, Baumbuch, Prädibaner, Gien, Gossendorf usw.) erschürft worden. Anfrechte Holzstämme im Flöz, über die Stiny berichtet, heweisen, daß die Lignite im wesentlichen autochthoner Entstehung sind.

1) Siehe auch J. Stiny, Die Lignite von Feldbach. Bergbau und Hütte 1918.

2) Siehe das Profil in meiner Studie im Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt 1921 (Fig. 1, Prof. 4).

Vom Ostabfall des Gleichenberger Kegels, wo der erwähnte Konglomerathorizont sogar felsbildend in der Landschaft hervortritt, setzt sich diese Schicht in die Gegend von Bayrisch Kölldorf und (Windisch-) Kölldorf fort. Östlich Bayrisch-Kölldorf sind unter kohligen Tegel (mit *Neritina*) mächtige Kiese und Grobsande erschlossen, die Dünenschichtung aufzeigen<sup>1)</sup> und viele Kalkkonkretionen enthalten. Sarmatische Sande mit Kalkbänken bilden die höhere Auflagerung.

In gleichem stratigraphischem Niveau fand sich in dem Graben südwestlich von Windisch-Kölldorf (östlich  $\diamond$  360, Dohausenberg) ein Aufschluß, welcher 2 m diagonale geschichtete Sande und Kiese (mit kirschkernegroßen Geröllen) entblößt. Der Sand wird von einem grauen Ton bedeckt, der ganz von Wurzelröhren durchsetzt ist und kleinste, eingestrente Gerölle enthält. Letzterer ist unzweifelhaft eine Landbildung, offenbar im Inundationsgebiet eines trägen Flusses entstanden. Erst darüber folgen geschichtete Tone und tonige Sande mit *Cerithien*. Dieser Aufschluß bildet die Anknüpfung an die bereits geschilderten Anzeichen von Trockenlegung und Erosion im obersarmatischen Verbreitungsgebiete der benachbarten Ortschaften Jamn und Steinbach.

Somit erscheint in diesem ganzen Verbreitungsbereiche der obersarmatischen Stufe Trockenlegung und Erosion festgestellt, die in einem hohen Niveau derselben ihre deutlichste Ausprägung findet. Wir können die Entstehung des Lignithorizonts von Feldbach, die Vorschüttung eines Quarzschuttkegels aus dem Raabgebiet gegen SO hin, die zahlreichen Erosionsdiskordanzen und die Einschwemmungen von Landkonchylien und Säugetierresten hier anführen. Zur selben Zeit wurde auch von den nordöstlichen, paläozoischen Gebirgshöhen her ein Schuttkegel in das Meer vorgebaut. Der Kampf zwischen Festland und Meer charakterisiert diese Schlußphase des Sarmatikums.

Es würde zu weit führen, alle weiteren Fundpunkte anzuführen, an denen obersarmatische Ablagerungen auf Blatt Gleichenberg fossilführend auftreten. Soweit auf der Karte Kalkbänke eingezeichnet sind, sind auch fossilreiche Schichten entwickelt. Nur einige wenige Örtlichkeiten mögen noch speziell erwähnt werden.

Die von Stiny beschriebenen (Bergbau und Hüte 1918, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1925) im Kriege geöffneten, reichen Fundpunkte in der Umgebung von Feldbach waren leider schon bald nachher nicht mehr zugänglich. Wohl aber wurden bei Stützungsarbeiten für die durch Rutschungen bedrohte, begonnene Bahntrasse Gleichenberg-Feldbach im Jahre 1920 unmittelbar südlich Feldbach sarmatische Tegel bloßgelegt, welche *Mastra*, *Tapes*, *Cardien*, *Solen*, *Cerithien* und *Trochus* führten (Einschnitt unmittelbar östlich der Überquerung des Ödter Graben).

In dem neuen 1927 fertiggestellten Wasserstollen der Gleichenberger Wasserleitung bei Bayrisch-Kölldorf sind obersarmatische Sande und sandige Mergel erschlossen, welche *Cardium plicatum*, *obsoletum*, *Neritinen* und andere kleine Gastropoden enthalten.

Ein isoliertes Vorkommen obersarmatischer Schichten liegt am Augenweidkogel, westlich von Waasen (Straden, NW). Hier erscheinen in stark gestörter Lagerung — in Form einer antiktinal zusammengebogenen Schichteinklemmung — fossilreiche, obersarmatische Bildungen inmitten des mittelsarmatischen Terrains. Ich habe auf dieses interessante Vor-

<sup>1)</sup> Siehe die Abbildung des Profils von dieser Stelle (Jametzalberg b. Bayrisch-Kölldorf) in meiner Studie, loc. cit. (Fig. 1, Prof. 2).

kommen bereits im Jahre 1914 (Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien) hingewiesen. Es sind cerithienreiche Sandschichten, sandig-kalkige Lamachellen und ein sandiger Oolithkalk, die hier in steiler Neigung, anscheinend an einem Bruche eingeklemmt, vorliegen. Die Sandschichten enthalten Ervlien, *Tapes*, *Cardien*, *Cerithien*, *Neritinen* usw.<sup>1)</sup>

Nunmehr soll ein Blick auf die sarmatische Umgürtung der einst aus dem Meere aufragenden, älteren Gesteinsklippen geworfen werden. Es sind das trachytisch-andesitische Gleichenberger Massiv und das paläozoische Schiefergebirge des Roten-Stadelbergs, welche sich schon damals aus dem Meere erhoben haben, das erstere als Insel, das zweite vielleicht nur als eine von NO hereinragende Halbinsel. (Siehe Fig. 2, S. 398.)

Bis in das oberste Sarmat und in das Pontikum hinein hat der gegenwärtig sichtbare Teil des Gleichenberger Massivs als Insel mehr oder minder über dem Wasserspiegel aufragt. Aus der Tatsache, daß wir hier und auch am paläozoischen Massiv die sarmatischen Schichten, teilweise auch das Pontikum, in bedeutender Mächtigkeit aufgelagert finden, wodurch die weitgehende Einhüllung des dadurch immer mehr einschrumpfenden Inselgebirges bedingt wurde, läßt sich schließen, daß dauernde Bodensenkungen stattgefunden haben.

Freilich haben außer dem jetzt zutage tretenden Andesit-Trachytmassiv noch weitere vulkanische Inselklippen bestanden. Insbesondere markiert sich eine solche in der isolierten Trachytkuppe von Gossendorf (nördlich des geschlossenen Eruptivkörpers). Auch die Einschaltung biotitreicher Kalksandsteine in den obersarmatischen Kalken südwestlich des Prädibergs läßt das Vorhandensein weiterer solcher Eruptivklippen vermuten.

Rings um das Gleichenberger Massiv können wir einen geschlossenen Kranz sarmatischer Ablagerungen feststellen<sup>2)</sup> (Siehe Fig. 10). Auf der Süd- und Ostseite der Hauptmasse des Gleichenberger Massivs sind zwei markante, nur teilweise durch sarmatische Bedeckung abgetrennte Gesteinsschollen vorhanden: die Trachytkuppe des Praterwaldes inmitten des Kurortes und jene des Schaufelgrabens. Die erstere ist nur durch einen schmalen, seichten und stellenweise nahezu aushebenden Streifen obersarmatischer Sande von den „Gleichenberger Kogeln“ abgetrennt. Die zweite löst sich an der Ostseite vom geschlossenen Eruptivkörper ab. Die Kuppe des Praterwaldes ist als Rückfallskuppe eines vorsarmatischen Reliefs zu deuten, welche durch eine Einsattlung vom zentralen Eruptionsberg getrennt war. Sie wurde schon mit mittelsarmatischen Bildungen überschüttet, dann unter Obersarmat völlig begraben und erst im jüngeren Pliozän als härterer Gesteinskörper wieder aus ihrer Umhüllung herauspräpariert. Die mittelsarmatischen Schichten lagerten sich hier ersichtlich an einer ausgesprochenen Steilküste, dem Trachytberg an, ohne hiebei — von der unmittelbaren Auflagerung abgesehen — gröbere Einschaltungen aufzuzeigen. Dies und die feinkörnige Schichtausbildung weist auf eine gewisse Wassertiefe des abtauchenden, mittelsarmatischen Meeres hin.<sup>3)</sup>

Die obersarmatischen Schichten greifen, speziell an der Ost- Westseite des Massivs deutlich über eine Felsplattform weiter vor. (Siehe Fig. 10.) Hier liegt eine alte Brandungsplatte, welche an einem mäßig steilen Gebänge in die absinkende Scholle eingekerbt wurde, vor. Die östliche Plattform ist im wesentlichen durch die abgehobelte Fläche des Quarztrachyts und den anschließenden Teil des Trachytkörpers gebildet. In einem Hohl-

1) Ich hatte seinerzeit hier älteres Sarmat vermutet.

2) Dies gilt streng genommen nur für das Obersarmat. Im Mittelsarmat mag die Ausdehnung des Eruptivkörpers gegen N hin eine noch bedeutendere gewesen sein.

3) Vgl. hierzu meine Darlegungen im Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt 1921 und Fig. 3, Prof. 4, dortselbst.

wege am Ostfuß des Absetzrückens ist hier die Auflagerung der mit Trachytgeröllen gespickten Grohsande auf das Eruptivgestein erschlossen. Weiter nördlich zeigen sich in den Quellästen des Schaufelgrabens Lager von Brandungsgeröllen in den übersarmatischen Sanden. Die Kalkbänke setzen in der Nähe des Trachytufers aus. Die Breite der abgehobelten Brandungsplatte beträgt bis zu 500 m.

Auf der Westseite der Gleichberger Kogel greift das Obersarmat mit einer Brandungsterrasse, auf welcher Schloß Gleichberg steht, vor.<sup>1)</sup> An der Nordseite der Gleichberger Kogel ist die Brandungsplatte infolge späterer Schrägstellung abgesenkt. Wir treffen eine Lage mächtigeren Brandungskonglomerats unmittelbar bei der Stahlquelle in der Klaus, dem Andesit aufgelagert. Au dem Gehänge des Gleichberger Kogels, ost-süd-südlich der Stahlquelle, fand ich in 420 m Höhe einen dem Eruptivgestein angelebten Rest von Brandungskonglomerat, der hier eine Strandhalde bildet. Ich habe ihn auf der Karte noch den sarmatischen Bildungen zugerechnet. Es wäre aber möglich, daß er bereits dem älteren Pontikum angehört.

An der Nordostecke des Gleichberger Massivs treten infolge hier stärkerer Abbiegung nur mehr die obersten Lagen des Sarmats hervor. Hier erscheint der sogenannte „Gossendorfer Stein“, ein harter Kalksandstein, ganz von Pflanzenhäcksel und auch gut erhaltenen Blattabdrücken erfüllt, welcher früher stark abgebaut wurde. Das sarmatische Alter ist durch Cardien und andere Bivalvenreste sichergestellt. Die Zusammenschwemmung des Pflanzenmaterials erfolgte wohl von den Hängen der Gleichberger Höhen, die von einer reichen Vegetation eingenommen gewesen sein müssen. Die Sandsteine enthalten schon Einschlüsse von Halbopalen, welche durch die Brandung der den Sockel

<sup>1)</sup> Auch auf der Südseite reicht das Obersarmat auf der Plattform von Bärnreith weiter hinauf, als die tieferen sarmatischen Schichten.

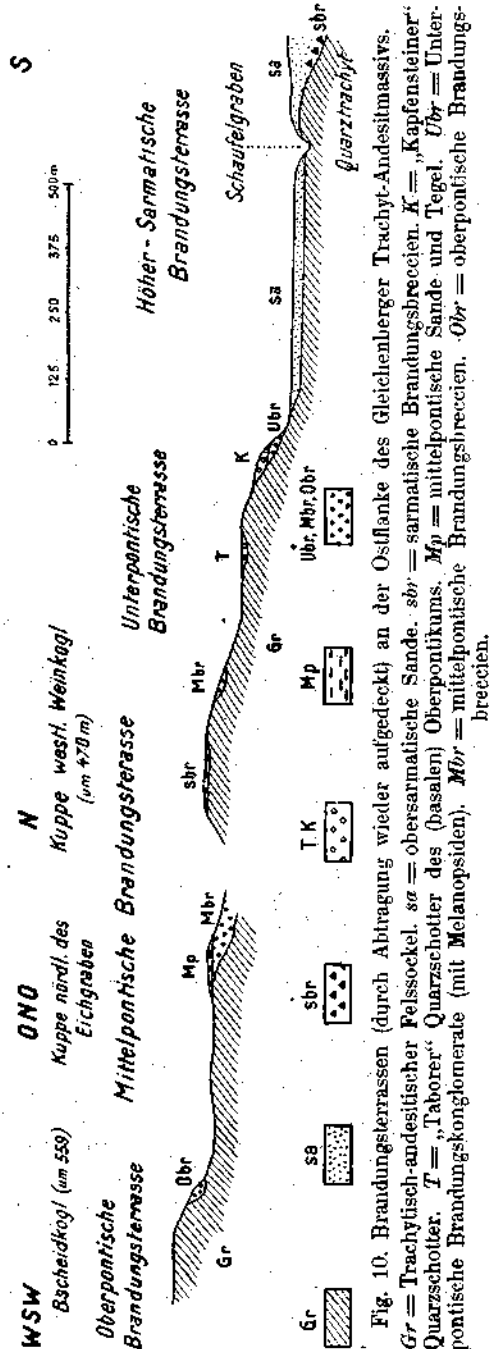


Fig. 10. Brandungsterrassen (durch Abtragung wieder aufgedeckt) an der Ostflanke des Gleichberger Trachyt-Andesitmassivs. Gr = Trachytisch-andesitischer Felssockel. sa = übersarmatische Sande. sbr = sarmatische Brandungsbreczien. K = „Kapfesteiner“ Quarzschoiter. T = „Taborer“ Quarzschoiter des (basalen) Oberpontikums. Mp = mittelpontische Sande und Tegel. Ubr = Unterpontische Brandungskonglomerate (mit Melanopsiden). Mbr = mittelpontische Brandungsbreczien. Obr = oberpontische Brandungsbreczien.



bildenden Gesteinszone stark umgewandelter und mit Halbpalnestern versehenen Andesite entnommen wurden. Ihr Auftreten beweist, daß hier die postvulkanische Umwandlung der Andesite bereits in sarmatischer Zeit vollendet war.

So läßt sich also in der Umrandung fast des ganzen Gleichenberger Massivs eine Brandungsterrasse verfolgen, die im Mittelsarmat angelegt, während des Obersarmats weiter ausgestaltet und mit mächtigen sandig-tonigen Ablagerungen verschüttet wurde. Die Gleichenberger Kogel dürften kaum mehr als 300 m über dem Spiegel des Meeres aufgeragt haben.

Ähnlich lagen die Verhältnisse in der Umrandung des paläozoischen Gesteinskörpers (Roter-Stadelberg). (Siehe Blatt „Gleichenberg“.)

Südwestlich des Roten Berges liegen schon die tiefersarmatischen Schichten (Basis des Mittelsarmats?) auf einer über 500 m breiten Plattform von paläozoischen Schiefnern und Kieselschiefnern (Tenfelstein!) auf, welche unter ersteren in dem Graben östlich von St. Anna am Aigen hervortreten. Auch Konglomerallagen stellen sich an der Basis der übergreifenden, hier zirka 60 m mächtigen Tegel und Feinsande des Mittelsarmats ein. Die Plattform versinkt infolge jüngerer Verstellung gegen N und O.

Obersarmatischen Alters ist eine zweite Plattform, die den paläozoischen Gesteinskörper des Roten- und Stadelberges fast ringsum umsäumt. Auch sie ist infolge jüngerer Bewegungen gegen NO hin abgesenkt.

Westlich und nördlich von Guitzenhof greifen die obersarmatischen Schichten auf einer Terrasse transregierend über das Schiefergebirge über. An ihrer Basis sind (speziell nördlich von Guitzenhof) mächtigere, quarzreiche Konglomerate entwickelt, die bis faustgroße Gerölle enthalten. Das Bindemittel entstammt zum Teil den aufgearbeiteten, basalen, serizitisierten Schiefergesteinen. An der Südseite des Stadelberges sind zwischen Sottina und Serditzen, auf flacher Schieferbasis vordringend, obersarmatische Sande und Schotter sichtbar, die Lagen mit bis über faustgroßen Quarzgeröllen enthalten. Unter ihnen tritt das Grundgebirge in einer Breite von fast einem Kilometer zutage. Auf der Nordseite des paläozoischen Massivs sieht man, beiderseits von Kalch, daß die obersarmatischen Schichten auf einer Brandungsterrasse über das Grundgebirge vorgreifen. Schließlich ist eine solche auch am Nordwestabfall des Roten-Berges erkennbar.

Die Brandung des mittel-obersarmatischen Meeres ist also dem paläozoischen Gesteinskörper stark an den Leih gerückt und hat an ihm breite, dann mit Sedimenten zugedeckte Brandungsterrassen erzeugt. Letztere verschwinden zusammen mit dem Schiefergebirge gegen NO abgeseukt, unter einer jüngeren Sedimentdecke.

### 3. Obersarmat im Untergrunde des pontischen Bereiches.

Nun soll ein Blick auf die weitere Verbreitung obersarmatischer Schichten im Untergrunde des oberflächlich von pontischen Sedimenten eingenommenen Terrains geworfen werden.

Von Kapfenstein liegen mir zahlreiche Einschlüsse im Basalttuff von sarmatischem Kalk (darunter eine prächtige Platte mit *Cardium obsoletum*, *plicatum*, *Tapes*, *Modiola* usw.) vor, ferner oolithische Kalke, Kalksandsteine, reich an Fossilien, sarmatische Mergel usw. Im Fehringer Tuffgebiete sammelte ich mehrere Reste fossilführender sarmatischer Kalksandsteine. So fand ich bei Leisten einen cardien- und cerithienreichen Sandstein. Sehr viele Einschlüsse sarmatischer Kalke sind in dem Tuff von Neuhaus am Klausenbache eingebettet. Hier liegen mir viele Fragmente cerithienreicher Kalke vor (mit *Cerithium mitrale*, *rubiginosum*, *Maetra podolica*, *Cardium obsoletum*). In dem Tuffgebiete vom Pertel-

stein sind schon vor fast 90 Jahren von P. Partsch sarmatische Einschlüsse erwähnt worden (Weineckkogel). Es sind Sandsteine mit *Cardium obsoletum*, *Maetra podolica*, *Modiola marginata*, Cerithien (welche Beweisstücke im Museum der Geologischen Bundesanstalt erliegen). Im Tuff von Unterweißenbach bei Feldbach sammelte ich sarmatische Kalksandsteine, im Tuff von Edelsbach oolithische Kalke. Im Tuffgebiet von Ober-Limbach fand ich einen Kalksandsteineinschluß von sarmatischem Aussehen.

Daß aber die obersarmatischen Schichten unter pontischer Bedeckung und noch weit nach Norden reichen, beweisen die Einschlüsse in dem hart nördlich des Kartenrandes von Blatt Gleichenberg gelegenen Tuff bei Riegersburg und in jenem der Stadt- und Langberge, westlich von Fürstenfeld. Die hier im Untergrunde auftretenden Ablagerungen stehen sicher mit dem obertägigen Verbreitungsgebiet obersarmatischer Schichten im Raume östlich von Gleisdorf (Fünfung, Arnwiesen) in Verbindung.

Dagegen haben die im Nordostteil des Blattes Gleichenberg gelegenen Tuffe von Krieselstein, dann die außerhalb desselben befindlichen Tuffdurchbrüche von Güssing und Tobaj (am angrenzenden Blatte Fürstenfeld) keine sarmatischen Einschlüsse geliefert, obwohl der Tuff Gesteinsfragmente des Untergrundes reichlich enthält. Auch in der Umrandung der bei Sulz (westlich von Güssing) und weiter nördlich auftretenden paläozoischen Gesteinsklippen treten keine sarmatischen Schichten hervor. Es kann vorausgesetzt werden, daß man sich hier bereits am Boden eines sarmatischen Festlandes befindet, welches das nordoststeirische Becken ostwärts begrenzte und in den Grundgebirgsböhen des Roten- und Stadelberges am Blatt Gleichenberg sein klippenartig im sarmatischen Meer auslaufendes Südwestende oder eine dorthin vorgeschobene Insel besaß. (Siehe Fig. 2, S. 396.)

#### 4. Die obersarmatischen Schichten im Gebiete westlich des Gnasbachtales.

In diesem auf Blatt Wildon—Leibnitz gelegenen Terrain, in dem ich seinerzeit nur mittel- und untersarmatische Schichten voraussetzen zu müssen glaubte, finden sich zwischen dem früher erwähnten Bereiche tiefersarmatischer Ablagerungen und der pontischen Schichtendecke Sedimente entwickelt, die in der streichenden Verlängerung des Obersarmats auf Blatt Gleichenberg gelegen sind und mit diesem — trotz gewisser Unterschiede — gemeinsame Züge aufweisen. Als gleiche Charakterzüge sind hervorzuheben: die vorherrschend sandige Schichtentwicklung mit den Quarzkieseinschaltungen; das, allerdings nicht so wie im O., auffällige Hervortreten cerithienreicher Lunachellenschichten und das Ercheinen des Lignithorizontes im obersten Sarmat bei Obergnas und St. Stefan. Dagegen fehlen in diesen Gebieten die Kalkbänke völlig. Dies und überhaupt der geringere Fossilreichtum dieses Gebietes, welches hiedurch etwas an die mittelsarmatische, sandig-tonige Fazies erinnert, bedeutet immerhin einen faziellen Gegensatz gegen die weiter östlichen Räume.

Eine Störung, welche von Gnas aus in beiläufig nördlicher Richtung über Perlsdorf bis westlich des Wartberges sich zu erkennen gibt, engt durch Versenkung des westlichen Gebietsteiles hier den Bereich der obersarmatischen Schichten gegen N hin ein. Die obersarmatischen Schichten, die östlich dieser Störungslinie noch bis ans Raabtal heran (bei Unterweißenbach und Feldbach) reichen, finden westlich davon schon nördlich von Kohlberg ihre Nordgrenze. Hier, etwa 3 km nordwestlich von Gnas, treten zum letztenmal noch Kalkbänke in Erscheinung.

Bei Obergnas ist ein obersarmatischer Lignithorizont entwickelt, der auch eine Zeitlang in Abbau stand. Südlich von Obergnas fand ich die Lignite in engem Kontakt mit Cerithien führenden Schichten. Bei Badenbrunn sind obersarmatische Kleinschotter, zum Teil verkalkt, reichlich Kieselschiefergerölle führend, (mit bis nußgroßen Geschieben) sichtbar.

Weiter westlich konnte ich bei Aschau fossilreiche, obersarmatische Schichten auffinden. Nahe der Talsohle sind hier in einer Grube sechs Meter mächtige Sande und Kiese (letztere mit bis nußgroßen Geröllen) erschlossen, welche an ihrer Obergrenze eine ganz von *Tapes*- und *Cardium plicatum*- und *obsoletum*-Schalen erfüllte Lage besitzen. Sie werden von Mergel überdeckt (siehe Fig. 4, S. 400). Sande und Grobsande, mit nur untergeordneten Tegellagen, bauen in einer Mächtigkeit von etwa 80 m das darüber gelegene Gehänge auf und zeigen dort, auf der Höhe unmittelbar südlich des Krätzelwirts, pontische Schichten aufgelagert. Hier fand ich eine Lage von Congerientegel (mit *C. cf. ornithopsis*), überdeckt von 20 m Sanden. Die fast 100 m mächtige Schichtenfolge von Aschau, im unmittelbaren Liegenden des Congerientegel, spreche ich als Obersarmat an.

Auch der nächst westlich gelegene Höhenrücken, der die Ostflanke des SaBBachtales bildet, wird dieser Auffassung gemäß von obersarmatischen Schichten zusammengesetzt. Soweit hier Mittelsarmat vorkommt, wurde es bereits früher erwähnt (siehe auch Fig. 4). Sande und feine Kiese, welche Mergellagen mit *Cardium obsoletum*, *plicatum* und *Modiola marginata* enthalten, bilden südlich des Gehöftes Sauhalt, nördlich von Jagerberg, die Überlagerung des Mittelsarmats (= Basis des Obersarmats). Vorherrschend sandige Schichten mit Kies- und Tegellagen reichen nordwärts noch über den Straßensattel hinüber, welcher von Gnas nach St. Stefan führt. Die Schichtenfolge fällt, wie weiter südlich, flach gegen NNO ein.

In den Gräben nordnordöstlich von St. Stefan (ostnordöstlich von Frauenbach) treten kleine Lignitflözchen auf, welche beschürft wurden. Am Ausbisse konnte ich (am nördlichen Schürfstollen) über dunkelgrauem, kohligem Ton 20 cm Lignit feststellen, überlagert von einem Meter Ton (mit kohligem Ton), sodann von sandigen Tonen. Der südliche Schurf zeigt im Hangend tonschöne Blattreste.

Der Herr Schulleiter von St. Stefan hatte die Freundlichkeit, mir einen Austernrest zu zeigen, welcher aus diesen Schürfen stammen soll. Daraus würde hervorgehen, daß diese Flözchen noch dem obersten Sarmat angehören, also den wohl westlichsten Ausläufer des aus-

gedehnteren Feldbach—Obergnaser Lignithorizonts darstellen. Die Lignite liegen, wie jene bei Feldbach, vermutlich in den höchsten sarmatischen Lagen. Im übrigen habe ich aber in den Aufschlüssen unmittelbar westlich und östlich von St. Stefan vergeblich nach Versteinerungen gesucht.

Erst zirka zwei Kilometer westsüdwestlich des letzteren Ortes fand ich auf den Höhen östlich von Tagensdorf einen fossilreichen Komplex aufgeschlossen (siehe Fig. 6, S. 406). Über 6 m fossilieurem Ton und Mergel lagert eine Kleinschotterbank mit bis nußgroßen Quarzgeröllen, darüber Sande und Tone mit *Modiola* und *Cardien*, überdeckt von Kiesen, Tonen und einer mächtigeren Sandmasse, welche letztere eine Lumachellenschicht enthält (mit *Cardium obsoletum*, *Tapes*, *Trochus* usw.). Bei schwachem Einfallen der Schichten gegen N treten südlich dieses Fundpunktes noch mächtigere Sandschichten hervor, die die mittelsarmatischen Mergel von Glojach überdecken.

Auch in diesem Profil ist also durch die Lagerung, durch die Kohlenführung und durch die Sediment- und Fossilfazies das ober-sarmatische Alter des unter dem Pontikum gelegenen Komplexes sichergestellt. Allerdings treten hier fossilreiche Schichten zurück. Wenn wir aber bedenken, daß der große Reichtum an Fossilien, wie ihn die ober-sarmatischen Schichten des Ostens aufzeigen, offenbar nur in einzelnen, durch Sandbarren und Nehrungen abgeschlossenen Becken in Erscheinung trat, die sich an die Inselküste der südburgenländischen Schwelle und das Gleichenberger Eruptivmassiv anschlossen, so erscheint die Fossilarmut der weiten Gründe des sarmatischen Meeres, die von der Küste etwas entfernter lagen, verständlich. Freilich war auch hier der Meeresboden seicht, wie das zeitweise Vorschieben zentralalpiner Flußdeltas und das Auftreten des Lignit erkennen läßt. Vermutlich war es auch der gegen das Innere des steirischen Beckens zunehmende Süßwassergehalt des Meeres, welcher das Zurücktreten der organischen Besiedelung, speziell im höheren Teil des Obersarmats, bedingte, eine Erscheinung, die wir übrigens — weniger ausgesprochen — auch beim Studium des weiter östlich gelegenen Sarmats feststellen können.<sup>1)</sup>

## II. Die pontischen Schichten der Südoststeiermark.

### A. Allgemeines.

Die pontischen Schichten bedecken den größeren Teil des oststeirischen Tertiärbeckens, in dem sie das nördlich der „Grabenlandaufwölbung“ gelegene Gebiet bis zum nördlichen Beckenrand bei Graz, Weiz und Hartberg fast ausschließlich — stellenweise von jungpliozänen und diluvialen Ablagerungen überdeckt — zusammensetzen. Gegen NO hin greifen sie transgredierend über die aus dem Tertiär auftauchenden Grundgebirgsinseln über (Schieferinsel des Roten-Stadelberges, Grundgebirgsklippe von Sulz bei Güssing, Devonklippe am Hohenmaisteinberg, Eisengebirge am Pinka-Durchbruch, „Günser Horst“).

<sup>1)</sup> Vergleiche meine Bemerkungen im Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt. 1913. S. 590—594.

Hier soll nur der südliche (südöstliche) Teil ihres Ablagerungsgebietes, der am Blatt Gleichenberg und den anschließenden Randteilen der Spezialkartenblätter Fürstenfeld und Wildon-Leibnitz gelegen ist, einer Betrachtung unterzogen werden.

Die pontischen Schichten bilden einen mächtigen Komplex, dessen Gliederung — auf Blatt Gleichenberg — in vier Unterabschnitte durchgeführt werden konnte: 1. in ein Unterpontikum, 2. in ein Mittelpontikum, 3. in ein Höherpontikum (= Oberpontikum), 4. in ein Jungpontikum. Diese Einteilung ist als rein lokale Gliederung aufzufassen, entstanden im Laufe meiner Studien. Daraus ist auch die nicht besonders glückliche Bezeichnungsweise, welche vom Oberpontikum noch ein Jungpontikum abscheidet, zu verstehen. Erst wenn es einmal möglich sein wird, die Gliederung des oststeirischen Pontikums in jene des pannonischen Beckens einzuordnen, wird der Zeitpunkt gekommen sein, die hier vorgeschlagene Lokalgliederung in einer allgemeinen Einteilung aufgehen zu lassen.

In der pontischen Schichtfolge spiegelt sich im allgemeinen der fortschreitende und schließlich vollendete und dauernde Zuschüttungs- und Verlandungsprozeß des steirischen Beckens wieder. In mehreren Niveaus sehen wir Landbildungen (Flußschotter und Lignithorizonte) zwischengeschaltet, welche der endgültigen Austrocknung des Gebiets vorangegangen waren. Für die Abtrennung der einzelnen pontischen Horizonte wurden die fluviatilen Einschaltungen in erster Linie verwertet. Die Gliederung in diese Unterabschnitte gründet sich also nicht auf paläontologische Momente, sondern auf die im Verlaufe einer genauen Detailaufnahme gewonnene Kenntnis vom Aufbau und der Lagerung der Schichtkomplexe.

Die pontischen Schichten sind im allgemeinen sehr fossilarm, nur der tiefste Teil derselben, das Unterpontikum, zeigt einen größeren Reichtum an Versteinerungen. Der Mangel an organischen Einschlüssen ist durch das Vorherrschen fluviatiler Einflüsse im Becken zu deuten.

## B. Unterpontikum.

Der Übergang der ohersarmatischen Schichten in die pontischen ist ein durchaus allmählicher. Nirgends habe ich Anzeichen dafür gefunden, daß die pontischen Grenzsichten diskordant ihrer Unterlage aufrufen würden. Über einer mehrere Meter betragenden Wechsellagerung meist fossillereer Sand- und Tonschichten, welche die durch sarmatische Fossilien gekennzeichneten Lagen überdecken, stellen sich bläulich-grünliche Tegelmergel ein, die bereits Congerien enthalten. Gelegentlich liegen schon darunter Sande mit Melanopsiden. Das Gestein, mit welchem die pontische Schichtfolge einsetzt, ist recht charakteristisch. Sein Kalkgehalt, seine Färbung und die eingeschlossenen Fossilien, unter welchen Congerien, Cardien, Ostrakoden und auch Melanopsiden hervorzuheben sind, bilden einen deutlichen Unterschied gegenüber dem Sarmat. Die Basis des Unterpontikums stellt eine etwa 20 m mächtige Mergellage mit untergeordneten Sandstreifen dar, die sich in bogenförmigem Verlaufe vom Raabtal, westlich von Feldbach, über die Gegend von Gleichenberg bis in das jugoslawische Gebiet hinein verfolgen läßt. Über den

Mergeln lagert ein verbreitetes Komplex vorherrschend sandiger-feinsandiger Schichten, welche meist fossilarm ausgebildet sind. Sie werden im Hangenden von einem Flußschotter überdeckt. Die Mächtigkeit der unterpontischen Schichten bis zum Hangendschotter beträgt 40—70 m.

### Unterpontikum im Gleichenberger Eruptivgebiet.

(Vgl. Geologische Spezialkarte Gleichenberg.)

Einige spezielle Fossilfundpunkte im Unterpontikum seien besonders hervorgehoben. In der Ziegelei von Gniebing<sup>1)</sup> treten Liegendsande mit Feinsanden und konkretionären Sandsteinen auf, die große, leider ganz zerbrochene Melanopsisgehäuse enthalten. Sie werden von einer mächtigeren Mergellage überdeckt, welche sehr reichlich *Congeria ornithopsis* führt. An ihrer Basis liegt ein Kalkmergel, der besonders reich an Versteinerungen ist. In den aufliegenden Schichten mergeliger Beschaffenheit kann man eigentümliche, anscheinend aus kohlgiger Substanz bestehende, kreisrunde und elliptische Querschnitte feststellen, die vielleicht den verkohlten Resten von Wasserpflanzen entsprechen.

Ein weiterer Fundpunkt, von Stiny entdeckt, befindet sich am Nordostabfall des Österricherberges bei Feldbach, wo aus Tegeln und Sanden Congerien, Melanopsiden und Cardien bekannt sind. Südwärts schließt sich die Fundstelle von Baumbuch, bei Kote 397, südlich von Feldbach (Congerien!) an. Ich fand Congerienstümpfen ferner nördlich des Wartberges, auf der Höhe oberhalb der (von Norden her) zum Sattel ansteigenden Straße. (*Congeria ornithopsis*.) Im Sattel beim Prädibauer sammelte schon vor langer Zeit Rudolf Hörnes in typischen, unterpontischen Mergeln *Congeria ornithopsis* (seinerzeit als *triangularis* bezeichnet), eine Fundstelle, die ich wieder auffand. Östlich davon, auf dem Höhenrücken nördlich von Hirsdorf, sammelte ich kleine Cardienreste und weiter östlich Melanopsiden und Hydrobien.

Aus diesem Gebiet zwischen Feldbach und Prädiberg stehen mir aus allerjüngster Zeit neue Beobachtungen zur Verfügung, die anlässlich des Baues der Bahnlinie Feldbach—Gleichenberg gewonnen wurden. In dem Bahneinschnitte nördlich von Ödt fand ich schon 1917, als zum erstenmal mit dem Bahnbau begonnen wurde, Congerienreste. In dem großen neuen Einschnitte unmittelbar südlich von Ödt wurden im unmittelbaren Hangenden der sarmatischen Schichten<sup>2)</sup> mächtige Tegel und Mergel erschlossen, welche reichlich Cardien, ferner verdrückte Congerien und Ostrakoden enthalten. Die Mächtigkeit des Schichtgliedes beträgt 14 m, wobei nur im oberen Teil unbedeutende Sandeinschaltungen mitbegriffen sind. Im Hangenden folgen mächtigere Sande. Die Ablagerung ist durch dunkle und hellere Färbung des Tons und durch feinste sandig-tonige Beimengungen gebändert. Die Schichtung weist auf einen sehr gleichmäßigen, ruhigen Absatz des Materials hin. Über den Tonmergeln liegen Tone und sandige Tone, welche linsenförmige Sandsteinkonkretionen mit schönen Blattabdrücken enthalten.

Weiter südlich fand ich in dem Einschnitte südlich des Geböfles Hell, nördlich von Kote 390, wieder dieselben unterpontischen Mergel, in mehreren Metern Mächtigkeit, von Sanden überlagert aufgeschlossen, welche sehr reich an Cardien sind und daneben *Congeria ornithopsis* und eine andere, kleine Bivalve enthalten. Diese Schichten liegen hier infolge des Ansteigens der Lagen gegen S in einem höheren Niveau.

Südlich des Steinberges bei Feldbach fanden sich am Gehänge nordöstlich von Petersdorf reichliche Melanopsiden (*Melanopsis* cf. *impressa*) in sandigen Schichten. Südöstlich des Steinberges sammelte ich am östlichen Gehänge des Ödersgraben (anterhalb Hutwedel) keine pontische Cardien in mächtigen Tegelmurgeln.

Im Sattel zwischen Bayrisch- und Windisch-Köldorf<sup>3)</sup> sind typische mächtige Mergel mit *Congeria ornithopsis* erschlossen, überlagert von feinsandigen Mergeln, die reichlich kleine pontische Cardien enthalten. Dieselbe Cardienschieht ist weiter südlich,

<sup>1)</sup> Siehe das Profil in meiner Studie „Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Phozäns“ (Fig. 2, Profil 5).

<sup>2)</sup> Diese sind zwar nicht an dieser Stelle entblößt, waren aber nicht unweit davon seinerzeit am gegenüberliegenden Gehänge aufgeschlossen. (Vgl. J. Stiny: Die Lignite von Feldbach, S. 7.)

<sup>3)</sup> Die jetzige Ortsbezeichnung lautet Kölldorf.

bei Kote 385 (östlich des Dohauserberges), vorhanden. Bei dem südwestlichen Haus von (Windisch-)Kölddorf bildet *Congeria ornithopsis* eine kleine Kalkbank. Östlich davon sind im Hohlwege, südlich von Kölldorf, Congerien und Cardien führende Mergel im Walde erschlossen. Im „Joanneum“ erliegt von Kölldorf eine *Unio*.

An dem Südwestfuß des „Sandgrubrückens“, nordwestlich von Kölldorf, waren durch eine Brunnengrabung äußerst fossilreiche Schichten erschlossen, die *Congeria ornithopsis* und *Melanopsis Martiniana* in Hunderten von Exemplaren enthielten. Im Walde nördlich d von Sandgrub der Spezialkarte fand ich eine Schicht mit kleinen Congerien und Cardien.

Auf der Höhe westlich davon befinden sich (südlich d von Berghold der Spezialkarte) kleine Sandgruben, in denen im Hangenden des Mergelniveaus etwa 10 m mächtige Sande und feine Kiese aufgeschlossen sind. Hier ist ein höheres Niveau der unterpontischen Schichtfolge erschlossen. In Abdrücken und Steinkernen sammelte ich im Sand die kleine *Congeria* cf. *Basteroti*, große Melanopsiden (cf. *Martiniana*), weiters *Melanopsis Bouel*, Cardien und Pflanzenabdrücke.

Am Hochstraden sind am Rande des Basaltplateaus von Waldra seit langem Congerienschichten bekannt. An der Teufelsmühle ist eine tiefere Lage mit Melanopsiden, Cardien und Ostrakoden und eine unmittelbar darübergelegene Mergelpartie mit *Congeria ornithopsis* erschlossen. In gleichen, hellblaugrauen Mergeln sammelte ich dann an zwei Punkten südlich und südöstlich von Waldra Congerien.<sup>1)</sup>

Vom Kapfenstein erliegt in der Sammlung der Joanneums in Graz eine *Congeria* (aus einer Brunnengrabung). Nördlich von Kalch (östlich von Neustift) finden sich am Westgehänge unter der Kote 319 kleine Cardien führende Mergellagen.

Unterhalb des Hochbergwebers<sup>2)</sup> bei Neustift entdeckte ich eine mit Sanden wechselnde Tegellage, die ganz von Gehäusen einer großen *Congeria* erfüllt ist. Gerade an dieser Stelle setzt der sonst auflagernde Grobschotter (Basisschotter des Mittelpontikums) aus und annähernd in seiner Niveaulage erscheint hier der Congerienmergel. Vielleicht hängt seine Erhaltung damit zusammen, daß hier die sonst häufig vor der Flußschotterbildung einsetzende Erosionsphase nicht so wirksam gewesen ist. Der Lagerung nach entspricht diese Schicht einem etwas höheren Niveau in der pontischen Schichtfolge.

Dem basalen Niveau des Unterpontikums gehören wieder jene Mergellagen an, welche reichlich *Congeria Partschii* und Ostrakoden führen, die ich südöstlich von Krottendorf, am jenseitigen Gehänge des Klausenbaches, auffand. In Krottendorf selbst sind darüber Schichten mit schlecht erhaltenen Melanopsiden (beim südlichsten Dorfhause) aufgeschlossen.

An dem jugoslawischen Höhenrücken westlich des Lendvatales hatte schon Stolicza (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt) Mergel mit *Congeria spathulata*, Cardien und Ostrakoden im Jahre 1863 von Pertocsa namhaft gemacht. Ich fand westlich Ropresca Congerien und Cardien und am Vincerberg *Congeria Partschii* und Cardienreste.

All die genannten Vorkommnisse schließen sich, ihrem unterpontischen Alter gemäß, eng an den Verbreitungsbereich der oberarmatischen Schichten an. In dem Auftreten der bezeichneten Ausbildung fester, blaugrauer Congerienmergel mit *Congeria ornithopsis* und dünn-schaligen Cardien, in dem Fehlen oder doch Zurücktreten grobsandiger Einschaltungen und in der sehr weit verfolgbaren, niveaubeständigen Ausbreitung dieser Schichten prägt sich offenbar der Einfluß einer einheitlich zugrunde liegenden Entstehungsursache aus. Ich vermute, daß es ein regionales Ansteigen des Wasserspiegels gewesen ist, das zu Beginn des Pontikums sich im steirischen Becken und im Wiener Becken geltend machte. Freilich dauerte diese Zeitspanne erhöhten Wasserspiegels nicht sehr lange an. Schon die den Mergeln auflagernden Schichten des höheren Unterpontikums enthalten — nach

1) Vgl. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1913, S. 362 und Taf. XVI, Prof. 1, Taf. XVII, Prof. 4.

2) Vgl. Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt, 1921, S. 4 (Fig. 1, Prof. 1a).

oben hin in zunehmendem Maße — Grobsand- und Feinkieseinschaltungen, womit auch ein Zurücktreten des Fossilgehaltes Hand in Hand geht.

Welche Tiefe der unterpontische See maximal erreicht hat, ist schwer anzugeben, doch dürfte die Transgression kaum 100 m Spiegelerhöhung bedeutet haben.

### Die unterpontischen Schichten im Gebiete von Fürstenfeld.

Ein weiterer Verbreitungsbereich fossilführender, pontischer Schichten liegt im Becken von Fürstenfeld. Soweit meine bisherigen Ergebnisse es voraussetzen lassen, sind auch diese Schichten z. T. dem Unterpontikum zuzuzählen. Bei Altenmarkt sind am Ufer der Lafnitz<sup>1)</sup> schon vor geraumer Zeit Congerienschichten (mit *Congeria ornithopsis*) aufgefunden worden, worüber V. Hilber berichtet (Joanneumsberichte). Ich habe weiter westlich von dieser Stelle, an dem Flußgehänge, welches zur Lafnitz abfällt, in einem höheren Niveau einen von Sanden und Kiesen bedeckten fossilreichen Ton entdeckt. In der mächtigen Tonschicht, welche in dem Komplex unterhalb einer Emersionsfläche gelegen ist, fand ich eine reichere pontische Fauna, welche *Melanopsis Martiniana*, *Melanopsis vindobonensis*, *Melanopsis pygmaea*, *Melanopsis Bouei*, *Cardium* sp., *Congeria* sp. und *Neritina* enthält. Ich behalte mir die weitere Ausbeute dieses Fundpunktes und die ausführliche Beschreibung der Fauna von dieser Stelle vor.

Ich identifiziere die in diesem Profil sichtbare Erosionsdiskordanz, über welcher Kleinschotter und Grobsande aufliegen, mit der Sedimentationslücke an der Grenze von Unter- und Mittelpontikum und rechne demnach die fossilführende Lage noch dem Unterpontikum, allerdings dessen höchsten Teil zu.

Weiter westlich sind aus der Gegend westlich von Windisch-Hartmannsdorf Congerien bekanntgeworden. Aus der Gegend von Schweinz und Krennach hat Stiny pontische Konchylien beschrieben (Die Lignite von Felzbach, S. 14). Erst nach einer zusammenhängenden geologischen Aufnahme dieses Terrains wird es möglich sein, über die stratigraphische Produktion der genannten Lagerstätten sich ein Urteil zu bilden.

### Das Unterpontikum auf Blatt Wildon-Leibnitz.

Hier treten pontische Schichten im Nordteil des Grabenlandes auf. Wie weit hier fossilführende Congerienschichten des Unterpontikums nach W reichen, kann ich derzeit noch nicht angeben, da eine systematische Untersuchung dieses Raums noch nicht stattgefunden hat. Wohl aber habe ich bei meinen Übersichtstouren noch halbwegs zwischen Obergnas und St. Stephan, beim Kratzwirt (nordnordöstlich von Aschau), Tegel mit Abdrücken von *Congeria ornithopsis* angetroffen, wo ihr unterpontisches Alter durch die Lagerung unmittelbar über dem Sarmat, an der Basis der auflastenden pontischen Schichtfolge gegeben erscheint. (Siehe Fig. 4, S. 400.)

<sup>1)</sup> Den Aufschluß an der Lafnitz habe ich schon 1921 („Oststeirisches Pliozän, Fig. 2, Prof. 7) beschrieben.



### C. Die Trockenlegungs- und Erosionsphase an der Basis des Mittelpontikums. (Fig. 11.)

Mit scharfer Grenze lagert über den unterpontischen Sanden ein Zug Grobschotter, den ich in einem mehrere Kilometer breiten Streifen aus der Gegend von Paldau, über den Nordabfall der Gleichenberger Kogel, über Kapfenstein bis Neustift an der burgenländischen Grenze verfolgen konnte. Ich bezeichne ihn als „Kapfensteiner Schotterzug“. Er ist ein alter Flußabsatz, entstanden in einem von einem zentralalpinen Flusse (Quarz- und Gneisgerölle!) eingenommenen Bett, welches in dem für eine kurze Zeitspanne trockengelegten, pontischen Seegrunde zur Entwicklung gekommen war.

Der Schotter setzt stets unvermittelt, mit seinen größten Lagen an der Basis, über den unterpontischen Schichten ein. Schon dadurch wird die Annahme einer Erosion an der Grenze gegen seine Unterlage wahrscheinlich. Obwohl leider die Aufschlüsse hier sehr ungünstig sind, kann diese Lagerung doch aus indirekten Anzeichen angenommen werden.

Der Schotter enthält allenthalben Tegeleinschlüsse, die den Liegendschichten entnommen sein müssen (z. B. in der Schottergrube bei Pichla, östlich des Gleichenberger Kogels). An dem Nord- und Ostgehänge des Gleichenberger Massivs lagert der Schotter direkt oder nur mit geringmächtiger Zwischenlagerung von Unterpontikum dem Sarmat auf. Hier hat offenbar bei Beginn der Trockenlegung des Sees zunächst eine Abtragung der höher aufragenden Teile des Seegrundes stattgefunden, worauf sich erst der Flußschotter flächenhaft darüber ausbreitete. Aus diesem Umstande erklären sich auch die häufig zu beobachteten Schwankungen in der Mächtigkeit des Unterpontikums.

An einigen wesentlichen Aufschlüssen soll das Auftreten des Schotters näher erörtert werden.

#### Im Raum westlich von Feldbach.

Es war leider noch nicht möglich festzustellen, wie weit der „Kapfensteiner Schotter“ nach W reicht und in welcher Weise er mit den pontischen (Belvedere-?) Schichten der Umgegend von Graz in Beziehung tritt. Die westlichsten, von mir untersuchten Aufschlüsse seines zusammenhängenden Verbreitungsbereiches liegen bei Paldau (westlich von Feldbach).

Hier fand ich in der Schottergrube am Storchberge, nördlich von Paldau (an der Straße oberhalb Reith), einen durch Sand- und Kieslagen zweigeteilten, 7 m mächtigen Schotterkomplex. (Siehe Fig. 12.) Er enthält nuß- bis kinderfaustgroße Geschiebe (einzelne bis faustgroße). Quarze sind vorherrschend; daneben finden sich reichlich verschiedene Gneise, speziell Turmalin führende Pegmatite, Granitgneise, kaolinisierte Gneise; außerdem schwarze Kieselschiefer und Gerölle eines (tertiären?) Konglomerats. Das Auftreten der Turmalinpegmatite läßt schließen, daß hier eine Flußablagerung vorliegt, die ihr Material den westlichen Randgebirgen des steirischen Beckens (Koralpe oder Stubalpe) entnommen hat.

Einem selbständigen Flußbett gehören scheinbar die Ablagerungen an, die durch eine schotterfreie Zone von den vorgenannten getrennt, südwestlich von Paldau, auf beiden Flanken des wasserscheidenden Höhenrückens,<sup>1)</sup> aufgeschlossen sind. Auf der gegen Paldau gewendeten Abdachung des Gehänges beobachtete ich das auf Fig. 13 dargestellte Bild: Eine 6 m mächtige Schotterablagerung, deren obere Lagen sich mit

<sup>1)</sup> Wasserscheide zwischen Mur und Raab.

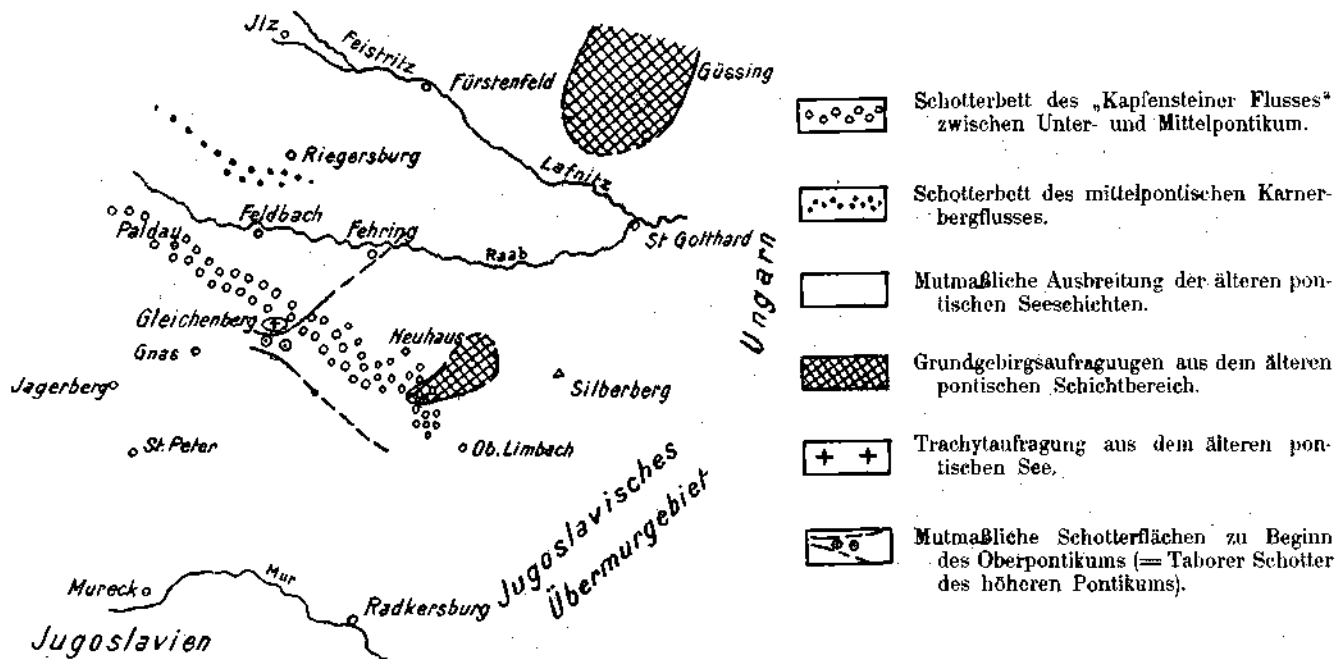


Fig. 11. Das südoststeirische Becken im älteren Pontikum.

Sanden und Kiesen verzahnen, wird von Sanden und sandigen Tonen überlagert. Die letzteren enthalten eine Lage, reich an Blatt-, Schilf- und Stengelresten. Die Geröllgröße schwankt zwischen Nuß- und Kinderfaust, selten Faustgröße. Quarze herrschen vor. Daneben treten aber viele Gneise, Turmalinpegmatite und Amphibolite hervor. Weiters sind viele Sandsteingerölle, Kalk- und Dolomitgerölle von mesozoischem

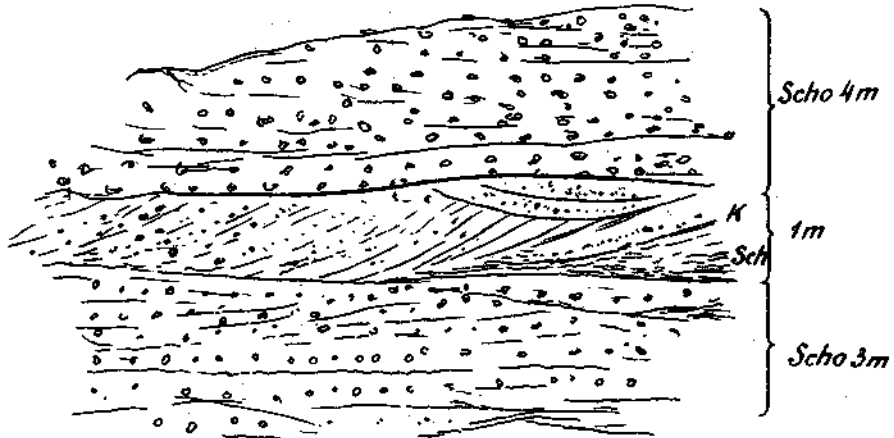


Fig. 12. Scho = Schotter. K = Kies.

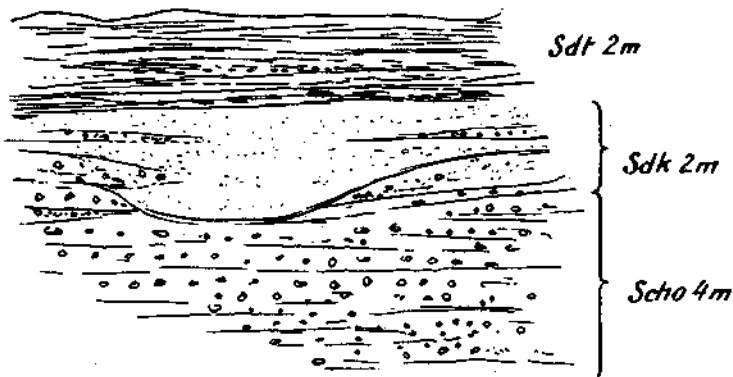


Fig. 13. Sdt = Sande und sandige Tone mit Pflanzenresten.  
Sdk = Sande mit Kies und Kleinschotter. Scho = Schotterbänke.

Habitus, rötliche Grödener Sandstein- und Porphyrgeschiebe hervorzuheben. Dieser letztere Einschlag (Kalke, Grödener Sandsteine, Porphyre) scheint mir dafür zu sprechen, daß hier ein Fluß geflossen ist, der aus dem Südwestteil des steirischen Beckens einen Zufluß erhalten hat, der nebst kristallinen Material auch Kalk und Porphyrgerölle den dort aufgestapelten mediterranen und vormediterranen „karinthischen Schuttbildungen“ entnehmen konnte.<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> Porphyrgerölle kommen übrigens zahlreich in den Belvedereschottern in der Gegend von Graz vor, wie ich mich bei Übersichtstouren überzeugen konnte. Ihre Herkunft ist vermutlich auch durch Zuflüsse aus dem SW abzuleiten.

Am jenseitigen Abfall des wasserscheidenden Rückens sind die analogen Schotter im Talschluß nördlich von Perlsdorf erschlossen. Die groben Schotter werden hier von dünnengeschichteten Sanden und, darüber, von sandigen Tonen mit Schillresten überlagert. Weiter südwestlich fand ich im gleichen Niveau keine Schotter eingeschaltet.

Im Raume westlich von Paldau, der nur flüchtig begangen wurde, habe ich auf der Höhe des Muggentaler Berges (nordöstlich von Kirchbach), bei Kote 439, Schottereinschaltungen inmitten der sandig-tonigen, pontischen Schichtfolge beobachtet, die ich nach ihrer Position zeitlich mit dem Kapfensteiner Schotter gleichstellen möchte. Die Schotter zeigen hier typische Sandbankschichtung, viele Toneinschlüsse und Gerölle bis Kinderfaustgröße (überwiegend Quarze).

### Verfolgung des „Kapfensteiner Schotters“ gegen Osten.

Südwestlich von Petersdorf bei Mühlendorf (Feldbach)<sup>1)</sup> ist der Schotter in mehreren mächtigen Lagen erschlossen. Grobschotter liegt an der Basis mit typischer, flacher Schotterbankstruktur (5 m). Darüber breitet sich Kies mit Sand- und Schotterlagen aus, welcher bis kopfgröße Tegelschlüsse enthält. Feiner, toniger Sand liegt darüber. Er wird von einem eigentümlichen, ungeschichteten Ton, der von röhrenartigen Stengelresten durchsetzt wird, überdeckt. Kleine Gerölle sind unregelmäßig eingestreut. Es handelt sich hier offenbar um eine Bildung im Überschwemmungsgebiet eines

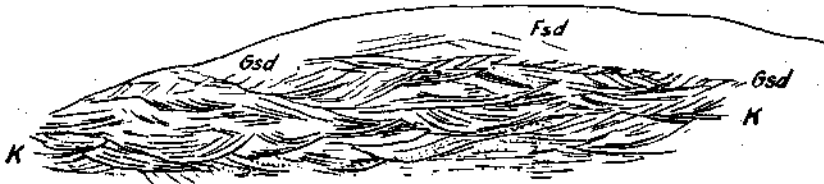


Fig. 14. K = Kies. Gsd = Grobsande. Fsd = Feinsande.

Flusses mit vom Wind herbeigetragenen, polierten Quarzkörnchen. An der Zusammensetzung des Schotters beteiligen sich in erster Linie Quarze, daneben auch viel kristallines Material, besonders Gneise, die stark kaolinisiert sind, weiters zersetzte Grünschiefer, Kieselschiefer, u. a. Die durchschnittliche Größe der Gerölle schwankt zwischen Haselnuß- und Nußgröße, doch sind auch zahlreiche, bis kindfaustgroße Gerölle vorhanden. An benachbarten Stellen sind noch gröbere Geröllagen, mit bis faustgroßen Einschlüssen, feststellbar.

Der größte Aufschluß in dem Schotterzuge befindet sich in der Grube am Weinkogel in Pichla,<sup>2)</sup> an der Ostabdachung des Gleichenberger Massivs. Auch hier lagern Grobschotter an der Basis, die darüber in mächtigere, kreuzgeschichtete Schotter übergehen. Die letzteren entsprechen ihrer Entstehung nach offenbar vielfach sich verschiebenden, dünenartig aneinandergereihten Kies- und Schotterbänken. (Vgl. Fig. 14, welche solche Kiesdünen vom Salzwipfel bei Giern, aus dem Hangend des Schotters darstellt.) Einschlüsse von Tegeln, auch solche bedeutender Größe, sind häufig. Die Gerölle sind Quarze und Kristallingesteine. Häufig sind Beimengungen andesitischer Gesteine, jedenfalls durch Seitenbäche von den nahegelegenen Gleichenberger Kogeln eingeschwemmt. In benachbarten Aufschlüssen beobachtete ich Porphyrgerölle. (Quarzporphyre, wie solche auch in den pontischen, sogenannten Belvedereschottern der Umgebung von Graz häufig angetroffen worden.) Mit scharfer Grenze schneidet der Schotter gegen oben an sandig-feinkiesigem Material ab, welches ihn in über 12 m Mächtigkeit überlagert. Wie man dem Schichtbild entnehmen kann,<sup>3)</sup> ist letzteres teilweise aus einer allmählich fortschreitenden Aufarbeitung und Umlagerung der

1) Vgl. hierzu das Profil in „Oststeirisches Pliozän“ (Fig. 2, Prof. 4).

2) Vgl. hierzu das Profil in loc. cit. (Fig. 2, Prof. 2).

3) Vgl. hierzu Profil in „Beitrag etc.“ S. 9 (Fig. 2, Prof. 2).

obersten Kies- und Schotterbänke entstanden. Die Schichtlagerung der Sande ist zwar in der Hauptmasse eine horizontale, in den tieferen Lagen (etliche Meter über dem Schotter) aber eine regelmäßig, einseitig geneigte Schrägschichtung, die ich als strandwallartige Übereinanderschichtung von Sandlagen am abgehobelten Untergrund des Seebeckens deuten möchte.

Aus diesen Aufschlüssen geht hervor, daß auf die Festlandsphase mit fluviatiler Schotteraufschüttung ein Vordringen des pontischen Sees nachgefolgt ist (mittelpontische Transgression!), wobei sich die Strandwälle des vordringenden, stehenden Wasserspiegels erkennen lassen.

Mehrere Kilometer östlich des Weinkogels liegen die Schotteraufschlüsse von Kapfenstein.<sup>1)</sup> Hier sind in einer Grube 8 m mächtige, im wesentlichen horizontalgelagerte, nur durch Sandbankschichtung ausgezeichnete Schotterlagen erschlossen. Darüber folgt ein Komplex, der aus einem Wechsel von Kleinschotter, Sand und Kies besteht und in dünn geschichtete Sandbildungen übergeht. Es liegen hier schön ausgebildete, einander vielfach überschneidende, diagonalgeschichtete Sandmulden vor, die nur unter sehr langsam strömendem Wasser, offenbar im zurückgestauten Mündungsgebiet eines Flusses, entstanden sind. Die Gerölle des Schotters erreichen bis über Kindesfaustgröße.

Die östlichsten Aufschlüsse in dem zusammenhängenden Band der Grobschotter liegen bei Neustift an der burgenländischen Grenze. Auf der Höhe des Liedlberges<sup>2)</sup> (Neustift, N) sind die groben Schotter in einer Mächtigkeit von 2,5 m erschlossen; darüber lagern 3 m mittelgrobe Schotter, schräggeschichtet mit Sanden wechselnd, wobei die kreuzgeschichteten Bänke Südneigung aufweisen. (Anschüttung von N her.) Der Schotter ruht hier ohne deutliche Diskordanz der aus Sand und tiefer darunter aus Ton bestehenden Unterlage auf. Die Größe der Gerölle beträgt durchschnittlich Nußgröße und darüber; aber auch kindesfaustgroße Gerölle sind zahlreich vertreten.

Dieser, bisher auf eine Distanz von zirka 20 km verfolgte Schotterhorizont entspricht nicht einem weit flächenhaft ausgebreiteten Sediment, sondern einem bis über 3 km breiten Band, welches die Ausfüllung einer alten Flußrinne bildet, die in die pontische Schichtfolge eingefügt ist. Diese Tatsache hat sich an verschiedenen Stellen mit voller Klarheit ergeben. Geht man quer zum Verlauf der Rinne, so sieht man dort, wo ihr Rand nicht durch die Erosion bedingt ist, das plötzliche und unvermittelte Aussetzen der Schotterfüllung zwischen Sanden. So ist es südlich des Eichberges (südwestlich von Feldbach), nordöstlich von Reiting (beim Jäger), am Dachsberge und auf den Höhenrücken beiderseits von Petersdorf, südlich des Steinbergs bei Feldbach, nordwestlich von Gossendorf, aber auch am Hoch- und Liedlberg bei Neustift der Fall. Wir müssen voraussetzen, daß zur Zeit der Flußschotterbildung der pontische Seeboden in ganz Oststeiermark trocken gelegt war. Der Fluß suchte sich einen Weg offenbar innerhalb einer Depressionszone, wo er seine Schottermassen akkumulierte. So zeigt uns diese Rinne offenbar die Achse der altpontischen Sedimentationsmulde an.

Außerhalb des Flußbettes wurden nach erfolgter Überflutung über den altpontischen Sanden direkt die sandigen Schichten des Mittelpontikums ausgebreitet. Bei den meist ungünstigen Anschlußverhältnissen läßt sich dann naturgemäß die beide Komplexe trennende Fuge kaum ermitteln. Immerhin deuten an verschiedenen Stellen eingeschaltete Kies- und Kleinschotterlagen die Nähe dieser Landphase an. Diese Schotter wurden wahrscheinlich durch Seitenbäche, welche dem Hauptfluß zustrebten, aufgeschüttet.

<sup>1)</sup> Vgl. hiezu Profil in loc. cit. (Fig. 2, Prof. 1.)

<sup>2)</sup> Vgl. hiezu Profil in loc. cit., S. 4 (Fig. 1, Prof. 1a).

Bei Neustift, am sichtbaren Ende des Schotterbettes, scheint ein Übergang desselben in ein Delta zu erfolgen. Die Schotterbänke nehmen von hier ostwärts an Mächtigkeit ab und die Konkordanz mit dem Liegenden ist hergestellt.

Am Höhenrücken südwestlich von Neuhaus im Burgenlande (Kote 353 und nördlich davon) konnte ich im gleichem Niveau geringmächtige, mittelgrobe Schotter feststellen. Diese Lagen gehen östlich des Klausenbaches in Kleinschotter und Kiese über, die wie ein Schichthorizont flächenhaft ausgebreitet erscheinen. Ich konnte diese Kiese und Kleinschotter bei Neuhaus und am Edelsbachrücken (südlich Kote 332) feststellen. Hier sind noch nußgroße Gerölle und Toneinschlüsse vorhanden. Die weitere Verfolgung ließ den Kleinschotterzug auf der Südseite des Bonisdorfer Rückens, wo er teilweise auf Paläozoikum übergreift, feststellen, weiters auf der Höhe östlich von Sottina und schließlich südöstlich und südlich von Sottina (bis Kote 345) beobachten. So verlängert sich die Rinne des Kapfensteiner Flusses an der burgenländischen Grenze in einem Deltakegel, dessen Streuweite bis zu 5 km ermittelt wurde.

Im Raume nördlich des Raabtales liegen die unterpontischen Schichten zum guten Teil schon unter oder doch ganz nahe der Talsohle. Hier konnten in einer dem „Kapfensteiner“ entsprechenden Niveaulage nur kleine Schotterzüge festgestellt werden, die einmündenden Seitentälern angehören dürften.

Eine größere Schotterlage fand ich bei Johnsdorf (nordwestlich von Fehrig) aufgeschlossen. Hier sind unter diluvialen Terrassenschotter in einer Grube 2,5 m flußgeschichtete Schotterlagen mit vorwiegend haselnuß- bis nußgroßen Geröllen und einzelnen bis faustgroßen Geschieben festzustellen. Über dem Schotter lagern noch 5 m Sande und Kiese, die an der Basis gröber ausgebildet sind. Sie zeichnen sich durch eine ausgesprochene Schrägrichtung aus, die wohl als Deltaschichtung anzusprechen ist. Die Neigung der Lage weist auf eine Aufschüttung von O her. Dieser Umstand und die Tatsache, daß sich gegen W hin keine Fortsetzung der Schotterrinne erkennen läßt, spricht zugunsten der Annahme einer aus nordöstlicher Richtung erfolgten Schuttfuhr, welche durch einen Fluß aus dem Nordostteil des steirischen Beckens bewirkt worden sein dürfte.

Erst bei Raabau treten wieder grobe Sedimente zutage. Im Ort und östlich davon sind 3 m dünngeschichtete Sande und Kiese erschlossen, die haselnußgroße, selten größere Geschiebe enthalten, überlagert von Sanden und Feinsanden. Über den weiteren Verlauf dieser Schotterrinne liegen keine Anzeichen vor.

Ganz am Nordwestende des Bannes Gleichenberg beobachtete ich in der Gegend von Paurach eine Grobschotterzwischenhaltung im tieferen Pontikum. Nördlich des Ortes sind grobe Schotter (mit bis kindesfaustgroßen Geröllen) in einer Seehöhe von 330 m erschlossen. Sie finden ihr Gegenstück in ähnlichen Schotterlagen nordöstlich davon, am gegenüberliegenden Gniebingberg.

Weiter nördlich, in der Gegend von Edelsbach, sind in entsprechender Position zwar keine Schotterbänke vorhanden, wohl aber kommen hier in einer Niveauhöhe von 335 m, westlich des Ortes, pflanzliche Reste vor, die vermutlich als Ausfüllungen von größeren Stengeln (Schilfrohr?) aufzufassen sind. Von derselben Örtlichkeit stammt die beim Gehöfte des Bauers Theisel seinerzeit aufgefundenen Reste von Dinotheridium und Mastodon. Somit glaube ich annehmen zu können, daß hier die Andeutung der gleichen Trockenlegungsphase vorliegt.

Am Nordrand des Bannes Gleichenberg habe ich noch an mehreren Stellen, in entsprechender Niveaulage, Schottereinschaltungen beobachtet; so nordwestlich von Wetzelendorf im Auersbachtale, dann im Grazbachtale bei Riegersburg, westlich von Unterstang am nördlichen Gehänge (halbwegs zwischen diesem Orte und Riegersburg) und am Etschikopf nördlich von Hatendorf. Hier handelt es sich überall um Kleinschotter.

Bei Riegersburg sind sie gut erschlossen.<sup>1)</sup> Über 3 m mächtigem Schotter mit Sandbankschichtung (diskordante Parallelstruktur) legt sich eine mehrere Meter mächtige Lage von Sand und tonigem Sand, die durch ausgeprägte Deltaschichtung ausgezeichnet ist. Die Neigung der Bänke ist mit 30 Grad gegen SSW gerichtet. Dies

<sup>1)</sup> Vgl. hiezu die Profile in Fig. 2, Prof. 9 in dem „Beitrag zur Kenntnis usw.“ (Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt 1921.)

läßt auf eine Aufschüttung des Deltas aus nordnordöstlicher Richtung schließen. Dieses Lagerungsbild ist deshalb von besonderem Interesse, weil es zeigt wie über das Flußbett wieder der See vorgedrungen ist und seine Sandmassen als Delta vorgeschüttet hat. Die Gerölle zeigen Haselnuß- bis höchstens Nußgröße. Von Riegersburg werden auch Knochenreste in der Literatur erwähnt. In dem Schotter sollen mehrfach solche gefunden worden sein.

Das Schotterniveau von Riegersburg ist zweifellos mit dem unweit nördlich gelegenen, ähnlichen Schotterzug von Obertiefenbach<sup>1)</sup> identisch, in welchem im Jahre 1886 der prächtige Fund eines *Dinotherium giganteum* gemacht wurde, der die Sammlung der Grazer Universität ziert. Das Auftreten der Säugerreste hier inmitten des oststeirischen Beckens ist das sinnfälligste Zeichen für die Bedeutung dieser Trockenlegungsphase im älteren Pontikum. Hier sind unmittelbar südwestlich der Gehölfe von Obertiefenbach feinkörnige Schotter, von Sanden überlagert, aufgeschlossen.

Weiters habe ich einige Kilometer weiter östlich, (oberhalb) von Ebersdorf (Söchau SO), in der sandig-tonigen, pontischen Schichtenfolge, in etwa 285—290 m Seehöhe, eine Kleinschottereinschaltung beobachtet, die bis nußgroße Gerölle enthält. Nördlich von Söchau sind schließlich, westlich und südwestlich des Hofberges, im Hangenden der früher erwähnten, fossilreichen (unterpontischen) Schichten Kiese und Kleinschotter zu beobachten. In dem schon besprochenen Aufschluß (S. 425) lagern die letzteren auf einer Emersionsfläche über Unterpontikum. Sie enthalten baselnußgroße, selten größere Gerölle. Einschlüsse, die sicher den liegenden Tonen entnommen waren, sind zu sehen. Quarze und Kieselschiefer bilden, nebst Gneisen, die Gerölle. Durch Kiese gehen die Schotter im Hangenden in Sande über. Die Beobachtungen sind in diesem Gebiete noch zu lückenhaft, um die Richtung der Flußrinnen feststellen zu können. Sie zeigen aber doch, daß sich auch hier eine Trockenphase zwischen Unter- und Mittelpontikum einschaltet, die vermutlich der Bildungszeit des „Kapfensteiner Schotters“ entspricht.

#### D. Das Mittelpontikum.

In einer Mächtigkeit von über 100 m bauen sich über dem Basis-schotter, bzw. wo er fehlt, über den unterpontischen Ablagerungen die Sedimente des Mittelpontikums auf. Es sind einförmige, vorherrschend feinsandige Schichten (Gries- und Mehlsande) mit Einschaltungen von Tonlagen. Natürlich wechseln diese Sedimente auch seitlich miteinander ab; doch ließen sich auf eine gewisse Distanz hin die Haupttegell und Sandzonen verfolgen. Das beobachtete Auftreten von Deltaschichtung an der Basis und die Schichtfacies sprechen für eine Entstehung in einem vollkommen ausgesüßten Seebecken. Die mittelpontischen Schichten bauen einerseits das Gebiet nördlich der Raab bis Riegersburg, Ilz und Fürstenfeld hinaus auf; andererseits greifen sie in einem Streifen auch noch in den Raum südlich der Raab vor, welcher bei Feldbach, wo das Sarmatische bis an die Raab herankommt, nur eine schwache Decke darstellt, östlich und westlich dieser Stadt aber an Raum gewinnt und mächtiger wird. So setzen mittelpontische Ablagerungen, westlich von Feldbach, die Höhenzüge zwischen Kirchberg a. d. Raab, Kirchbach und Paldau zusammen und bauen östlich von Feldbach das Hügelland von Fehring, Jennersdorf bis Kapfenstein und Neuhaus hinaus auf.

Die Schichtenprofile sind im allgemeinen, abgesehen von noch zu erwähnenden Flußschottereinschaltungen, sehr einförmig und bestehen aus einem Wechsel sandig-feinkiesiger und toniger Lagen. Charakteristisch

<sup>1)</sup> Knapp nördlich des Kartenrandes von Blatt Gleichenberg bereits auf Blatt Fürstenfeld gelegen.

ist die starke Vermischung von tonigem und sandigem Material, welche mit der im allgemeinen schärferen Scheidung der Ton- und Sandkomponenten in den sarmatischen Ablagerungen kontrastiert. Ich vermute, daß die Fähigkeit des Süßwassers, die Sedimente länger suspendiert zu halten, die starke Vermischung der tonigen und sandigen Bestandteile bedingt hat. Das Größerwerden der Sandablagerungen gegen W hin deutet sich insofern deutlich an, als ich in dem untersuchten, westlichen Profile von Kirchberg a. d. Raab zum Muggendorfer Berge (östlich von Kirchbach) zahlreiche Einschaltungen feinerer und größerer Kiese zwischen den Sanden und Tonen beobachten konnte, während im O mehr Feinsande vorherrschen. Die höchste Erhebung dieses Profils, das Hocheck (481 m), besteht in ihrem oberen Teil aus grobsandigen Ablagerungen (mit Kiesen bis haselnußgroßen Geröllen), die mit Feinsanden und Tonen wechsellagern. Dagegen zeigen Profile der östlich gelegenen Gebiete, z. B. jene der Höhen nordöstlich von Fehring, das völlige Zurücktreten größerer Einschaltungen zugunsten der Tone und Feinsande. Aus diesen Schichten stammen die in der Universitätsammlung in Graz befindlichen Melanopsidenreste aus der Gegend von Söchau.

Bei Kapfenstein, wo anlässlich der Anlage eines Landes-Musterweingartens gute Aufschlüsse entstanden waren, konnte eine obere Tegellage, eine untere Sandzone, eine obere Tegellage und eine obere sandigtonige Zone festgestellt werden<sup>1)</sup>. Die untere Tegellage führt reichlich Pflanzenreste, die leider noch der Bestimmung harren. Sie ist im Dorfe Kapfenstein (hinter dem Gehöfte des Habersack) erschlossen. In gleichem Niveau fand ich schöne Blattreste westlich der Hofseiten bei Kapfenstein. Auch bei einer Brunnengrabung fanden sich (auf dem Nordende des Sandgrubrückens) in sandigen Tegeln Blattreste und in einer tieferen Lage bei einer zweiten Brunnengrabung teilweise verkohlte Holzreste, Schilfreste und Konchylien. Ich bestimmte *Planorbis* cf. *grandis*, *Melanopsis* sp. und eine Bivalve (*Unio*?). In der westlichen Fortsetzung dieses Tegelniveaus, welches stets die Schotterserie unmittelbar überlagert, fand ich am Weinkogel bei Pichla schöne Blattabdrücke.

Die mächtigere obere Sandgruppe setzt in der Umgebung von Kapfenstein mit groben Kiesen und Grobsanden ein. An den Anschläßen von Pretal (östlich von Kapfenstein) konnte beobachtet werden, daß über sandigen Tonen und Sanden des Untergrundes, diese schräg abschneidend, ein grober Kies lagert, der Gerölle bis Haselnußgröße enthält. Er ist vollgespickt mit größeren Einschüssen von Tegeln. Die auflagernden Grobsande und Kiese zeigen schöne Muldensichtung, welche wohl von submarinen Dünen herrührt.

Das Erscheinen haselnußgroßer Geröllagen im Mittelpontikum der Oststeiermark spricht dafür, daß auch in dieser Zeitphase die Flußmündungen nicht entfernt gewesen sein können. In der Tat erweist sich das vorerwähnte Kiesniveau inmitten des Mittelpontikum als weiter verbreitet und mit größeren Schotterlagern in Zusammenhang stehend.

So liegen auf den Höhen nördlich von Mahrendorf in einem analogen stratigraphischen Niveau grobe Kiese vor, die speziell in einer Grube südwestlich von Mataschen aufgeschlossen sind. Südlich des Forschkogels und an der Südseite des Stollberges (bei Gossendorf) erscheint eine Art oberen Schotterlagers, die Nähe einer Flußmündung andeutend.

Vielleicht kann seine talanfwärtige Fortsetzung in jenem bedeutenden Schotterniveau erblickt werden, welches auf der von der Straße Feldbach—Riegersburg erstiegenen Höhe des Karnerberges in die Schichtenfolge eingeschaltet ist. Hier sind mittelgrobe Schotter mit meist nußgroßen, aber auch bis über kindesfaustgroßen Geröllen, von Sanden überlagert, erschlossen. Die Breite der Schotterzone beträgt

<sup>1)</sup> Siehe das Detailprofil in „Beitrag“ S. 9 (Fig. 2, Prof. 1).



zirka  $\frac{3}{4}$  km; die Mächtigkeit des Lagers 5 m. (Typische Sandbankschichtung.) Unter den Geröllen fand ich nebst vorherrschenden Quarzen viele Gneise. (Orthogneise, Turmalin führende Gneise, Aplite usw.)

Ich halte es für wahrscheinlich, daß die weitere nordwestliche Fortsetzung dieses Schotterlagers in jenen Schotterbänken zu suchen ist — die weiter westlich auf Blatt Graz — nordwestlich von Edelsbach die Kuppenhöhen zusammensetzen. Dort sind Turmalingneisgerölle recht häufig. Das Auftreten der letzteren und die Wahrscheinlichkeit, daß der Edelsbacher Schotter westwärts mit den tieferen „Belvedereschottern“ der Umgebung von Graz in Verbindung steht, führt mich zur Annahme, daß der obere Schotterzug im Mittelpontikum von den westlichen Randgebirgen des steirischen Beckens herabgebracht wurde. Ich möchte ihn als „Karnerbergniveau“ bezeichnen.

Kleinschotter und Kieslager sind, diesem Niveau zugehörig, weiters am Straßensattel südlich von Riegersburg (an der Straße Riegersburg—Lödersdorf) und nördlich von Lödersdorf zu sehen, vermutlich einem Seitenfluß des Karnerbergflusses zugehörig.

Kieslagen, die vermutlich beilaufend in derselben Zeitspanne entstanden sind, finden sich schließlich auf den Höhen nördlich von Johnsdorf und bei Halzendorf. Bei letzterem Orte fand ich sie insbesondere am Stellberge, in zirka 340 m Höhe, abgeschlossen. Die Kiesbänke deuten durch die Neigung ihrer Deltaschichten eine Aufschüttung von SW her an.

Fossilreste sind in den mittelpontischen Schichten eine große Seltenheit. Westlich von Kapfenstein (Sandgrub) wurden Helixreste, *Melanopsis* usw. gesammelt. Außerdem fand ich eine Lage mit gut erhaltenen Konchylienresten (*Cardium* cf. *secans* Fuchs) am Liedberg nördlich von Neustift auf, wo ihre stratigraphische Position durch ihre Lagerung über dem Flußschotter als dem Mittelpontikum zugehörig festgelegt ist. Diesem Niveau können auch die von Stur erwähnten Reste von *Melanopsis Martiniana* angehören, die er von Petersdorf bei Fehring anführt.<sup>1)</sup> Schließlich vermute ich, daß auch die von J. Stiny „Lignite“ (S. 106) namhaft gemachten Reste von *Congeria spathulata* und *Neritina* vom Wirtshaus Eibel westlich von Raabau bereits dem Mittelpontikum entstammen.

### Der mittelpontische Lignithorizont.

Schon seit langem ist aus der Gegend von Fehring (Schiefer östlich von Fehring, Hohenbrugg nordöstlich von Fehring usw.) das Auftreten von Ligniten bekannt. Die üppige Schurftätigkeit der Nachkriegszeit hat an verschiedenen Stellen neue Aufschlüsse ergeben, die gezeigt haben, daß hier ein weit verbreitetes, anscheinend sehr konstantes Flözniveau, das freilich praktisch bedeutungslos ist, durchläuft. Der Flözhorizont liegt im höheren Teil der mittelpontischen Schichtenfolge, etwa 40—50 m unterhalb der Auflagerung des Oberpontikums.

Vgl. hiezu auch die Bemerkungen im montangeologischen Teil der Erläuterungen. (Blatt Gleichenberg.)

Bei Kapfenstein ist ein Flözchen am Straßensattel der Hofseiten sichtbar. Es wird im unmittelbaren Hangenden von Schilffreste bergenden Lagen begleitet (Moorkohle!), während im Liegenden ein Wurzelhorizont angedeutet ist. Kleinere Flözausbisse beobachtete ich südöstlich von Kapfenstein, bei einer Brunnengrabung in Pretal und nördlich des ersteren Ortes, südlich des Haßberges.

Aus dem Kohlengebiete von Schiefer östlich von Fehring erhielt ich durch die Freundlichkeit des Herrn Wach in Fehring Zähne eines *Hyootherium* cf. *Sommeringi*.

Nördlich von Jennersdorf (südliches Burgenland) wurde der Flözhorizont bei Magland beschürft und findet weiter nördlich, offenbar in den Ligniten der Hennersdorfer Grube, seine streichende Fortsetzung. Hier fand ich in der Kohle Holzscheiterpartien.

<sup>1)</sup> Sie stammen laut Joanneunsbericht aus einer Brunnengrabung.

Erscheint mir wahrscheinlich, wieweil erst durch die Begehungen der nächsten Jahre zu erweisen, daß die pontischen Lignite auf Blatt Gleichenberg dem Ilzer Flözhorizont angehören, in dem seit alters her ein Berghau umgeht. Übrigens dürften die Flöze nur im großen und ganzen gleichaltrig sein.

Ich vermute, daß die Kohlenbildung beiläufig jener Zeitphase entspricht, in der sich das obere Karnerbergschotterniveau gebildet hat. Indem der Seespiegel zurücktrat, entstanden auf den vielleicht etwas höher gelegenen Teilen des Grundes Moore und Küstewälder, während in den Depressionen anfänglich die limnische Sedimentation noch vor sich ging, um alsbald dem Vordringen der Flüsse und ihren Schuttkegeln zu weichen.

### **E. Ältere pontische Brandungsterrassen am Gleichenberger Massiv und an den paläozoischen Höhen. (Siehe Fig. 10, S. 417.)**

Auf der Nordost- und Ostseite des Gleichenberger Massivs konnte ich an drei Stellen grobe Brandungskonglomerate, die aus wohlgerundeten Trachyt- und Andesitmaterialien zusammengefügt waren, auffinden. Durch ihre ausschließlich aus Eruptivmaterial bestehende Zusammensetzung, durch ihre Höhenlage, durch die walzenförmig gestalteten Gerölle und gute Zurundung der Komponenten und durch ihre Anlagerung als „Strandhalde“ an ein Felsriff erscheint ihre Entstehung als Brandungsbildung sichergestellt. Sie liegen bis zu 100 m über der Hangendgrenze des Obersarmats und bis zu 200 m über dessen Basis; sie können daher nicht mit dieser Stufe, deren Brandungsterrassen in tieferem Niveau den Gleichenberger Kogel umsäumen, in Verbindung gebracht werden. Dagegen stehen die Brandungskonglomerate in deutlicher Beziehung zu den älteren pontischen Sedimenten.<sup>1)</sup>

Am Ostgehänge der Absatzkuppe (= östlichste Kuppe des Gleichenberger Massivs) findet sich unmittelbar über dem Andesit eine ausgedehnte Masse von Brandungsschotter mit bis weit über kopfgroßen, wohlgerundeten Blöcken in etwa 400 m Seehöhe. Diese Lage, welche über dem Niveau des Sarmats aufliegt, weist auf eine noch höher gelegene, zugehörige Brandungsplattform hin, als welche ich die im Niveau von zirka 430 m auflretende, zum Teil mit mittel- und unterpontischen Schichten verdeckte Felsterrasse auffassen möchte, auf welcher die oberen Gehölfe von Absatz liegen. Ich halte diese Brandungskonglomerate und die Terrasse auf der Höhe von Absatz für unterpontisch, da den erstgenannten am Ostabhänge der Höhe der mittelpontische Basisschotter (Quarzschotter) deutlich auflagert.

Ein weiterer Rest von Brandungskonglomerat lagert oben auf der Höhe der östlichsten Kuppe des Gleichenberger Massivs, nördlich von Absatz (Kuppe 470). Die Brandungsgerölle überdecken hier in einer Höhe von etwa 460 m eine Andesitplattform. Südlich des „Grabenseppl“ fand ich in einem Block feinkörnigen, andesitischen Brandungskonglomerats Melanopsisreste, die das pontische Alter erhärten.

Eine zweite Scholle von Brandungskonglomerat lagert der Kuppe nördlich des Eichgrabens (westlich des Grabenseppls) an. Hier sind bis weit über kopfgroße, gerundete und walzenförmige Brandungsgerölle von Andesit in mehreren Metern Mächtigkeit aufgeschlossen. Sie befinden sich hier in einer Seehöhe von 440—450 m und bilden eine Strandhalde am Andesitgehänge, überlagert von mittelpontischen Schichten (Sanden und Tonen). Ich sehe hier mittelpontischen Brandungsschotter.

Ein dritter Punkt, an dem Brandungskonglomerat aufliegt, ist der Ostabfall des Bscheidkogels, wo ein kleiner Rest gerollten Materials in zirka 480 m Seehöhe dem steilen Trachytgehänge angeklebt ist.

Hier vermute ich bereits eine oberpontische Brandungsbildung, deren Abrasionsform im Gipfelplateau des Bscheidkogels zu suchen wäre.

<sup>1)</sup> Vgl. hierzu die Bemerkungen im „Beitrag“, S. 11—13 und das Profil dortselbst, Fig. 3, Pr. 4 (S. 12).

Überblickt man diese Verhältnisse, so zeigt es sich, daß dem Ostabfall des Gleichenberger Massivs in etwa 440 *m*, dann in 470 und 530—540 *m* breite Plattformen vorgelagert sind, an deren Abfall, und auch auf ihnen selbst, Brandungskonglomerate abgelagert wurden. Am Nordostabfall des Gleichenberger Massivs ist somit die Brandung mehrerer pontischer Seephasen bis über 500 *m* Höhe hinauf anzunehmen.

Wie das Hinaufreichen von Quarzgeschieben über das Niveau der Plattform und die Reste hochgelegener Schotterablagerungen unter anderem erweisen, hat freilich hernach (im jüngeren Pontikum) noch eine Verschüttung der Plattform mit Kiesen, Sanden und Quarzschottern stattgefunden. Die gegenwärtige, in breiten Terrassen in einer Seehöhe von 470—500 *m* in Erscheinung tretende Abflachung an der Nordostflanke des Gleichenberger Massivs ist demnach nicht direkt als die Abrasionsfläche des (mittelpontischen) Sees, sondern als die durch selektive Erosion aus jüngerer Verschüttung wieder herauspräparierte, durch Zerschneidung stärker modellierte, alte Brandungsplatte aufzufassen.

An der Nordseite des Gleichenberger Massivs sind zwar keine höher gelegenen Brandungskonglomerate mehr erhalten, wohl aber tritt eine auffällige Felsplattform hervor, die auf der Nordseite des Bscheidkogels<sup>1)</sup> und besonders deutlich an jener des Gleichenberger Kogels sichtbar ist. Sie erreicht hier mehrere hundert Meter Breite. Während die Brandungsplatte bei Ansatz 470 *m* Seehöhe aufweist und am Bscheidkogel um 480 bis 490 *m* liegt, erscheint sie am Nordabfall des Gleichenberger Kogels in über 510 *m* Höhe. Dieses Ansteigen entspricht einer jungen Verbiegung der Terrasse und kommt in gleicher Weise in dem gegen Westen sich geltend machenden höheren Hinaufreichen pontischer und sarmatischer Sedimente zum Ausdruck. Die Brandungsform ist nachträglich verstellt, vielleicht auch von einem Bruch durchschnitten worden.

Auf der Südseite des Gleichenberger Massivs ist eine seit den ältesten Zeiten hekannte, schon 1820 von Leopold von Buch beschriebene Schotterbildung erhalten, welche beim „Mühlsteinbruch“ den Südabfall des Bscheidkogels bedeckt. Sie lagert einer Plattform auf, welche sich von 500 *m* flach auf etwa 460 *m* absenkt. Weiter westlich ist ein entsprechender, terrassenförmiger Vorsprung am Südsaum des Gleichenberger Kogels, wieder etwas höher gelegen. (Über 500 *m*.)

Es wäre schwer verständlich, welche Kraft an diesen isoliert aus der Ebene aufragenden Felsbergen eine ringsum unlaufende Plattform hätte erzeugen können, wenn es nicht Brandungswirkung gewesen wäre. Ich glaube, daß auch die Uranlage dieser Terrassen auf die Brandungswirkung des pontischen Sees zurückgeht.

Welcher Phase des pontischen Sees entsprach die Bildung dieser besonders ausgeprägten Brandungsplattform? Die mittelpontischen Ablagerungen verschütteten, wie man deutlich am Bscheidkogel sieht, bereits die Brandungsterrasse. Ihre letzte Ausgestaltung ist daher älter

1) = Östlicher der beiden Gleichenberger Kogel.

als das Ende des Mittelpontikum. An der Höhe nördlich des Eichgrabens greifen ebenfalls mittelpontische Sedimente auf die Plattform über und überdecken die Strandhalde. Andererseits liegt die Terrasse schon 50—70 *m* über dem mittelpontischen Basisschotter. Das läßt schließen, daß die Entstehung der Brandungsplattform jünger ist als das „Unterpontikum“ und im Verlauf des Mittelpontikums entstanden ist.

Brandungswirkungen am paläozoischen Massiv. Oberhalb der sarmatischen Brandungsterrasse ist auf der Südseite des Stadelberges in 330—340 *m* Höhe eine Felsplattform entwickelt, die von quarz- und schieferreichen Schottern, vom Aussehen der Brandungskonglomerate (mit bis kopfgroßen Geröllen) eingenommen wird. Darüber lagern Sandbildungen. Da nur wenig tiefer (in 300—340 *m* Seehöhe) die unterpontischen Tegel lagern, welche auch hier auf einen höheren Wasserstand schließen lassen, so wird der Brandungsplattform ein unterpontisches Alter zuzuschreiben sein. Auf der Ostseite des Rotenberges liegt eine analoge, mit kiesig-sandigen Bildungen bedeckte Terrasse, hier aber — dem allgemeinen westlichen Ansteigen der Scholle gemäß — zwischen 360 und 370 *m* Seehöhe.

Auch das Übergreifen der mittelpontischen Ablagerungen und ihres Basisschotters über die östlichen, paläozoischen Aufbrüche (östlich des Stadelberges) scheint im wesentlichen über eine durch Brandungswirkung des Unterpontikums geschaffene Abrasionsform zu erfolgen.

Wir finden am Stadelberg auch noch die Anzeichen einer jüngeren, höhergelegenen, verschütteten Plattform. Unmittelbar unter der Kammlinie zieht sich in 360—380 *m* Höhe eine Terrassenleiste hin. Daß ihre Anlage bereits in pontische Zeit zurückgeht, beweist das Auftreten von Grobschotter an ihrer Basis, der von Sanden überlagert wird. Die Schotter liegen etwa bei 370 *m* Höhe, die Sandüberdeckung reicht bis auf das Kammniveau (413 *m*) hinauf. Das Alter dieser Schichten, und somit wohl auch der unterlagernden Terrasse, ist mittelpontisch.

Das paläozoische Massiv läßt also, wie gezeigt wurde, zwei in 40 *m* Höhenabständen übereinander angeordnete Terrassen erkennen, die dem Übergreifen des unterpontischen Sees und jenem des Mittelpontikums mit hinreichender Begründung zugeschrieben werden können.

### **F. Das Oberpontikum (Höheres Pontikum).**

Bei Beginn meiner Untersuchungen fiel es mir stets auf, daß man aus dem (mittel)pontischen Gebiet von Fehring und Kapfenstein, mit seinen vorherrschend feinkörnigen Sedimenten gegen O wandernd, jenseits der burgenländischen Grenze wieder in einen Raum gelangt, in dem grohklastische Ablagerungen (grobe Sande, Kiese und Kleinschotter) vorherrschen. Die Aufnahme hat ergeben, daß hier bei flacher östlicher und nordöstlicher Absenkung der Schichtfolge jüngere, pontische Horizonte sich auf die mittelpontischen Schichten auflegen. Ich habe sie seinerzeit als oberpontisch bezeichnet und gebrauche hiefür jetzt höherpontisch als Synonym.

Das Hauptschotterlager an der Basis des Höherpontikums („Taborer Schotter“). Schon in hohen Lagen des Mittelpontikums stellen

sich Kiesbänke häufiger ein. Dann aber erscheint ein durch seine grobe Beschaffenheit ausgezeichnetes, mächtigeres Kieslager (Kleinschotter), das Gerölle bis über Nußgröße enthält und als Basis des Höherpontikums angenommen wird. Es erscheint auf burgenländischem Boden zwischen Lafnitz und Raab, weiters zwischen Raabtal, Neuhaus und Oberlimbach.

Im Gegensatz zu den älteren Grobschottern des Pontikums zeigt dieser „Basalschotter des Höherpontikums“, für den ich den Namen „Taborer Schotter“ vorschlage, eine einheitliche, flächenhafte Verbreitung bei durchschnittlich feinem Korn. Seine Entstehung ist wohl nur unter der Voraussetzung verständlich, daß hier von einem großen Flusse aus, dessen Mündung vielleicht am Nordgehänge des Gleichenberger Kogels sichtbar wird, ein ausgedehntes Kies- und Schotterdelta — zum Teil trocken-gelegt als Schuttkegel — weithin ausgebreitet wurde.

Auf wenigen hochgelegenen Punkten finden sich schon westlich des geschlossenen Verbreitungsbereiches der höherpontischen Schichten isolierte Denudationsrelikte derselben. Der westlichste Bereich liegt am Gleichenberger Massiv, speziell am Südabfall des Bscheidkogels. Hier liegen die bekannten Quarzkonglomerate des Mühlsteinbruches in 450 bis 470 m Seehöhe; ein klassischer Fundort für fossile Hölzer, die schon in dem Werke von Unger eine erste, grundlegende Beschreibung erfahren haben. Neuerdings hat ein Schüler Professor Kubarts, Herr Steinböck, eine Neubearbeitung der fossilen Flora von Gleichenberg durchgeführt, leider aber noch nicht veröffentlicht.

Das Auftreten sehr grober Liegendschotter im Mühlsteinbruch zeigt an, daß hier ein Fluß mit kräftigem Gefälle geflossen sein muß. Daraus, dann aus der Geröllzusammensetzung und der immerhin nicht unbeträchtlichen Mächtigkeit der Schotter- und Kiesbänke kann geschlossen werden, daß es eine der Hauptentwässerungsadern des steirischen Beckens gewesen ist.

In den Schottern des Mühlsteinbruches kommen nicht nur reichhaltig Holzstücke, sondern auch ganze Baumstämme vor, von welcher letzteren eine Kollektion in einem Pavillon im Park der Villa Wickenburg im Kurort Gleichenberg ausgestellt ist. Ange-schliffene Holzreste sind im Kursalon in Gleichenberg in einem Schaukasten sichtbar. Reichlich sind unter den fossilen Hölzern Koniferenzapfen und Früchte von Laubbäumen enthalten (siehe Tabelle im phytopaläontologischen Teil der „Erläuterungen“). An tierischen Resten wurden erwähnt: *Melanopsis Martiniana* und *Unio*. Ferner fand ich vor Jahren den Schenkelknochen von Säugern, die von Ehrenberg als: Femur-Oberende von *Tapirus* und als Humerus-Unterende eines *Artiodactylen* bestimmt wurden.

Die Schotter des Mühlsteinbruches sind stark verkieselt, u. zw. wohl als Folgeerscheinung postvulkanischer Prozesse (Kieselsäure ansäuernde, warme Quellen!). Dieser Umstand hat die Erhaltung der Konglomerate auf der Höhe des Trachytberges ermöglicht, während ringsum die Landschaft bereits tief unter das ursprüngliche Aufschüttungsniveau abgetragen erscheint. Über die Lagerungsverhältnisse im Mühlsteinbruch kann hier noch folgendes mitgeteilt werden: Die Basis bilden hier, wie schon Unger beschreibt, Grobschotter, welche Gerölle enthalten, die nicht nur Faustgröße, sondern auch noch größere Dimensionen erreichen. Es sind durchaus alpine Gesteine, von sehr guter Abrollung, vorherrschend Quarze und Kieselschiefer, die wohl aus der Weststeiermark durch einen recht transportkräftigen Fluß herbeigetragen wurden. Über dieser tieferen Lage, in welcher große Baumstämme — offenbar als Treibhölzer — eingebettet angetroffen wurden, lagern in dem leider seit dem Kriege eingestellten Bruche Kiese und Kleinschotter mit sandigen Zwischenlagen. Kopfgröße Geröllblöcke von Trachyt sind dem Quarzkies eingebettet. Die Lagen zeigen deutliche Schrägschichtung und enthalten im wesentlichen drei Streifen mit reichlich eingeschwemmten Holz- und Fruchtresten.

Hart neben dem Bruche, in dem nördlich davon verlaufenden Hohlwege, fand ich eine ganz andere Sedimentfolge erschlossen, die aus glimmerreichen Sanden und feinen Tonen besteht. Es kann nach dieser Sachlage keinem Zweifel obliegen, daß die letztere in das Liegende der fluviativen Folge gehört und daß sich die oberpontischen Schotter und Kiese an einer Talwand, diskordant, diesen vermutlich mittelpontischen Schichten anlegen. Unter dem Schutz der an- und übergelagerten verkieselten Konglomerate sind die letzteren hier erhalten geblieben.

Vielfältige Begehungen haben gezeigt, daß sich vom Mühlsteinbruch aus an dem aufsteigenden trachytischen Höhenrücken des Bscheidkogels, bis über 50 m Höhe, zuerst noch zusammenhängende Sandschichten, dann aber nur mehr einzelne Gerölle verfolgen lassen. Man sammelt hier meist kleinere Gerölle, aber selten auch nußgroße oder größere. Auch die Hänge des Bscheidkogels sind mit Geröllen überstreut.

Westlich vom Mühlsteinbruch fand ich zahlreiche Quarzgerölle noch höher auf dem südlichen Vorsprunge des Gleichenberger Kogels in etwa 550—560 m Seehöhe.

Ostwärts des Mühlsteinbruchs treten Ablagerungsreste hochgelegener Quarzschotter am Absetzrücken in einer Seehöhe von etwa 440 m auf. Hier läßt sich deutlich feststellen, daß sie jünger sind als der (basale) mittelpontische Schotterzug, welcher sich erst etwa 40 m tiefer dem Gehänge dieser Kuppe anlagert.

Aus diesen Beobachtungen, dann aus der die Höhenlage mittelpontischer Schichten weit übersteigenden Position der vorerwähnten Geröllbildungen erweisen sich die Schotter des Mühlsteinbruchs, jene des Gleichenberger Kogels und jene von „Absetz“ als dem höheren Pontikum angehörig. Ihre Ähnlichkeit mit den höherpontischen Schottern des geschlossenen, östlichen Verbreitungsbereiches bekräftigt diese Annahme. Wir haben also mit einer höherpontischen, mindest 100 m mächtigen Einhüllung des Gleichenberger Massivs zu rechnen, von deren oberen Teilen nur noch einzelne Gerölle, von deren Basis aber noch geschlossene Schotter- und Kiesbänke erhalten geblieben sind.

Die höheren Lagen im Mühlsteinbruche bei Gleichenberg sind wohl auch noch unter fließendem Wasser, aber anscheinend schon bei verlangsamer Wasserbewegung, im Bereich eines Flußdeltas, zur Ablagerung gelangt.

Während wir ältere Flußläufe (Kapfensteiner Fluß, Karnerbergfluß) im N der Gleichenberger Höhen, beiderseits des Raabtals, feststellen konnten, sehen wir nun in dem höheren Pontikum eine Flußverbindung am Südsaum der Gleichenberger Höhen ihren Lauf nehmen, hier sich an eine alte Talwand anlehnend. Die genannten Schotter bilden wohl den Ausgangspunkt für jene Kleinschottermassen, die wir in geschlossener Verbreitung, als Basis des Höherpontikums, im südlichen Burgenlande auftreten sehen.

Viel näher liegen dem geschlossenen Verbreitungsbereich höherpontischer Schichten einige Denudationsrelikte, die im Bereiche der Tuffberge von Fehring über Mittelpontikum auftreten. Sie bestehen aus Kies- und Kleinschotterlagen, die ich an drei Stellen, an den höchsten Punkten in diesem Terrain, antraf.

Die Lagerung der Basisschotter im geschlossenen Verbreitungsbereich mögen nachstehende Angaben erläutern. Die besten Aufschlüsse trifft man bei Aschbach (südöstlich von Fehring) in einem durch Rutschungen stark heimgesuchten Graben-



Fig. 15. Schk = Kiese und Kleinschotter, Sd = Sande, Sdk = Sande und Kiese, Fs = Feinsande, T = Tone.

schluß.<sup>1)</sup> Hier fand ich die Basalschotter und Kiese des höheren Pontikums in einer Mächtigkeit von über 30 m erschlossen. Eine Schotterlage mit Kiesen bildet die Basis. Darüber folgen 4 m Sande, hierauf 5 m Schotter, Kies und Grobsand und hernach 3 m fluvial geschichtete Schotterbänke mit haselnuß- bis nußgroßen Geröllen. Eine Sandlage liegt darüber. Diese letzteren Sande werden taschenförmig eingreifend von einem 12 m mächtigen Schotterkomplex mit Sandzwischenlagen überdeckt, der an der Basis grobkörnige Lagen (mit über nußgroßen Geröllen) enthält. Der Schotter geht nach oben in Sande und Kiese über und wird schließlich von Ton (1 m) und gelblichem Sand (2 m) überlagert. Man gewinnt das Bild einer ausgesprochen fluvialen, unter strömendem Wasser zur Ablagerung gelangten Schichtenfolge, wobei aber das mäßige Korn der Geröllagen auf ein geringeres Gefälle des zubringenden Flusses schließen läßt. Die Erosionsdiskordanz im Profil deutet an, daß Aufschüttung und Zerstörung der Flußablagerungen miteinander abgewechselt haben. Die Kreuzschichtung in den weniger grob struierten Partien läßt auf fortwährend sich verschiebende Sanddünen im Allwasser des Flußbereiches schließen. Die Gerölle, die ich hier beobachtete, waren vorherrschend Quarze, daneben aber zahlreiche Einschlüsse von Gneisen, oft stark kaolinisiert, dunkle Kieselschiefer, Glimmerschiefer und Tonschiefer.

Bei Schloß Tabor (nördlich von Neuhaus) sind dieselben Schichten in einer Grube erschlossen, wo sie fluviale Schichtung und die Einlagerung eines 1 m mächtigen fluvialen Lehms zeigen, der eine Mulde zwischen den Schotterbänken erfüllt. Zahlreich sind die Einschlüsse von Tegeln im Schotter (Abtragung im Einzugsgebiete!).

Östlich und auch westlich von Taura liegen weitere größere Aufschlüsse (siehe Fig. 15) im Schotter. Hier tritt ein 10 m mächtiger, tieferer und ein 6 m mächtiger, höherer Schotterkomplex auf, die durch 4 m Sand und Tone getrennt sind. Über der höheren Schotterlage stellen sich mächtigere Sande und Tone ein. Die Gerölle sind über nußgroß. Muldenschichtung (Dünenschichtung) ist herrschend. Tonlinsen mit Pflanzenresten (Wurzeln?) sind eingelagert.

Interessant sind die Aufschlüsse in den Ziegeleien von Jennersdorf, da sie auf die Entstehung der Ablagerung ein Licht werfen. Es sind hier innerhalb der höherpontischen Basalbildungen zwei Serien erkennbar, jede mit ähnlicher Schichtenfolge: Zu unterst lagert ein 2-40 m mächtiger Quarzsand mit nur feinen Kieslagen. Er wird von 40 cm ungeschichtetem Lehm überlagert, der durchaus von rostig anwitternden Röhrchen durchsetzt ist und zahlreiche polierte Geröllchen enthält. Ich halte ihn für eine Bildung im Alluvialfeld eines Flusses mit durch den Wind geschliffenen, eingewehten Körnern.

Darüber folgt der zweite Zyklus: 50 cm Schotter mit haselnußgroßen Geröllen leiten ihn ein, 40 cm diagonal geschichteter Sand mit groben Kieslagen folgt darüber. Er wird von einem sandigen, schweren, ungeschichteten Lehm mit polierten Geröllchen, welche unorientiert darin stecken, überdeckt. An der Basis des Lehms ist dieser wieder von rostigen Röhrchen nach Art eines Wurzelgellechtes durchzogen. Der Lehm füllt die Vertiefungen der Kiesmulde aus. 6 m geschichtete Sande und Tone bilden das Hangende. In diesen Aufschlüssen von Jennersdorf liegen also die Anzeichen für zwei zeitlich eng

<sup>1)</sup> Vgl. das Profil in „Beitrag“ S. 9 (Fig. 2, Prof. 6).

aufeinanderfolgende Strombetten eines sehr gefällsarmen Flusses vor, welcher zweimal über seinen Schottern, Kiesen und Sandbänken Alluviallehm ausgebreitet hat. Aus dem Raum von Neuhaus ziehen die Schotter in gleichartiger Ausbildung und Entwicklung über die österreichische Grenze nach Jugoslawien hinüber. Hier sind bei Dolits wiederum mehrere Schotterlagen mit nußgroßen Geröll- und Sandzwischen-schichten feststellbar. Analoge Schotterbildungen erstrecken sich im Hangenden des hier absinkenden Mittelpontikums an den Höhenrücken bis über Oberlimbach südwärts hinaus.

**Höherpontische Sand- und Tonbildungen.** Über dem Basisniveau baut sich nun eine mindest 150 m mächtige, limnische Folge feinkörniger, höherpontischer Ablagerungen auf. In ihrer faziellen Ausbildung macht sich gegenüber dem Mittelpontikum insofern ein Unterschied geltend, als nimmehr die Feinsande in stärkerem Maße, als es bei letzteren der Fall ist, gegenüber den Tonen vorherrschen, wenngleich auch hier Toneinschaltungen nicht fehlen. Im wesentlichen kann man aber die höherpontische Schichtenfolge als eine planparallel geschichtete Sand- und tonige Sandmasse charakterisieren. Größere, zusammenhängende Aufschlüsse sind selten; nur am Südgehänge des Lafnitztales fand ich solche.

In den höheren Lagen dieses Komplexes stellen sich wieder Kies-einschaltungen ein, die die Nähe von Flußmündungen andeuten. Infolge der allgemein gegen O gerichteten Neigung des Schichtenkomplexes treten diese höheren Lagen in den östlichen Teilen hervor. So zeigt sich eine solche Kieslage oben auf den Hügeln nordwestlich von Mogersdorf (westlich von St. Gotthard a. d. Raab); dann bei Kote 324 nördlich von Heiligenkreuz (im Nordosteck des kartierten Gebietes); auf der Höhe des Holzmannberges (südöstlich von Oberdrasen), am Luisenberg und Jonkeberg (südwestlich, bzw. westlich von Ober-Zeming im ungarischen Gebiete), am österreichisch-ungarisch-jugoslawischen Grenzpunkte (Kote 380), bei Türke und auf den Höhen des Popelšek bei Oberlimbach. Sie markieren das Herannahen einer neuerlichen und endgültigen Phase landfesten Zustandes, welche den Beginn des letzten Abschnittes des Pontikums — des Jungpontikums — charakterisiert.

Die höherpontischen Ablagerungen sind bis jetzt in paläontologischer Beziehung uninteressant. Wenn man von den tierischen Funden und den eingangs besprochenen Holzresten im Mühlsteinbruch bei Gleichenberg absieht, sind außer unbestimmbaren Stengelresten keine Fossilien daraus bekannt geworden. Anscheinend konnten sich in der vorherrschend sandigen Sedimententwicklung nicht einmal Blattreste erhalten.

Die Schichtfolge, welche aus einem vielfältigen Wechsel horizontal geschichteter, feiner Sande und Tone besteht, ist eine so einförmige, daß ein näheres Eingehen auf Einzelprofile sich erübrigt. Das Bildungsmedium der höherpontischen Sande und Tegel wird aber trotz des Fehlens von Fossilien als ein limnisches anzusehen sein, da sich die Schicht-horizonte auf weitere Erstreckung in horizontalen Bänken mit planparalleler Schichtbegrenzung verfolgen lassen und keine Anzeichen von fluviatiler Sandbankschichtung oder von Diskordanzen erkennen lassen. Es sind wohl Ablagerungen in einer stark unter fluviatilen Einflüssen stehenden Bucht des pontischen Sees gewesen, mit reinem Süßwassergehalt, wo sich aber in dem durch starke Sedimentzufuhr von den



Flußmündungen her stets bewegten und getrübten Wasser organisches Leben nicht reichlicher entfalten konnte. Die Nähe der Flußmündungen kündigt sich ja auch in den besonders an der Basis zu beobachtenden, gleichsam vortastenden Einstreuungen von Quarzschotterkegeln an.

Höherpontische Brandungsterrassen. Nur am Gleichenberger Massiv kann man — vermutungsweise — Brandungsterrassen aus der oberpontischen Seephase voraussetzen. Hier reicht ja die höherpontische Schichtenserie hoch am Gehänge hinauf. Nur wenig darüber dehnt sich das Gipfelplateau des Bscheidkogels (um 550 *m*) und des Gleichenberger Kogels (596 *m*) aus. Jedenfalls ist die Entstehung dieser Abflachungen durch junge, flächenhafte Abtragungen bedingt und man kann vermuten, daß hier eine höherpontische Abrasionsterrasse vorliegt, die an den beiden Kuppen infolge jüngerer Störungen in verschiedener Niveaulage aufritt

### G. Jungpontische Ablagerungen. (Fig. 16.)

Das jüngste Schichtglied der pontischen Stufe sind grobe Flußschotter, die die vollständige und endgültige Verlandung des steirischen Beckens anzeigen. Von diesen jungpontischen Ablagerungen sind aber nur mehr wenige Reste erhalten; von solchen, die noch in Zusammenhang mit den älteren pontischen Bildungen stehen, überhaupt nur der Schotteraufrag am Höhenrücken des Silberberges, südlich von Jennersdorf (am jugoslawisch-ungarischen Grenzkamm). Schon Ludwig v. Loczy („Die geologischen Formationen der Umgebung des Balaton“, S. 498) hat die eigentümliche Position der Schotter am Silberberge erkannt, war sich aber über ihr stratigraphisches Niveau nicht im klaren (Fig. 1, S. 396).

Begehungen haben gezeigt, daß sich die Silberberger Schotter konkordant und durch Wechsellagerung aus den höherpontischen Sandkomplexen entwickeln und wie diese noch am Aufbau der Landschaft Anteil nehmen. Ihre Mächtigkeit beträgt im Gebiete des Silberberges 80 *m*. Ihre Obergrenze ist eine Denudationsfläche, so daß ihre ursprüngliche Mächtigkeit wahrscheinlich beträchtlich größer gewesen ist. In bezug auf die Beschaffenheit gleichen die jungpontischen Bildungen mehr den Terrassenschottern des höheren Pliozäns und des Quartärs, ihrer Lagerung nach schließen sie sich aber enge an das Pontikum an. Ich habe die Grenze zwischen dem „Höheren Pontikum“ und dem „Jungpontikum“ dort angesetzt, wo sich über den Sandlagen des höheren Pontikums mit ihren Kiesbänken kompaktere Geröllagen einstellen, die schon nuß- bis kinderfaustgroße Geschiebe enthalten. Nach anfänglicher Wechsellagerung mit Sanden setzt darüber eine fast einheitliche Schottermasse an, in welcher ich nur eine einzige Sandeinschaltung aufgefunden habe (im Silberbergprofil). Im tieferen Teil des Schotters herrschen Gerölle über Nußgröße vor, im höheren Teil solche bis über Kindesfaustgröße, wobei auch einzelne faustgroße Gerölle aufgesammelt werden konnten. So macht sich eine zunehmende Steigerung in der Transportkraft der Flüsse geltend. Als Gerölle sammelte ich am Silberberg ganz vorherrschend Quarze; daneben sind Kieseliefer-, Gneis- und Schiefergerölle vorhanden.

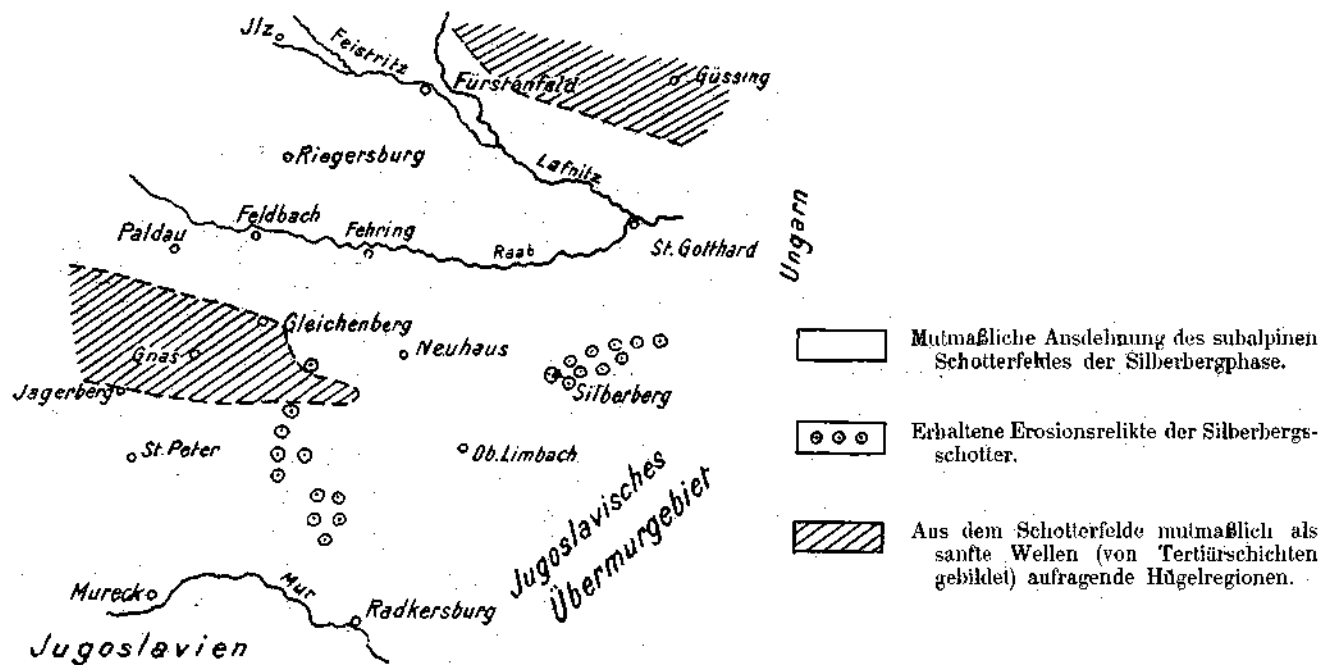


Fig. 16. Das südoststeirische Becken im Jungpontikum.

Vom Silberberg aus zieht sich das Band jungpontischer Schichten über den Stroski Vrh (Grenze des kartierten Gebietes) bis zum Katharinaberg (südsüdwestlich von St. Gotthard) hin, indem es den höheren Teil des Bergrückens aufbaut. Westlich dieses Verbreitungsgebietes konnte ich am Luisenberg (nordwestlich des Silberberges) und am Jonkeberg (nördlich von Ober-Zeming) kleine Denudationsreste der jungpontischen Basis, in Wechsellagerung mit Sanden und Kiesen, feststellen.

Wie das höhere Pontikum, so endet auch das Jungpontikum mit einem freien Schichtausstrich gegen W. Weiter westwärts ist es fast vollkommen der Denudation anheimgefallen. Und doch haben wir sichere Anzeichen dafür, daß es einstens den ganzen, westlich anschließenden Raum von Oberlimbach, Neuhaus, Kapfenstein, Fehring und Jennersdorf bis über Feldbach und Riegersburg hinaus bedeckt hat. Denn die Basalttuffe der genannten Örtlichkeiten enthalten allenthalben nicht nur in Form einzelner Gerölle, sondern auch in zusammenhängenden, in die Tuffe eingebackenen Schollen Reste der jungpontischen Sedimentdecke, welche sie noch durchbrochen haben. Die Herkunft dieser Gerölle etwa aus tieferen Schotterlagen abzuleiten, geht nicht an.

Die oberpontischen Basisschotter enthalten nicht jene groben Gerölle, welche man in Tausenden von Exemplaren als Einschlüsse in den Basalttuffen antrifft. Die tieferen pontischen Schotterlager (mittelpontische Schotter) sind aber im Bereiche der gerölleführenden Basalttuffe (z. B. bei Neuhaus, Oberlimbach, Jennersdorf usw.) vielfach nicht mehr entwickelt, auch von durchschnittlich weniger grober Beschaffenheit und vor allem zu geringmächtig, um die so reichlich auftretenden Einschlüsse im Tuff zu erklären. Zudem erscheint die Füllung des Schlotes mit Material vorwiegend aus den Hangendschichten, die trichterförmig bei der Explosion ausgeblasen wurden, wahrscheinlich als die Heraufförderung aus liegenden Bänken. So halte ich es für ausgemacht, daß die Grobschottereinschlüsse des basaltischen Tuffgürtels aus einer heute schon vollständig abgetragenen Hangenddecke abzuleiten sind, die als jüngstes Schichtglied, in bedeutender Mächtigkeit, seinerzeit das Gebiet beiderseits der Raab bis in die Fürstenfelder Gegend nach N und bis ins Murtal nach SO eingenommen hatte.

Man ist erstaunt, welche Fülle von Schottern die Tuffe von Oberlimbach enthalten, in welchen solche von Doppelfaustgröße vorkommen. Im Tuff von Neuhaus sind die Gerölle sehr häufig und in ganzen Schollen eingebettet, so daß hier F. Stoliczka eine Wechsellagerung von Tuff und Schotter voraussetzte. Im südlichen Neuhauser Tuffdurchbruch (nördlich von Krottendorf) ist eine hausgroße Scholle von Schottern im Tuff vorhanden, die ich selbst zuerst für anstehend hielt. Der Kapfensteiner Tuff ist gespickt mit Schottergeröllen und zeigt eine mehrere Kubikmeter große, eckig begrenzte Schotterscholle im Tuff. Auch die Fehringertuffe sind sehr reich an groben Quarzgeröllen. Bei Burgfeld bilden sie eine unter vulkanischer Einwirkung rotgebrannte, größere Scholle. An dem östlich des Fehringertuffgebietes gelegenen, selbständigen Durchbruch von Aschbuch sind geradezu Schottertuffe entwickelt, in welchen stellenweise die Quarzgerölle vorherrschen. Auch der Tuff nordwestlich von Jennersdorf (bei Krieselstein) erscheint zu wesentlichen Teilen aus groben Schollen jungpontischen Schotters zusammengesetzt; desgleichen die ungeschichtete Trichterfüllung des Tuffs von Altenmarkt, westlich von Riegersburg. Schließlich konnte ich auch größere Schotterschollen in den Tuffen von Perteisstein, in jenen des Forschtkogels bei Gossendorf, in den Feldbacher Tuffen und in dem Edelsbacher Durchbruch beobachten. Dagegen konnte ich in den südwestlich gelegenen Tuffdurchbrüchen: in den Gleichenerger Ausbrüchen (Röhrkogel, Wirberge, Mohrenkogel), sowie in den nordöstlichen (bei Güssing) keine, bzw. nur wenig Schotterreste antreffen.

Das überreiche Auftreten von groben Schottereinschlüssen in dem Hauptverbreitungsbereich der basaltischen Tuffdurchbrüche, ihr Fehlen in den südwestlichen Tuffen wird verständlich, wenn man die von mir

schon an anderer Stelle beschriebenen Erscheinungen im Basaltgebiet des Hochstradens und in jenem von Klöch in Rücksicht zieht. Hier hat es sich ergeben, daß die Basaltdecke des Hochstradens diskordant über ein Erosionsrelief übergreift<sup>1)</sup>, an dem teils Congerientegel (unterpontischen Alters), teils obersarmatische, teils mittelsarmatische Schichten zutage treten. Zwischen den Basalten und dieser Unterlage schalten sich aber stellenweise, speziell im Südtteil der Lavadecke des Hochstradens und unter den Tuffen des Klöchergebietes, Grobschotter ein, die ihrer Beschaffenheit nach vollkommen den jungpontischen Schottern des Ostens gleichen (nuß- bis über faustgroße Gerölle). Aufschlüsse an der Westseite des Neusetzberges haben einwandfrei ergeben, daß der Grobschotter diskordant seiner Unterlage, in die er taschenförmig eingreift, aufgelagert ist. Schon in meiner Arbeit vom Jahre 1921 habe ich das jüngere pontische Alter dieser präbasaltischen Schotter dargelegt.<sup>2)</sup>

Weiter im N setzen diese Schotter unter der Basaltdecke des Hochstradens (nördlich des Rosenberges) aus und erscheinen erst wieder an deren äußerster Nordspitze, unter dem Basalt südlich von Kornshober hier nur in einer geringmächtigen Lage.

Ich ziehe aus diesen Beobachtungen den Schluß, daß sich im südlichen Teil des oststeirischen Vulkangebietes, im Gleichenberger-Gnaser Gebiet, am Hochstraden und im Klöcher Massiv schon in höherpontischer und dann in jungpontischer Zeit im Gefolge tektonischer Aufwölbungen starke Abtragungen ereignet hatten, während in den östlich und nordöstlich davon gelegenen Räumen, beiderseits des Raabtales und über die paläozoischen Höhen bis zur Murebene hinaus mächtige Schotteraufschüttungen vor sich gegangen sind. Die aufgewölbte Zone wurde flächenhaft zuerst bis auf mittelsarmatische Sedimente abgetragen, um sodann randlich wieder mit geringmächtigen jungpontischen Flußschottern überdeckt zu werden. Unter der darüber geschlossenen Lavadecke des Hochstradens sind diese Lagerungsverhältnisse erhalten geblieben.

So können wir am Blatte Gleichenberg in jungpontischer Zeit einen doppelten Schotterstrang feststellen. Ein nördlicher Schotterzug erfüllte von Feldbach und Fürstenfeld über Fehring, St. Gotthard und den Silberberg eine ausgedehnte Senkungsnulde, die ostwärts in die kleine ungarische Ebene überging. Am südlichen Stradnerrücken strebte der östlichen Senke ein zweites Schotterfeld zu, das sich offenbar im N des heutigen Murtalbodens über das Klöcher Massiv hinaus ausbreitete.

Im Jungpontikum war aus der Oststeiermark an Stelle einer vom vor- und zurückweichenden Flußdelta beherrschten Bucht des pontischen Sees ein von gefällsreichen Flußläufen durchzogenes Schotterfeld geworden, an dem sich, auf sinkendem Boden, wohl bis zu 200 m mächtige, grobe Schotterbänke übereinanderhäuften. Im Südwestteil (Südtteil) des oststeirischen Beckens erhoben sich damals bereits Aufbiegungswellen, an denen Abtragung stattfand und in welchen sich ein Zentrum für vulkanische Tätigkeit vorbereitete.

<sup>1)</sup> Vgl. hierzu Jahrbuch Geologische Reichsanstalt 1913, S. 465 (und Fig. 2, S. 464).

<sup>2)</sup> Ich sprach seinerzeit, da die Trennung von Oberpontikum und Jungpontikum noch nicht durchgeführt war, von oberpontischen Schottern.

Tierische Fossilien sind aus den jungpontischen Schottern bisher leider noch nicht bekannt. Bezüglich der Holzreste vgl. meine Bemerkungen in den „Erläuterungen“, S. 116. Es wäre aber möglich, daß der von Peters (Mitteilung des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark 1871) erwähnte Zahn eines *Dinotheriums*, der in Klöch gefunden wurde, aus der dort auftretenden jungpontischen Schotterlage unter dem Tuff stammt.<sup>1)</sup> In den Basalttuffen, die, wie gezeigt werden wird, am Ende des Jungpontikums ihre Eruptionen besessen haben, sind reichliche Holzreste und — durch eigene neue Funde — auch wenige Konchylien entdeckt worden.

### H. Der basaltische Vulkanismus in der Oststeiermark und seine Einreihung in das geologische Zeitschema.

An über 40 Stellen wurde in pliozäner Zeit der Boden der Oststeiermark von Basalttuff und Basaltdurchbrüchen durchlöchert: der Großteil derselben liegt auf Blatt Gleichenberg. Für das Alter der Ausbrüche liegen folgende Anhaltspunkte vor:

Daß die Eruptionen nachsarmatisch sind, ergibt sich schon aus den zahllosen Einschlüssen sarmatischer Gesteine, die, bei der Eruption mitgerissen, im Tuff stecken, insbesondere obersarmatischer Kalke.

Schon seit längerer Zeit war es auch bekannt, daß der Nordteil der Basaltdecke des Hochstradens Congerietegel auflagert. Derselbe gehört dem Unterpontikum meiner Gliederung an.

Das Studium der Tuffdurchbrüche von Neuhaus, Kapfenstein, Fehring, Forstbtkogel bei Gossendorf, Pertelstein, Steinberg bei Feldbach, Unterweißenbach und Kalvarienberg bei Feldbach, Edelsbach, Riegersburg und Altenmarkt hat ferner ergeben, daß hier überall Tufftrichter vorliegen, die in die mittelpontischen Sedimente eingblasen wurden. Bei Neuhaus ist eine Basaltspalte, Mittelpontikum durchsetzend, vorhanden, bei Stein bei Fürstenfeld liegt eine Intrusion in mittelpontische Schichten vor. Die Eruptionen sind also auch jünger als mittelpontisch.

Die Tuffe von Aschbuch (östlich von Fehring), teilweise jene südlich von Fehring, weiters die beiden Tuffdurchbrüche von Krieselstein und die etwa acht Basalschlote und Trichter von Oberlimbach sind noch in die höherpontische Schichtenfolge eingelassen. Die Ausbrüche sind daher auch noch jünger als das höhere Pontikum (Oberpontikum).

Die Basaltdecke des Hochstradens und die Tuffdecke des Klöcher Massivs lagern noch auf Grobschotter, die von mir als Äquivalente der jungpontischen Silberbergschotter angesprochen werden. Dementsprechend wäre der Ausbruch auch jünger als das Jungpontikum, bzw. frühestens am Ende dieser Zeit einzureihen. Die im vorigen Abschnitt erwähnten zahlreichen Einschlüsse von sicheren jungpontischen Schottern in den meisten Tuffdurchbrüchen bekräftigen diese Voraussetzung und machen es zur Gewißheit, daß die Ausbrüche erst nach Ablagerung des Hauptteiles der jungpontischen Schotterdecke eingetreten sein können. Ganz abgesehen von diesen schon an und für sich vollkommen beweis-

<sup>1)</sup> Es ist aber auch möglich, daß der Zahn in einer älteren (mittelsarmatischen) Schotterlage oder in einem jüngeren Schotterdepot gefunden wurde.

kräftigen Argumenten erscheint ein früheres — als jungpontisches — Alter der Ausbrüche schon deshalb unmöglich, weil sich nirgends innerhalb der pontischen Schichten Anzeichen vulkanischer Beimengungen erkennen lassen.<sup>1)</sup> insbesondere auch nicht zwischen „höherem Pontikum“ und „Jungpontikum“ oder innerhalb des „Jungpontikums“ am Silberberge. Somit ist der höhere Abschnitt des Jungpontikums als untere Altersgrenze für den Beginn der Basaltausbrüche festgelegt.

Schwieriger ist die Feststellung der oberen Altersgrenze der Eruptionen. Es wurde schon mehrfach die Meinung angedeutet oder auch ausgesprochen, daß der oststeirische Vulkanismus vielleicht bis in sehr jugendliche Zeiten fortgedauert haben mag und wurde auch auf einen Austritt der Laven und Tuffe schon bei Vorhandensein des heutigen Talreliefs geschlossen. Indessen zeigt es sich, daß irgendeine Beziehung des Vulkanismus zu den heutigen Tälern nicht besteht. Der Basalt von Neuhaus, der als Lavastrom angefaßt wurde, ist eine in die tertiäre Sedimentdecke eingedrungene, als Gang erstarrte und teilweise bloßgelegte Spaltenfüllung, aber kein Lavastrom. (Vgl. meine Bemerkungen in Földtany Közlöny, 1926.) Alle Durchbrüche erscheinen als vulkanische Tufftrichter in eine höher gelegene, alte Landoberfläche eingesenkt, nicht aber in Tälern des heutigen Reliefs eingelagert.

Die Aufnahme hat ergeben, daß nicht nur alle quartären Terrassen, sondern auch die jungpliozänen Schotter- und Lehmfluren, die sich bis zu 140 m Höhe über den heutigen Talböden ausbreiten, allenthalben in die Tuffmassen einschneiden und über die erodierten vulkanischen Schichtköpfe ihre horizontalen Schotter- und Lehmdecken ausgebreitet haben. Diese Erscheinungen lassen sich an allen, den größeren Tälern genäherten Eruptivbergen feststellen, so auf der Tuffhöhe des Weinecks (westlich von Perlstein), am Perlsteiner Schloßberg, woselbst eine pliozäne Schotter-Lehmdecke die Bergkuppe bildet, an den nördlichen Fehringertuffhöhen, wo zwei jungpliozäne Schotter- und Lehmterrassen dem Basalt auflagern, am Gossendorfer Tuff, wo eine quartäre Terrasse des Seitentales den Tuff überdeckt, an den Basalthöhen am südlichen Hochstraden und im Klöcher Massiv, wo ausgedehnte, jungpliozäne Lehm- und Schotterdecken den Basalten anlagern, bzw. ihnen sich terrassenförmig auflagern. Dadurch ist also ein vorjungpliozänes Alter der Ausbrüche sichergestellt.

Über das Niveau der jungpliozänen Terrassen erheben sich noch höher gelegene, hauptsächlich nur an härteren Gesteinsmassen erhaltene Terrassenfluren, die etwa in das Mittelpliozän (Levantin) einzureihen sind. Es hat sich überall ergeben, daß auch diese Niveaus, die vielfach

<sup>1)</sup> An einer einzigen Stelle habe ich eine übrigens kaum über 1 cm starke Lage, u. zw. innerhalb der mittelpontischen Schichten, beobachtet, die eventuell eine Beimengung vulkanischen Materials enthält: nördlich von Weinberg bei Fehring. In violetem, grauem Ton, der zwischen normalen Sanden und Tonen lagert, fand ich kleine, etwa hirsekorngroße Einschlüsse brauner und rötlicher Färbung, die vielleicht zersetzten Aschenteilchen entsprechen mögen. Schon die große Feinheit des Materials läßt vermuten, daß sie, sofern sie überhaupt vulkanischer Herkunft sind, von einem weiter entfernten Ausbruchspunkte (mittelungarisches Eruptivgebiet?) herbeigeweht sein dürften.

noch eine ausgedehnte Lehm- und Kleinschotterbedeckung tragen, ungestört die Basalte und Tuffe übergreifen (am Hochstraden, im Klöcher Massiv, am Steinberg bei Feldbach und, nach morphologischen Kriterien, auch in Kapfenstein und anderwärts).

Man kommt zum Schlusse, daß die Ausbrüche noch vor dem Mittelpliozän, bzw. frühestens an dessen Beginn, vermutlich aber im allerjüngsten Abschnitt des Pontikums stattgefunden haben. Daraus folgt weiter, daß die Ausbrüche zu einer Zeit entstanden sind, in welcher die Landoberfläche im oststeirischen Vulkangebiet noch hoch über der heutigen gelegen war, so daß uns im allgemeinen<sup>1)</sup> nur die in die alte Landoberfläche tief eingesenkten, vulkanischen Trichter erhalten geblieben sind.

Das dies tatsächlich der Fall ist und daß das Ausbruchsniveau noch sehr bedeutend über den Kammfluren des heutigen Hügellandes gelegen war, ergibt sich nicht nur aus der Fülle der vorerwähnten Einschlüsse einer abgetragenen, mächtigen Hangendschotterdecke, und folgt nicht nur aus dem Aufbau der vulkanischen Trichterfüllungen, die auf eine Bildung in einer Vertiefung der Erdkrinde, nicht aber auf eine Aufschüttung über einer Landfläche schließen lassen, sondern speziell auch noch aus dem Vorhandensein der von mir an fünf Stellen aufgefundenen Kraterseebildungen (Maare).

Im Tuffgebiet von Febring (an zwei Stellen), in jenem von Perlstein und jenem südlich von Gleichenberg sowie bei Gnas wurden im vulkanischen Trichter Reste limnischer Kraterseefüllungen erwiesen, die aus der Zeit der Basaltausbrüche, bzw. aus Ruhepausen zwischen den Eruptionen stammen. Heute reichen diese Absätze, stark denudiert, bis zu Seehöhen von 400 *m* auf, wobei sie ersichtlich bereits eine beträchtliche Erniedrigung erfahren haben müssen. Setzen wir für ihre Abtragung auch nur den (vielleicht zu geringen) Wert von 100 *m* ein, so gelangen wir zur Höhenlage eines alten Seebodens von über 500 *m* Seehöhe. Die Landoberfläche zur Eruptionszeit muß aber, da ja der Seeboden eine Vertiefung im Landrelief bedeutete, noch etwas höher gelegen gewesen sein.

Aus dem hohen Hinaufreichen pontischer Absätze am Gleichenberger Massiv (bis über 550 *m*) und dem Auftreten vermutlich pontischer Schotter am Hochstraden in über 600 *m* Höhe kann vermutet werden, daß das Landniveau zur Eruptionszeit im Gebiete beiderseits der Raab (bei Febring und Feldbach) in etwa 550—600 *m* Seehöhe anzunehmen ist. Dann wird es klar, daß irgendeine Beziehung zwischen den heutigen Tal- und Landformen und jenen der Eruptionsphase nicht mehr bestehen kann. So zeigt auch das System der gegenwärtigen Seitentäler, indem es mitten durch die Eruptivberge durchschneidet, nicht die geringste Beziehung zur alten Topographie.<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> Mit Ausnahme der Basaltdecke des Hochstradens und von Teilen des Klöcher Massivs.

<sup>2)</sup> Vgl. hierzu das Durchschneiden des Döllinger Baches (westlichen Seitenbaches des Petersdorfer Baches) durch das Febring Tuffgebiet, ferner des Gossendorfer Baches durch das Tuffgebiet des Fürschkogels und jenes von Perlstein, schließlich des Klausenbaches durch das Neuhauser- und des Hradbaches durch das Oberlimbacher Tuffgebiet.

Das jüngstpontische Alter der Ausbrüche ist somit festgelegt und ihre Fortdauer höchstens noch am Beginn der levantinischen Zeit möglich.

Auf paläontologischem Wege läßt sich zur Altersfrage der Vulkane wenig beitragen. Wohl sind Hunderte von Holzresten den Tuffen eingebettet und neuerdings von Prof. Kubart teilweise untersucht, aber die Auswertung der Ergebnisse für stratigraphische Zwecke ist noch nicht versucht worden. Auch stammen die Reste nicht aus der Zeit der Tuffe, sondern vermutlich aus der vorangehenden jungpontischen Schotterepeche.

In den tuffitischen Sanden des Maars von Fehring gelang es mir, einige Konchylienreste aufzufinden, es sind die Reste einer Landschnecke, in Altwassern lebend, einer *Limax* (*Linnaea* [*Gulnarina*] cf. *ampla*), welche also an eine noch heute lebende Form erinnert, und eines kleinen Planorbis, der vollkommen mit *Planorbis baconicus* (Halavats) übereinstimmt. Diese letztere Form wurde von Halavats aus den oberpontischen Schichten des Plattensees beschrieben, also einem Niveau, welches dem Alter nach mit jenem der Tuffite von Fehring übereinstimmt.

### J. Zusammenfassung über die pontische Zeit.

Abschließend kann über die Geschichte der pontischen Zeit ausgesagt werden, daß auf eine Phase ansteigenden Seewasserspiegels, der fossilführende Schichten hinterlassen hat, eine Aussandung des Seebodens gefolgt ist, die schließlich zum Vordringen eines zentralalpiner Flusses bis nach Oststeiermark geführt hat (Kapsensteiner Fluß am Beginn des Mittelpontikums). Über seine Schotterfelder dringt der See des Mittelpontikums wieder vor, in welchen die Flüsse ihre Deltas einbauen. Ein neuerlicher, stärkerer Vorstoß eines alpinen Flusses unterbricht diese Entwicklung, indem sich Schotterfelder (Karnerbergschotter) am Seegrunde ausbreiten und sich Kohlenflöze beiläufig in dieser Zeitspanne am austrocknenden Schlammgrunde bilden. Dann dringt der Seespiegel wieder darüber hinweg. Mit Beginn des Oberpontikums rücken die Landschuttkegel schärfer in das Becken vor (Taborer Schotter) und breiten flächenhaft ein Kiesdelta über die Oststeiermark aus. Wieder müssen sie den Fluten des Sees weichen (höheres Pontikum). Endgültig schieben sich im Jungpontikum mehrere gefällsreiche Flüsse mit ihren Schotterbetten bis über die Grenzen der Steiermark und des Burgenlandes in die kleine ungarische Ebene hinaus vor, wo die Schotter auf sinkendem Boden, wie die älteren Absätze, mächtig aufgehäuft werden (Silberbergschotter des Jungpontikums). Auf diesem Schotterfelde und auf dem an seinem Südwestsaum flach aufgewölbten Hügellande bricht der basaltische Vulkanismus am Ende des Pontikums aus. Die Kraterseen, die ich feststellen konnte, deuten uns mit ihrem reichen Inhalt an vulkanischen und sedimentären Absätzen die längere Dauer dieser Entwicklungsphase an, die dem jüngsten Pontikum und höchstens möglicherweise noch dem Beginn des Levantins zugehört. Aber schon mittelplozäne Terrassen sehen wir in die vulkanischen Bauten zerstörend eingreifen und sie mit Schwemmbildungen überziehen.



## K. Ein Rest einer jüngstpontischen oder altlevantinen Ablagerung.

Infolge der bereits angedeuteten, sehr beträchtlichen, nachpontischen Abtragung sind jene Terrassenbildungen, die sich bei Beginn der Zerschneidung der alten Landoberfläche gebildet hatten, schon fast völlig entfernt worden. Nur an einzelnen Eruptivbergen sind noch Reste dieser ältesten Hochfluren erhalten geblieben, welche aber nur an der Basaltdecke des Hochstradens noch eine Decke von Ablagerungen tragen.

Die Basaltdecke des Stradner Kogels zeigt zwei Hochfluren; eine höhere entspricht dem Gipfelplateau des Berges in 607 m. Hier fand ich über dem Basalt lose Quarzgerölle, darunter solche von Kindesfaustgröße als Anzeichen einer einstigen Schotterüberdeckung des Eruptivgesteins. Etwas tiefer ist in 540—570 m eine viel ausgedehntere Niveaufläche festzustellen.

Das obere Niveau scheint einer Schotterüberstreuung mit zum Teil recht groben Geröllen entsprochen zu haben, die offenbar von einem größeren Fluß herbeigetragen wurden.

Die Basaltdecke des Hochstradens liegt mit einer Mächtigkeit bis zu 150 m ihrer sarmatisch-pontischen Unterlage auf. Wie kommt es, daß hier überhaupt ein Fluß Gerölle bis auf die Höhe der Basaltplatte hinauf verfrachten konnte? Dies war offenbar nur dadurch möglich, daß die ausgeflossene Lavatafel, gleichzeitig mit ihrem Ergusse, aber wohl etwas nachhinkend, wieder eingesunken ist, so daß an dieser Stelle auch die sedimentäre Unterlage tiefer hinabgedrückt wurde. Unter dieser Voraussetzung erscheint eine Überschüttung der Basaltmasse durch darüber vordringende, fluviatile Quarzschuttkegel verständlich. Das Ausmaß der Nachsenkung der Basaltplatte muß an die 150 m betragen haben. Infolge dieser vulkanischen Einbiegung blieb hier — und in analoger Weise im Klöcher Massiv, also in den beiden Zentren der vulkanischen Tätigkeit — die vor basaltische Landoberfläche, stark abgebogen, unter der Lava erhalten.

Unter dieser Voraussetzung hat es dann keine Schwierigkeiten, in der nachbasaltischen Schotterbedeckung den Schlußakt in der Schotterförderung der jungpontischen Silberbergphase zu erblicken, dies um so mehr, als gerade der Hochstraden, auch nach anderen Anzeichen, den Beginn der basaltischen Ausbrüche Ostteiermarks markiert, deren längere Andauer sich in den mehrphasigen Tuffausbrüchen mit zwischen-geschalteten Kraterseebildungen ausdrückt. Jedenfalls ist diese den Gipfel des Hochstradens einst verhüllende Aufschüttung schon in der Zeit vor Beginn der Tiefenerschneidung der Landschaft abgelagert worden. Wir hätten also hier vermutlich noch ein jüngstpontisches Schichtglied vor uns.

## III. Zusammenfassung und allgemeine Ergebnisse.

In meinen Arbeiten im Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1913 („Untersuchungen usw., Das Miozän von Mittelsteiermark“) und im Jahrbuche der Geologischen Staatsanstalt 1921 („Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliozäns“) habe ich die Grundzüge des stratigraphischen Aufbaues und der Gliederung der miozänen, bzw. pliozänen Ablagerungen

der Südoststeiermark entworfen. In vorliegender Studie wurde der Versuch unternommen, nicht nur die jungtertiäre Entwicklungsgeschichte in manchen Details weiter auszuführen, sondern auch einige allgemeine Gesichtspunkte, die sich im Verlaufe der letztjährigen Untersuchungen ergeben haben, besonders hervorzuheben.

Die Oststeiermark ist ein jungtertiäres Senkungsfeld, welches aus dem allmählig gegen NO fortschreitenden Niederbruch eines zentralalpinen, alttertiären Gebirgstells hervorgegangen ist. Das schrittweise Abbröckeln neuer Randteile des Alpenkörpers, deren Einbeziehung in die große steirisch-panuonische Senkung und das sukzessive Übergreifen der Meere und Süßwasserseen bringt diese Erscheinung deutlich, auch in dem hier speziell behandelten Südostteil des steirischen Beckens, zum Ausdruck. Die gleichsinnige tektonische Senkung herrscht bis an das Ende des Unterpliozäns (Ende der pontischen Stufe), wonach dann die entgegengesetzt gerichtete Aufwölbungstendenz in den Vordergrund tritt und die steirische Scholle als eine Hügellandvorstufe wieder den östlichen Zentralalpen angliedert. Der Senkungsbereich erscheint nunmehr ganz in das Gebiet der Kleinen ungarischen Tiefebene hinaus verschoben.

In der vorliegenden Studie wurde nur der erste Teil dieser Vorgänge, die Versenkung und Verschüttung der südoststeirischen Landschaft behandelt.<sup>1)</sup>

Die sarmatische Entwicklung. Die schon 1913 versuchte Gliederung des Sarmatikum in drei Unterabschnitte wurde im Vorangehenden weiter begründet und speziell im „Grabenland“ (Gebiet zwischen dem Gleichenberger Eruptivgebiet und dem Murlauf bei Wilton) auf Grund neuer Begehungen klargelegt. Die Grenze zwischen Unter- und Mittelsarmat wurde gegenüber der älteren Auffassung teilweise verschoben. Als ein Unter- und Mittelsarmat trennender Leithorizont wurde der im Südteil des Gleichenberger Eruptivgebiets und im „Grabenlande“ in weiter, flächenhafter Ausdehnung vorhandene Schotter angenommen,<sup>2)</sup> der als das Delta einer alten Drau (Sarmato-karinthisches Delta) angesehen wird. Seine auf Fig. 14 ersichtliche Abgrenzung zeigt deutlich, daß es von SSW her in breiter Front in das oststeirische Becken hineingebaut wurde. Diese Schotter sind teils als Landschuttkegel, teils als ein unter stehender Wasserbedeckung gebildetes Delta anzusehen.

Die mittelsarmatische Transgression greift über die Delta- und Schuttkegellandschaft über und breitet ihre feinen Sedimente aus.

Das Obersarmat entspricht, wie nunmehr regional festgestellt werden konnte, im großen und ganzen einem Seichterwerden des Meeres

1) Über die unter Hebungseinfluß stehende mittelplozäne-recente Entwicklung, die zur Entstehung der gegenwärtigen Hügellandschaft geführt hat, geben die „Erläuterungen zur geologischen Karte Blatt Gleichenberg“ (1927), ferner meine Arbeit „Die morphologische Entwicklung des steirischen Beckens in der jüngeren Tertiärzeit“ (Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, 1927) und meine Studie „Das Abbild der jungen Krustenbewegungen im Talnetz des steirischen Beckens“ (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Abhandlungen, Nr. 4, 1926) Aufschluß.

2) Für die Gleichenberger Gegend von mir schon 1914 erwiesen. („Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrande der Alpen“, Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien 1914.)

(Vorherrschen des Sandfazies!), welches zeitweise wieder unter dem Einfluß der sich nunmehr aus den Zentralalpen vorschiebenden, fluviatilen Schuttkegel gerät. An den Profilen konnte das in mehreren Rhythmen sich wiederholende Vorschieben der Sandwälle, die Aussandung des Meeresbodens, die örtliche Trockenlegung desselben, die Bildung durch Sandbarren teilweise abgeschnürter Becken, in denen sich reiches, organisches Leben angesiedelt hat und deren örtliche Versumpfung (obersarmatische Lignite) festgestellt werden. Durch ein jeweiliges schwaches Ansteigen des Meeres, welches seine Fluten über die Sandwälle wieder vordringen ließ, wurden diese von oolithischen und organismenreichen Kalkabsätzen eingenommenen Meeresgründe wieder mit schlammig-tonigen Sedimenten überhaut.

So findet meiner Meinung nach der mehrfach übereinander zu beobachtende Schichtwechsel von Sand über Kalk zu Ton (Mergel) in dem Vordringen der Flußmündungen mit ihren sandigen Sedimenten, in der teilweisen Abschnürung einzelner Becken und deren reicher, organischer Besiedelung (Kalkbildung bei mangelnder Sedimentzufuhr) und in deren Wiederüberflutung durch den ansteigenden Meeresspiegel (Tonsedimente) eine einfache Erklärung.

Die obersarmatischen Ablagerungen konnten nunmehr auch im Nordteil des Grabenlandes (westlich von Gnas) festgestellt werden, wo sie allerdings eine kalk-(oolith)freie Schichtenausbildung aufweisen.

Das ältermiozäne Gleichenberger Trachyt-Andesitmassiv und die Schieferinsel des Roten-Stadelberges ragten als Inseln (bzw. als Halbinseln) aus dem ältersarmatischen, aber auch noch aus dem obersarmatischen Meer hervor. An später mit Sedimenten wieder verschütteten Brandungsterrassen greifen die brackischen Schichten über die vorerwähnten Massive über.

Die pontische Entwicklung. Das Unterpontikum dringt, offenbar durch eine regionale, wenn auch nur schwache (höchstens einige Zehner von Metern betragende) Hebung des Wasserspiegels vor und bedingt ziemlich gleichartige Absatzverhältnisse im nunmehr ganz ausgesüßten, oststeirischen Becken, worin im älteren Abschnitt des Unterpontikums eine einheitliche Congerientegelfazies erwiesen werden konnte. Freilich wird sie durch das Vordringen sandiger Sedimente bald wieder verdrängt.

Eine im südoststeirischen Becken hierauf eintretende Verlandung, die sich in der Ausbildung eines Flußbettes und dessen Überschotterung ausprägt, wird als Grenze zwischen Unter- und Mittelpontikum vorausgesetzt. Nunmehr konnte dieses Flußbett, das ich schon 1921 beschrieben hatte, sowohl nach W als auch nach O hin weiter verfolgt werden. Es handelt sich hierbei um die Füllung einer flachen Talrinne, die in einer Breite bis 3 km auf über 20 km Länge verfolgt wurde. Ihr Verlauf markiert offenbar die Tiefendepression im südoststeirischen Becken zur damaligen Zeit. Das Geröllmaterial weist auf eine Herkunft aus den westlichen Randgebirgen hin. Ich bezeichne diese Epoche als „Kapfensteiner Phase“ (Kapfensteiner Schotter). Kleinere Schotterlager, die anscheinend im gleichen Niveau da und dort der Schichtfolge eingeschaltet sind, betrachte ich als Aufschüttungen zugehöriger

Seitenflüsse. Ostwärts wurde der Übergang des Kapfensteiner Schotter in ein Kiesdelta, das im südlichsten Burgenlande und anschließendem jugoslawischen Gebiete festgestellt wurde, beobachtet.

Das neuerliche Übergreifen des mittelpontischen Sees macht dieser Landphase ein Ende. Die Ablagerungen des letzteren Sees weisen auf eine dauernd geringe Wassertiefe hin, und die Einschaltungen von groben Kiesen und Sanden deuten vielfach auf die Einwirkung naher fluviatiler Strömungen, die freilich gegen O hin mehr zurücktreten. Neu war die Feststellung eines in diese Serie (höher oben) eingeschalteten Flußbettes, das speziell in der Gegend von Edelsbach-Riegersburg (nördlich der Raab bei Feldbach) ermittelt wurde und wohl den Verlauf der Hauptentwässerungsader dieser Phase markiert. Ich bezeichne es als „Kärnerbergniveau“. Die oststeirischen Lignite des Fehring-Jennersdorfer-Gillersdorfer Reviers (vermutlich auch jene des Ilzer Reviers) wurden mit dieser Verlandungsphase in zeitlichen Zusammenhang gebracht.

Ein neuerliches Vordringen der zentralalpiner Flüsse — nach Abschluß der mittelpontischen Seephase —, das sich bis in das südliche Burgenland hinein geltend macht, habe ich bereits 1921 als Scheide zwischen mittel- und oberpontischer Epoche<sup>1)</sup> beschrieben. Nunmehr wurde dieses Kleinschotterniveau auch im Raume zwischen Raab, Lafnitz und weiter nördlich, ferner im jugoslawischen Gebiete, südöstlich der Schieferinsel, festgestellt. Ich bezeichne diese Phase, in welcher die Oststeiermark ganz trockengelegt war, als „Taborer Phase“. Diese ausgedehnten Kleinschotterlagen betrachte ich als ein zeitweise trockenliegendes Delta, dessen Spitze am unmittelbaren Südsaum des Gleichenberger Kogels zu suchen ist, woselbst die zum Teil recht groben Schotter des „Mühlsteinbruchs“ hierbergehörige Ablagerungen bilden. Sie können mit Sicherheit einem großen, hinreichend transportkräftigen Flusse zugeschrieben werden, jedenfalls der Hauptentwässerungsader des damaligen steirischen Beckens, deren Treibholzreste in der bekannten „fossilen Flora von Gleichenberg“ vorliegen. Gegenüber den vorangehenden Kapfensteiner und Kärnerberger Phasen hatte sich nunmehr die Flußachse weiter nach Süden zu verschoben und das Gleichenberger Massiv im Süden umgangen.

Nochmals dringt, im weiteren Verlaufe des Oberpontikums, der See über die Schotterflächen hinweg, seine Sande und sandigen Tone darüber ausbreitend.

Die Seen des unteren, mittleren und oberen Pontikums haben an den Gleichenberger Kogeln, die beiden erstgenannten auch am paläozoischen Massiv (Roter-Stadelberg), gebrandet und prächtige, durch Brandungsgeröll markierte Terrassen geschaffen. Der dauernden Niederbiegungstendenz entsprechend sank aber die oststeirische Scholle immer mehr unter die Schwemmbedeckung ab, so daß schließlich, im Oberpontikum, zuerst die Schieferinseln und dann auch das Gleichenberger Massiv vollständig unter einem Sedimentmantel eingehüllt waren.

Neu sind die Ergebnisse, die in dieser Studie bezüglich der jüngsten pontischen Phase, dem Jungpontikum, mitgeteilt werden konnten. Diese letztere Zeit bedeutet nicht nur eine vollkommene,

1) Der letzteren zugehörig.

sondern auch eine dauernde Verlandung des steirischen Beckens, die jedenfalls auch noch weit in die Kleine ungarische Tiefebene eingegriffen hat.<sup>1)</sup> Der Bereich grober und mächtiger Aufschüttung erscheint nunmehr nach O hinaus vorgerückt. Eingehender wurden die Beweisgründe auseinandergesetzt, die für das noch pontische Alter dieser am Silberberge (ungarisch-juglawischer Grenzrücken) in größerer Mächtigkeit erschlossenen Schottermassen sprechen. Die einstige weite Ausbreitung dieser „Silberbergschotter“ im Raabgau ist durch die massenhaften Einschlüsse in den jüngeren Basaltuffen erwiesen. Aus der groben Beschaffenheit des Schottermaterials — vergleichbar jener der gegenwärtigen Flüsse — kann geschlossen werden, daß es nunmehr schon sehr transportkräftige Gewässer gewesen sind, welche von den kristallinen Randbergen herab das Becken durchmessen haben. Auch die Silberbergschotter sind nur eine allerdings hier im O (im Gleichenberger Eruptivgebiete) sehr breite, flache Talausfüllung, deren Auskeilen und Aussetzen im S unter der jüngeren Basaltdecke des Hochstradens beobachtet werden kann und welcher anscheinend auch im NO, im Güssinger Gebiete<sup>2)</sup> (südliches Burgenland), eine nordöstliche Talwand gegenüberstand. Wie die Mächtigkeit der Schotter in ihrem Hauptverbreitungsgebiete, im breiten Saum beiderseits der Raab und südöstlich davon zeigt, sind auch noch die Silberbergschotter auf dauernd sinkendem Boden entstanden.

Gegen Ende der Silberbergverschotterung setzt der basaltische Vulkanismus in Oststeiermark ein, dessen zeitliche Einordnung hier Gegenstand eingehender Darlegung gewesen ist. Seine Bauten werden, wie dies am Stradner Kogel und im Klöcher Massiv mit Sicherheit festgestellt werden konnte, unter dem Einfluß fortdauernder Senkung noch von weitgehender Überschotterung betroffen, die ich mit dem Schluß der jungpontischen Silberbergphase in Verbindung bringe (Quarzgeröllüberstreuung noch am Gipfel des 609 m hohen, basaltischen Stradner Kogels). Die vielgestaltigen Erscheinungen des Vulkanismus in Oststeiermark bilden den Gegenstand einer speziellen Abhandlung, die in der Zeitschrift für Vulkanologie 1927 erschienen ist.<sup>3)</sup>

Der Abschluß des Jungpontikums bedeutet das Ende der vorherrschenden Senkungs- und Aufschüttungstendenz in Oststeiermark. Die Schilderung nachfolgender Zeiten der Aufwölbung der Scholle und ihrer Modellierung, von deren ersten Stadien uns die zum Teil noch recht hoch gelegenen (bis über 550 m!) mittelplozänen Terrassen Zeugnis ablegen, geht schon über den Rahmen vorliegender Darstellung hinaus.

<sup>1)</sup> Bei einem Besuche des Somlyohegy (Schomlauerberg) inmitten der Kleinen, ungarischen Ebene, den ich unter Führung von Professor Dr. L. v. Jugovics unternahm, fand ich eine hoch hinaufreichende Überstreuung mit Quarzgeröllen, die ich als Reste im übrigen abgetragener Schotterbedeckung auffassen möchte.

<sup>2)</sup> Die Basaltuffe von Güssing und Tobaj enthalten keine Schottereinschlüsse jungpontischen Alters. Hier befindet man sich offenbar schon nördlich der jungpontischen Flußschotterebene.

<sup>3)</sup> Vergl. hierzu auch meine älteren Arbeiten: „Das Eruptivgebiet von Gleichenberg“ (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1913), „Die Eruptiva am Ostrande der Alpen“, Zeitschrift für Vulkanologie, 1914) und die vulkanologischen und vulkanotektonische Abschnitte in den „Erläuterungen Blatt Gleichenberg“.

Zusammenfassend kann hervorgehoben werden, daß der Abbröcklungs- und Niederbiegungsprozeß des südoststeirischen Beckens im Obermiozän und Altpliozän ein Vorgang gewesen ist, welcher gegen O und NO ausgreifend, die das steirische Becken im Alt- und Miozän gegen O hin noch abschließende, paläozoische, „Südburgenländische Schwelle“ zum völligen Versinken unter dem Schwemmantel gebracht hat. Aber schon im höheren Pontikum deutet sich das Vorrücken der aus dem SW wieder vordringenden Hebungswellen an, welche als Vorläufer der noch späteren, jungpontisch und nachpontisch sich stärker akzentuierenden Aufwölbung des Grabenlandes anzusehen sind.

Auf dem niedersinkenden Felde vollziehen sich die mannigfaltigen Trans- und Regressionen der Meere und Seen, die zum Teil wenigstens wohl nicht nur durch örtliche Intensivitätsschwankungen der tektonischen Senkung, sondern — angesichts ihrer weiten Verbreitung — durch regionale Ursachen (eustatische Schwankungen des Wasserspiegels oder weiträumige, epirogenetische Schwellungen des Bodens) bedingt sein dürften. So läßt sich das Übergreifen des jungmediterranen Meeres, jenes des älteren Sarmats und schließlich des mittelsarmatischen Meeres feststellen. Der pontische See dringt in Unterpontikum, in Mittelpontikum und in Oberpontikum vor. Zwischen den genannten Meeres- und Seeüberflutungen aber konnten mehr oder minder ausgeprägte Zeiten völliger Trockenlegung des oststeirischen Beckens und die Verschüttung fluviatiler Kegel festgestellt werden. Dieses vielgestaltige Vor- und Rückfluten des Meeres hat im Verein mit den tektonischen Bewegungen ein mannigfaltiges und kompliziertes Bild im Schichtbau und Sedimentfazies geschaffen, dessen Auflösung im einzelnen die voranstehenden Darlegungen gewidmet waren.

## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorbemerkung . . . . .	393—394
I. Die sarmatischen Schichten der Südoststeiermark . . . . .	394—421
A. Allgemeines . . . . .	394—397
B. Das ältere Sarmat . . . . .	397—407
1. Das sarmato-carinthische Delta . . . . .	397—402
2. Die untersarmatischen Schichten . . . . .	402
3. Die mittelsarmatischen Schichten . . . . .	403—407
C. Das Obersarmat . . . . .	408—421
1. Allgemeines . . . . .	408—410
2. Der Aufbau des Obersarmats im Gebiete östlich des Gnaser Tales . . . . .	416—418
3. Obersarmat im Untergrunde des pontischen Bereiches . . . . .	418—419
4. Die obersarmatischen Schichten im Gebiete westlich des Gnas- bachtals . . . . .	419—421
II. Die pontischen Schichten der Südoststeiermark . . . . .	421—450
A. Allgemeines . . . . .	421—422
B. Unterpontikum . . . . .	422—426
C. Die Trockenlegungs- und Erosionsphase an der Basis des Mittel- pontikums . . . . .	426—432
D. Das Mittelpontikum . . . . .	432—435
E. Ältere pontische Brandungsterrassen am Gleichenberger Massiv und an den paläozoischen Höhen . . . . .	435—537
F. Das Oberpontikum (Höheres Pontikum) . . . . .	437—442
G. Jungpontische Ablagerungen . . . . .	442—446
H. Der basaltische Vulkanismus in der Oststeiermark und seine Ein- reitung in das geologische Zeitschema . . . . .	446—449
I. Zusammenfassung über die pontische Zeit . . . . .	449—450
K. Ein Rest einer jüngstpontischen oder altlevantinen Ablagerung . . . . .	450
III. Zusammenfassung und allgemeine Ergebnisse . . . . .	450—455
Inhaltsverzeichnis . . . . .	456