

Zur Geologie der Umgebung von Mayrhofen im Zillertal.

Von E. Kupka, Wien.

Mit 1 Karte und 1 Profiltafel.

INHALT:

A. Das Gesteinsmaterial:

Pennin: 1. Der Ahornkern. — 2. Trenknermulde. — 3. Tuxer Haupt- masse. — Zur Altersfrage des Zentralgneises. — 4. Hochstegenkalk. — Zum Alter des Hochstegenkalkes. — 5. Porphyrmaterialschieferschuppe	3
Pennin-Unterostalpin: 6. Zone tektonischer Vermischung des penninischen und unterostalpinen Faziesbereiches	11
Unterostalpin: 7. Die unterostalpinen Quarzite. — 8. Trias. — 9. Richberg- kogelserie. — 10. Innsbrucker Quarzphyllit	14

B. Die tektonischen Verhältnisse:

I. Pennin	24
II. Pennin — unterostalpine Mischungszone	27
III. Unterostalpin	28
Allgemeines	32

EINLEITUNG.

Die vorliegende Arbeit wurde in der Reihe der Detailuntersuchungen der Wiener geologischen Schule durchgeführt und stellt einen Auszug meiner Dissertation, die am geologischen Institut der Universität Wien aufliegt, dar. Die nötigen Detailprofile sowie die Aufnahmekarte im Maßstab 1:25.000 sind ebenfalls dort vorhanden. Die Grenzen des Arbeitsgebietes sind: E: Aukarscharte—Wimmertal—Gmünd, von hier in gerader Linie zum Richbergkogel. S: Aukarscharte—Bodengrund—Popbergscharte—Dristnerscharte—Ginzling im Zemmatal. W: Ginzling—Zemmbach—Finkenbergl—Astegg—Gschößwand. N: Südrand der Innsbrucker Quarzphyllitzone etwa durch die Linie Richbergkogel—Hainzenberg gegeben. Die Feldaufnahmen wurden von 1948—1951 durchgeführt.

An erschienenen Karten der geol. Landesaufnahme ist zur Zeit nichts vorhanden. Nur Blatt Rattenberg von Th. Ohnesorge berührt den Nordrand des Arbeitsgebietes. An Arbeiten, die hier gemacht wurden und z. T. mit sehr guten Karten versehen sind, sind zu nennen: P. Termier,

F. Becke, B. Sander, W. Hammer, O. Schmidegg und O. Thiele. Als Grundlagen für die Kartierung wurden folgende topographische Karten verwendet: Blatt Zell a. Ziller der österreichischen Landesaufnahme, bei der Ungenauigkeiten die Regel sind, die stellenweise 80 m erreichen. Von der Linie Burgstallschrofen—Torhelm nach Süden schließt die Alpenvereinskarte des Zillertals, mittleres Blatt, an. Dieses Kartenwerk entspricht voll und ganz den Anforderungen der Geologie. An dieser Stelle möchte ich Herrn Prof. Dr. L. Kober und Herrn Doz. Dr. Exner für die Förderung und Hilfe, welche diese Herren meiner Arbeit angedeihen ließen, herzlichst danken.

Ganz kurz wollen wir hier einige Zeilen den verschiedenen Ansichten, die im Laufe der Zeit vorgebracht wurden, widmen. Als einer der ersten Bearbeiter des Gebietes darf wohl F. Becke gelten; 1903 vertritt er folgenden Standpunkt: Der Zentralgneis ist intrusiv und metamorph. Ursache der Metamorphose ist die bedeutende Versenkung in bedeutende Erdtiefe, der sich die Intrusionswirkung des Zentralgneises überlagert hat. Als Intrusionsbeweise werden angeführt: 1. Kontaktmetamorphose der Schieferhülle, deren Intensität nach außen hin abnimmt. 2. Apophysen, die in die Schieferhülle eingedrungen sind und durch Auswülbungen zu konkordanten Einlagerungen wurden. Die Schieferhülle selbst teilt er in eine untere und obere Schieferhülle, deren Alter er als vortriadisch auffaßt. Veranlassung zu dieser Altersbestimmung war die transgressive Lagerung der Gerlossteinwand östlich von Mayrhofen. Doch schon im nächsten Jahr — 1904 — wendet P. Termier zum erstenmal die Deckenlehre der Westalpen im Gebiete von Mayrhofen an. Über dem Zentralgneis folgt die „nappe du Hochstegenkalk“, die selbst wieder von der „nappe du schistes lustres“ überschoben wird. (Erstere Trias, letztere Lias.) Darüber Reste einer dritten Decke. Die vierte Decke verbindet von den Tarntalerköpfen über Gschößwand—Gerlossteinwand zu den Radstädter Bergen. Eine fünfte Decke soll nach Termier auf der Rettelwand vorhanden sein. Der „Grabenbruch“ des Gerlostales wird als eine Synklinale aufgefaßt. 1912 spricht L. Kober erstmalig von einem Ahornkern. Westlich von Mayrhofen führt B. Sander äußerst genaue Untersuchungen durch und gelangt zu folgender Einteilung: 1. Hochstegenlage; 2. Schmittenberg-Tauchdecke (Stirnscharniere mit westfallenden Achsen); 3. Gschößwandlage; 4. Hauptzone der Tuxer Phyllite; 5. Tarntaler Mischungszone; 6. Tarntaler Gesteine!

Sander betrachtete 1921 das Tauernfenster als ein Scherenfenster, indem er sagt, daß die Tauernkuppel nur im Gebiete des Brenners und der Radstädter Tauern, von den aus dem Süden kommenden Decken überfahren wird. 1936 bearbeitet W. Hammer unser Gebiet. Ihm gelingt es, eine schon von F. Becke angedeutete „untere Schieferhülle südlich der Hochstegenkalkzone“ auszuscheiden. Diese Schieferhülle steht nach Hammer im

Primärverband mit dem Zentralgneis im Süden und im Intrusivverband mit dem „Porphyrgranitgneis“. Nördlich des letzteren scheidet er dieselben Gesteinszonen aus, wie es auch in der vorliegenden Arbeit geschehen ist. Eine weitere Arbeit, die sich mit diesem Gebiet beschäftigt, stammt von H. Dietiker. Er gliedert das Pennin in die Venediger-, Schistes lustres- und Matreier Decke. Die Grenze zwischen den beiden letzteren Zonen ist sehr hypothetisch und besteht wahrscheinlich zu Unrecht. Nördlich davon scheidet er die sogenannte Riechbergkogelserie aus und schließlich die tirolide Grauwackenzone (Innsbrucker Quarzphyllit). Die Triasvorkommen unseres engen Gebietes wären mit der Krimmler Trias nicht ident. Die letzte Arbeit, die unser Gebiet berührt, stammt von O. Thiele und wird folgend gegliedert: Tiefes Pennin, darüber das Hochpennin, ferner die unterostalpine Schuppenzone und abschließend die Quarzphyllitzone. An der Grenze gegen mein Gebiet ist das Hochpennin nicht mehr vorhanden.

Aus den verschiedenen Versuchen, einer befriedigenden Gliederung Geltung zu verschaffen, ergaben sich für mich folgende Aufgaben: 1. Verfolgung der von W. Hammer aufgezeigten Zone nach Westen und eventuelle Abtrennung eines Ahornkernes; 2. zu untersuchen, ob der Ring der Lungauriden im Sinne L. Kobers auch in diesem Abschnitt der Hohen Tauern aufzufinden ist.

Um in den folgenden Abschnitten die Übersichtlichkeit durch Detailbehandlungen nicht im unklaren zu belassen, wollen wir an dieser Stelle den Ergebnissen Platz geben und eine erste generelle Gliederung des Arbeitsgebietes vorausschicken:

Pennin: 1. Ahornkern; 2. Trenknermulde; 3. Tuxer Hauptmasse; 4. Hochstegen-Kalkbedeckung; 5. Porphyrmaterialschieferschuppe.

Pennin-unterostalpine Mischungszone: 6. Zone tektonischer Vermischung des penninischen und unterostalpinen Faziesbereiches.

Unterostalpin: 7. Serizitquarzite und Quarzite, Rettelwandserie; 8. Trias; 9. Riechbergkogelserie; 10. Innsbrucker Quarzphyllit.

A. Das Gesteinsmaterial.

(Petrographie und Stratigraphie.)

1. Ahornkern.

Die tiefste, dem Pennin zugehörige Einheit bildet der Ahornkern. Er tritt uns in Form einer etwas nach N verdrückten Kuppe, deren Kulmination wahrscheinlich im Dristnergebiet zu suchen ist, entgegen.

Die Hauptmasse der Gneise nennen die verschiedenen Bearbeiter mit den Ausdrücken „Porphyrgranitgneis“, „Porphyrischer Granitgneis“, „Orthokristallin des Zentralgneisnordrandes“, „Wimmertalgneis“ usw. Da die Bezeichnung als „Porphyrgranitgneis“ im genetischen Sinne gerade unzutreffend

ist (richtige Porphyroide finden sich nur an der S-Grenze des Kernes), die anderen aber relativ unklar sind, möchte ich den Namen Jochberggneis vorschlagen. (Kleines, aber für die große Masse dieser Gneise sehr typisches Vorkommen, wenige Meter westlich W.H. Jochberg, das leicht zu erreichen ist.)

Die Gesteinsbeschaffenheit und das mikroskopische Bild will ich hier nicht weiter anführen, da eine genaue Beschreibung in einer anderen Arbeit (8) vorliegt. Zu erwähnen ist nur, daß nicht der ganze Ahornkern aus Jochberggneisen besteht, sondern beispielsweise an der Nordgrenze des Kernes Phyllonite stark hervortreten. Weitaus größere Differenzen finden sich am Südrand des Ahornkernes, wo auch richtige Porphyroide vorhanden sind.

Zu erwähnen sind noch die Übergangsgesteine, die vom Bodengrund weiter nach Westen an der nun unscharfen Grenze gegen die Trenknermulde auftreten. (Die Grenze zwischen Ahornkern und Trenknermulde bis zum Bodengrund ist sehr scharf.) Es handelt sich dabei um Zwischenglieder von Gneis bis zu Glimmerschiefern, die dann in die Gesteine der Trenknermulde übergehen.

2. Trenknermulde.

Diese Muldenzone, die im Sinne L. KOBER's als „altes Dach“ zu bezeichnen wäre, umfaßt Mischgneise, Glimmerschiefer, Quarzite und Amphibolite. Die Grenze dieser Mulde im Norden ist scharf und als tektonisch anzusprechen. Vom Bodengrund an ist jedoch eine Übergangszone vorhanden, da wir hier schon tiefere Teile der Trenknermulde sowie des Ahornkernes vor uns haben.

Bei den Gesteinen der Trenknermulde möchte ich betonen, daß diese ineinander übergehen und eine scharfe Abgrenzung kaum möglich sein wird.

Auch hier verweise ich wieder auf meine Arbeit über den Ahornkern (8) und erwähne nur kurz, daß die Trenknermulde aus rötlich anwitternden phyllitartigen Serizitquarziten, Schiefergneisen mit linsenförmigen Feldspataggregaten, Quarziten und dunkelgrauen Quarzitschiefern besteht. Eine Besonderheit stellt eine Amphiboliteinschaltung am Rotkopf dar. Vom Bodengrund nach Westen schalten sich Glimmerschiefer und B-Gneise (SANDER 1911) ein und geben Anlaß zur Abtrennung einer tieferen Gesteinsgruppe innerhalb der Trenknermulde. Der Ordnung halber sei hier auch der überschlagene Teil der Trenknermulde, das sogenannte Kirchspitzkristallin — ein stark geschiefertes dunkelgrünes und blättrig abwitterndes Gestein — erwähnt.

3. Tuxer Hauptmasse.

Die Tuxer Hauptmasse kann bereits als die unterste penninische Deckeneinheit aufgefaßt werden.

Die Gesteine der Tuxer Hauptmasse sind als flasrige Augengneise und Tonalitgneise zu bezeichnen und als solche auch schon öfter beschrieben worden (1, 4, 8). Eine besondere Form stellen die floititähnlichen Biotit-Hornblendegneise dar, deren Auftreten dem Floitit entspricht, während der Mineralbestand von den echten Floititen verschieden ist. Auch hier halte ich meine Ausführungen möglichst kurz, und verweise auf das Literaturverzeichnis (8).

Der Nordrand des Tuxer Zentralgneises ist etwa durch die Linie Schneekarkopf — Höhenbergalpe — Waldbergalpe — Bährlahnerkopf — Lahnwandkopf — Popbergscharte — Noalscheibe — Ligeedlalpe bestimmt. Eine scharfe Grenze war an keiner Stelle zu beobachten. Es handelt sich durchwegs um eine wechselnd breite Übergangszone zu den Muldengesteinen.

Zur Altersfrage des Zentralgneises.

Es soll hier keineswegs der Versuch gemacht werden, eine Entscheidung in diese für die Geologie so wichtige Frage zu bringen. Es handelt sich bei diesen Zeilen lediglich um meine persönliche Meinung, die ich mir im Laufe meiner Arbeit aus den Tatsachen der Natur und den Ansichten verschiedener Autoren, die sich mit diesem Problem eingehend befaßten, gebildet habe.

Die Entstehung des Zentralgneises wird, so wie es heute allgemein üblich ist, in das Karbon gestellt. Als einen Gneiskomplex, der seit dieser Zeit stofflich nicht mehr verändert worden ist, möchte ich den Ahornkern betrachten.

Andere Gneiskomplexe sind (Tuxer Hauptmasse), da sie den Zentren der Aufschmelzungsfronten näher lagen, von aufschmelzenden und ichoretischen Vorgängen erfaßt worden. Daß nach oder besonders bei einer Umarbeitung eines Gneissmassivs die Möglichkeit für das Eindringen eines Ganggesteines besteht, kann durchaus angenommen werden. Auf Anregung von Herrn Doz. Dr. Ch. EXNER habe ich die von CHRISTA beschriebenen lamprophyrischen Gänge — und um solche handelt es sich meiner Ansicht nach einwandfrei — in der Nordostwand des großen Möseler studiert. Solche Gänge gaben wiederholt Anlaß, dem Zentralgneis ein junges Alter zuzuweisen.

Hinsichtlich des Alters der ichoretischen Umwandlung eines solchen Gneiskomplexes glaube ich am ehesten die Zeit der alpidischen Orogenese annehmen zu dürfen. Daß eine derartige Umwandlungsfront kuppelförmig hochstieg, glaube ich dadurch bewiesen, daß z. B. die entfernt vom Magma liegende (zu weit nördlich) Gneissmasse des Ahornkernes nur mehr bis zu den unteren Teilen der Trenknermulde erfaßt wurde, während der Tuxer Gneis mitsamt der Trenknermulde einbezogen wurde (auch der oberen Gesteinsgruppe).

Verschiedene Bewegungsvorgänge im Zuge der alpidischen Faltung haben dann jenen Gneiskomplexen, die Decken bildeten und sich somit schützend um den unter ihnen liegenden Gneiskern (Ahornkern) herumlegten, eine

letzte Umwandlung aufgezwungen. Durch den herrschenden Druck wird allerdings auch die tiefer liegende Gneismasse Umwandlungen durchgemacht haben, doch waren diese dann nicht migmatitischer Natur. Zur Unterscheidung von „alten“ und „erneuerten“ Zentralgneisen kann also nur der Bestand einer Migmatisationsfront, die somit sämtliche scharfen Grenzen verwischt und ihr Emporsteigen einigermaßen erkennen läßt, beitragen.

4. Hochstegenkalk.

Diese bereits seit langem bekannten Kalkzüge gehören zu der das Tauernfenster umrahmenden Schieferhülle. Sie sind von F. BECKE erstmalig ausgeschieden worden. Die Zone der Hochstegenkalke umfaßt auch Basisausbildungen, wie z. B. die graphitischen Quarzite und die graphitischen Schiefer, ferner sandig-glimmrige Kalke, die sehr gut von der eiförmigen Masse der zumeist hellgrauen Hochstegenkalke zu trennen sind.

Die Grenzen der Kalkzüge sind durchwegs scharf und können einwandfrei als tektonisch entstanden erklärt werden.

a) Graphitquarzite und Graphitschiefer unter dem ersten Hochstegenkalkzug.

Eine äußerst schmale Zone von graphitischen Schiefen und Quarziten läßt sich von der Seihenscharte, der einzigen Stelle, an der diese schmale Zone gut aufgeschlossen ist, bis zum Kolmhaus verfolgen.

Im Profil der Seihenscharte folgen auf die sehr mächtigen Gneisphyllonite, die aus den Gneisen des Ahornkernes hervorgehen, Quarzite, deren Mächtigkeit 15 m beträgt. Darin eingeschaltet findet sich auch ein Brauneisensteinvorkommen (30 cm stark), dann folgt eine 75 cm mächtige Kalklage, die reichlich glimmerige-sandige Zusätze enthält. Weiters 1 m grauer Quarzit, der von einer 4 m mächtigen, aus dunkelgrauen grobgebankten Kalken bestehenden Schicht abgelöst wird. Noch einmal folgt 1 m Quarzit und nun erst schließt sich die große Masse des Hochstegenkalkes an, hier mit weißen, feinkörnigen und gut geschichteten Kalken beginnend.

Beim Abstieg von der Scharte in das Schwarzachtal stehen an mehreren Stellen dunkle, graphitische Quarzite an, doch sind sie links und rechts von Schutt begrenzt, so daß keine Grenzverhältnisse zum Hochstegenkalk beobachtet werden können. In den Wänden des orogr. linken Hanges des Schwarzachtals nimmt der Graphitquarzit deutlich an Mächtigkeit ab. Auf der obersten Schwarzachalm konnte ich diesen zum letzten Male in Verbindung mit graphitischen Schiefen anstehend finden. Südlich des Brandberger Kolm fehlt bereits jede Spur desselben und es läßt sich auch in der Schuttrinne, die die Grenze zwischen dem Hochstegenkalk und Ahornkern markiert, kein graphitisches oder quarzitisches Material auffinden. Weiter nach Westen fehlen gute Aufschlüsse; die Grenze ist hier auf große Ent-

fernung durch die Grasnarbe verdeckt. Erst in der Bärlahnerklamm ober Mayrhofen tritt diese Grenzregion wieder besser in Erscheinung. Aber auch hier fehlen Spuren des vorgenannten Gesteines. Der nächste Aufschluß liegt beim Hochsteg (1) und zeigt dasselbe Bild.

Da ich diesen Horizont als normal unter dem Hochstegenkalk liegend annehme und die lithologischen Vergleiche mit anderen Gebieten der Alpen dies rechtfertigen, möchte ich diese Gesteine als permisch bis untertriadisch ansprechen.

b) Der Hochstegenkalk i. e. S.

In drei verschiedenen breiten, stellenweise sehr mächtigen Zügen durchzieht der Hochstegenkalk das Arbeitsfeld. Der erste Zug ist verfolgbar vom Grünberg—Hochsteg—Brandberg—Brandberger Kolm bis zum Wechsel, um dann weiter im Osten abzutauchen. Von diesem ersten Zug spaltet sich etwa beim Brandberger Kolmhaus ein zweiter ab, wobei sich ein Teil der überschlagenen Trenknermulde trennend zwischen beide legt. Dieser zweite Zug zieht dann etwas südlich des Torhelm vorbei, um dann genau parallel zum ersten, nördlich der oberen Schwarzachalm, nach Osten fortzusetzen.

Der dritte Zug, der nicht mehr geschlossen zu verfolgen ist, tritt in einzelnen Linsen auf. Zum ersten Male sehen wir ihn beim Gehöft Gereut oberhalb von Finkenberg. In einem dünnen Bande verfolgbar, setzt er sich bis zum Burgstallschrofen fort (ein mehrere Meter hoher Felsklotz, der sehr auffallend aus den Alluvionen des Zillertales herausragt). Gegenüber dieser Lokalität setzt sich der Kalkzug etwas südlich von Hollenzen fort. Er erreicht aber hier nicht mehr die Höhe des Hollenzberges, sondern keilt vorher schon aus. Erst wieder südlich des Gaiskopfes tritt eine Hochstegenkalklinse auf. Bemerkenswert ist, daß der Kalk hier von einem dünnen Quarzitband unterlagert wird. Etwas mächtiger tritt der Kalk am Nordhang des Torhelm hervor. Den letzten Aufschluß fand ich erst wieder am westschauenden Hang des Schwarzachtales, doch ist dieser sehr schwächlich und tritt am Wimmertalhang nicht mehr in Erscheinung.

Lithologisch ist die Ausbildung des Hochstegenkalkes recht eintönig. Dadurch läßt er sich leicht im Gelände erkennen, wobei folgende Typen zu unterscheiden sind:

1. Hochstegenkalkbasis. Dies ist eine besondere Ausbildungsform, die wir ausschließlich im ersten Zug wiederfinden. Es handelt sich hier um sandig-glimmrige Kalke, die etwa 10—20 m mächtig werden. Gegen oben gehen diese Gesteine allmählich in den normalen Kalk über, indem der Gehalt an Quarz und Glimmer zurücktritt. Sie sind meist flach plattig und zeigen eine rostbraune Anwitterung, durch die sie schon auf größere Entfernung bemerkbar werden. Von der Seihenscharte bis zur oberen

Schwarzachalm gut erkennbar, ist dieser Horizont am Brandberger Kolm und westlich davon nicht mehr aufzufinden.

2. Hochstegenkalkhauptmasse. Die Gesteine, die wir hier zusammenfassen, gehören einer reinen Kalkfazies an. Nur ganz selten finden wir feinst verteilte Glimmersinlagerungen. Die verschiedenen metamorphen Kalke haben hellgraue bis dunkelblaugraue Farbe, doch habe ich auch fast vollkommen schwarze Stücke, die reichlich kleine Pyritkristalle führen, unter dem Brandberger Kolm angeschlagen. Der Kalkmarmor tritt grobkbankig bis ungeschichtet auf, ebenso aber auch in dünnen Platten. Besonders bei Gereut finden sich Platten mit einer Dicke von $\frac{1}{2}$ cm.

Dolomitische Partien fanden sich am linken Hang des Wimmertales, ebenso im Grubachkar unter dem Brandberger Kolm.

3. Glimmerführende Hochstegenkalke. Es sind dies weiße bis hellgelbliche Kalke, die von grünlichem Glimmer und graphitisch-sandigen Lagen durchzogen werden. Dieses Material bildet den obersten Horizont des ersten Hochstegenkalkzuges, jedoch nur vom Brandberger Kolmjoch bis zur oberen Schwarzachalm. Im zweiten, abgespaltenen Zug findet man dieselben Gesteine an der Basis. Somit ist der überschlagene Teil der Trenknermulde im Liegend und Hangend von jenem Niveau begleitet. Dieser Horizont scheint somit nichts anderes als eine unreinere Kalksedimentation inmitten der Hochstegenkalkmasse zu sein, die dann durch tektonischen Einschub der Trenknermulde zerspalten wird.

Zum Alter des Hochstegenkalkes.

Die bisherigen Arbeiten über den Hochstegenkalk zeigen, daß die Meinungen bezüglich des Alters weit auseinandergehen. Eine Anzahl der älteren Geologen hat die Kalke in das Paläozoikum gestellt, da sie in der unteren Schieferhülle auftreten. Th. OHNESORGE hat in den Kalken von Wenns-Veitlehen, die die Fortsetzung des Hochstegenkalkes sein sollen, schlecht bestimmbare Fossilreste gefunden, die von F. HERITSCH als Devonkorallen bestimmt wurden. H. P. CORNELIUS äußert sich zu diesen Funden folgend: „Es wäre durchaus plausibel, wenn der Hochstegenkalk in seiner Gesamtheit altpaläozoischen Alters wäre, doch scheint es mir fraglich, ob man aus jenen Korallenfunden so weitgehende Folgerungen ziehen darf — ob nicht der Kalkkomplex an der Basis der Schieferhülle nicht doch auch noch triadische Glieder enthält — wofür zahlreiche Analogien sprechen.“

STEINMANN hat ihn auf Grund lithologischer Vergleiche als Tithon angesprochen. Von STAUB und KOBER wird der Hochstegenkalk zum Teil auf Grund von lithologischen Vergleichen mit den Westalpen, in die Trias gestellt.

R. v. KLEBELSBERG hat in einer Straßenmauer, die aus dem Material des Steinbruches im Hochstegenkalk gebaut worden sein soll, einen Ammo-

niten beschrieben. Es handelt sich laut seinen Angaben um die Gattung *Perisphinctes*, die Mittelkreide—Unterjura vertreten kann. Allerdings kann dieser Fund nicht als vollgültig angesehen werden, da eine wirklich einwandfreie Fundortsangabe nicht möglich war. Ich habe den besagten Steinbruch wiederholt auf das genaueste abgesucht, konnte jedoch nicht einmal Fossilfragmente darin entdecken.

So muß die Alterseinreihung auf Grund von lithologischen Vergleichen erklärt werden. Demzufolge würde ich die Graphitquarzite und -schiefer z. T. in den unteren Buntsandstein stellen, während die Basisbildungen innerhalb des Kalkes dem oberen Buntsandstein zuzuordnen wären. Auch DIETIKER und BLESER haben dieselbe Schicht an der Basis der „Venedigertrias“ als Buntsandstein aufgefaßt; allerdings nimmt DIETIKER für die Graphitquarzite permokarbones Alter an. Am Gaiskopf fehlen die Graphitquarzite und nur die gering mächtigen grauen Quarzite würden die unterste Trias vertreten. Die Hauptmasse des Hochstegenkalkes ist nach meinem Dafürhalten in der mittleren und oberen Trias zu beheimaten, wofür auch die große Mächtigkeit spricht. Kalkig-dolomitische Ausbildung ist, wie schon erwähnt wurde, vorhanden.

Trotzdem die Trias mächtige Kalkmassen geliefert hat, wird man wohl die Sedimentation nicht nur in die Trias stellen können. So ist anzunehmen, daß sich die Kalkbildung bis in den unteren Jura hinein fortsetzte. Besonders deuten die dunklen geschiefertten Kalke, die etwas südlich der oberen Schwarzachalm zu finden sind, auf Lias. Sie führen reichlich Pyrit und sind stellenweise im Handstück nicht von den Liaskalkschiefern zu trennen. Ferner sind am Hollenzberg und am Gaiskopf Übergänge von den Liasschiefern in den Hochstegenkalk zu bemerken (DIETIKER). Die Grenze von Trias und Lias ist also innerhalb der Hochstegenkalkmasse, doch wird sie sich kaum durch lithologische Unterschiede auffinden lassen. Das Alter des Hochstegenkalkes würde ich also mit Buntsandstein—Lias annehmen.

5. Porphyrmaterialschieferschuppe.

a) Porphyrmaterialschiefer.

Diese Zone ist dem Arbeitsgebiet ebenso eigen, wie der Hochstegenkalk. Ein einziger gut aufgeschlossener Zug durchzieht das Gebiet. Große Mächtigkeit kennzeichnet die Porphyrmaterialschiefer und ihre sehr schwere Anreifbarkeit trägt viel zum schroffen Charakter der Landschaft bei. Bei dem Gestein handelt es sich meist um gut geschieferte Paragneise. Im Querbruch können einzelne Quarzkörner auffallend hervortreten. An Stollen stärkerer Beanspruchung nimmt der Serizit überhand und verleiht dem Gestein eine weißliche Farbe; dies ist besonders in den Hangendpartien zu beobachten. Kalkgehalt kann oft in sehr bedeutender Menge vorhanden sein. Gegen die Liegendpartien zu gehen diese Gesteine in solche mit grüner und braun-

grüner Farbe über, die durchwegs einen sehr hohen Feldspatgehalt aufweisen. Intensive Rotfärbung, hervorgerufen durch Eisenlösungen, ist auf der Labergalm zu beobachten. Natürlich sind zwischen diesen beiden Extremen sämtliche Übergangsstadien vorhanden.

Westlich des Zillertales ist eine Faziesveränderung festzustellen. Dunkelgrüne, bisweilen blättrige Schiefer nehmen hier die Vormacht ein. Der grüne Farbton beherrscht hier die gesamte Porphyrmaterialschieferzone; nur gegen das Hangend zu finden sich stellenweise kleinere weiße Quarzitlager. Die blättrigen Schiefer gehen ihrerseits wieder in grüne Phyllite über, die dann den Phylliten der unterostalpinen Einheiten oft sehr ähnlich werden.

Stellenweise sind in diesem Material dunkle Schiefer und Phyllite eingelagert; solche Phyllite sind östlich des Torhelmgipfels aufzufinden.

Über den Ursprung der besprochenen Gesteine kann nichts absolut Sicheres ausgesagt werden. Sedimentäre Anteile sind jedenfalls in sehr großer Menge vertreten; fraglicher ist der Anteil an echten Porphyrbestandteilen. Wohl sind Quarzkörnchen mit kleinen Korrosionstaschen u. d. M. zu finden, doch bei der Annahme, daß ein großer Teil der Porphyrmaterialschiefer aufgearbeitetes Zentralgneismaterial enthält, wäre dies weiters kein Beweis einer direkt eruptiven Herkunft, da ja z. B. auch im Gebiet des Ahornkernes Porphyroide gefunden wurden. Für eine gewisse Verbindung mit dem Zentralgneis spricht der sehr ähnliche Mineralbestand und die Bedeckung durch den Hochstegenkalk. Als Entstehungszeit kann auf Grund der oben angeführten Möglichkeiten das Permokarbon angenommen werden.

b) Grünschiefer.

Die Porphyrmaterialschiefer stehen stellenweise mit grünen Gesteinen in Verbindung. Letztere treten zumeist an der Hangendgrenze auf.

Im Wimmertal findet man am rechten Hang an der Basis der Porphyrmaterialschiefer recht mächtig auftretende Schiefer mit tiefgrüner Farbe. Dieselben Gesteine treten auf der Weißachalm an der Hangendgrenze der Porphyrmaterialschiefer auf. Am Torhelm finden wir unter dem Gipfel Grünschiefer, etwa 3—5 cm mächtig, die aus den Schiefen hervorgehen. Dieses Auftreten konnte öfter beobachtet werden, zumeist an jenen Stellen, wo der Porphyrmaterialschieferzug vom Hochstegenkalk überlagert wird. Die nächste Grünschiefereinschaltung, die auch schon in der Arbeit DIETIKER's eingehend behandelt wird, befindet sich unter dem Gaiskopf. Unter dem Hochstegenkalk, der von zirka 15 cm Quarzit unterlagert wird, steht etwa ein 30 m mächtiger Grünschiefer an. Letzterer liegt direkt auf den Porphyrmaterialschiefern. In den dunkelgrünen Schiefen sind auch größere (4 cm lang und 2 cm breite) Lagen von Epidosit aufzufinden. Der Mineralbestand nach DIETIKER ist folgend: Albit—Oligoklas, viel Epidot, Calcit, strahlsteinartige Hornblende; größere Hornblendeindividuen weisen meist einen

Kern gewöhnlicher grüner Hornblende auf und zeigen damit Diaphthoresis. DIETIKER beschreibt, daß in entsprechender Position im Astegger Profil ein Zoisit-Albit-Chloritschiefer gefunden wurde. Dieses Vorkommen konnte ich allerdings nicht auffinden.

6. Zone tektonischer Vermischung des penninischen und unterostalpinen Faziesbereiches.

a) Liasschiefer.

Diese Gesteinsgesellschaft, die auf Grund der zahlreichen lithologischen Ähnlichkeiten, die sie mit anderen Gebieten aufweist, zum Lias gestellt wird, nimmt in unserem Arbeitsgebiet einen breiten Raum ein. Sie erstreckt sich vom Astegger Profil — hier noch relativ schwächlich — weiter nach Osten, das Zillertal überquerend, zum Ramsberg. Von dort zieht sie unter der Gerlossteinwand durch; die südliche Hälfte liegt jedoch nicht mehr unter der Trias, sondern ist im Gelände ober der Labergalm gut zu erkennen. Dann überquert sie den Kamm Hochfeld—Gaiskopf und zieht breit durch die große Mulde der Schönbergeralm, um dann wieder einen Kamm zu überqueren und ober der Tödtengrubenalm durchzustreichen. Hier nimmt die Mächtigkeit bereits merklich ab. Die letzten äußerst schwächlichen Aufschlüsse stellen sich etwa 50 m südlich der Weißachalm und bei der Schwarzachbühelalm ein. Hier ist jedoch anzunehmen, daß große Teile unter der hier äußerst starken Schuttbedeckung begraben liegen. Die größte Mächtigkeit erreicht dieser Gesteinsverband in der Gegend des Ramsberges, östlich von Hippach mit 1.200 m.

Bezeichnend für diese Zone ist die Einschaltung einer Serpentinlinse und mehrerer Linsen von Quarziten und Triasgesteinen. Morphologisch ist das Auftreten der dunklen Bestandteile dieser Gesteinsgesellschaft, die die Vormacht bilden, immer durch die schwarzen Anrisse in den Wasserrinnen erkennbar.

Den „stratigraphischen Leithorizont“ bilden für diese Gesteine die Liasbrekzien. Sie sind es vor allem, die uns den orogenen Charakter der gesamten Zone beweisen. Die Brekzien sind in einigen Horizonten ausscheidbar, die jedoch in den einzelnen Profilen rasch wechseln können. Im wesentlichen kann man doch sagen, daß eine Anreicherung in den Hangendpartien festzustellen ist. Außerordentlich reiches Auftreten von Brekzien finden wir auf der Schladeralm und nördlich davon, weiters auf der Schönbergeralm, der Laberg- und Tödtengrubenalm. Einzelne etwas fragliche Stücke fand ich auch nordöstlich der Astegger Häusergruppe.

Die Brekzien zeigen eine sandig-glimmrige, aber immer etwas kalkhaltige Grundmasse, in die Dolomitkomponenten, die öfters 10—15 cm lang werden, eingelagert sind. Die letzteren zeigen hellgraue bis dunkelblaue Farbe

im frischen Bruch. Angewittert erscheinen sie deutlich hellgelb bis schmutzig-grau und grauschwarz. Die serizitischen Zwischenlagen treten dabei als rissige und scharfbegrenzte Bestandteile hervor. Ober der Alm Tödtengruben zeigt die Brekzie stengelige Ausbildung. Dasselbe ist auch auf der Labergalm sehr schön zu sehen.

Bei der Triaslinse, die ober der Schönbergalm ansteht, finden wir die Brekzie an der Westseite besonders angereichert. Bemerkenswert ist hier, daß sich solche Typen einstellen, deren Grundmasse rein kalkig ist. In ihr sind dann Dolomitbrocken bis zu 5 cm Größe eingelagert. Dieses Übergehen erfolgt hart an der Grenze des Liegend zur Triaslinse. Ob diese Brekzien wirklich direkt in die Triaskalke übergehen, wie dies DIETIKER schon annahm, läßt sich nicht mit Sicherheit feststellen.

Andersgeartete und ebenfalls auf Grund lithologischer Ähnlichkeit als Liasbrekzien zu bezeichnende Gesteine finden wir ober der Alm Tödtengruben. In der kalkreichen, grauen, oft etwas körnigen Grundmasse, die sehr an einen Kalkglimmerschiefer mit zurücktretendem Glimmer- bzw. Serizitgehalt erinnert, sind in parallelen Lagen Tonschmitzen mit einer Längserstreckung eingelagert. Letztere sind linsenförmig, haben schwarze Farbe und sind sehr leicht zerstörbar. Die Linsen ändern stellenweise ihre Häufigkeit im Auftreten in den Handstücken, wodurch eine scharfe Abgrenzung nicht gegeben werden kann! Diese Brekzien liegen in den dunklen Phylliten, die über den eingeschuppten Quarzitspänen gelegen sind. In der Arbeit BRAUMULLER's werden ähnliche Gesteine als Phyllitschollen—Kalkglimmerschiefer bezeichnet.

Ebenfalls auf der Tödtengrubenalm konnten Kalkglimmerschiefer beobachtet werden, die eine Anwitterung zeigen, wie sie nur in den Liasfeinbrekzien der Radstädter Tauern zu finden ist. Auffallend ist, daß diese Typen stets nur in großen Blöcken, die beachtenswerte Faltung zeigen, vorkommen. Es handelt sich hierbei um 3—4 m lange Stücke, die zwei bis drei Antiklinalen aufweisen. An einem Ende ist fast immer eine Faltenstirn zu beobachten. Es ist dies die einzige Stelle in meinem Arbeitsfeld, von der solche Erscheinungen bekannt sind.

Den Hauptteil dieser Zone bilden jedoch die Kalkphyllite. Es handelt sich in der Hauptsache um dunkle Phyllite, die vom leicht zerfallenden Phyllit und Schiefer zu den massigen Kalkglimmerschiefern überleiten. In der dunklen Grundmasse treten nur Calcit- und Quarzlagen etwas hervor.

Etwas abweichende Ausbildung zeigen die Liasschiefer auf der Höhe von Astegg. Hier liegen über dem Hochstegenkalk zirka 5 m dunkle, von Quarzadern durchzogene Phyllite; daran schließen sich grüne serizitische Phyllite, die aber außer in der Farbe den vorgenannten völlig gleichen. Sie

bilden die Verflachung der Astegger Höhe und damit den größten Teil der Liasschieferzone in diesem Profil. Über ihnen liegen etwa 20—30 m dunkle Phyllite, die denen völlig gleichen, welche die grünen Schiefer unterlagern. Brekzien treten in diesem Profil nur einmal auf, und zwar in den grünen Phylliten.

Zur Altersstellung ist zu bemerken, daß wir auf Grund der lithologischen Ähnlichkeiten mit den westlich und östlich gelegenen Gebieten eine Zuweisung zur Trias vornehmen. Ein weiterer Beweis sind die triadischen Dolomitkomponenten in den Brekzien, die also nachtriadisches Alter — am frühesten die Liasformation — in Erwägung ziehen lassen. Die Sedimentation dauerte vermutlich den ganzen Jura hindurch an, was der sehr großen Mächtigkeit gut entsprechen würde. Ob die Bildung noch in die Kreide fortsetzte, kann heute noch nicht gesagt werden, doch besteht die Möglichkeit, daß verschiedene beschriebene Gesteine vielleicht die Unterkreide vertreten. Dies wäre am ehesten bei den an zweiter Stelle beschriebenen Phyllitbrekzien möglich, doch kann eine sichere Aussage einzig und allein auf Grund von lithologischen Ähnlichkeiten mit den Gesteinen aus den Radstädter Tauern nicht gemacht werden.

b) Serpentin.

In unserem Aufnahmegebiet befinden sich zwei Serpentinvorkommen, die innerhalb der Liasschiefer liegen, und zwar immer im Liegend derselben, also, wie noch zu zeigen sein wird, aus dem rein penninischen Faziesgebiet.

Die größere der beiden Serpentinlinsen ist in der Wand, oberhalb der Ortschaft Hollenzen, sichtbar. Durch den Bergbau, der derzeit wieder in Betrieb ist, ist das Vorkommen recht gut aufgeschlossen. In dem tiefer gelegenen Stollen, der etwa 100 m lang ist, läßt sich die Grenzzone zu den Liasschiefern sehr gut beobachten.

Der Serpentin selbst ist teilweise faserig ausgebildet, ist jedoch schon in den frischesten Stücken mit einem Asbest- und Talküberzug anzuschlagen. Gegen den Rand auf der Liegendseite wird der Serpentin feinfaserig und etwas heller. Dann folgt eine Lage von strahlsteinführendem Gestein, die den Serpentin von den Schieferen trennt.

DIETIKER beschreibt als Mineralbestand derselben: Epidot, Albit, Strahlstein, Chlorit, Calcit, Quarz und Apatit sowie Turmalin. Da keine Relikte von Hitzekontaktmineralien erkennbar sind und das alleinige Auftreten von Strahlstein auch durch Stoffwanderung in der festen Substanz gedeutet werden kann, nehmen wir mit DIETIKER an, daß es sich um einen tektonisch eingeschobenen Serpentin handelt. Wie schon angedeutet, zeigt der Serpentin starke tektonische Beanspruchung, was sich im Stollen durch die Brüchigkeit der Decke immer wieder zeigt.

Eine zweite kleinere Linse steht oberhalb der Einsattelung zwischen dem

Torhelm und P. 2270 an. Sie zeigt einen dunklen Serpentin, der in den Liasphylliten, fast an deren Südrand, auftritt und knapp an den Hochstegenkalk zu liegen kommt.

Da es sich um tektonische Einschübe handelt, ist eine Altersbestimmung nicht möglich. Am ehesten wären diese Serpentine im mittleren Jura zu beheimaten.

c) Quarzite.

Ein Zug von Quarziten, die meist sehr dünnplattig sind und intensiv grüne Farbe aufweisen, erstreckt sich etwa westlich vom P. 2022 unterhalb der Rettelwand beginnend, zum Gaiskopf und von dort weiter über die oberste Schönbergeralm zum P. 2270; von dort in nordöstlicher Richtung weiter, um östlich der Alm Tödtengruben zu enden.

Eine Zuordnung zum penninischen oder unterostalpinen Bereich ist infolge der isolierten Lage unmöglich. Ihrem Aussehen nach würde man diese Quarzite als penninisch ansprechen. Andererseits wäre es auch möglich, daß es unterostalpine Elemente sind, da sie genau so eingeschuppt sind, wie die noch zu besprechenden Triasgesteine. Es wäre dann sogar noch unter den Schuppen eine stratigraphische Ordnung zu erblicken. In diesem Falle wäre die Südgrenze der Quarzitlinsen die Grenze zwischen der unterostalpin-penninischen Mischungszone und dem höheren Pennin.

Als Alter kann — ganz gleich, welchem Faziesbereich man diese Quarzite zuordnet — die permische Epoche angenommen werden.

7. Die unterostalpinen Quarzite.

a) Serizitquarzite.

Dieser Gesteinskomplex durchzieht als der mächtigste das Arbeitsgebiet. OHNESORGE hat dieses Material als „lichtgrüne Serizitgrauwacke mit Orthoklas und Quarzkörnern“, „weiße Quarzkörnergrauwacke“ und „graue Kalktonschiefer“ sowie „bunte Tonschiefer“ auf Blatt Rattenberg der geologischen Spezialkarte ausgeschieden. Im Westen wurde von B. SANDER ein „serizitisch-grünlicher Porphyroid“ (Typus Kaiserbrünnl) beschrieben. Da er mit unserer Serie gut übereinstimmt, kann er als die Fortsetzung unserer Serizitquarzite aufgefaßt werden. DIETIKER trennt diese Zone in das „Kristallin der rechten Flanke des Gerlostales“ und das „Kristallin Larchkopf—Wilder Bach“. Die Trennung beginnt nach den Angaben DIETIKER's im Gerlossteinbach, wo sich laut Profil 11 seiner Arbeit ergibt, daß sich hier die später zu beschreibende Richbergkogelserie zwischen die beiden Kristallinspäne einschieben soll. Er zieht dann diese Grenze nach Westen weiter, indem er eine Linse von eben genannter Örtlichkeit zur Trias des Schönbergerbaches zieht und von dieser dann wieder zur Triaslinse von Gmünd. Lithologisch läßt sich keine Differenzierung feststellen; dies mußte auch schon DIETIKER selbst feststellen. Nach meinen Beobachtungen lassen

sich mehrmals dunkle Phyllite innerhalb des Serizitquarzitkomplexes feststellen. Um solche Phyllite handelt es sich auch, wie ich mich überzeugen konnte, bei der „dazwischengeschalteten Richbergkogeiserie“ im Gerlossteinbach.

DIETIKER faßt diese Phyllitstreifen als Beweise der überlagernden Schistes lustres auf und gibt damit dieselben Lagerungsverhältnisse, wie sie SANDER im Tuxer Gebiet beschrieben hat, auch in unserem Gebiet an. Wir fassen diese Einschaltungen als tektonische Anschoppungen auf, ähnlich den Triaslinen, die in dieser Zone so häufig auftreten. Ein Zusammenhang mit der Trias läßt sich insofern feststellen, als manche kalkige Phyllite immer am Nordrand der Triaslinen oder mindestens nahe desselben zu finden sind. So z. B. bei der Trias des Gerlossteinbaches oder im Gerlostal bei der Mündung des Schönbergerbaches und schließlich im Mühlbach bei der Astacherwand. Aus diesem Grund können wir die Trennung, die DIETIKER durchgeführt hat, nicht weiter übernehmen und fassen diese Zone der Serizitquarzite als eine Einheit auf.

Im Felde fallen diese Gesteine durch ihre grünliche Farbe auf und können ihrem Aussehen nach gut von den anderen Quarziten getrennt werden. Sie formen den Hauptteil des Gerlostales und können an den Aufschlüssen des Gerlosstraßenprofils gut beobachtet werden. Während sich die Serizitquarzite sonst als geschlossene Zone gut erkennen lassen, finden sie sich beiderseits des Zillertales nur in vereinzelt dastehenden Aufschlüssen. Moränenbedeckung am Ramsberg und die große Mächtigkeit der Gschößwandtrias lassen sie nicht mehr zur Geltung kommen.

Die Einschaltungen, die phyllitischer Art sind, sind in dem stark mit Wald bedeckten Gelände sehr schwer aufzufinden und nur die Anrisse in den Bächen geben sie unserem Blick frei. Es müssen somit mehr Einschaltungen phyllitischer Natur angenommen werden, als auf der Karte ausgeschieden wurden. Das Profil des Gerloshauptstollens läßt diese Annahme als durchaus richtig erscheinen.

Die eigentlichen Serizitquarzite zeigen in einer hauptsächlich aus Lagen von grünem Serizit bestehenden Grundmasse makroskopisch erkennbare Quarz- und Feldspatkörner. Dieses Gesteinsmaterial ist relativ wenig geschiefert. Übergänge in reine weiße Quarzite sind keine Seltenheit. Der Kalkgehalt variiert sehr stark. Kalkreiche Typen finden sich z. B. unter der Trias der Gschößwand. Auch gibt es hier Quarzite mit rötlicher Farbe, die von Eisenlösungen herrührt. BECKE beschrieb die, die Gschößwand unterlagernden Gesteine, als Serizitquarzite und Serizitalbitquarzite.

Weiters lassen sich auch weiße Serizitquarzite im Weißachtal auffinden. Weiße Serizitphyllite, die äußerst stark verschiefert sind, treten an der Gerlosstraße unterhalb von Gmünd auf, ebenso am Schönbergerbach.

Sie wechseln an beiden Orten mit ebenso feingeschieferter bläulichem Serizitphyllit. Beim Schönbergerbach findet sich ein grau gebänderter Quarzit darin eingeschaltet, der jedoch geringe Ausdehnung hat.

Chloritoidschiefer finden sich am Schönbergerbach. Dieses Gestein tritt in mehreren kleinen Linsen auf. U. d. M. sehen wir in einer feinkörnigen Grundmasse, die aus Albit, Chlorit, Serizit und Quarz besteht, Anreicherung von Chloritoidstengelchen.

Eine eigenartige Ausbildung zeigt der Serizitquarzit bei der schon vorhin besprochenen Stelle im Gerlossteinbach. Im Bachbett steht mehrmals der normale Serizitquarzit an, gegen den Beginn der Triaseinschaltung des Gerlossteinbaches zu nehmen die blauen feingefalteten Serizitphyllite an Häufigkeit zu. Das Hangend wird von zirka 1 m mächtigen grünen, fettig glänzenden Schiefen, die relativ kalkreich sind, gebildet.

Eine weitere Besonderheit konnte ich an Stücken feststellen, die vom Gerloshauptstollen stammen und auf der Technischen Hochschule in Wien aufbewahrt werden. Durch das Entgegenkommen von Herrn Prof. Dr. A. KIESLINGER wurden mir diese Proben zugänglich gemacht. Es handelt sich um grüne Serizitquarzite, die Quarzkörner bis zu 5 mm Durchmesser enthalten. Diese rundlichen Quarzkörner haben rote und graue Farbe.

In den Arbeiten von SANDER und DIETIKER wird wiederholt von Porphyroiden bei Nennung dieser eben beschriebenen Gesteine gesprochen. Es werden die grünliche Farbe, die Feldspat- und Quarzeinsprenglinge und die Feststellung von Korrosionsbuchten im Quarz angeführt. Da diese Beobachtungen nur bestätigt und ergänzt werden können, schließe ich mich der Meinung DIETIKER's an, daß es sich bei diesem Gesteinsmaterial um ehemalige Quarzporphyre und um ihr Verwitterungsmaterial handelt.

Aus diesem Grunde entspricht die folgende stratigraphische Gliederung den Tatsachen am besten:

Die dunklen und kohligen Phyllite, die lagenweise anzutreffen sind, vertreten meiner Meinung nach den obersten Karbonhorizont. Die Hauptmasse der Serizitquarzite stellen dann Bildungen des Perm dar, was mit ihrem Charakter als ehemalige Quarzporphyre gut in Einklang zu bringen ist. Als höchste Vertreter — das heißt Bildungen der untersten Trias — möchte ich die rein weißen Quarzite betrachten. Im wesentlichen haben wir es daher mit einem permokarbonen Gesteinskomplex zu tun.

b) Die Rettelwandserie.

BECKE, TERMIER und DIETIKER haben diese Gesteine bereits behandelt, doch ist durch das beschränkte und völlig isolierte Auftreten derselben eine annähernd sichere Erklärung nur sehr schwer zu geben.

Für das Gesteinsmaterial ist eine eigenartige grüne Farbe bezeichnend (schwaches Giftgrün). Allerdings sind die Unterschiede zu den Quarziten

des vorigen Abschnittes in der Farbe fast nicht wahrzunehmen. Manchmal geht die Farbe etwas in das Blaue und das Gestein nimmt seidigen Glanz an. Eine blättrige Abwitterung ist zu bemerken. An der Südseite — also gegen den Gipfel des Hochfeldes zu — tritt der Blauton und die blättrige Abwitterung nicht mehr in Erscheinung und man hat einen normalen grünen Quarzit vor sich.

U. d. M. wird diese Annahme vollauf bestätigt. Zum Unterschied davon zeigen die Gesteine nördlich davon — die also dem Quarzit auflagern — ein anderes mikroskopisches Bild. Hier können wir neben dem Quarz noch Albit, Calcit, Serizit, Erz, Epidot, Phengit, Biotit und Apatit feststellen. DIETIKER spricht diese Gesteine als „epimetamorphe umgewandelte tonig-kalkige Sandsteine“ an.

Meine Meinung ist nun dahingehend, daß ich hier ein normales stratigraphisches Profil in verkehrter Lagerung annehme.

Über den Rauhwacken der Trias auf dem Gerloststeinwandplateau folgen somit Quarzite der untersten Trias bzw. des obersten Perms. Auf diesem lagern dann jene Quarzite, die mehr sandig-toniger Herkunft sind und dem Permokarbon zugewiesen werden müßten. Diese Erklärung findet ihre Bestätigung in den verkehrten Lagerungsverhältnissen der Triaslinsen, die noch später zu zeigen sein wird.

Ob eine Verbindung zu den Quarziten des Gerlostales bestanden hat, läßt sich heute nicht mehr feststellen. Westlich der Schönbergeralm schiebt sich zwischen die Quarzite des Gerlostales und die Rettelwandserie eine breite Schutzzone ein, die eine etwaige Verbindung verdecken würde. Eine Verbindung der beiden Gesteinspartien nehme ich als sehr wahrscheinlich an.

8. Trias.

Über die Zugehörigkeit der zu beschreibenden Triasbildungen zur Trias besteht wohl kein Zweifel, jedoch bin ich durch die tektonischen Verhältnisse gezwungen, dieselbe in zwei getrennten Gruppen zu behandeln. Die Gründe dafür werden im tektonischen Teil näher erörtert werden.

a) Die Triaslinsen der pennin-unterostalpinen Mischungszone.

Wenn man vom Gerlostal auf die Schönbergeralm kommt, so findet man kurz vor der Almhütte im Anriß eines kleinen Bächleins, direkt unter den Serizitquarzit einfallend, eine etwas geschieferte Rauhwacke. Dann folgen nach Süden etwa 300 m unaufgeschlossenes Gelände. Südlich der Almhütte erhebt sich eine etwa 30 m hohe Felswand, die aus Kalk mit Serizithäuten sowie hellbläulichen Dolomiten besteht. Es folgen weiter nach oben: hellgraue, splittrig brechende Kalke, die an den s-Flächen feinste Glimmerschüppchen aufweisen. Diese Kalke stellen meines Erachtens einen Übergang von den typisch unterostalpinen Triaskalken mit den Serizithäuten zu

den gleich zu besprechenden, nur in Liasschiefern steckenden Glimmermarmoren. Am Westrand des Felsklotzes stellen sich darüber Brekzien ein. Dunkelblaue, gelbgrau anwitternde Dolomitbrocken stecken in einer sandig-serizitischen Grundmasse. Reichliche Calcitdurchaderung macht sich bemerkbar. Dann folgt hellgrauer Kalk mit Serizitbelag auf den s-Flächen; teilweise ist eine Schieferung erkenntlich. Darüber liegen gefältelte blaue Kalke mit tonig-serizitischen s-Flächen. Als Abschluß sehen wir grobe ungebankte, von Calcitschnüren durchzogene Kalke.

Diese Triaslinse grenzt also an der Nordseite an die Serizitquarzite, mit der Südseite jedoch an die Liasschiefer, die sie auch an der Ost- und Westseite umgeben. Dieselbe Lagerung finden wir auch bei der Gerlossteinwand, doch ist hier eine überschobene Schichtplatte anzunehmen, während bei dem vorgenannten Vorkommen Steilstellung zu beobachten ist.

Weiter im Süden finden wir abermals Einstreuungen triadischer Kalke. Eine derselben liegt genau westlich vom P. 2075. Ihre tektonische Beanspruchung muß sehr groß gewesen sein, da man von einer Schichtung bzw. einem Fallen nicht sprechen kann. Blaue Kalke mit serizitischen Häuten und ungebankte Kalke bilden diese Linse.

Auch am Westabhang des Rückens, der von P. 2075 zur Schönbergeralm zieht, sehen wir mehrere kleine Triasaufschlüsse, doch sind sie vermutlich nicht als eigene Linsen anzusprechen, sondern dürften Fortsetzungen der vorigen darstellen.

Die südlichste und faziell am meisten abweichende Triaseinschaltung findet sich am Grat westlich des Gaiskopfes. In Falten gelegte, von feinsten Glimmerschüppchen durchzogene Kalkmarmore hellweißer Färbung, die eine leichte Schieferung aufweisen, wechseln mit hellblaugrauen grobkörnigen Kalkmarmoren, die ebenfalls reichlich mit Glimmer durchsetzt sind.

Am Hollenzberg sehen wir folgende Verhältnisse: Am Rand gegen die hangenden Liasschiefer finden wir wieder eine Brekzie. Blaugraue Dolomitkomponenten liegen in einer weißen kalkigen, von Serizitflatschen durchzogenen Grundmasse. Weiters wird die Wand des Hollenzberges von dunkelblauen groben Kalken aufgebaut, die von weißen Calcitadern durchzogen sind.

b) Die Triasbildungen der unterostalpinen Schuppenzone.

Die Triasvorkommnisse im Gerlostal sind schon frühzeitig den Forschern, die hier gearbeitet haben, aufgefallen. Zuerst war es das West- und das Ostende des „Gerloser Zuges“, das eine nähere Behandlung erfuhr. BECKE hat erstmals die Trias der Rettelwand beschrieben, während DIENER durch seine Diploporenfunde das triadische Alter der Neßlingerwand sicherte. Neuerdings wurden auch von FRASL Fossilien gefunden, die somit den Fund DIENER's festigen, so daß alle Zweifel, die in Bezug auf das Alter auftraten, als beseitigt gelten können. Als weiterer Beweis muß noch die

Ähnlichkeit mit dem Radstädter und Tarntaler Mesozoikum herangezogen werden. Aus diesem Grunde wurde auch schon nach dem Bekanntwerden der Trias der Rettel- und Neßlingerwand eine Triasverbindung durch das Gerlostal angenommen, die einerseits in die Tarntaler Berge, anderseits in die Radstädter Tauern weiterziehen sollte. Erst die genauen Aufnahmen DIETIKER's haben ergeben, daß die Triasbildungen nicht als ein geschlossener Zug verfolgbar sind, sondern nur in einzelnen voneinander getrennten Linsen vorkommen.

Diese Einzelvorkommen sollen nun kurz beleuchtet werden, um die Besonderheiten besser hervortreten zu lassen:

Trias von Gmünd. Ein Felssporn, der schon von der Gerlosstraße gut zu sehen ist, besteht aus weißlichgelbem dichtem Kalk. Der südliche Teil dieses Felsspornes besteht aus in frischem Zustand blaugrauen Kalken. Allgemeine Steilstellung ist bezeichnend. Steigt man nun das Tal des Gmünder Baches hinan, so gelangt man nach einem kurzen aufschlußlosen Stück alsbald wieder zu Triasgesteinen. Es handelt sich hier um hellgraue Dolomite, die Tonhäute an den s-Flächen aufweisen. An der nächsten Wegkehre folgt eine auffallend bräunliche Verwitterungskrume, die auch bröselige Rauhwarenteile enthält. Die Lagerung der Rauhware am Nordrand des Vorkommens stimmt, wie wir weiter sehen werden, mit den westlicheren Vorkommen überein.

Astacherwand. Überquert man die Brücke über den Gerlosbach (Abornbodl) und steigt zu dem Gehöft an, so findet man zuerst eine Lage von zirka 4 m Mächtigkeit von weißem, dolomitischem, feinkristallinem Kalk, der von gelblichen Serizithäuten durchzogen ist. Darüber rasch wechselndes Auftreten von verschiedenen Kalk- und Dolomittypen. Über diesen liegt im Tal des Wandbaches eine schön ausgebildete braungelbe Rauhware. Gelb gefärbte Dolomittrümmer sind darin keine Seltenheit.

Aufschluß vom Schönbergerbach. Über dem grünen Serizitquarzit sieht man an der Straße eine Mulde, in der einwandfreie Rauhwaretrümmer liegen. Auf diese folgt dichter weißer Dolomit, der sehr wenig Tonhäute zeigt. Weiters graublauer, splittriger Dolomit. Ferner wechseln blaugraue, hellgraue, hellblau und auch leicht violette Typen untereinander. Alle sind reichlich mit Serizitflatschen durchsetzt. Als Abschluß des Profiles finden sich schwarzgraue, splittrige Kalke und hellgraue Dolomite. Weiter im anschließenden Wald treten helle Kalkmarmore auf.

Rinderschlag. Im schlecht aufgeschlossenen Gelände des Rinderschlages findet man am Weg vom Ötschenwirt zum Gerlossteinhaus kleinere Anrisse, die folgende Schichtfolge erkennen lassen: Gelber Dolomit mit Serizithäuten und Spuren von Rauhwaren—hellgelber Dolomit—blaugrauer und weißlichgelber dolomitischer Kalk—heller violetter Kalk—blaugraue

Dolomite mit reichlicher Calcitdurchhäderung. Darüber dunkelblauer, etwas geschieferter Kalk.

Gerlossteinbach. Über fettigglänzenden Serizitquarziten folgt eine dünne Lage von Rauhwaacke, 5—6 m mächtige Dolomite, dunkle Dolomite und Kalke. Darüber liegen in abwechselnder Folge blaue und hellgraue Dolomite.

Gerlosstein- und Rettelwand. Die Gerlossteinwand zeigt schon eine von Zell am Ziller sichtbare Bänderung. Diese rührt von den wechselnden Lagen von hellen und dunklen Dolomiten her. Knapp unter dem Gipfel steht körniger Kalk mit Serizitschüppchen an. Der Gipfel der Gerlossteinwand wird von einem groben grauen Kalk gebildet, der auffallend viele Einschlüsse von eisenreichen Substanzen aufweist.

Die Basis der Rettelwand bilden graue Dolomite. Diese zeigen meist eine plattige bis bankige Ausbildung. Im oberen Teil läßt sich wieder eine Wechsellagerung von hellem und dunklem Dolomit feststellen. An der Grenze zur Rettelwandserie steht eine tiefbraune Rauhwaacke an, die sich aber gegen die Kotahornalpe zu rasch verliert.

Gerloskögerl—Arbiskögerl. Auf dem Weg von der Gerlossteinwandhütte zum Gerloskögerl steht auf einige Meter eine stark geschieferte Serizitrahwaacke an. Das Fallen derselben beträgt etwa 70° S! Weiters dunkle grobkörnige Kalke und gelbe und graue Dolomite. Gegen die Kotahornalpe finden sich an der Grenze gegen die Serizitquarzite wieder schöne Rauhwaacken.

Kleinere Triaseinschaltungen im Gebiete des Ramsberges, die jedoch in jeder Hinsicht bedeutungslos sind, bestehen meist aus splittrigem Dolomit.

Sauwand. Verschiedene Dolomite wechseln oft miteinander ab. Ein Dolomithorizont, der unter dem sehr mächtigen Rauhwaackenband durchzieht, zeigte eine wirre Aderung. Die Rauhwaacke ist hier besonders mächtig ausgebildet. Ansonsten finden wir die Rauhwaacke immer am Nordrand der Triaslinen, hier jedoch findet sie sich innerhalb derselben. Es ist hier, wie noch gezeigt wird, eine tektonische Komplikation herrschend. Über der Rauhwaacke folgt eine helle Dolomitlage, die ihrerseits von dunklen Kalken überlagert wird.

Gschößwand. Über serizitischen Quarziten folgen Kalke und Dolomite. Darüber sehen wir gelblich-weiße Dolomitschiefer mit braunen tonigen Häuten. Hin und wieder schalten sich dunklere Partien ein. Am Plateau selbst finden wir dunkelblaue Dolomite und Kalke. Letztere erscheinen an den angewitterten Flächen gebändert.

9. Richbergkogelserie.

Zwischen dem Komplex der Serizitquarzite und dem Innsbrucker Quarz-

phyllit schaltet sich eine stellenweise stärker hervortretende Gesteinszone ein. Die beste Untersuchungsstelle bietet der Richbergkogel. Westlich davon verengt sie sich äußerst rasch und ist, nachdem sie schon sehr ausgedünnt unter dem Gehöft Schwaiger das Gerlostal erreicht, weiter im Westen nicht mehr aufzufinden.

Erstmalig wurden diese Gesteine von Th. OHNESORGE auf Blatt Rattenberg kartenmäßig ausgeschieden. Er bezeichnet die Gesteine als „graue Kalktonschiefer und bunte Tonschiefer“ sowie als „Kalke und Dolomite in vorhergehender Gruppe“. HAMMER erwähnt nur ganz kurz diese Gesteine als „Kalkphyllite und sandige Kalklagen“ sowie „Kalktonphyllite“. DIETIKER prägt den Namen Richbergkogelserie und gibt ihr eine sehr wichtige Stellung, indem er sie als die Grenze zwischen dem Pennin (Matreier Schuppenzone) und der Grauwackenzone auffaßt. Weiters bemerkt DIETIKER: „Diese Sedimentserie, die sehr gut, was fazielle Ausbildung und tektonische Lage betrifft, dem Flyschkomplex der Tarntaler Berge, wie STAUB und BLESER beschrieben haben und der Flyschzone HOTTINGER's im unteren Pinzgau entspricht...“

BRAUMÜLLER hat aus dem Gebiet zwischen dem Füscher- und Raurisertal eine ähnliche Gesteinsvergesellschaftung beschrieben. Er hat diese Zone dort als Sandstein-Brekziendecke bezeichnet. Seine Handstücke, die im geologischen Institut der Wiener Universität aufliegen, zeigen mit den Gesteinen aus unserem Arbeitsgebiet sehr starke Ähnlichkeit.

Die Serie wird von einer großen Zahl verschiedenartiger Gesteine aufgebaut, die wiederholt in Wechsellagerung auftreten. Eine besondere Stellung nehmen die Brekzien ein. Sie sind infolge des Fehlens von Fossilien für die Stellung dieser Zone in stratigraphischer Hinsicht von Bedeutung. Die Brekzien sind jedoch nur im Profil des Richbergkogels zu finden. Sie zeigen hier Verschiedenheiten im Hinblick auf die Grundmasse. Wir können folgende Brekzien gegenüberstellen:

1. Blaugraue kalkige Grundmasse, die reichlich Komponenten von hellgelb-grauem Dolomit und viele Serizitflatschen enthält.

2. Dieselben Komponenten, jedoch ist die Grundmasse sandig-kalkig. Die maximale Größe der Komponenten kann 5 cm erreichen. Sie können völlig uneingeregelt in der Grundmasse liegen, oder aber — und dies ist meist der Fall — sehr schön parallel angeordnet sein. Diese Parallelanordnung kann so weit gehen, daß man glaubt, ganze Dolomitlagen dazwischengeschaltet zu sehen.

Stellenweise finden sich innerhalb der Brekzienregion weiße Marmorlinsen. Letztere haben dasselbe Aussehen wie die Marmore, die nördlich der Brekzien in den Phylliten stecken.

Bezüglich der Altersfrage können wir die Ansicht DIETIKER's voll-

kommen teilen, wenn dieser schreibt: „Wie wir aus der Literatur ersehen, fehlen scheinbar in der heutigen Grauwackenzone gelbe Dolomite, wie sie in der Richbergkogelserie massenhaft vorkommen. Diese sind darum weit eher in der Trias zu beheimaten, denn in der alpinen Trias sind, wie bekannt, hell- und dunkelgraue und schwarze Dolomite, wie auch gelbe sehr verbreitet.“

Vergleiche mit anderen Brekzienzügen lassen sich nach Osten und Westen anstellen. Aus den Tarntaler Bergen beschreibt BLESER Rhätbrekzien, die in normale dunkle Rhätkalke übergehen sollen. Die Gleichheit der beschriebenen Brekzien und die dunklen Kalke, die sich auch in der Richbergkogelserie finden, sind überraschend.

SANDER schreibt 1921: „... ob nicht manche polygene Brekzien als die tiefsten Vertreter der Trias anzusehen sind“. Von SANDER wurden gewisse dieser polygenen Brekzien in Begleitung von Raibleroolith beschrieben und in den Kalkkögeln gefunden und er nimmt daher auch im Raiblerniveau solche Brekzien an.

Tarntaler Brekzien, wie ich sie aus der Sammlung von BRAUMÜLLER gesehen habe, sind den Richbergkogelbrekzien zum Verwechseln ähnlich. Allerdings muß auch hier bemerkt werden, daß bei klastischen Sedimenten gleiches Aussehen nicht zu hoch eingeschätzt werden darf, da ja die gleichen Bildungsvorgänge vorauszusetzen sind.

Auch die Begleitgesteine stimmen durchwegs gut mit unserem Material überein. Allerdings gibt es in der Sandstein-Brekziendecke auch solche Stücke, die sich in meinem Gebiet in den Serizitquarziten als dazwischengeschaltete Lagen finden. Hier ist besonders ein Arkosesandstein mit kohligem Pigment zu erwähnen, der sich im dunklen Phyllit des Stinkbaches fand.

Vergleichen wir mit den Liasbrekzien, so fällt uns sofort die starke Verschiedenheit in der Größe der Komponenten auf. Während die Liasbrekzien äußerst große Dolomitkomponenten einschließen, finden sich kleine, etwa unter 1 cm messende Komponenten sehr selten. Bei der Richbergkogelserie ist dies gerade umgekehrt.

Um einen Einblick in die Gesteine der Richbergkogelserie geben zu können, will ich hier das Profil des Richbergkogels kurz aufzeigen: Nach den kalkreichen fettig glänzenden Serizitschiefern folgen blaue bänderige Kalkmarmore. Langsam gehen diese in die Brekzien über. An der Hangengrenze sind Serizitchloritphyllite eingeschoben. An der Liegendgrenze der Brekzien fand sich ein unbestimmbarer Fossilrest. Weiters erscheint wechselnd Marmor und Serizitquarzit. Dann in großer Mächtigkeit dunkle Phyllite, die sehr kalkreich sind. Dazwischen finden sich immer wieder Marmore und Serizitphyllite. An der Nordgrenze der Serie sehen wir reichlich dunkle Kalke und kohlige schwarze Phyllite.

Abschließend komme ich zu dem Schlusse, daß es sich bei dieser Serie um eine Sedimentfolge von Rhät bis Jura, vielleicht sogar bis in die tiefere Kreide handelt. Die Bildung der Brekzien kann am ehesten in den Lias gestellt werden. Die dunklen Kalke vertreten das Rhät und die weißen Marmore sind am besten im Jura zu beheimaten.

Zu den Vergleichen mit der Sandstein-Brekziendecke ist zu bemerken, daß in unserer Zone keine Ophiolite gefunden wurden. Da das Auftreten der ganzen Zone linsenförmig ist, so ist mit einer tektonischen Reduktion einerseits und andererseits mit Anreicherung einzelner Schichtglieder bzw. mit deren Wiederholung zu rechnen.

10. Innsbrucker Quarzphyllit.

Diese durch ihr gleichartiges Aussehen gekennzeichneten Phyllite begrenzen den Ring der Lungauriden im Norden. Hier ist zu bemerken, daß die Begehungen nicht in den großen Komplex der Phyllite führten, sondern sich nur auf die Randzone beschränkten.

Im Osten des Gebietes treten stumpfgraue Farben in den Vordergrund, während im westlichen Teil eher ein Überhandnehmen der schwarzen Phyllite festgestellt werden kann. Allgemein zeigen die Phyllite reichliche eisenhaltige Einlagerungen, die sich scharf von den glänzenden Schieferungsflächen abheben. Auf den letzteren können wir oft Knickungen bemerken, die sich überschneiden. Die Faltung ist überall intensiv hervortretend. Reichlich verbreitet sind in diesem Gestein Quarzknauern und -linsen. Quarzklüfte durchschneiden die Phyllite senkrecht zur Streichrichtung.

Nahe dem Südrand des Quarzphyllites, jedoch noch in diesem, befindet sich der aufgelassene Goldbergbau von Hainzenberg.

Stratigraphisch ist wohl die Einteilung, die Th. OHNESORGE gegeben hat, am zutreffendsten:

Er stellt die Quarzphyllite in das Silur, da diese Formation ebenso wie das Devon durch Fossilien belegt ist. Nun stellt aber der Quarzphyllit bei allen Forschern eines der untersten Schichtglieder dar. Sei es nun, ob von einer Autochthonie der Grauwackenzone gesprochen wird, oder ob man die Grauwackenzone als die Stirnzone der Zentraliden auffaßt. Im letzteren Falle erscheint der Innsbrucker Quarzphyllit als verkehrt liegende Grauwackenzone.

Man kann also das Alter der Quarzphyllite mit großer Sicherheit als mindestens altpaläozoisch bezeichnen.

Somit wird die Grenze zwischen den Gesteinen des Tauerfensters und der Grauwackenzone neben den lithologischen Veränderungen auch durch einen stratigraphischen Sprung von der Trias bis zum Silur gekennzeichnet. Allerdings hat die erste Zeitangabe nicht vollste Berechtigung, da es wahr-

scheinlich Stellen gibt, wo der Quarzphyllit an Serizitquarzit grenzt. Eine derartige Stelle findet sich im Hauptstollen des Gerloskraftwerkes, womit auch das linsenförmige Auftreten der Riechbergkogelserie bestätigt wird.

B. Die tektonischen Verhältnisse.

I. Pennin.

1. Der Ahornkern.

Der Ahornkern, dessen Abtrennung erst durch die Verfolgung der von HAMMER und THIELE behandelten Trenknermulde (in den beiden Arbeiten als „Schieferhülle südlich der Hochstegenkalkzone“ bzw. „Schönachmulde“ bezeichnet) möglich wurde, ist das in unserem Gebiet tiefste tektonische Element. Er durchzieht mit N 75—80 O-Streichen das Arbeitsgebiet, um dann, wie die Arbeit THIELE's gezeigt hat, im Schönachtal abzutauschen.

Während der Gneiskern östlich des Wimmertales kuppelförmiges Profil aufweist, ist dies weiter im Westen nicht mehr der Fall. Hier handelt es sich dann nur mehr um einen an der Nord- und Südgrenze nach Norden einfallenden Komplex. Die Änderung des Einfallens an der Südgrenze findet am Kamm zwischen Wimmer- und Schwarzachtal statt (in derselben tektonischen Position, in der die Diskordanz des Hochstegenkalkes aufhört).

Die Diskordanz im Wimmertal und das Umschwenken der Fallrichtung ist am ehesten durch eine Heraushebung des Ahornkernes mit der Kulmination in der Höhe von Mayrhofen zu erklären. Ein weiterer Beweis dafür ist das Herausheben der Gesteine der Trenknermulde nach Westen und damit, wie sich BECKE einst ausgedrückt hatte, das „Auftauchen der Wurzel einer Schieferhülle“. Hat nun eine derartige Heraushebung stattgefunden, so ist auch verständlich, daß der Hochstegenkalk im größten Teil unseres Arbeitsgebietes sich dem heraushebenden Gneis anpassen mußte und heute daher diesem konkordant aufgelagert ist. Die Enden des Gneiskernes werden naturgemäß am ehesten ihre alte Lagerungsform erhalten können, und da wir annehmen, daß der Hochstegenkalk auf dem Ahornkern transgredierte, ist uns die Diskordanz (siehe die Arbeit von O. THIELE) an einer solchen Stelle verständlich.

Der Ahornkern selbst muß als fast autochthon betrachtet werden, was sich mit seiner Natur als tiefstes tektonisches Element gut in Verbindung bringen läßt.

Der Ahornkern bildet somit ein Bollwerk gegen den Deckenausturm aus dem Süden. Er wird somit selbst zum Teil geschont und bildet für den nördlich anschließenden Raum gewissermaßen einen Windschatten. In diesem ist es dann zu jenen Einwirbelungen gekommen, wie wir sie später bei der Besprechung der Gerlossteinwand vor Augen haben.

Die Begrenzung des Ahornkernes kann überall gut gegeben werden, da

sie ja, wie wir gezeigt haben, tektonischen Charakter trägt. Erst vom Bodengrund nach Westen wird die Grenze unscharf und tritt nunmehr als breite Übergangszone in Erscheinung. Diese Übergangszone ist durch das Ausheben der eigentlichen Muldengesteine und das Auftauchen der „Schieferhüllenwurzel“ bedingt.

2. Die Trenknermulde.

Diese ist die direkte Fortsetzung der „Schönachmulde“ von THIELE und schiebt sich als Keil zwischen den Ahornkern und die Tuxer Hauptmasse. Wir fassen unter diesem Begriff mehrere Zonen verschiedenartiger Gesteine zusammen, von denen es allerdings nicht feststeht, ob sie einen einheitlichen tektonischen Komplex darstellen oder ob es sich um mehrere tektonische Einheiten handelt.

Ganz allgemein können wir in dieser Schiefermulde eine Zweiteilung vornehmen und gliedern in:

1. Gesteine der höheren Muldentteile,
2. Gesteine der Wurzelzone.

Die erste Gruppe läßt sich vom Wimmertal über den Höhenbergkarkopf und Zillergund bis in den Bodengrund einwandfrei verfolgen. Am linken Hang des Bodengrundes setzen bereits die Gesteine der zweiten Gruppe ein, wodurch die bisher scharfe Grenze der Mulde durch Übergänge verwischt wird. Von nun an sind diese Übergangsgesteine — es handelt sich meist um Glimmerschiefer — immer mächtiger hervortretend, um schließlich im Popbergkar unter 2500 m die einzigen Vertreter der Trenknermulde zu sein. Zwischen Bodengrund und Ahornspitze umschließen sie die Gesteine der ersten Gruppe muldenartig.

Einwandfreie Gesteine der ersten Gruppe finden sich zum letzten Male im obersten Popbergkar ober 2500 m, genannt „Am Rötel“. Das Achsengefälle der Muldengesteine ist allgemein nach Osten gerichtet. Demzufolge könnten sich die Gesteine der ersten Gruppe in den höchsten Partien des Dristner wiederfinden. Aber hier konnte ich nur mehr Glimmerschiefer und B-Gneise der unteren Gruppe auffinden. Die erste Gruppe keilt somit „Am Rötel“ in die Luft aus.

Die Grenzverhältnisse gegenüber dem Ahornkern sind bis zum Bodengrund durch eine tektonische Grenze scharf gegeben (durch Anpressung). Vom Bodengrund an hat mit dem Auftreten der Wurzelgesteine auch ein Stoffaustausch zwischen dem Gneis und den Muldengesteinen stattgefunden, der die Übergangszonen von heute gebildet hat. Die Grenze zur Tuxer Masse ist überall als Übergangszone gekennzeichnet. Anscheinend ist hier die Aufschmelzungsfront höher emporgestiegen als im benachbarten Ahornkern und hat somit auch die höheren Teile der Trenknermulde miterfaßt.

Somit paßt auch die Trenknermulde gut in das bereits erwähnte Bild von der Hebung des Ahornkernes. Hier hat dieser Vorgang die trennende Schiefermulde derart hoch emporgehoben, daß die durch stoffverändernde Vorgänge verschont gebliebenen Gesteine bereits durch die Erosion in ihrem Zusammenhang unterbrochen wurden und nur mehr die Wurzelgesteine eine Verfolgung der Schiefermulde gestatten.

Zu den Gesteinen der Trenknermulde gehört auch das „Kristallin der Kirchspitze“ (DIETIKER). Wie der Arbeit THIELE's zu entnehmen ist, schlingt sich dieser Gesteinszug um den abtauchenden Ahornkern und seine Hochstegenkalkbedeckung und setzt sich als ein Teil der Trenknermulde als Liegendes des zweiten Hochstegenkalkzuges fort.

Auch dieses Übergreifen läßt sich mit der vorgenannten Hochhebung des Ahornkernes und seiner Bedeckung erklären, indem hier die von Süden anrückenden Gesteine der Trenknermulde den Hochstegenkalk angefahren haben und als Keil in diesen eingedrungen sind, so daß Liegend und Hangend nunmehr vom selben Kalkzug gebildet werden. Den besten Einblick gibt das Profil vom Brandberger Kolm, in dem das Kristallin nach Westen aushebt.

3. Die Tuxer Hauptmasse.

Südlich der Trenknermulde schließt sich mit unscharfer Grenze der große Komplex der Zentralgneise der Tuxer Masse an. In meinem Arbeitsgebiet liegen eigentlich keine Anzeichen dafür vor, daß diese Gneismassen über den Ahornkern und die Trenknermulde hinweggegangen sind. Dafür finden wir derartige Beweise im östlich anschließenden Gebiet, wo die Zentralgneismasse des Hanger und der Ankenspitze nur durch Deckenverfrachtungen zu erklären sind. Eine Überschiebungswerte von 5 km ist sicher. Die darübergehenden Decken hatten anscheinend nicht die Kraft, um die tieferen Zentralgneiskerne in derart große Decken, wie sie uns etwa in der Schweiz oder in den östlichen Hohen Tauern entgegentreten, umzubilden. Jedoch läßt der Gneiskomplex der Tuxer Hauptmasse schon wesentlich mehr Bewegung erkennen als der Ahornkern. In unserem Gebiet wird es sich der Hauptsache nach um eine Anpressung gehandelt haben. Dafür sprechen die Verhältnisse der Trenknermulde.

Ob es im weiteren Verlauf zu einer wirklichen Überschiebung, die dann später durch erodierende Vorgänge völlig vernichtet wurde, gekommen ist, können wir heute nicht mehr feststellen.

4. Die Porphyrmaterialschieferschuppe.

Diese sehr mächtige Gruppe besteht aus den Porphyrmaterialschiefern, Grünschiefern und einer Hochstegenkalkbedeckung. Die Zone schwillt stellenweise sehr stark an, so z. B. westlich der oberen Weißbachalm, westlich des Torhelm und am Abfall gegen das Becken von Mayrhofen.

Von Astegg nach Westen weiterziehend, hat SANDER diese Zone als „massigen grauen Porphyroid“ aufgefunden.

Die Hochstegenkalkbedeckung ist im Westteil des Gebietes in Linsen aufgelöst, so z. B. nördlich des Torhelms und am Gipfel desselben. Beim Vergleich der Profile fällt auf, daß die Mächtigkeit der Porphyrmaterialschiefer nach oben etwas abnimmt, was durch Lamination bedingt ist.

Allgemein läßt sich sagen, daß es sich bei der Bildung dieser Schuppen wohl nicht um Deckenüberschiebungen großen Stiles handelt. Es waren eher kleine Teildecken, die unter dem Einfluß der über sie wandernden Großdecken, gleitbrettartig übereinandergerutscht sind. Das Heimatgebiet dieser Schuppen wird daher nicht allzuweit im Süden zu suchen sein.

Bis zur Nordgrenze der Porphyrmaterialschieferschuppe ist die Tektonik gewaltsam in eine Form gepreßt worden. Weiter im Norden wird sie nun etwas freier und aufgelockerter. Dies mag vielleicht durch die leichtere Beschaffenheit des Materials bedingt sein, das sich jedem Kraffteinfluß besser angleichen konnte, als das relativ starrere Material der bisher besprochenen Einheiten. Wahrscheinlich war den nördlicheren Gesteinsverbänden aber auch mehr Raum zu ihrer Ausbreitung gegönnt.

II. Pennin — unterostalpine Mischungszone.

Die Zusammenfassung dieser beiden Faziesgebiete in einem Abschnitt wird vielleicht etwas überspitzt erscheinen, doch bei näherem Zusehen wird man erkennen, daß eine Trennung auf Grund der Einschaltungen verschiedener Gesteine immer nur eine willkürliche Sache bliebe. Aus den Radstädter Tauern hat KOBER statt einer scharfen Trennung zwischen Pennin und Unterostalpin das Bild einer Mischungszone aufgezeigt. Da wir in unserem Gebiet ähnliche Verhältnisse aufzuweisen haben, wollen wir auch hier diese Bezeichnung verwenden.

Das Pennin wird im allgemeinen durch die dunklen Liasschiefer vertreten, während die Triaslinen (Rauhwacke, Dolomite, Kalke und einige Brekzien) einwandfrei dem unterostalpinen Faziesbereich zuzuordnen sind.

Diese Linsen können nur als Einschoppungen angesehen werden. Anderseits finden sich bei der Schönbergeralm und auch westlich der Gerlossteinwand Dolomitbrekzien mit kalkigem Bindemittel, die in die Liasbrekzien übergehen. Dies deutet darauf hin, daß zeitlich nahe beisammen, zuerst im unterostalpinen und gleich darauf im penninischen Bereich Brekzien gebildet wurden, deren Komponenten aber bereits dem vorrückenden Unterostalpin angehörten. Daß bei diesem Vorschieben des Unterostalpins größere Triasspäne sozusagen als „Riesenkomponeute einer Brekzie“ in die Penninserie gerieten, wäre durchaus möglich. Doch lassen andere Beobachtungen wieder auf rein tektonischen Einschub schließen.

Diese Triaslinen zeigen dieselbe Besonderheit im Auftreten der Rauhwacken, die wir als die Triasbasis zu betrachten haben, wie die im folgenden Teil zu besprechenden Triaslinen der unterostalpinen Schuppenzone. Die Rauhwacke liegt immer am Nordrand der Triaslinen, was bei Nordfallen mit normaler Lagerung nicht erklärbar ist und so zur Annahme einer verkehrten Lagerung Anlaß gibt.

Einschaltungen von Kristallinspänen westlich vom Gaiskopf und oberhalb der Tödtengrubenalp lassen sich nur sehr schwer deuten, da wir keinerlei Anhaltspunkte über den Untergrund dieses Faziesgebietes haben und die Überschiebung des südlich oder zumindest am Südrande des penninischen Faziesgebietes gelegenen Entstehungsgebietes schon eine recht beträchtliche war, wobei eine weitgehende Störung des normalen Verbandes ja direkt erfolgen mußte, können wir diese Einschaltungen keinem der beiden Faziesgebiete zuweisen.

Als einwandfrei penninisch, ohne jeglichen ostalpinen Einfluß, möchten wir nur den Streifen südlich der Kristallineinschaltungen betrachten. Die Serpentinvorkommen innerhalb dieses Abschnittes bekräftigen diese Annahme.

Wenn wir nun versuchen wollten, eine Grenze gegen die Mischungszone zu suchen, so käme die Verbindungslinie der Quarzitspäne, falls diese Unterostalpin sind, in Frage. Keine der drei Grenzen kann derzeit als sicher angenommen werden. Am ehesten wäre meiner Meinung nach die Brekziensüdgrenze, die sich auch relativ gut verfolgen läßt, ins Auge zu fassen.

Schwankungen in der Mächtigkeit der Mischungszone sind vorhanden und auch sehr beträchtlich (Weißbalm zirka 40 m; Ramsberg 2 km). Das Einfallen wechselt zwischen 50—60° Nordfallen. Unter der Rettelwand fallen die Schichten etwas flacher ein.

III. Unterostalpin:

7. Unterostalpine Schuppenzone.

DIETIKER hat diese Zone eingeteilt in: 1. den „kristallinen Zug Larchkopf—Wilder Bach“; 2. das „Kristallin auf der rechten Seite des Gerlostales“ und 3. das „Rettelwandkristallin“. Was die Trennung des „Kristallins vom Larchkopf“ und dem „Kristallin auf der rechten Seite des Gerlostales“ anlangt, so ist diese sehr willkürlich vollzogen worden. Nach der Deckengliederung der Schweizer Schule handelt es sich dabei um die Grenze zwischen der Schistes lustres-Decke und der Matreierzone. Als Beweis der tektonischen Selbständigkeit wird die Ausbuchtung in den Quarzphyllit hinein angeführt! Ebenso haben wir keinen Anhaltspunkt für eine Grenze gegen den „Kristallinzug des Larchkopfes“ finden können. Das Material

nördlich und südlich der Triaslinen gleicht sich völlig, was auch schon von dem Schweizer DIETIKER festgehalten worden ist. Wir wollen daher diese Grenze, die nur durch die Triaslinen und ihre Verbindungslinie rein konstruktiv gegeben ist, fallen lassen.

a) Serizitquarzite.

Wir fassen die Quarzite, die DIETIKER als Kristallin getrennt hat, zusammen und sehen in den Quarziten die normale Basis der Trias — jener Trias, die jetzt nur mehr in Schollen und Spänen vorhanden ist und jetzt in diesen Quarziten drinnen steckt. Daß es natürlich Störungen innerhalb der Quarzite gibt, ist wohl selbstverständlich, und Schichtwiederholungen sind die häufigste Folge.

Durch die tektonischen Vorgänge wurden die Triaskomplexe in die Serizitquarzite eingewickelt und im ganzen Gebiet finden wir immer wieder, daß die Triasbildungen von den Quarziten ebenso unter- wie überlagert werden.

b) Rettelwandserie.

Auf der Linie Rettelwand—Gerlossteinwand liegt diese Serie in Form einer flachen Mulde auf den Kalkschichten. Diese Gesteine wurden von TERMIER in seiner großen Arbeit über die Decken der Ostalpen als „schistes de werfen“ bezeichnet, wobei bei der tektonischen Beschreibung die Frage offen gelassen wurde, ob es sich dabei um eine neue Schichtserie oder um eine verkehrte Serie handelt. Auch in der Arbeit DIETIKER's blieb diese Frage offen.

Ich konnte bei meinen Aufnahmen feststellen, daß sich über den Rauh- wacken, die die Rettelwandserie gegen das Hochfeld zu unterlagern, zuerst reine Quarzite finden, erst dann folgen die von DIETIKER als Arkosesand- steine bezeichneten Stücke.

Demnach scheint doch die TERMIER'sche Annahme richtig. Meine An- nahme eines untertriadischen Quarzites und darüberfolgender permokarboneer Gesteine paßt sich diesem Bild an.

Wenn auch kein direkter Zusammenhang mit den Quarziten des Gerlos- tales besteht und wir daher die Eigenheit dieser Serie festhalten müssen, so glauben wir doch, daß es sich um ein Glied derselben, welches nur der Tektonik seine heutige Lagerung verdankt, handelt. Die Grenze zu den Serizitquarziten ist leider durch eine breite Schuttzone markiert. Allgemein läßt sich diese Serie sehr gut dem Gesamtbilde der verkehrt liegenden Trias- linen anschließen.

8. Trias der unterostalpinen Schuppenzone.

Die Triasbildungen haben immer wieder die Aufmerksamkeit der Geo- logen erregt. So zeichnet BECKE auf seiner Karte noch einen durchgehen-

den Zug, doch DIETIKER hat dann die einzelnen Triaslinsen genau abgegrenzt, denen wir nichts Neues hinzuzufügen haben.

Das Einfallen der Triasgesteine ist sehr wechselnd. Die Gmünder Trias fällt nach Norden ein, die Linse der Astacherwand steht saiger und stellenweise schwankt das Einfallen etwas nach Norden oder nach Süden. Am Schönbergerpaß ist die Trias bereits überkippt und fällt nach Süden ein. Ebenso am Gerlossteinbach und am Nordrand des Arbiskögerls. Am Südrand desselben fällt die Rauhwacke nach Norden ein. Die Schichten der Gerlossteinwand liegen flach, während die der Rettelwand flach nach Norden einfallen. Gschößwand und Sauwand fallen wieder nach Norden ein. Bei der genauen Aufnahme der einzelnen Triaslinsen hat sich bei jedem Triasvorkommen gezeigt, daß die Rauhwacke, die wir an die Triasbasis stellen, immer am Nordrand der einzelnen Linsen gefunden wurden, genau so wie es bei den Triaslinsen der Mischungszone der Fall war. Wir sehen die Trias aus diesem Grunde in verkehrter Lagerung; dies erfährt eine besondere Bestätigung durch die Verhältnisse zwischen Gerlosstein- und Rettelwand.

Die Rauhwacke, die sich nördlich der Kotahornalm findet, entspricht sehr gut dem Stirncharakter des Arbiskögerls, findet sich doch auch an der Nordgrenze der Arbiskögerltrias ein Rauhwackenhorizont.

Bei dem äußerst mächtigen Rauhwackenvorkommen der Sauwand wäre die Annahme zweier übereinanderliegender Einspießungen durchaus plausibel. Normale und verkehrte Trias würden in diesem Falle aneinandergrenzen.

9. Richbergkogelserie.

Im ersten Teil dieser Arbeit wurde öfters auf die lithologische Ähnlichkeit mit der Sandstein-Brekziendecke von BRAUMULLER hingewiesen. In tektonischer Hinsicht kann hier jedoch kein Vergleich gezogen werden. Trotzdem geben uns aber die Vergleiche mit anderen Gebieten die Möglichkeit einer einwandfreien Zuteilung zum Unterostalpin im Gegensatz zu den Schweizer Geologen, die in diesem Komplex das oberste Pennin sehen.

Tektonisch ist diese Zone als Gleithorizont für den Quarzphyllit bedeutungsvoll. Die Mannigfaltigkeit der Profile, die Brekzien, die intensivere Schieferung und die tektonisch-morphologische Anpassung geben von dem großen Geschehen Zeugnis. Daß dieses Material von der ursprünglichen kristallinen Unterlage durch den vorrückenden Quarzphyllit abgetrennt wurde, ist verständlich, und es ist daher auch kein Rückschluß auf ein Entstehungsgebiet zu machen.

Die Richbergkogelserie ist vom Gehöft Schwaiger bis zum Richbergkogel aufzufinden. DIETIKER war der Meinung, diese Serie im Gerlossteinbach aufgefunden zu haben. In seinem Profil zeichnet er sie zwischen seinem „Kristallin mit metamorphen Quarzporphyren“ und der Trias des Gerlossteinbaches. Laut seinem Profil müßte also ein Kristallin, das vom Westen

herüberzieht, hier zwischen dem Quarzphyllit und der Richbergkogelserie auskeilen. Von einem derartigen Kristallin ist in der Natur keine Spur aufzufinden. Bei der genannten Einschaltung im Gerlossteinbach handelt es sich um dunkle Phyllite — das wären also hier die einzigen Vertreter der Richbergkogelserie. Nun gibt es dunkle Phyllite in unserem Gebiet an den verschiedensten Stellen. Meiner Meinung nach gehören jene Phyllite zu dem Zug, der zum ersten Male im Mühlbach aufgeschlossen, das Gerlostal unterhalb Marteck schneidet und sich dann eben im Gerlossteinbach wiederfindet.

10. Innsbrucker Quarzphyllit.

Die gut erkennbaren Grenzsichten des Quarzphyllites gegen das Unterostalpin zeigen bezüglich des Einfallens eine Besonderheit. Während das Einfallen im Osten konform den anderen Schichtkomplexen nach Norden gerichtet ist, ist es auf der linken Seite des Gerlosbaches gegen Süden gerichtet. Das Einfallen der Serizitquarzite und der Trias nach Süden ist in diesem Profil eine Folge der Unterschiebung durch den Quarzphyllit. Wie es allerdings zu dieser Unterschiebung gekommen ist, ist nicht zu erkennen. Der relativ weiche Quarzphyllit wird kaum imstande gewesen sein, allein ein derart wirkungsvolles Widerlager zu bilden. Wir können höchstens ein solches im Untergrund des Quarzphyllites annehmen, vielleicht einen noch nördlicher liegenden Gneiskern oder schon eine Kulmination des Helvetikums? Andererseits wäre es auch plausibel, an dieser Stelle, wo eigentlich das Umschwenken der Streichrichtung von WSW—ONO nach SW—NO erfolgt, diese Erscheinung folgend zu erklären: Durch dieses „Eck“ in der Streichrichtung entsteht eine gewisse Zugspannung mit dem Hauptangriffspunkt der Kraft an der „Ecke“. Es wird daher das Bestreben der einzelnen Gesteinszonen sein, dieses „Eck“ nach Möglichkeit abzuschrägen, um so von der Spannung befreit zu werden. Ist der Gesteinszug nicht mächtig genug, so erfolgt ein Auskeilen, d. h. eigentlich Abreißen des Zuges, wie dies z. B. bei der Richbergkogelserie der Fall gewesen sein dürfte. War aber die Mächtigkeit der Zone groß genug — und dies ist beim Quarzphyllit die Besonderheit —, dann wurde diese Spannung durch Verkürzung, d. h. also durch Unterschiebung des Spannung hervorrufenden Komplexes aufgehoben. Die Glieder der unterostalpinen Schuppenzone waren ja zu dieser Zeit schon völlig zwischen dem Quarzphyllit und dem Pennin eingespannt und besaßen daher nicht mehr die Kraft, sich gegen diese Bestrebungen des Quarzphyllites durchzusetzen.

Andererseits wäre auch anzunehmen, daß sich der Quarzphyllit bei der Überschiebung etwas vor das übrige Unterostalpin schieben konnte und beim Eintreffen des letzteren schon den Platz besetzt hatte. Jedoch ist dabei nicht einzusehen, daß das weichere dem härteren Material seine Form aufzwang.

In diesem Falle würde man doch eher ein Einspießen in den Quarzphyllit erwarten.

Am ehesten dürfte meiner Meinung nach die Unterschiebung der spannungsbildenden Elemente den Tatsachen der Natur entsprechen.

Allgemeines.

Die großen Deckenbewegungen, die sich in unserem Gebiet abgespielt haben, haben den Gesteinen jene für die Tauern bezeichnende Form der Metamorphose aufgeprägt. Allerdings muß darauf hingewiesen werden, daß die vielfach verbreitete Ansicht, daß mit der Annäherung an den Zentralgneis die Metamorphose stärker werde, in unserem Gebiet zu Unrecht besteht. Es kann nur festgestellt werden, daß eine schwächere Metamorphosestufe, die alle Gesteinszonen nördlich des Ahornkernes umfaßt, von der durchwegs intensiveren Metamorphose aufweisenden Trenknermulde unterschieden werden kann.

Rückblickend auf die Arbeit möchte ich vermerken, daß es gelungen ist, im Anschluß an die Arbeiten von BECKE, HAMMER, DIETIKER und THIELE den schon 1912 von KOBER angenommenen Ahornkern abzutrennen und den Bestand der Trenknermulde aufzuweisen. Bei der Bearbeitung des Gebietes nördlich des Ahornkernes galt es hauptsächlich, neben kleineren Fragen die Deckengliederung der Schweizer Schule zu prüfen.

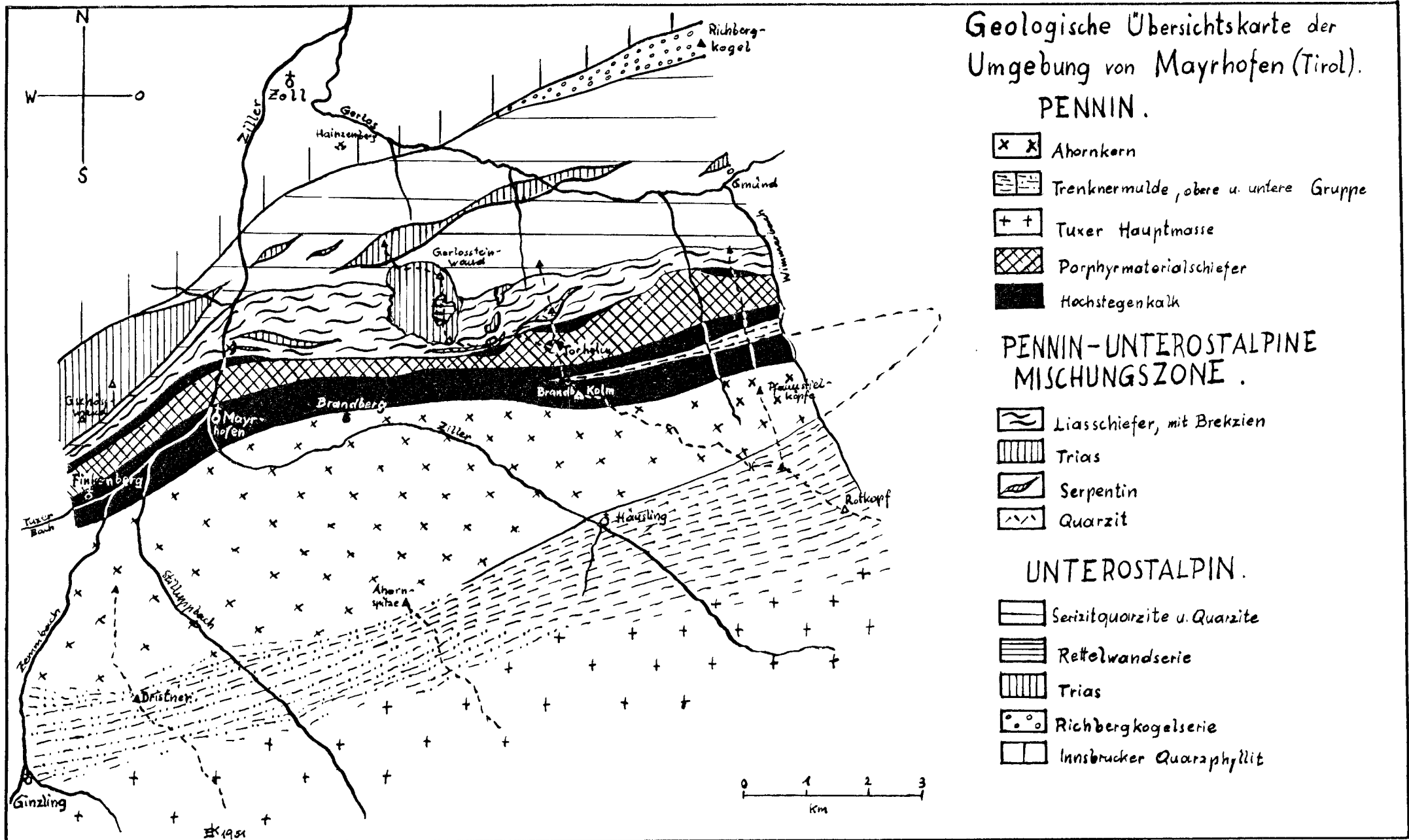
Aufgabe der Zukunft wird es sein, die Trenknermulde so genau als möglich zu behandeln und weiterzuverfolgen, um in das Dunkel, das die Geologie dieses Abschnittes umgibt, etwas Klarheit zu bringen.

(Bei der Schriftleitung eingegangen im April 1952.)

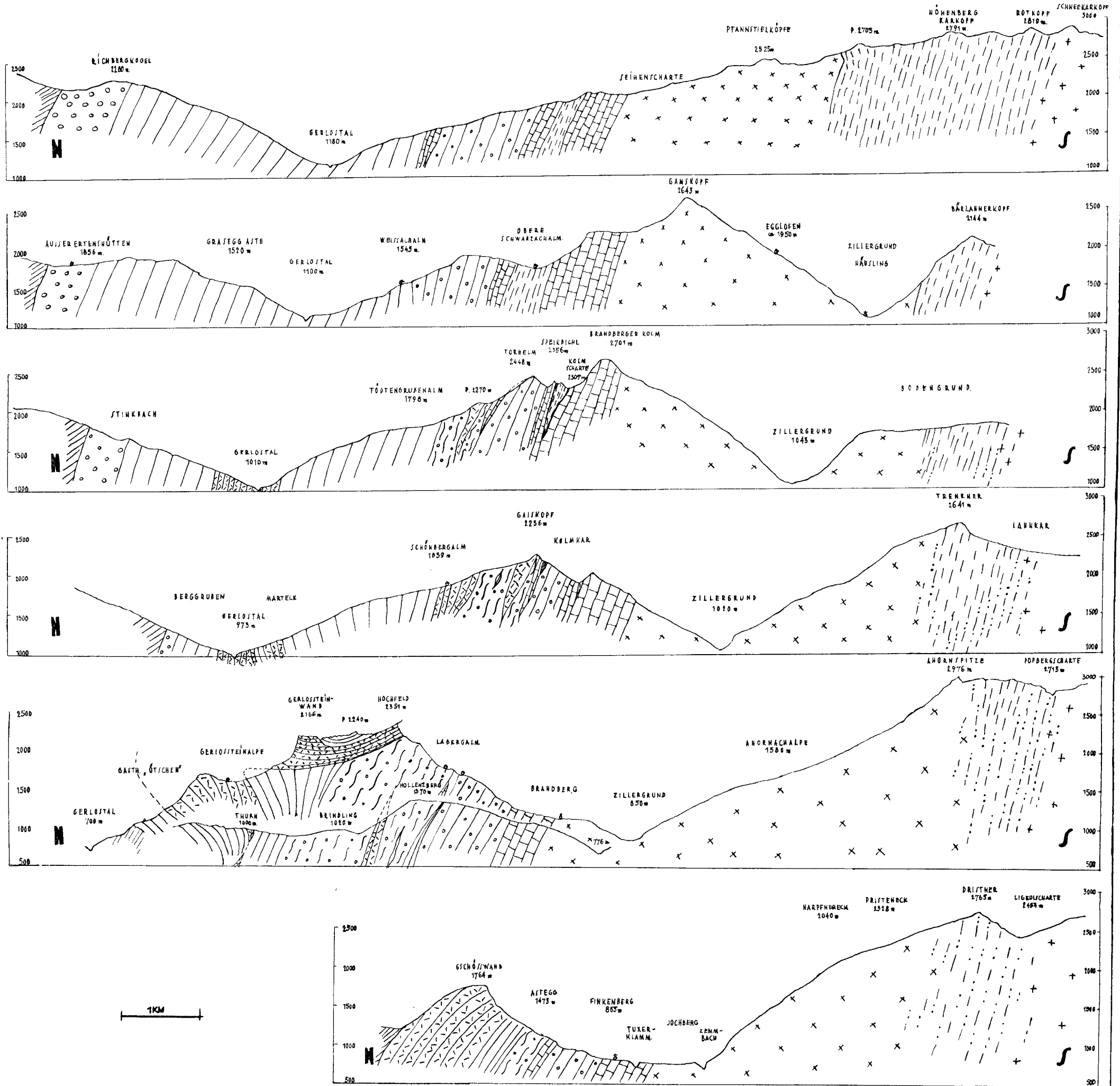
Literaturverzeichnis.

1. F. Becke u. F. Löwl: Exkursionen in den mittleren und westlichen Abschnitten der Hohen Tauern. — IX. Int. Geol. Kongreß, Führer zu den geologischen Exkursionen in Österreich, Wien, 1903.
2. H. Dietiker: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml. — Buchdruckerei Fluatern, Zürich, 1938.
3. G. Frasl: Die beiden Sulzbachzungen (Oberpinzgau, Salzburg). — Jb. d. Geol. B.-A., 1953, XCVI. Band.
4. W. Hammer: Der Tauernnordrand im Bereich des Gerlostales. — Jb. d. Geol. B.-A., 1936.
5. R. v. Klebelsberg: Geologie von Tirol. — Gebr. Borntraeger, 1935.
6. L. Kober: Der geologische Aufbau Österreichs. — Springer, Wien, 1933.
7. E. Kupka: Der Tauernnordrand zwischen Gmünd im Gerlostal und Astegg bei Mayrhofen (Zillertal), Tirol. — Unveröffentlichte Dissertation des geologischen Institutes der Universität, Wien, 1951.
8. E. Kupka: Zur geologischen Stellung des Ahornkernes in den westlichen Hohen Tauern. — Kober-Festschrift 1953, Skizzen zum Antlitz der Erde, Geologische Arbeiten, herausgegeben aus Anlaß des 70. Geburtstages von Prof. Dr. L. Kober, Universität, Wien.

9. B. Sander: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. (2. Bericht.) — Jb. d. Geol. B.-A., 1920/21.
10. O. Schmidegg: Aufnahmebericht (1948) über Blatt Hippach—Wildgerlospitze d. österr. Spezialkarte 5148. — Verh. d. Geol. B.-A., 1949, Heft 1—3.
11. O. Schmidegg: Aufnahmebericht (1950) über Blatt Hippach—Wildgerlospitze d. österr. Spezialkarte 5148. Verh. d. Geol. B.-A., 1950/51, Heft 2.
12. O. Schmidegg: Aufnahmebericht (1952) über Blatt Hippach—Wildgerlospitze d. österr. Spezialkarte 5148. — Verh. d. Geol. B.-A., 1952, Heft 1, und 1953, Heft 1.
13. O. Thiele: Beobachtungen am Tauernnordrand im Bereich von Gerlos (Tirol). — Gesellschaft der Geologie- und Bergbau-Studenten, Wien, 2/II/1950.



PROFILE DURCH DEN TAUERNNORDRAND ZWISCHEN GMÜND UND ASTEGG.



Z E I C H E N - E R K L Ä R U N G

- | | | |
|--------------------------------|-----------------------------------|--------------------------|
| ZENTRALGNEISE DES AHORNKERNES | PORPHYRMATERIALSCHIEFER | TRIAS |
| ZENTRALGNEISE DER TUXER MASSE. | LIASSCHIEFER MIT BREKZIEN | QUARZITE |
| TRENNERMULDE: OBERE GRUPPE | QUARZITE INNERHALB D LIASSCHIEFER | RETTELWANDSERIE |
| TRENNERMULDE: UNTERE GRUPPE | SERPETIN, AMPHIBOLIT U. S. W | RICHBERGKOGELSERIE. |
| HOCHSTEGENKALK | | INNSBRUCKER QUARZPHYLLIT |