

Der Tennengebirgs-N-Rand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales

Von H. P. Cornelius † und B. Plöchingen mit einem Beitrag von O. Hackl

(Mit 4 Tafeln IX bis XII und 1 Textabbildung)

Inhalt

	Seite
Einleitende Bemerkungen	146
Erster Teil: Stratigraphie	
I. Schichtglieder	149
1. Werfener Schichten, Breccien und Rauhwacken	149
2. Gutensteinerkalk-Basisschichten	151
3. Gutensteiner Dolomit	153
4. Ramsaudolomit	154
5. Karnischer Dolomit	155
6. Reingrabener Schiefer	156
7. Dunkle karnische und norische Kalke	156
8. Heller und bunter karnisch-norischer Hallstätter Kalk	157
9. Hauptdolomit	158
10. Obertriadische Mergelschiefer	158
11. Norisch-rhätischer Dachsteinkalk	159
12. Kössener Schichten	160
13. Bunte Liaskalke	160
14. Krinoiden-Plattenkalk (Lias-Dogger [?])	161
15. Oberlias-Dogger Kieselkalk	161
16. Strubbergsschichten	162
17. Hornsteinknollenkalk, Hornsteindolomit und Radiolarit	162
18. Oberalmer Schichten	162
19. Neokome Schrambach- und Roßfeldschichten	163
20. Gosauablagerungen	163
21. Quartär	163
II. Faziesverband	166
Zweiter Teil: Tektonik	
I. Einzelbeschreibungen	170
1. Paß Lueg bis Lammereck	170
2. Umgebung von Kuchlbach-Infangalm	171
3. Der Sattelberg	173
4. Das Rauhe Sommereck, Wiesergraben	174
5. Gehänge südlich Wiesergraben, Winkler	175
6. Die Furche des Strubbergpasses	176
7. Der Vordere Strubberg	177
8. Hinterer Strubberg—Arlstein—Trickfall	179
9. Höllkar—Efetleck—Luifriedgraben	179
10. Schallwand—Gr. Traunstein—Firstsattel—Gelände ober der Quechenbergalm	180
11. Quechenbergalm—Spindelmaisalm—Ahornkar	185
12. Der Traunsteinsattel und der Untere Traunstein	186
13. Die Gegend um die Gsengalm	187
14. Schober und Gsenggraben	187

15. Die Pailwand	188
16. Die Höhen zwischen Golling und Schwarzen Berg	189
17. Der Gollinger Schwarze Berg	191
18. Die Höhen östlich des Schwarzen Berges	193
II. Gesamtbild	194
Dritter Teil: Strubbergsschichten als Manganerzträger	
I. Geologische Grundlagen	199
1. Gesteine der Strubbergsschichten	200
2. Die Verbreitung der Strubbergsschichten	203
3. Das Alter der Strubbergsschichten	204
II. Vorkommen der Manganerze	207
1. Die bedeutendsten Manganschiefervorkommen	207
2. Die Genesis der Manganschiefer	213
3. Chemisch-analytische Verfahren und Probleme bei den Manganschiefern des Tennengebirges. Von Oskar Hackl	217
Literaturverzeichnis	223

Liste der Beilagen

1. Geologische Karte vom Tennengebirgs-N-Rand und den Bergen im Bereich des Lammertales 1:25.000 und 16 N--S-Profile	Tafel IX
2. Die Manganschiefervorkommen der Lammereck-O-Seite und des östlich benachbarten Gebietes	Tafel X
3. Die Manganschiefer an der S-Seite des Vorderen Strubberges	Tafel XII
4. Tektonik im Bereich Schallwand-Quechenbergalm und die Manganschiefervorkommen Firstsattel-Obere Alm	Tafel XI

Einleitende Bemerkungen

In drei Punkten sollte der Arbeit von H. P. Cornelius—B. Plöchinger eine erläuternde Vorbemerkung vorangeschickt werden:

- Aus dem Nachlaß von H. P. Cornelius wurde ein Manuskript (1945) mit Karte und Profilen über die Manganerzvorkommen des Tennengebirgs-N-Randes übernommen, da hier ein wirtschaftlich interessantes Objekt von einem erfahrenen Alpengeologen in seinen Grundzügen dargestellt worden war. Wohl stellte sich schon bei der Bearbeitung durch H. P. Cornelius heraus, daß die Manganerze nicht ein unmittelbar gewinnabwerfendes Objekt im Sinne der klassischen Wirtschaftlichkeit sein dürfte. Das Mangan ist jedoch einer jener Rohstoffe, die auf lange Sicht nicht mehr in unbegrenzten Mengen verfügbar sein werden. Von diesem Gesichtspunkt und von dem einer Generalinventur österreichischer Rohstoffe scheint uns das Vorkommen interessant, auch wenn es erst in ein oder zwei Generationen vom Verarbeitungsstandpunkt beachtet werden sollte.
- Die vorliegende Bearbeitung macht nicht den Versuch, eine bergmännisch abschließende Bewertung zu geben; sie liefert den geologischen Gesamtrahmen für eine solche und hält jene Daten fest, die für eine solche Bewertung gesichert werden müssen.
- Das nachgelassene Manuskript hat erwiesen, daß ergänzende Beobachtungen im Gelände zur Abrundung sehr erwünscht seien; diese wurden z.T. im schwierigen Terrain in den Sommern 1950/1951 von B. Plöchinger gesammelt und hiebei auch zahlreiche neue Beobachtungen beigebracht.

Um nun einerseits die vorliegende Darstellung nicht uneinheitlich werden zu lassen, anderseits der Beobachtungs- und Deutungsgabe von H. P. Cornelius gerecht zu werden, wurden die Abschnitte Stratigraphie (I) und Lagerstättenkundliches (III) so gestaltet, daß die von Cornelius und Plöchinger beigebrachten Beobachtungen zu einem möglichst einheitlichen Ganzen aneinander gefügt wurden, da es sich hier meist um gleichwertig gesicherte Beobachtungstatsachen handelt. Im Abschnitt Tektonik (II), der mehr als die vorgenannten durch die persönliche Auffassung des Beobachters beeinflußt sein mag, ist auf eine klare Darstellung Wert gelegt, von welchem der Autoren die beigebrachte Auffassung stammt, oder inwieweit eine Auffassung die andere ergänzt oder ihr neben der anderen Platz eingeräumt werden kann.

Im Sinne dieser drei Punkte ist es zu hoffen, daß die vorgelegte Arbeit zu einem früheren oder späteren Zeitpunkt der Allgemeinheit zum Nutzen gereichen möge.

Wien, im April 1952.

H. Küpper.

Ein Auftrag, die Manganschiefervorkommen am N-Rand des Tennengebirges zu untersuchen, führte mich im Herbst 1944 in jene Gegend. Dabei stellte sich bald heraus, daß dieselbe auch in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht mancherlei Probleme bietet. Sie wurde zwar schon im Anfangsjahr der Tätigkeit der Geologischen Reichsanstalt einer sehr erfolgreichen Aufnahme durch M. V. Lipold unterzogen, war dies doch eine der Arbeiten, welche die Gliederung des „Alpenkalks“ durch den Nachweis des Lias anbahnten. Aber über der weiteren geologischen Erforschung schwebte ein Unstern. Zwar brachten die Begehungen durch Bittner drei Jahrzehnte später eine Fülle neuer wichtiger Beobachtungen, aber gerade in der tektonisch und für die Lagerstätten wichtigsten Frage führten sie auf eine falsche Fährte. Geyer (1886) bringt kaum Neues. Auch Fuggers Arbeit über das Tennengebirge schließt sich eng an Bittner an, der nur in Einzelheiten ergänzt wird. F. F. Hahn sah dann wohl das tektonische Hauptproblem der Gegend, die ihn derart fesselte, daß er ihr eine Spezialaufnahme widmen wollte — eine Absicht, die durch seinen vorzeitigen Tod auf dem Schlachtfelde zunichte wurde. J. Pia hat sich dann eingehend mit dem westlichen Abschnitt befaßt und Bittners stratigraphischen Hauptirrtum richtiggestellt, aber veröffentlicht hat er nichts Abschließendes. O. Sickenberg hat das O-Ende des Tennengebirges einer Neuaufnahme unterzogen, die viele wertvolle Einzelheiten zutage brachte, in der Hauptfrage aber z. T. auf eine falsche Spur führte.

So blieb bis heute vieles unklar. Um so mehr bin ich erfreut, daß mich mein Auftrag gerade an den entscheidenden Punkt hinführte: an jenen Zug von schwarzen Schiefen, der unter dem Namen „Strubbergsschichten“ einerseits eine stratigraphische Besonderheit des Tennengebirges darstellt, anderseits eine einschneidende tektonische Trennung bedingt, wie schon Bittner richtig gesehen hat. So kann ich gerade über diese Randzone Neues mitteilen. Anderseits reichte meine Zeit nicht aus, um auch die weitere Umgebung in die Untersuchung einzubeziehen — von einzelnen, mehr stichprobenartigen Begehungen abgesehen. Die Beschränkung der Fragestellung ergibt sich damit von selbst. Insbesondere war es mir nicht

möglich, mich mit den interessanten Fragen, welche die Hallstätter Triasfazies stellt, näher zu befassen.

Der Kürze halber sei im folgenden das Gebirge von der Zone der Strubbergsschichten gegen S (bzw. SW) als „Tennengebirge“, die nördliche darüberbewegte Masse als „Lammermasse“ bezeichnet. Es entspricht dies allerdings nicht ganz dem geographischen Sprachgebrauch, insofern als die O-Ausläufer des Tennengebirges — der Zug Schallwand—Traunstein—Schober vor allem — damit der Lammermasse zugeteilt sind. Aber derartige Unstimmigkeiten zwischen geologisch-tektonischer und geographischer Abgrenzung lassen sich nun einmal nicht immer vermeiden.

Als topographische Unterlage dienten die Blätter 1 : 25.000 von Golling, Lammeröfen, Abtenau, Bleikogel und Annaberg der neuen österreichischen Karte. Leider sind dieselben lange nicht in dem Maße zuverlässig, als sie schön aussehen. Namentlich bei der Darstellung der Karrengebiete haben die Topographen z. T. in üppiger Weise ihrer Phantasie die Zügel schießen lassen. Aber auch sonst gibt es vielfach größere Unstimmigkeiten. Auf eine Anzahl solcher wird in Fußnoten aufmerksam gemacht werden. Für eine geologische Detailbeschreibung sehr lästig ist auch die vielfach geübte Sparsamkeit mit der Eintragung von Namen. So ließ sich in manchen Fällen nicht vermeiden, solche zu gebrauchen, die man auf der Karte nicht findet.

Frühjahr 1945.

H. P. Cornelius.

Im Frühjahr 1950 wurde mir der Auftrag zuteil, eine von H. P. Cornelius begonnene Kartierungsarbeit, die im wesentlichen den Verlauf der Strubbergsschichten am Tennengebirgs-N-Rand beinhaltet, fortzusetzen, Karte, Profile und Manuskript dieses Forschers zu ergänzen und weiter auszubauen. Neben diesen von H. P. Cornelius gegebenen Grundlagen boten die Aufzeichnungen von J. Pia (1924), die von O. Sickenberg (1926) publizierte Arbeit über das O-Ende des Tennengebirges und die unveröffentlichte Dissertation von E. Dolak (1948) über die westliche Lammermasse die wertvollsten Stützen.

Die Fortführung der Aufnahme auf den Blättern 1 : 25.000 erfolgte in den Sommermonaten 1950 und 1951. Von der Erweiterung der Kartierung wurden die Bereiche sämtlicher tiefjuvavischer Schollen südlich und nördlich des Lammerlaufes und das Bereich des Schwarzen Berges erfaßt, sowie das Gelände Schallwand—Quechenbergalm—Spindelmalsalm im Maßstab 1 : 10.000 aufgenommen. Besonderes Augenmerk ist dabei der Schaffung einer möglichst fossilfundierten Stratigraphie geschenkt worden.

Herrn Univ.-Prof. Dr. O. Kühn schulde ich Dank für seine Fossilbestimmungen; sie werden im Text jeweils vermerkt. Die übrigen Bestimmungen habe ich selbst durchgeführt.

Im Zusammenhang mit der Aufklärung der Geologie der längs des Tennengebirgs-N-Randes auftretenden manganerzführenden Zone in den Strubbergsschichten wurden die systematisch ober- und untertags entnommenen Manganschieferproben zur Analyse an das Chemische Laboratorium der Geologischen Bundesanstalt gesandt. Herr Hofrat Berggrat Dr. O. Hackl bereicherte die Arbeit um einen Beitrag, der sich mit den dabei erstandenen Fragen auseinandersetzt.

März 1952.

B. Plöchingner.

Erster Teil: Stratigraphie

I. Schichtglieder

1. Werfener Schichten, Breccien und Rauhacken

Vorwiegend rote und grüne aber auch andersfarbige Tonschiefer mit meist reichlich eingestreuten Glimmerblättchen und feinkörnige Sandsteine, welche im Vergleich zu mir genauer bekannten östlicheren Gebieten hier — wenigstens in der Lammermasse — merklich gegenüber den Tonschiefern in den Vordergrund treten. Im Hangenteil Einlagerungen unreiner Kalke und Rauhacken, nicht durchlaufend, sondern sporadisch.

An einzelnen Aufschlüssen sind hervorzuheben: a) Die fast zusammenhängend anstehenden, vorwiegend dünngeschichteten roten Sandsteine in dem Graben der vom Hochsattelgut zwischen den beiden Strubbergen¹⁾ zu dem Becken nördlich Unterberg herabzieht. Dieselben scheinen bisher ganz unbekannt geblieben zu sein. Pia (1924, S. 93) schreibt sogar ausdrücklich bezüglich der Werfener Schichten, deren Schotter die Ebene von Unterberg bedeckt: „Anstehendes ist aber nirgends zu sehen“. b) Das Vorkommen von Kuchlbach, welches bei Fugger (S. 424) mehr mangelhaft beschrieben und auf der Karte am unrichtigen Orte eingetragen ist. Dort wo sie diese (Blatt Hallein—Berchtesgaden) angibt, an der Felschwelle, die das Becken von Kuchlbach vom Lammertal scheidet, gibt es Werfener Schichten nämlich nur in Gestalt von Geröllern, die aus einem quartären Konglomerat ausgewittert sind. Dagegen bilden sie auf fast $\frac{1}{2}km$ Breite den Westrand des Beckens von Kuchlbach, am Ostfuß des Lammerecks. Es sind größtenteils grüne oder (stark verwittert) braune, glimmerreiche Sandsteine, welche die Wiesen am Gehängefuß bedecken und sich auch darüber in den Wald hinauf ein Stück weit verfolgen lassen. Anstehend sind sie jedoch nicht sichtbar.

Im Bereich nördlich der Lammer ist zuerst das Vorkommen der bunten Werfener Schichten nördlich von Hinterkellau bis nahe zum Haarecker und am O- und NO-Rand des Schwarzen Berges zu nennen. Ein Aufschluß 500 m östlich des Gehöftes Hinterkellau, am N-Hang der Erhebung 690 zeigt: 1 m mächtige, graue, feinglimmerige Tonschiefer, darüber 70 cm mürbe, graue Sandsteinplatten reich an Myophorienabdrücken, wechselagernd mit grauen und rötlichbraunen Mergelschiefern; darüber 2 m dünne Mergellagen und teils bunte Mürbsandsteinplatten mit zahlreichen Muschelabdrücken.

Bei den Gehöften Reiter und Kleinreiter, nördlich von Unterscheffau, wird Gips abgebaut. Im ersteren Fall ist es ein saiger stehender Klotz eines durch Ton verunreinigten Gipses und Anhydrites. Die Gipsscholle Grubbach²⁾ (vgl. W. E. Petraschek [1947]) liegt mit dem umgebenden Haselgebirge dem Neokom der Weitenau auf. Das Haselgebirgsvorkommen besitzt ein Ausmaß von über 1 km Länge und einige 100 m Breite. Rein weißer Alabastergips liegt in jenem Gipsstock vor. Auch sind dieser juvavischen Deckscholle weitere verstreute Haselgebirgsvorkommen zuzurechnen, so z. B. am Kertererbach östlich Strubau. Bei einer Brunnenbohrung wurde gipsreiches Haselgebirge nahe der Grabenmühle angefahren. Die neu angelegte Straße zum Gipsbruch Moldan bei Grubach schließt knapp vor der 2. Mühle nach dem Gipswerk Grabenmühle auf wenige Meter Haselgebirge auf. Endlich ist Haselgebirge auch in größerer Flächenerstreckung westlich des Wirtshauses Grubach anzutreffen.

Am Vordern und Hintern Strubberg treten bunte Werfener Schiefer mit Liegenden Quarzitbänken auf. Das dunkelrote bis graugrüne Gestein weist an den in Schichtflächen mehrererorts Rippelmarken auf und beinhaltet Myophorien- und Myacitenabdrücke, ferner zentimeter- bis millimeterbreite, verästelte Kriechspuren. Senkrecht zur Schichtung werden sie häufig von kalziterfüllten Grabgängen durchadert.

Die sandigen dunkelroten Werfener Schiefer des Hochsattelgutes zeigen u. d. M. eine äußerst feine Körnung. Sie besitzen in einem Blickfeld zirka 80% Quarz, 10% serizitisierte, unbestimmbare Grundmasse, 5% Muskowit in Paralleltextur und etwa ebensoviel Erz.

Die Wechselagerung von bunten Werfener Schichten mit den Gutensteinerkalk-Basis-schichten ist am Steg nahe der Aubachmündung ersichtlich, aber auch an mehreren anderen

¹⁾ Auf der Karte 1 : 25.000 ist der Hinterstrubberg einfach als „Strubberg“ bezeichnet. Der Name des Vorderstrubbergs fehlt ganz. Einer Kuppe seines langgestreckten Rückens ist „Roadberg“ beige-schrieben. Auch der Name des Strubbergpasses (alter Übergang östlich Scheffau—Abtenau) fehlt.

²⁾ Auf der geologischen Karte, Tafel IX, Gipslager Nr. 1.

Stellen an der O- und W-Seite des Vorderen Strubberges. Schieferige Quarzite mit feinen Glimmer- und Chloritblättchen auf den Schichtflächen sind besonders in den basalen Partien weit verbreitet. Im allgemeinen sind die bunten Werfener Schichten auf Grund ihrer Weichheit verquält und von Quarzadern und Kalzitadern durchzogen.

An der Mündung des Rettenbaches in die Lammer sind es fossilführende, glänzende, sehr feinglimmerig-schieferige Gesteine und bis $\frac{1}{2}$ m mächtige, bunte Quarzitbänke, von welchen ab man längs der Straße ein zusammenhängendes Profil über die Gutensteinerkalk-Basisschichten bis zu den Gutensteiner Dolomiten erhält. Gegen das Hangende der Werfener Schichten wechselt oftmals ein mehr oder weniger mürbes, schieferiges Gestein mit einem quarzitisches ab (Gervillienhorizont). Die Quarzite treten, da sie von kompakterer Konsistenz sind als die glimmerreichen, schieferigen Schichten in Form zerrissener Schollen und Quetschlinsen in diesen auf. Glänzende, weiche Schiefertone begleiten den Saum. Erst zirka 250 m östlich der Rettenbachmündung steht bei umgekehrt proportionalem Verhältnis eine Abnahme des Glimmergehaltes der Anreicherung von Kalzit im quarzitisches Gestein gegenüber. Als bald stellen sich gegen das Hangende hellgraue, dichte und dünnbankige Mergelkalkbänke und dunkle, sandige Lagen ein. Zwischengeschaltete dunkelgraue Bänke eines dunkelgrauen sandigen Kalkes sind mürbe, schieferig, zeigen teils eine schalige Absonderung und enthalten undeutliche Reste der *Naticella costata* Wissm. Diese Schichten gehen nun in die dolomitischen Gutensteinerkalk-Basisschichten über. Die obere Grenze jener Quarzite, die als „Werfener Hangendquarzite“ auf der Skizze S. 193 kenntlich gemacht wird, ist im Aufschluß 100 m westlich des Aubaches, nahe der Brücke, anzugeben. Am rechten Ufer der Lammer ist besonders schön zu sehen, wie die 40—50 m mächtige Quarzitgruppe wenige Meter westlich der Brücke von den Gutensteinerkalk-Basisschichten abgelöst wird. Dunkelgrauer oder hellgrauer, reiner Quarzit wird hier von einem faserigen, muschelrig brechenden, blaugrünen, kiesel-säurereichen Kalk überlagert.

An der Mündung des Aubaches ist in den Basisschichten noch eine 1 m mächtige, grüne Toneinschaltung vorhanden. Auch weiterhin verweisen dunkle, schieferige Lagen und Kalkbänke darauf, daß man sich im Niveau der Gutensteinerkalk-Basisschichten befindet. Die längs dieses Profils gut abschätzbare Mächtigkeit der Werfener Schichten beträgt an die 200 m.

Lammeraufwärts folgt ein Bereich, in dem Haselgebirge und Gips eine größere Verbreitung findet. Als Basis der Hallstätter Schollen südlich und südöstlich von Abtenau und an der Dolomitscholle am Radochsberg stellen sich wieder Werfener Schichten ein. So reihen sich nördlich von Zehenthof, im Bereich zwischen Webing und Hallberg, eine Anzahl durch die Auslaugung von Salz entstandener, teils wassererfüllter Einsturztrichter aneinander. Auf diese Weise entstand auch nördlich vom Gfatterhof eine geräumige Auslaugungshöhle. Der Höhleneingang zeigt im Gips wilde Verfaltungen mit im Streichen verlaufenden Achsen. Die Höhle selbst stellt einen in O—W-Richtung, im Gesteinsstreichen verlaufenden Hohlraum von etwa 80 m Länge, 20 m Breite und durchschnittlich 1 m Höhe dar¹⁾.

Das ganze Bereich des Rigaus kann für zukünftige Gipsabbau als höffig betrachtet werden. Zwischen Zehenthof und Hinterstein, wo am rechten Ufer der Lammer das Haselgebirge unter der Schotterbedeckung zutage tritt, wurde vorübergehend reiner Alabastergips abgebaut²⁾.

100 m nach dem Zusammenfluß der beiden vom Hall- und Kropfhof kommenden Bäche, westlich von Hallberg, liegt am linken Ufer ein zirka 10 m hoher, 30 m langer Gipsstock mit relativ reinem Material. Ton, Limonit und Werfener Schiefer, die sonst allgemein den Gips stark verunreinigen, treten hier zurück. Bei dem Haselgebirgsvorkommen, das die Lammer nordwestlich von Abtenau in einer 10—20 m hohen Wand bloßlegt, sind weiße und rote Gips- und feuerrote Anhydritbänder dem grauen und dunkelroten Haselgebirge eingeschaltet.

Westlich von Digrub, oberhalb des Gehöftes Neudegg, finden sich in den Werfener Schichten Nester von Eisenspat. Sie wurden einst bergmännisch abgebaut. In vereinzelt Nugeln treten die vererzten Partien aus den Werfener Schichten hervor. Häufig weisen sie eine braune oder ockerrote Verwitterungsrinde auf und besitzen stellenweise einen Anflug von Eisenglanzstäfelchen (E. Fugger [1878]).

¹⁾ Herrn Dr. H. Trimmel, Wien und Herrn H. Dasch, Abtenau verdankt Plöchinger die Führung in dieser Gipshöhle.

²⁾ Die Gipslager bei Ober Scheffau besitzen auf der geologischen Karte (Tafel IX) die Nummern 2 und 3, jene im Bereich des Rigaus die Nummern 4, 5 und 6.

Nördlich vom Unteren Traunstein treten grünlichgraue Werfener Quarzite an die Stelle der bunten Schichten. Ihr Mineralbestand weist in einem mikroskopischen Blickfeld 55% größere gerundete Quarze in einer zerriebenen, chloritisierten Grundmasse (40%) auf; ferner 3% Erz, 2% Muskowit, Turmalin und Zirkon.

Als Rauhwaacke, bzw. Rauhwaackenbreccie sind die gelblichen, porösen Kalklagen anzusehen, die den Gutensteiner Dolomit des Sulzenkopfes in O—W-Richtung unterteilen. Rauhwaacken und Breccien stauen sich nördlich des Unteren Traunstein und in erheblicher Mächtigkeit südlich der Gsengalm. In einer braunen, schaumig-porösen, kalkigen, teils kieseligen Grundmasse finden sich vereinzelt grüne Werfener Quarzitzerölle, häufig jedoch kantiger Grus eines dunklen sandigen Kalkes. Kleine Partien roten Haselgebirges, einer tektonischen Breccie dunklen Kalkes und einer braunen, kieseligen, feinbrecciosen Rauhwaacke begleiten juvavische Dolomitschollen, die am Firstsattel den Strubbergchiefern eingekeilt sind. Eine der Gsengalmbreccie gleichwertige Breccie trennt in einem bis 10 m mächtigen Band die Dachsteinkalkmasse des Gr. Traunstein von den Gesteinszügeln nordwestlich der Quechenbergalm.

2. Gutensteinerkalk-Basisschichten (tieferer anisischer Horizont)

Der Gutensteiner Kalk beginnt über den Werfener Schichten sehr oft mit einem charakteristischen Grenzhorizont: kalkige bis dolomitische Bänke von der gewöhnlichen Beschaffenheit, welche mit Lagen von vorzugsweise grauen Tonschiefern wechseln. Von den Strubbergchiefern, mit denen sie insbesondere Fugger — mit einigen Zweifeln aber auch schon Bittner (1884) (Fußnote 2, S. 82) — zusammenwarf, sind sie durch etwas hellere Farbe (von der Art des Auftretens ganz abgesehen!) gut unterscheidbar. Nur dort wo sie tektonisch stark beansprucht, schwarz, feinblättrig, z. T. serizitisch werden, können sie ihnen sehr ähnlich werden.

Wegen der genannten folgenschweren Verwechslung muß ich die einzelnen, mir bekannt gewordenen Vorkommen dieses Grenzhorizontes hier kurz beschreiben:

a) An der Straße Oberscheffau—Voglaun, nordöstlich von der Mündung des Rettenbaches in die Lammer befinden sich die schon von Bittner (1884a), S. 81 und Pia (1924), S. 91—92 beschriebenen, sehr guten Aufschlüsse¹⁾.

b) Nordwestlich vom Hochsattelgut finden sich die gleichen Schichten in dem überkippten NO-Flügel der Synklinale des Vorderen Strubberges. Am Weg beobachtet man zunächst grüne Werfener Tonschiefer und braune, glimmerreiche Sandsteine. In dem größeren Graben, den der Weg quert, stellen sich zunächst dunkelgraue Mergelkalkbänke dazwischen ein, dann folgen Bänke typischen dunkelgrauen Gutensteiner Dolomits mit Lagen von dunkelgrauem, vielfach etwas glimmerführenden Tonschiefer wechselnd. Die Lagerung ist außerordentlich gestört, daher keine Angaben über Mächtigkeit möglich. Oberhalb der Quelle über dem Waldrand, mit welcher der Graben beginnt, stehen abermals Werfener (Verwerfung!) an.

c) SO-Ende des Vorderstrubberges. In einem Wasserriß auf der Wiese westlich über dem Gehöft Roher ist in dünnschichtigem Gutensteiner Kalk mit schwarzen Hornsteinknauern eine verdrückte Lage von schwarzen Schieferen. Ob die Werfener Schiefer anstehen, die man auf der Wiese nordöstlich davon neben Moränenmaterial findet, ist allerdings zweifelhaft. An dem Weg, der vom Roher gegen NW aufwärts — Richtung Hochsattelgut — führt, kommen bei etwa 820—830 m massenhaft schwarze, verdrückte Schiefer herab. Sie stehen oberhalb in einer Runse an, senkrecht, 5—6 m mächtig, beiderseits eingefaßt von Gutensteiner Dolomit. Auf der S-Seite ist er ganz durchwoben mit erhabenen herauswitternden, orangefarbenen, kieseligen Schnüren. Geht man auf dem zuvor genannten Weg weiter, so trifft man alsbald auf Werfener Schichten. Der genannte Aufschluß dürfte deshalb wohl auch unserer Grenzzone angehören, freilich stark tektonisch umgestaltet sein.

d) Am Weg von Road gegen den Strubbergsattel trifft man im Walde, etwa $\frac{1}{2}$ km nordwestlich von P. 701 auf der SW-Seite flach NW-fallenden Gutensteiner Kalk mit Schieferlagen. Gleich darauf, wo der Weg auf die Wiesen heraustritt, streicht der Kalk in senkrechter Stellung über denselben. Die Tonschieferlagen verraten sich durch reichliche Lehm bildung. Gegen S folgen sogleich Werfener Schichten (Lesesteine!).

¹⁾ Den Gutensteinerkalk-Basisschichten entstammt hier nach Bittner (1884) ein Monophyllitenrest. Er sollte das Alter der nach seiner Meinung mit diesen Schichten identen Strubbergsschichten sicherstellen.

e) Efeleleck. Während am Arlstein, der den Hinteren Strubberg tektonisch gegen SO fortsetzt, die Grenzschichten nicht bekannt geworden sind, treten sie jenseits des Talbodens von Au im Efeleleck wieder auf, dessen Tektonik allerdings nicht einfach ist. Und zwar einerseits am SW-Rand des dortigen Gutensteiner Kalks, in dem tiefen Graben, etwa 300 m nordnordöstlich vom Höllkar, sieht man diesen in dünnen Schichten mit grauen Tonschiefern wechsellagern. Folgt man der südlichen Verzweigung des Grabens bis zur Quelle bei rund 900 m, so trifft man auch Werfener Schichten in dem Gutensteiner Kalk (der darunter unzweifelhaft ansteht) eingekeilt. Der Zusammenhang mit jenen Grenzschichten ist allerdings nicht klar. Andererseits sieht man die gleiche Wechsellagerung — wobei die Tonschiefer meist wesentlich mächtiger sind als bei Kalklagen auf dem Kamm vom Efeleleck (1087 m) gegen N abwärts — besonders in der steil abfallenden W-Flanke, in flacher Lage. Auch hier ist der Zusammenhang mit Werfener Schichten nicht unmittelbar zu sehen, wenn solche auch etwas weiter abwärts das Gehänge bedecken.

f) Traunsteinsattel. In der wilden Verschuppungszone auf der W-Seite des Sattels zwischen Großen und Unteren Traunstein, u. zw. gegen N anschließend an jeden der beiden Keile verdrückter Werfener Schichten in der nördlichen Schlucht, treten unsere Basisschichten ebenfalls auf. Auch sie sind stark verdrückt, die Kalklagen vielfach in Linien zerrissen. Immerhin werden die Schichten insgesamt noch bis einige Meter mächtig.

g) Schober-S-Seite. Am Fuß des Felsens bei rund 1450 m, etwa 400 m nordöstlich der Gwechenberg-Alm, wo sich Gutensteiner Kalk mit mittlerem Einfallen gegen NO über indifferenten hellen Dolomit legt, treten zwischen den Schichten des ersteren dünne Lagen schwarzer, stark gepreßter Schiefer auf. Daß es sich auch hier um unseren Grenzhorizont handelt, wird dadurch wahrscheinlich, daß in der Fortsetzung gegen NW und ebenso auf den Wiesen unterhalb des Aufschlusses Werfener Schichten unter dem Gutensteiner Kalk auftreten. Sickenberg (S. 115) beschreibt ähnliches vom Schober, wo dieser Grenzhorizont anscheinend in größerer Verbreitung auftritt.

h) In dem zweiten großen Graben westlich der Gwechenbergalm, der den Gutensteinerkalkzug K. 1740—K. 1516 gegen SW begrenzt, finden sich an einer Stelle südlich K. 1670 ebenfalls die dunklen Schieferlagen. Sie sind hier ungemein verdrückt, schwach serizitisch glänzend. Als Besonderheit enthalten sie stellenweise Krinoidenstielglieder. Ein Zusammenhang mit Werfener Schichten ist hier nicht sichtbar, doch ist dieser möglicherweise unter Schutt und Pflanzendecke vorhanden.

Alle angeführten Vorkommen gehören der Lammermasse an. In ihr bildet das Auftreten dieser Grenzschichten geradezu die Regel — mindestens im südlichen Teil. Wo sie hier fehlen — z. B. in der Gegend der Gsengalm — ist man versucht, dies auf tektonische Vorgänge zurückzuführen, zumal sie ja in der unmittelbaren Nachbarschaft, am Traunsteinsattel (s. oben) vorhanden sind. An der Pailwand dagegen mögen sie vielleicht primär fehlen. Nach Fugger, S. 380, scheinen ähnliche Einlagerungen¹⁾ aber auch in der normalen Serie des Tennengebirges (Gegend von Werfen) vorzukommen.

Im übrigen zeigt der Gutensteiner Kalk Typen, welche in die sonst übliche Variationsbreite dieser Schichtglieder durchaus hineinfallen: Er ist vorwiegend gut und meist ziemlich dünn geschichtet, oft mit etwas gewellten Schichtflächen und mehr oder minder dunkel gefärbt. So dunkle Färbung, wie sie in den Mürtzaler Alpen häufig ist, sucht man freilich vergeblich. Auch die verbreiteten, grell bis dunkelroten Ablösungen fehlen und die Durchäderng mit Calcit tritt zurück. Eine unvergleichlich größere Rolle als dort spielt dagegen der Hornstein, der von einzelnen Knollen bis zu ganzen Lagen auftritt. U. zw. liegen hornsteinreiche und -freie Gesteinsausbildungen unmittelbar nebeneinander. Da erstere auch an Stellen auftreten, an denen über die stratigraphische Stellung kein Zweifel möglich ist, z. B. Strubberg-SO-Fuß (siehe oben) oder am Schober, nicht weit oberhalb der Werfener Schichten, am SW-Eck, ist es nicht angebracht, auf den Hornsteingehalt hin Vorkommen in schwieriger zu deutender Lage vom Gutensteiner Kalk abzutrennen (Sickenberg, S. 92).

Wie H. P. Cornelius, so haltet auch Plöschinger die Gutensteinerkalk-Basisschichten strenge von den Strubbergschichten auseinander, kann aber die unter g und h genannten Vorkommen nicht den erstgenannten zurechnen. Am SW-Fuß des Schober gehören die dunklen, dünnbankigen Kalke nach ihren faziellen Eigenschaften und ihrer Fossilführung den Pedatakalken zu (S. 157). Die unter Punkt h angeführten Schiefer werden nicht zu den Basisschichten, sondern zu den Strubbergschiefern gezählt, auch deshalb, weil der dunkle Kalk von K. 1740 bis K. 1516, mit dem die Schiefer wechsellagern, nicht wie oben für Gutensteiner Kalk, sondern für Jurakalk angesehen werden muß (S. 161).

¹⁾ Dort fälschlich Strubbergschiefer geheißen.

Damit erübrigt sich auch die Zuzählung der unter „h“ genannten Gesteine zur juvavischen Lammermasse.

Den eingangs zur Aufzählung gelangten Vorkommen von Gutensteinerkalk-Basis-schichten können noch folgende hinzugefügt werden:

1. Lammereck-S-Seite. Auch hier handelt es sich um dünnbankige Kalke mit Schiefer-zwischenlagen. Sie lagern den Strubbergschiefern der Zimmerau auf.

2. Südlich der Lammerbrücke bei Kuchlbach. Es sind SW-fallende Basisschichten, die mit Spuren von Werfener Schichten die Basis einer kleinen, dem Lammereck im O vor-gelagerten Schuppe bilden.

3. W-Seite des Sattelberges. Nördlich der Elektrizitätsanlage Kuchlbach sind auf kurzer Strecke die Basisschichten aufgeschlossen. Größtenteils sind sie von Glazialschottern überlagert.

4. Wie unter Punkt c und d Vorkommen an der W- und SO-Seite des Vorderen Strub-berges aufgezeigt wurden, so lassen sich auch an der gesamten W-Seite fast durchlaufend diese Schichten beobachten. Sie finden sich u. a. an der Straße westlich der Ascheraalm, am Gehänge westlich des Rettenbachgrabens, am Weg vom Hochsattelgut zum Roadberg-gipfel. Immer wieder trifft man dabei auf Zwischenschaltungen von Werfener Schichten.

5. S-Seite des Schilchkogels. Es handelt sich hier um die in breiter Zone nördlich fortstreichenden Basisschichten des Hinteren Strubberges. Da wie dort befinden sie sich im Liegenden der Gutensteiner Dolomite und im Hangenden der Werfener Quarzite.

6. Am Sulzenkopf. Nur im geringeren Maße treten vereinzelt Basisschichten unter der Glazialbedeckung heraus. Die Karte wurde dort abgedeckt gezeichnet, wo die Unter-lage sicher erschien. Die Halobien-schiefer Sickenbergs nördlich des unteren Traunstein, unter der Jagdhütte bei zirka 1000 m Höhe, werden nun ebenso für jene Grenzschichten gehalten.

7. Gsenggrabenschuppe und Schober-W-Flanke. Am Weg südlich Hedegg findet man sie im Wald von Dolomitbänken überlagert, als Basis der Gsenggrabenschuppe.

Auf der Karte von E. Dolak (1948) ist im Gegensatz zur Fuggerschen Karte (1905) — die sehr zu Unrecht die ganze Hallstätter Schollenmasse als Muschelkalk bezeichnet — kein Anis ausgeschieden. In Anbetracht der Unkenntnis jener Basisschichten glauben Dolak wie auch Pia (1924) und E. Spengler (1942) nicht an die Existenz jenes Niveaus.

In Anbetracht der Wichtigkeit jener Vorkommen ist nun, trotzdem keine neue fossil-fundierte Altersbestimmung vorliegt, die Ausscheidung der Gutensteinerkalk-Basis-schichten auf der Karte vorgenommen worden. Es wird dadurch beigetragen, dem Leser der Karte umso schnelleren Einblick in den tektonischen Bau der Lammermasse zu geben. Auch besteht kein Hindernis, diese durch Schieferzwischenlagen und Kalkgehalt leicht erkennbare Zone von den dolomitischen Schichten des höheren anisischen Niveaus zu trennen.

3. Gutensteiner Dolomit (höherer anisischer Horizont)

Es ist ein undeutlich gebankter, dunkelgrauer Dolomit mit weißen, bzw. auch gelblichen Tonbestegen¹⁾. Gegen das Hangende tritt eine Entfärbung ein; die Dolomite werden heller und gehen damit zum Ramsaudolomit über. Mit maximal zirka 200 m Mächtigkeit nehmen sie in der westlichen Lammermasse den größten Teil anisischen Gesteins ein. Sie bilden den steilen NO-Abbruch des Lammereck und in ebenso zirka 150 m Mächtigkeit die WNW-streichende Erhebung der K. 701 an der S-Seite des Berges. Ferner sind sie am NO-Fuß des Sattelberges in zirka 100 m Mächtigkeit entwickelt. Dolomite, die ebenso durch dunklere Färbung und teilweise auch durch gute Bankung ausgezeichnet sind, erreichen am Vorderen und Hinteren Strubberg eine Mächtigkeit von wahrscheinlich über 150 m. Auch hier ist ihre stratigraphische Stellung durch die Lagerung zwischen den Basisschichten und dem Ramsaudolomit festgelegt. Durch die völlige Dolomitisierung tritt die Bankung fast vollends zurück.

Im Bereich der östlichen Lammermasse sind zum anisischen Dolomit die Vorkommen am Sulzenkopf, an der Nebelgasse, kleine Keile in den Strubbergschiefern des Firstsattels,

¹⁾ Bei dem gemeinsamen Auftreten von kalkigen und dolomitischen Lagen wird man an Pias Vorschlag erinnert, für Gutensteiner Kalk und Dolomit den gemeinsamen Namen „Felsler“ anzuwenden. Im Bereich der Lammermasse erübrigt sich aber eine derartige Zusammenfassung, da der kalkige, tiefere Horizont wegen der bezeichnenden Schiefer-zwischenlagen als Gutensteinerkalk-Basisschichten ausgeschieden werden konnte.

Schollen nordwestlich und westlich der Pailwand, ferner ein Teil der Gsenggrabenschuppe und des Schobersockels zu rechnen. An den beiden letztgenannten Vorkommen ist die Überführung zum ladinischen Niveau auf Grund des oft anhaltenden Pigmentgehaltes nicht überall leicht zu erkennen.

Als Besonderheit sind die Krinoidenbreccien im Gutensteiner Dolomit des Arlstein anzuführen, wie sie gegenüber vom Walcher zu finden sind (siehe Bittner [1887]).

Am Fuße des Gollinger Schwarzen Berges sind die zirka bis 80 m mächtigen Dolomite nördlich von Lehngries und am Ausgang der Lammeröfen bis westlich des Steinbruches bei Fürspanner dem anisischen Niveau zuzurechnen. Eine eigenartig kalkige, hellgraue Fazies mit dunklen, spätigen Adern und Linsen besitzt der Dolomit der isolierten Höhe 703 und im Steinbruch der K. 513 am Lammeröfen-Ausgang.

4. Ramsaudolomit

Im Manuskript von H. P. Cornelius sind die Dolomite, die am Lammereck und am Vorderen Strubberg den Gutensteiner Dolomit überlagern, als indifferent bezeichnet worden. Gegenüber dem erfahrenen Stratigraphen Pia, der seine Hallstätter Serie hier mit den karnischen Gesteinen beginnen läßt, sollte die Frage nach der Stellung dieser Dolomite einer späteren, weiter ausholenden Kartierung vorbehalten werden. Angeregt durch die im Manuskript von Cornelius zum Ausdruck gebrachte Vermutung, daß es sich um Ramsaudolomit handelt und der Kartierung von E. Dolak, die im N des Sattelberges und in einem schmalen Band auch an der W-Seite des Vorderen Strubberges Ramsaudolomit aufzeigt, blieb die Diploporensuche nicht erfolglos: Die Gattung *Diplopora* ließ sich an mehreren Stellen nachweisen und somit auch die Vertretung der Mitteltrias in den Hallstätter Schollen der unteren Lammer.

Maßgebend für Pias obige Meinung war zunächst der Fund von Halorellen in einem dunklen Kalk mit Hornstein auf der S-Seite des Vorderen Strubberges. Da aber auch der anstoßende Dolomit Ausschnitte von Brachiopoden erkennen ließ, wurde auch dieser nicht als anisisch, sondern als norisch (oder karnisch?) betrachtet.

Der brachiopodenreiche Dolomit ist zwar nicht wiedergefunden worden, doch ist von fast allen Schollen der Lammermasse ein karnischer Dolomit bekannt, der hangend allmählich zu dunklem karnischen Kalk überführt. Der Fund Pias (1924, S. 95) ist demnach ohne weiteres als möglich hinzustellen, konnte aber natürlich noch nicht das Alter aller Liegenddolomite angeben.

In hellen zuckerkörnigen Dolomiten mit kleinstückeligem Zerfall fanden sich an der O-Seite des Vorderen Strubberges am Weg vom Hochsattelgut zur Holzwehralm in zirka 1100 m Höhe Auswitterungen der Gattung *Diplopora*. Diploporendolomite sind mehrfach auch an der W-Seite des Vorderen Strubberges steil ONO-fallend anzutreffen. Sie streichen hier auf zirka 2 km Länge in WNW-Richtung und besitzen die Mächtigkeit von 30—50 m. Im Vergleich mit dem von F. F. Hahn 1913, Tafel XV, aufgestellten Säulenprofil der reinen Hallstätter Entwicklung im Bereich Dietrichhörndl—Gerhardstein, wo der anisoladinische Dolomit wenig über 300 m besitzt, ergibt sich eine gute Übereinstimmung mit der hier an der Lammermasse behandelten Gesteinsfolge. Kaum wird hier die oben angeführte Mächtigkeit in einem Profil überschritten.

Ganz beachtlich ist die Ausdehnung des Diploporendolomitvorkommens im Hangenden des anisischen Dolomites am Hinteren Strubberg. Sonderbarerweise fand bisher diese weiße Dolomitpartie noch keine Erwähnung. Pia stellte 1924 (S. 95) die Dolomite des Vorderen Strubberg zur Gänze ins Karn. Dem Hinteren Strubberg wurde eine Gesteinsfolge vom Skyth bis ins Ladin zuerkannt. Er sollte die Fazies der Reiteralmdecke, der Vordere Strubberg jene der Hallstätter Decke vertreten. Ob diese Ansicht zurecht besteht oder nicht, wird sich noch ergeben (S. 179); in fazieller Hinsicht bestehen jedenfalls keine nennenswerten Unterschiede. Eine auffallend mächtigere Ausbildung der anisoladinischen Stufe, die für die Zugehörigkeit zur hochjuvavischen Einheit sprechen würde, liegt nicht vor.

Der Arlstein stellt tektonisch wie morphologisch die Fortsetzung des Hinteren Strubberges dar. Die anisoladinischen Schichten streichen in ihm weiter. Westlich vom Walcher treten die encrinitenreichen, kalkigen Gutensteiner Dolomite an die Stelle des Ramsaudolomites und weisen somit auf das Herausheben der Scholle im südlichen Abschnitt hin. Die Diploporendolomite des Unteren Traunstein und der Gsengalm wurden zuerst von Sickenberg (1926, S. 101), dann auch von Cornelius (S. 186) ins Ladin gestellt. Sickenberg vermutet mit Recht, daß sich am Bau des Unteren Traunstein anisische Dolomite beteiligen. Sein Fund von

Diplopora annulata Schafh.

brachte zuerst den paläontologischen Nachweis des Ladinis, das an der Gsengalm im weiten Umkreis aufgeschlossen ist. Neben jener Form wurde nunmehr auch

Teutloporella herculea Stopp.

nachgewiesen. Die sehr luckige Form besitzt Keulen, die sich gegen oben schwach erweitern und einen Schalendurchmesser von max. 5.5 mm und einen Hohlraumdurchmesser von max. 4 mm (= rund 73%). Daneben liegt eine *Teutloporella* mit einem Schalendurchmesser von max. 7.2 mm und einen Innendurchmesser von max. 5.7 mm (= rund 79%).

Die Diploporen, die Sickenberg (S. 102) am Weg zur N-Seite der Schober gefunden hat, dürften einem Gestein entstammen, das dem Dolomit der Gsengalm angehört, nicht aber dem Schober¹⁾. Trotzdem ist es auch meine Ansicht, daß am Schober ladinische Diploporendolomite vorhanden sind. Wegen des größeren Bitumengehaltes sind sie hier schwer von den übrigen Dolomiten trennbar. Kleinere helle Dolomiteinschaltungen finden sich häufig. Nur die S-Seite weist eine größere Partie weißen Dolomits auf. Auf der Karte wurde hier deshalb, gleich wie an der dem Schober im NO vorgelagerten „Gsenggrabenschuppe“, der anisische mit dem ladinischen Dolomit zusammengefaßt.

Reich diploporenführend sind die zuckerförmigen Dolomite an der Spindelmaisalm. Leider läßt der schlechte Erhaltungszustand keine Bestimmung zu. Trotzdem sind sie von großem Wert. Sie vereinfachen die Klärung des Bauplanes am östlichen Tennengebirge.

Im Bereich des Gollinger Schwarzen Berges bildet der Ramsaudolomit den wesentlichsten Baustein; er erreicht dort eine Mächtigkeit von rund 200 m.

5. Karnischer Dolomit

Hiezu kann im Tennengebirgs-Tirolikum nur der Dolomit südlich der Quechenbergalm gestellt werden, der sich östlich der K. 1670 bis zur K. 1034, nördlich der Spindelmaisalm, erstreckt. Weiters der Dolomit an der N-Seite des Ahornkars²⁾, der auf Grund kieseliger Auswitterungen und vereinzelter Hornsteinführung mit karnischen Dolomiten der Hallstätter Decke zu vergleichen ist. Im N und W, in der Umgebung der Quechenbergalm, nimmt er ein nur undeutlich gebanktes, untypisches Aussehen an. So tritt z. B. westlich der Quechenbergalm, an den K. 1362 und 1616 eine Entfärbung des Dolomits im geringfügigen Maße ein³⁾.

Gerade jene hellere, sandig-brecciöse Ausbildung des karnischen Dolomits wurde auch am südlichen Tennengebirge, östlich des Gappenkopfes, angetroffen; es wird lediglich durch ein kaum 100 m breites auflagerndes Dachsteinkalk-Schichtpaket vom karnischen Dolomit der Nordseite getrennt. Die Mächtigkeit kann auf zirka 300 m geschätzt werden; das entspricht der Mächtigkeit, die Sickenberg im Profil des Heringgrabens errechnet hat. An der K. 1670, westlich der Oberen Alm (Tafel XII, S. 212), stellen sich am Übergang zum norisch-rhätischen Dachsteinkalk Kieselkalke ein, die sich bis zum Großen Traunsteinfuß fortsetzen.

Durch die Brachiopodenfunde Bittners (1883) und Pias (1924, S. 95) im Dolomit, welcher dem karnisch-norischen Kalk benachbart ist und das Auffinden eines verschiedenerorts unterlagernden Ramsaudolomits ist das Vorhandensein obertriadischer Dolomite in der Hallstätter Decke gesichert. Bei der Kartierung konnten sie in den Schollen östlich von Golling, am Lammereck, Sattelberg, Vorderen Strubberg und dessen tektonischer Fortsetzung nördlich der Lammer, an der Pailwand und am Schober ausgedehnt werden. An der Pailwand hat sie auch O. Sickenberg (1926) kartiert, doch können wir auf Grund der Erfahrungen im W nicht seine Ansicht teilen, daß es sich hier lediglich „um einen seitlichen Übergang des Kalkes in Dolomit“ handelt. Es muß vielmehr auch der Dolomit der Pailwand als Basis der Kalke betrachtet werden.

Da die karnischen Dolomite einen wesentlichen Baustein der hiesigen Ausbildung der Hallstätter Decke ausmachen, soll die fazielle Eigenschaft derselben näher bekanntgemacht werden. Es sind meist dunkle, kieselige Dolomite, die über Kieselkalk in die hangenden Kalke übergehen. Sie sind im Gegensatz zu den hellen Ramsaudolomiten klotzig und besitzen nicht die Sprödigkeit und den spitzen, kantigen Zerfall jener Dolomite. Die Oberflächenrisse verlaufen rechtwinkelig zueinander. Das Gestein hat eher eine

¹⁾ Nur die der Gsengalmschuppe entstammenden Blöcke nordöstlich der Alm führen häufig Diploporen.

²⁾ Sickenberg schied 1926, S. 92 diese Dolomite als indifferent aus.

³⁾ Diese Stellen als ungewiß ladinischen Alters auszutragen, habe ich, um die Übersichtlichkeit zu bewahren, unterlassen.

mugelige als kantige Oberfläche, ist oft sandig-kalkig und weist nicht selten längliche Hornsteine auf. Bezeichnend sind auch bunte, kalkige Einschlüsse und kieselige Lagen, die oft in Schlieren und gewundenen Bändern an den Schichtköpfen auswittern. Besonders die Gesteine des Schobers zeichnen sich dadurch aus. Gelblichgrau, splittrig und ohne auffälligem Kieselsäuregehalt sind die karnischen Dolomite des Gollinger Waldparkhügels, des Rabensteins, des Gehänges nördlich von Hinterkellau und der Pailwand. Die Mächtigkeit des karnischen Dolomits liegt bei den westlichen tiefjuvavischen Schollen bei zirka 100 m, am Schober bei zirka 150 m.

Der karnische Dolomit der Gesteinsserie des Schwarzen Berges unterscheidet sich lediglich durch seinen größeren Bitumengehalt vom unterlagernden Ramsaudolomit. Nahe der Rabensteinalm, wo auch brachiopodenführende karnische Kalke verbreitet sind, ist er am besten von den hellen Dolomiten unterscheidbar. Im Liegenden der Reingrabener Schiefer an der Lehngrieselalm, aber auch am sedimentären Kontakt mit den karnischen Kalken an der Wallingalm, besitzen die Dolomite eine deutliche Bankung.

6. Reingrabener Schiefer

An der Pailwand wurden sie bereits von Bittner (1884) und Fugger (1914) erkannt und von O. Sickenberg (1926, S. 113), ergänzende Angaben gemacht. Die Vorkommen dieser hell- bis dunkelgrauen, meist in spitze, dünne Blättchen zerfallenden Tonschiefer können hier deshalb kurz zusammengefaßt werden.

Es sind vier über 100 m lange Züge und einige weitere, jedoch unbedeutende Vorkommen bekannt, die als Bänder mit einigen Meter Mächtigkeit im wesentlichen einem dunklen karnischen Mergelkalk eingelagert sind. Nur im S der Pailwand, östlich der Jagdhütte, liegen sie — allerdings stark verquält — im karnischen Dolomit.

An der nordöstlichen Pailwand werden ihre dünn-schichtigen, dunklen Schiefer im Verband mit dünnen Lagen eines dunklen, mergeligen Kalkes angetroffen. Er führt vereinzelt Krinoiden.

Am Gollinger Schwarzen Berg sind südlich der Lehngrieselalm splittrig zerfallende, glänzende Reingrabener Schiefer in bis 15 m Mächtigkeit O—W streichend anzutreffen. Es sind ihnen braune, 1 dm— $\frac{1}{2}$ m starke Sandsteinbänke zwischengeschaltet. Ihr Hangendes bilden dünnbankige Dolomite. In östlicher Richtung vollzieht sich ein Fazieswechsel durch Zunahme des Kalkgehaltes. An der Basis der brachiopodenführenden karnischen Kalke der Wallingalm erinnern lediglich noch dünnplattige, dachschieferähnliche, dunkelgraue Einschaltungen an die karnischen Schiefer der Lehngrieselalm (S. 192).

7. Dunkle karnische und norische Kalke

Am tiefjuvavischen Lammereck streichen südlich der Wirrau teils hornsteinführende, reich kalzitdurchaderte, teils spätige, dunkelgraue Kalke gegen SO. Gelegentlich werden darin Anhäufungen kleiner Megalodonten und Gastropoden angetroffen. Die Kalke besitzen eine bläulichgraue Oberfläche und sehen an Bruchfläche häufig dem Dachsteinkalk oder auch dem Pedatakalk ähnlich. Da sie gegen das Liegende zum karnischen Dolomit überführen, gegen das Hangende der Übergang zum *Halobia*-führenden karnischen Hallstätter Kalk nachgewiesen ist, handelt es sich sicher um ein karnisches Sediment.

Schwarze, ebenso den norischen Pedatakalken ähnliche, jedoch sicher Karnische Mergelkalke mit Hornsteinkauern und -bändern treten in der Hallstätter Scholle der Pailwand mit Reingrabener Schiefen zusammen auf. Nur durch ihre durchwegs mugelige Oberfläche und ihrem stets muscheligen Bruch scheinen sie sich von den fossilführenden Pedatakalken zu unterscheiden.

Folgt man dem vom Stoiblhof ausgehenden Weg, so quert man an der NW-Flanke der Pailwand einen tektonisch stark mitgenommenen, hellen karnischen Kalk. Nach etwa 200 m wird er von einem dunklen, mergeligen Kalk abgelöst, in dem OSO-streichende Reingrabener Schiefer eingeschaltet sind. Auch die kleinen Mugel im Gipfelbereich der Pailwand (K. 1222) bestehen aus dunklem karnischen Kalk.

Von sehr ähnlicher Ausbildung sind die Kalke, welche den als norisches Leitfossil bekannten Brachiopoden *Halorella pedata* führen, die Pedatakalke. Es sind meist dunkle, sandige, oft etwas spätige Kalke mit vereinzelt auftretenden Hornsteinen. Ihr Bruch ist bei dichter Konsistenz muscheliger, die Oberfläche, sofern nicht gebanktes Gestein vorliegt, mugelig und bläulichgrau anwitternd. Die sandige Fazies zeigt an der Oberfläche ein Zerreibsel von Brachiopodenschalen und weist oft die gut erkennbaren zierlichen Querschnitte der großen Halorellen auf. Wo sich deren Schalen schichtenförmig aufein-

anderlegen, bricht das Gestein schiefrig. Die Bruchfläche ist dabei wachsförmig glänzend, schmutzgrau und zeigt teils hellgrünen serizitähnlichen Belag.

Halorellenquerschnitte sind vereinzelt in den dunklen, kieselligen Kalken des Sattelberg-N-Gehänges, zahlreich und in weiter Erstreckung am Vorderen Strubberg aufzufinden. Folgen an erstgenannter Stelle im Hangenden der Pedatakalken sogleich bunte Hallstätter Kalke, so schalten sich am Vorderen Strubberg allerorts obertriadische Mergelschiefer dazwischen ein (S. 158). Den Pedatakalken südöstlich der Holzwehralm wurde eine *Rhynchonellina juvavica* Bittner¹⁾ entnommen.

Weitere Pedatakalk-Vorkommen sind in eigenartiger Verfaltung mit den liegenden karnischen Dolomiten am Schoberggipfel und am Schober-S-Fuß anzutreffen (siehe S. 188). Es sind hier bis $\frac{1}{2}$ m mächtige Bänke eines dunklen, kalzidurchhäuterten, oft hornsteinreichen Kalkes, in dem nicht selten Krinoidenstielglieder, Halorellenquerschnitte und -auswitterungen auftreten. Herr Univ.-Prof. O. Kühn bestimmte einige Formen als

Halorella pedata (Bronn),
Halorella multicostata Bittner und
Halorella media Bittner.

Am südlichen Hang des Schober, südlich und östlich des S-Gipfels, zeigen meist ockergelb herauswitternde, teils verfaltete Bänder einen Kieselsäurereichtum innerhalb der dort steilgestellten, mehrere Dezimeter mächtigen Pedatakalkbänke an. Die hornsteinreichen Kalke des Gipfels hat Sickenberg (1926, S. 118) für mit dem Pötschenkalk verwandt angesehen.

Reicht nicht etwa die bisher für eine norische Leitform angesehene *Halorella pedata* auch noch in das Karn hinein, so ist zumindest festzuhalten, daß sicher karnische Kalke im Hangenden des karnischen Dolomites den Pedatakalken sehr ähnlich sehen. Dies ist der Grund, weshalb ich hier die dunklen karnischen und norischen Kalke zusammenfasse. Auch angesichts der Tatsachen an der Pailwand kann man den Verdacht nicht unterdrücken, daß ein Teil der dunklen Pedatakalken des Sattelberges, des Vorderen Strubberges und des Schobers noch zum Karn gehören.

8. Heller und bunter karnisch-norischer Hallstätter Kalk

Vom oft endogen-brecciösen Charakter auch dunkel gefärbter oder bunter Partien karnischen Kalkes abgesehen, ist die lithologische Beschaffenheit der hellen halobienführenden oder bunten Hallstätter Kalke im Karn wie im Nor vollkommen gleich. Aus der Unmöglichkeit die verschiedenartigen Gesteine im Gelände auseinanderzuhalten, ergibt sich die gemeinsame Ausscheidung auf der Karte.

Auf Grund der Lagerung ist Bittner (1884, S. 366) zuzustimmen, wenn er den zumeist hellen, fossilführenden Hallstätter Kalk der Pailwand über das Niveau der Halobien-schiefer stellt. Er zeichnet sich besonders durch seine kryptokristalline und endogen-brecciöse Beschaffenheit aus (vgl. Sickenberg, S. 111). Es können dichte weiße Kalkkomponenten in einem dunklen, etwas spätigen Bindemittel liegen oder auch eine rötlichgraue Kalkbreccie mit einzelnen Hornsteinen durch ein dunkelrotes, toniges Bindemittel verkittet werden. In mylonitisierten Partien sind hellgrüne, serizitähnliche Kluffüllungen häufig. Neben

Halobia distincta Mojs. und zwei an

Halobia plicosa Mojs. erinnernde Formen führt Bittner daraus folgende Ammonitenarten an:

Arcestes aff. *subumbilicatus* Br., und *Arcestes* sp.

Monophyllites aff. *eugyrum* Mojs. und

Tropites sp. Hier kann vom Gestein des Bruches Digrub neben den aufgefundenen Querschnitten globoser Ammoniten der Brachiopode

Cruratula carinthiaca Rothpl. angeführt werden und aus dem hellen, sandigen Hallstätter Kalk nordöstlich der K. 1028 das massenhafte Vorkommen der oberkarnischen Arten

Halobia austriaca Mojs. und

Halobia hyatti Kittl.

Die Bestimmung aller Fossilfunde in den Hallstätter Kalken wurde von Herrn Univ.-Prof. Dr. O. Kühn durchgeführt.

Zwischen dem hellen, endogen-brecciösen Kalk, der sich in breiter Zone von Digrub über die K. 1028 und rings um den Mergelkalk der K. 1222 erstreckt und dem ONO-

¹⁾ Bestimmt von Univ.-Prof. O. Kühn.

streichenden Mergelkalken der Pailwand-N-Seite schaltet sich auf zirka $\frac{1}{2}$ km Erstreckung ein rotgefammter Draxlehner Kalk ein.

Die mehr oder minder hellen, teils bunt-marmorierten Hallstätter Kalke des Vorderen Strubberges können bereits gemäß ihrer „Umrahmung“ von obertriadischen Mergelschiefern (S. 159), die ihrerseits von Pedatakalken unterlagert werden, als norischen Alters angenommen werden. Anhäufungen der norischen

Halobia partschi Kittl und der ebenso norischen

Halobia plicosa Mojs. an mehreren Stellen nördlich der Holzwehralm bestätigen diese Annahme. Bittner sammelte am rechten Ufer bei den Lammeröfen

Halobia cf. *plicosa* Mojs. und aus Blöcken des linken Gehanges

Monotis salinaria Br. Angesichts der oben genannten stratigraphischen Folge südlich der Lammer kann letztgenanntem Fund keine Bedeutung zugemessen werden.

Aus dem kleinen Vorkommen hellen Hallstätter Kalkes nördlich der K. 861 des Sattelberggipfels konnte lediglich Halobienbrut sichergestellt werden. Erst die durchwegs mehr ins Graue gehenden Hallstätter Kalke des Lammereckgipfels (K. 862) erlauben wieder nähere Aussagen. Sie wurden bereits von E. Dolak auf Grund eines *Monotis*-Fundes ins Karn gestellt. Eigene Aufsammlungen sprechen mit Ausnahme der

Halobia plicosa Mojs. (Unternor) für Oberkarn:

Halobia austriaca Mojs.

Halobia arthaberi Kittl und

Halobia styriaca Mojs.

Als Vorkommen hellen und bunten karnisch-norischen Hallstätter Kalkes nördlich der Lammer sind anzuführen: die nördliche Fortsetzung der Hallstätter Kalke des Vorderen Strubberges, die kleine Scholle des Gollinger Schlosses und jene nördlich des Karlstein; schließlich die mehrfachen Vorkommen an den Hallstätter Schollen östlich von Golling (S. 189).

Vom Kalk des Gollinger Schloßberges führt Fugger (1905, S. 212)

Monotis salinaria Br., vom Rabenstein

Arcestes sp. an. Bunte Hallstätter Kalke bauen ferner den Hügel nordöstlich der K. 554, auf dem die Waldkapelle errichtet ist und Teile der N-Flanke des Rabenstein. Die Lagerung bedingt, daß mehrmals die karnischen Dolomite der Basis zutage treten (S. 189). Den Kalken des Rabenstein wurden nördlich vom Egelsee entnommen:

Halobia suessi Mojs.

Daonella teltschensis Kittl

Halobia plicosa Mojs. Da dies mit Ausnahme der letzten Form oberkarnische Halobien sind, dürfte es sich um Karn mit Anklängen ans Nor handeln.

Kleine Schollen bunten Hallstätter Kalkes trifft man in der Kellau nördlich des Karlstein, südwestlich vom Kellbauer und südlich des Wurzer. Alle diese Schollen ruhen dem S-Flügel der Weitenauer-Neokomulde auf. Gegen O schließt an der K. 852 nochmals ein geräumigeres Vorkommen bunten und hellen Hallstätter Kalkes an. Es liegt südlich, knapp außerhalb der S-Flanke der Weitenauer Neokomulde.

9. Hauptdolomit

mit den üblichen lithologischen Eigenschaften ist mit einer maximalen Mächtigkeit von zirka 200 m am Aufbau des Gollinger Schwarzen Berges beteiligt. Mit den Brüchen ist auf Grund der Gegebenheiten an dessen W-Seite das Hauptdolomits nicht vollends zu erklären. Es dürfte auch eine primäre Reduktion vorliegen (vgl. S. 192).

10. Obertriadische Mergelschiefer

Sie sind am Vorderen Strubberg nicht nur der Tektonik wegen, sondern auch aus stratigraphischen Gründen bedeutsam, treten dort durchwegs in Form fleckiger, weicher Mergel im Hangenden der Pedatakalke auf und finden im Bachriß 100 m südwestlich der Hütte der Holzwehralm durch Wechsellagerung mit dünnplattigen schwarzen Mergelkalken Übergang zu den liegenden fossilreichen Pedatakalken. Diesen ähnliche, plattige, sandige Mergelkalke legen sich nördlich der Holzwehralm an die Halobien-führenden, norischen Hallstätter Kalke. Sind jene an der Holzwehralm als fleckige, weiche, braungraue bis graue Mergel entwickelt, so sind die aus den Hallstätter Kalken hervorgehenden weichen Mergel in schönen grauen, splittigen Schieferen ausgebildet.

Das Vorhandensein der Zlambachschichten (?) an der Holzwehralm war schon Pia (1924, S. 88) bekannt, doch wurden die längs eines Grabens zu den Lammeröfen in einem schmalen, etwa bis 30 m breiten Band herabreichenden Mergel — wie die

liegenden Pedatakalke auch — noch nicht beobachtet. Ihre den Werfener Schiefer in einem kleinen Bereich fast völlig gleiche Fazies, die im Zusammenhang mit einer durch partielle Glimmereinstreuung entstandenen Rotfärbung (im wesentlichen 150 m nordwestlich der Alm), mag hier zu einer falschen tektonischen Deutung Anlaß gegeben haben (siehe S. 178).

Diese zwischen Pedatakalk und norischen Hallstätter Kalk eingekleiteten, hellgrauen, weichen, fleckigen Mergel weisen, etwa in der Mitte des Grabens, auch dunkle sandige Mergelkalk-Zwischenlagen auf. Vergleicht man die beiden Gesteinsausbildungen mit den Gesteinen der Holzwehralm, so entsprechen sie einander vollkommen. Ihr nördlichstes Auftreten ist südlich des Hauses Ober Scheffau 37 in der weichen Mergelausbildung und über dem Riffkalk des Steinbruches Lammeröfen in der Fazies dunkelgrauer, braun anwitternder, schiefrieger Sandkalkplatten. Damit ist der norische Hallstätter Kalk des Vorderen Strubberges auf drei Seiten von den Mergelschiefern umgrenzt. Wahrscheinlich handelt es sich um ziemlich altersgleiche Sedimente.

11. Norisch-rhätischer Dachsteinkalk

Der Dachsteinkalk, welcher den Hauptbaustein des Tennengebirgsklotzes darstellt, ist für dieses Gebiet bereits von M. v. Lipold (1851 a) und anderwärts so oft treffend beschrieben worden, daß dies hier füglich unterbleiben kann. Bezüglich der Altersstellung sei nur festgehalten, daß wir ihn als Vertretung von Nor¹⁾ und — mindestens teilweise — auch von Rhät zu betrachten haben. Ja gelegentlich mag er bis in den Lias hinaufreichen (vgl. S. 160).

Eine auffallend abweichende Fazies besitzt der Dachsteinkalk des östlichen Teiles des Tennengebirges. Er ist dünnbankig, meist verfärbt und kommt dem Hallstätter Kalk nahe. Wie der Dachsteinkalk östlich der Quechenbergalm teilweise das Aussehen eines Bänderkalkes annimmt, so auch an einzelnen Stellen der Dachsteinkalk des Gappenkopfes. Längs ockergelber Lagen bricht der dichte Kalk beim Anschlagen in dünne Platten auseinander.

Besonderes Augenmerk muß dem bisher problematischen Riffkalk des Schallwand-Traunsteinzuges zugewandt werden. Er wurde stets als Dachsteinkalk betrachtet, nur H. P. Cornelius vertritt in seinem Manuskript — „bis zum Beweise des Gegenteils“ — die Meinung, daß es Wettersteinkalk sei²⁾. Zur Ansicht, daß es sich hier um Wettersteinkalk handeln könnte, verleitete ihn die scheinbare Zugehörigkeit zur juvavischen Schubmasse und die stratigraphische Verknüpfung mit einem vermeintlichen Gutensteiner Kalk am Schallwand-W-Ende, der sich nun aber als belemnitenführender Krinoiden-Plattenkalk herausgestellt hat (S. 161).

Die von Plöschinger durchgeführte Untersuchung legt den Schallwand-Traunstein-Riffkalk als zum Großteil norischen Alters fest. Das bestätigen die Korallen. Herr Univ.-Prof. O. Kühn bestimmte einen Fund im Schallwandkalk als

Thecosmilia oppeli Reuß und die Funde im Kalk des Großen Traunstein als

Thecosmilia fenestrata Reuß und

Montlivaultia aff. *marmorea* Frech. (Nach Frech [1890, S. 41] mit unbekannter Altersstellung).

Der Traunstein-Schallwand-Riffkalk ist ein hellgrauer, klotziger, nur teilweise deutlich geschichteter Kalk mit heller, gelegentlich karriger Auswitterung, der dem des benachbarten Tennengebirges weitgehend ähnlich sieht. Gegen sein jurassisches Hangende zu wird er reich an Krinoidenstielgliedern, bankig und schließlich auch dunkler. Solche krinoidenreiche Dachsteinkalke bilden die östliche Hälfte des Schallwandkammes von der K. 1528 bis zur K. 1929 und die nördliche Partie der Dachsteinkalke nordwestlich der Quechenbergalm.

Etwa 200 m mächtiger Dachstein-Riffkalk setzt am Gollinger Schwarzen Berg unmittelbar im Hangenden des Hauptdolomits ein. Obwohl der Vergleich F. F. Hahns mit dem Riffkalk des Finsterstubenwaldes nicht ganz von der Hand zu weisen ist, so ergibt sich doch der Unterschied, daß sich am Schwarzen Berg nicht wie dort gebankte Dachsteinkalke und dunkle Mergelkalke unterrhätischen Alters zwischen dem Hauptdolomit und dem Riffkalk einschalten.

¹⁾ „Karnische Stufe“ bei Geyer 1886, S. 272, ist noch nicht im Sinne des heutigen Begriffsumfanges zu verstehen.

²⁾ Das Gegenargument, daß sonst in der Lammermasse Wettersteinkalk nicht bekannt ist und daß in den juvavischen Deckschollen das Ladin stark, z. T. bis zum Verschwinden reduziert ist (Hahn [1913], S. 384 f.), sieht H. P. Cornelius nicht für stichhaltig an.

12. Kössener Schichten

Graue fossilere Mergelkalke finden sich an der Straße in Paß Lueg bei 490 m als Einlagerung im Dachsteinkalk (Fugger, S. 383). Ein Beweis dafür, daß dessen oberer Anteil rhätischen Alters ist. Näheres über das Vorkommen scheint nicht bekannt zu sein. Ich selbst habe es nicht gesehen.

Bänke dunklen, den Kössener Schichten zuzuzählenden Mergelkalkes sind auch westlich der K. 810, an der Wasserscheide bei der alten Straße Ober Scheffau—Abtenau und auf weitere Erstreckung auch am Höllkar zusammen mit bunten Kalken anzutreffen. Mehrere darin auswitternde *Thecosmilia*-Querschnitte bestätigen das rhätische Alter. Unzweifelhaft ist ein großer Teil der Tennengebirgs-Dachsteinkalke ins Rhät zu stellen.

An der Osterhorn S-Seite (Finsterstubenwald) treten unterrhätische Mergelkalke in orographisch tieferen Lagen unter dem flachlagernden Rhät-Riffkalk hervor. (Plöschinger 1950/51).

13. Bunte Liaskalke

Schon Lipold kannte den roten Liaskalk an der Tuschenbrücke¹⁾ an der untersten Lammer, der ihm ein wichtiges Beweisstück für die stratigraphische Gliederung des „Alpenkalkes“, für die Einweisung des Dachsteinkalkes in der Trias war (1851 c, S. 114). Später haben sich besonders²⁾ Bittner (1884 a, b) und Pia (1924) mit dem Lias befaßt. Beide heben hervor, daß nicht nur rote, sondern auch graue, vom Dachsteinkalk nicht unterscheidbare Kalke auf Grund gelegentlicher Fossilführung zum Lias gestellt werden müssen.

Bittner (1884) führt als Fossilinhalt des bunten Lias an der Tuschenbrücke und der Roßbergalpe *Nautiliden*, *Arietes*, *Aegoceraten*, *Phylloceraten* und *Lytoceraten*, *Rhynchonellen* und *Terebratula*-Arten u. a. an. Bei der auch von J. Pia (1924, S. 98) genannten Fossilfundstelle im bunten Liaskalk östlich der Wiese der Schönalm wurden an Brachiopoden aufgesammelt:

- Waldheimia mutabilis* Opp.
- Rhynchonella greppini* Opp.
- Spiriferina* aff. *alpina* Opp.
- Rhynchonella Fransi* Opp.
- Rhynchonella* aff. *latifrons* Stur.
- Terebratula punctata* Sow.

In den senkrecht zum Schichtfallen angelegten, zirka 30° südfallenden Spalten der nördlichen Tagweide kamen bunte Sedimente des Lias β und γ in Form einer zwischen Hierlatzkalk und Adnether Kalk stehenden Fazies zur Ablagerung. Das dem Firstsattel zugewandte Vorkommen schließt im weiteren dunkelrote, ammonitenführende dichte Kalke auf, während sich im Gipfelbereich der Tagweide krinoidenkalkähnliche Gesteine in den Zerspalten des Dachsteinkalkes verzweigen.

Die Fazies ist die der „bunten Cephalopodenkalke“. Das beste uns bekannt gewordene Liasprofil befindet sich auf der S-Seite des Sattelberges (vgl. S. 173). Über Dachsteinkalk folgt dort, von einer Verflachung bei 930 m aufwärts, ein

a) grauer, dünnschichtiger, etwas wulstig-knolliger Kalk mit reichlich grauen Hornsteinknollen (vgl. Pia [1924, S. 97]), etwa 15 m mächtig;

b) lichtroter, dünnschichtiger, flasrig-kleinknolliger bis ausgesprochen brecciöser Kalk mit einzelnen Krinoidengliedern. In manchen Lagen rote Hornsteinknollen etwa 10 m;

c) lichtgrauer, dünnschichtiger, etwas knolliger Kalk, ähnlich b, jedoch ohne Hornstein, wenige Meter mächtig (nicht genau feststellbar, da mit dem Gehänge einfallend!). Das Hangende bilden Strubbergschiefer.

Sehr schöne, bunte Abänderungen — Breccien von grauem bis lichtrotem Kalk, beide von dunkelroten Adern (die aber die gleiche, ganz dichte Beschaffenheit haben wie alles übrige) durchdrungen, traf ich gegenüber der Schönalm, unter dem Sattel südlich vom Rauhen Sommereck.

¹⁾ Name fehlt auf der Karte. Gemeint ist die Brücke über die Lammer südlich des Wirtshauses Tuschen.

²⁾ Geyer (1886) widmet dem Tennengebirge nur einen kurzen Abschnitt, in dem er sich bezüglich des Lias der N-Abdachung wesentlich auf Bittner bezieht.

Eine sehr große Verbreitung erreichen liasverdächtige Gesteine im Bereich der Tagweide, wo sie Bittner (1884 b, S. 263) bereits angibt. Die Darstellung auf Blatt Ischl-Hallstatt, wo sie zudem als Dogger-Kieseliefer — wohl nur infolge eines Druckfehlers? — ausgeschieden sind, ist jedoch schematisch: Die schönsten roten Kalke, vielfach mit Krinoiden und mit Breccien aus eingestreuten lichten Kalkbrocken finden sich wohl in der Gipfelpartie; sie wechseln dort vielfach und unregelmäßig mit grauen Kalken. Ähnliche rote Kalke trifft man aber auch in der O-Flanke der Tagweide immer wieder bis gegen den Fuß der Felsen hinab unregelmäßig eingelagert und auch an der NW-Seite des Berges reichen die Liasgesteine bis an den Fuß der Wand, an der SO-Ecke der Wandalm, besonders an der bräunlichen Anwitterung aus der Ferne gut kenntlich.

Nördlich der First-Quechenbergalm-Linie sucht man zwar vergebens nach Adnethier Kalken, die sich zwischen Dachsteinkalk und dem hangenden Krinoiden-Plattenskalk einschalten, findet nur an einzelnen Punkten teils dünnbankige, bunt verfärbte Krinoiden-Plattenskalk. Sie sind nördlich der Oberen Alm und am NW-Hang der Schallwand anzutreffen.

Am Gollinger Schwarzen Berg liegt südlich der K. 917, am Kertererbach, Bergsturzmaterial eines bunten Liaskalkes. In der Wand darüber ist er einem Dachsteinkalk taschenförmig eingelagert.

14. Krinoiden-Plattenskalk (Oberlias und Dogger [?])

Dazu sind die dunklen, bitumenreichen, gelblich anwitternden, faserigen, krinoiden- und belemnitenführenden Kalke zu stellen, wie sie teilweise geringmächtig im Liegenden der Strubbergsschichten des westlichen Tennengebirges (Sattelbergprofil!) gefunden werden, am östlichen Tennengebirge aber in einer Mächtigkeit von zirka 200 m entwickelt sind. Untypisch und fossiler sind sie dort, wo sie nördlich der Quechenbergalm von Hornsteinknollenskalk abgelöst werden. Ihrer kalkreicheren Fazies, der Kalzitdurchtrümmung nach, können sie hier leicht für Gutensteiner Kalk gehalten werden. Der Gesteinszug dunklen, dünnbankigen und teils mit Strubbergschiefern wechselagernden Kalkes, der von südlich der Quechenbergalm bis zur Oberen Alm reicht, wurde entgegen der Kartierung A. Bittners und H. P. Cornelius (S. 182) nicht als Gutensteiner Kalk, sondern in Anlehnung an O. Sickenberg als Krinoiden-Plattenskalk aufgefaßt. Beweisführend für sein jurassisches Alter sind die, speziell im Bereich um die K. 1670, in größerer Anzahl aufgefundenen Belemniten. Durch Vergleich mit den Belemniten in der Sammlung des Naturhistorischen Museums ließen sich annähernd genau bestimmen:

Cuspideuthis acuaria macer Quenst.

Cuspideuthis acuaria ventricosa Quenst.

Rhopalobelus charmouthensis Mayer und

Homaloteuthis brevisformis Voltz.

Die ersten zwei Formen sprechen für Oberlias, die dritte Form für Mittel- bis Oberlias, die letzte für Oberlias bis Dogger.

Die Krinoiden-Plattenskalk, welche den norisch-rhätischen Riffkalk der Schallwand im W ummanteln, stimmen faziell mit den Gesteinen der letztgenannten Fundstelle überein, nur sind sie teilweise kieselig und stehen damit schon den Oberlias-Dogger Kieselkalken nahe. Nördlich der Wandalm beinhalten sie Belemniten, von denen eine Form der Art *Actinocamax granulatus* de Blainville ähnlich sieht, eine andere, breite Form mit *Megaloteuthis giganteoides* Pavlow zu vergleichen wäre.

Ein dunkelgrauer, sandig-mergeliger, WNW streichender Kalk steht, zirka 20 m mächtig, im Lammerbett knapp vor der Mündung in die Salzach an. Er weist ähnlich wie die oben beschriebenen Jurakalke eine braungelbe Verwitterung auf und beinhaltet den Oberlias-Belemniten

Cuspideuthis aff. *oxycona* v. Zieten.

Nicht überall sind Liaskalke nachweisbar. Vielfach, z. B. bei der Wienerfallquelle und auch sonst gewöhnlich längs der Strubbergfurche reichen graue, hell anwitternde Kalke, die ein unbefangener Betrachter ohne weiteres Dachsteinkalk nennen wird, bis an die Strubbergschiefer, bzw. an die juvavische Schubbahn. Nach den Beobachtungen Bittners und Pias (S. 160) wird man jedoch vorsichtig sein und entscheidende Fossilfunde abwarten, bevor man erklärt, daß der Liaskalk anskeilt.

15. Oberlias-Dogger Kieselkalk

Es sind dichte, hellgraue, faserige Kalke, die an der Oberen Alm des östlichen Tennengebirges im unmittelbaren Verband mit den Strubbergschiefern anzutreffen sind (S. 184).

Sie gehen aus diesen seitlich hervor, so daß die Umwandlung des Kieselkalkes zu den manganvererzten Strubbergschiefern selbst am Handstück nachzuweisen ist. Aus dem genannten Grunde findet sich dieses harte, kieselige Gestein auch bei der Beschreibung der „Strubbergschichten“ (S. 202).

Der Kieselkalk beinhaltet Belemniten, die das Oberlias-Dogger Alter nachweisen. O. Kühn gibt zur Bestimmung folgendes an:

„Der Querschnitt läßt keine Furchen oder Seitenlinien erkennen. Dies, die verlängerte Spitze und der bedeutende Durchmesser (bei Berücksichtigung der Verdrückung mindestens 15 mm) lassen keine andere Gattung als

Homaloteuthis Stolley möglich erscheinen. Diese Gattung ist auf den obersten Lias und Dogger beschränkt. Der zweite, schmalere Belemnit dürfte nach dem geringen Durchmesser und dem fast gleichmäßigen Ansteigen desselben in die Verwandtschaft von

Cylindroteuthis subblainvillei Deslong. gehören, was auf Dogger deuten würde.“

16. Die Strubbergschichten

werden im dritten Teil der Arbeit (S. 199) gesondert behandelt.

17. Hornsteinknollenkalk, Hornsteindolomit und Radiolarit

Fast schwarze, teils gut gebankte, Kalke mit Hornsteinknollen und -Schlieren gehen nördlich der Quechenbergalm aus dem Krinoiden-Plattenkalk der K. 1624 und 1622 hervor. Gegen das nördlich folgende Hangende verteilt sich die Kieselsäure im Gestein derart, daß man von Kieselkalk sprechen kann.

Als zweites Hornsteinknollenkalk-Vorkommen sind die westlich des Gehöftes Quechenberg, am Weg zur Quechenbergalm, anzutreffenden Gesteine zu nennen.

Südlich der Spindelmaisalm haben sich längs der Tennengebirgs-N-Randstörung Hornsteindolomite, Radiolarite und im Hangenden dieser Schichten Hornsteinknollenkalk erhalten (S. 185). In letztere sind stratigraphisch verknüpfte Strubbergschiefer eingefaltet. Aus diesem Grund halten wir die behandelten Gesteine mit O. Sickenberg (1926, S. 63) für ein altersmäßig den Strubbergschichten äquivalentes Gestein. Fossilfunde, die dies bestätigen könnten, liegen noch nicht vor.

Faziell abweichend sind sicher liasische, helle und dichte, gut gebankte Hornsteinknollenkalk, die sich im Profil durch den Sattelberg (S. 173) und östlich der Schönalm zwischen dem Dachsteinkalk und dem bunten Liaskalk einschalten. Es handelt sich hier möglicherweise um Spongienkalke.

18. Oberalmer-Schichten

Dazu zählen nicht nur die typischen gebankten und hornsteinreichen Oberalmer Schichten, wie sie im wesentlichen die Basis des Weitenauer Neokoms im N bilden, sondern auch die faziell vielfältigen Juraablagerungen an dessen südlicher Basis. Im Bereich zwischen Golling und dem N-Fuß des Schwarzen Berges gehören ihnen vorerst die hellen, teils dünnbankigen, teils massigeren und so dem Hallstätter Kalk ähnlich werdenden Kalke des Waldparkhügels und Rabenstein an (vgl. S. 189).

Am Weg nahe der Heldengedenkstätte und am kleinen Steinbruch des Waldparkhügels sind sie auch in dünnbankiger, mergeliger Fazies mit Rippelmarken und Kriechspuren auf den Schichtflächen anzutreffen. Sie sehen damit den neokomen Schrammbachkalken sehr ähnlich. Durch Herrn K. Provacnik konnte im Gestein jenes Bruches ein

Lamellaptychus beyrichi (Opp.) aufgefunden werden. Damit ist die Aussage auf Grund des Bitternerschen *Perisphinctes*-Fundes am Friedhof von Golling und des *Aptychus*-Fundes am Parkhügel (Fugger [1905], S. 213) nur zu bestätigen.

Während die Oberjurakalke nordwestlich des Gehöftes Hinterkellau von buntem Hallstätter Kalk nur mit Mühe zu unterscheiden sind, legt der Steilabbruch westlich der K. 852 dünnbankigen Oberalmachichten ähnliche Hornsteinkalke frei. Unbestimmbare Belemniten konnten darin gefunden werden. Herr Dr. J. Sabata sammelte hier gemäß einer mündlichen Mitteilung einen *Perisphinctes* auf. Auch am SO-Ende der Schreckwiese bilden bis zur K. 695 bankige NW fallende, lichtgraubraune Jurakalke die normale Basis der Schrammbachkalken. Gelegentlich sind Spuren eines roten Flaserkalkes zu finden. An jenen Aufschlüssen werden die Zweifel beseitigt, die man angesichts der bunten, dem Hallstätter Kalk oft sehr ähnlichen Jurakalke, so z. B. am Weg west-

lich der K. 895, hat. Der gleiche Umstand hat wahrscheinlich auch dazu geführt, daß der unter den Neokomschichten halbfensterartig auftauchende, teils bunte und hornsteinarme Jurakalk beim Bachbauer, K. 969, als Hallstätter Kalk angesehen wurde (W. E. Petrascheck [1947]).

Eine völlig abweichende Fazies besitzen die ebenso fensterartig vom Neokom umrandeten Jurakalke am Gehöft Bachrainer (K. 901). Es sind teils rostbraun angewitterte, sonst hell bis graubräunliche Spatkalke mit Foraminiferen. Lithologisch stimmt das Gestein mit dem von J. Kühnel (1929, S. 472) am N-Fuß des Hohen Göll aufgefundenen und von F. Trauth (1948, S. 197) besonders in das Kimmeridge gestellten feinschichtigen Barmsteinkalken¹⁾ überein.

19. Neokome Schrambach- und Roßfeldschichten

bilden die Bausteine der Weitenauer Neokommulde. Es möge sich hier erübrigen, auf die mit der neokomen Roßfeldmulde weitgehend übereinstimmenden Schichtfolge näher einzugehen. Dies umso mehr, als die S-Seite der Osterhorngruppe zum Gegenstand einer gesonderten Arbeit gemacht werden soll.

Neu in die Stratigraphie aufgenommen werden die Schichten im Grenzbereich zwischen den Schrambachkalken und den Roßfeldschichten. Sie werden von Plöchingen „Neokome Zwischenschichten“ bezeichnet. Dieses Grenzniveau wird gekennzeichnet durch die mit hellen Schrambachkalken teils wechsellagernden bunten Mergelkalke und — gegen die Hangenden Roßfeldschichten zu — durch *dm*-starke, bunte, sandig-schiefrige Einlagerungen in den mit sandigen Roßfeldschichten wechsellagernden Schrambachkalken. Die Mächtigkeit des in Frage stehenden Gesteinspaketes beträgt etwa 40 m. Möglicherweise stellt es eine den bunten, mergeligen Anzenbachschichten äquivalente Ablagerung dar (F. Trauth [1949], Tafel II). In den Neokomablagerungen der Roßfeldmulde konnte ich bunte Zwischenschichten wohl in der gleichen Position, jedoch nur in sehr geringem Maße auffinden.

20. Gosauablagerungen

spielen im Gelände des nördlichen Rigaus, am S-Fuß des Rigausberges, eine bedeutsame Rolle. Es sind Gosaugrundkonglomerate mit meist bunten Kalkkomponenten, besonders bei Wegscheid austerreiche, hellgraue Mergel und Sandsteine, massige, dachsteinkalkähnliche Hippuritenkalke und die bunten Nierentaler Schichten (vgl. Plöchingen [1948], S. 15—20).

Neu aufgenommen wurde das Gosauvorkommen an der W-Seite des Radochsberges. Auf dem Dolomit dieser Erhebung legen sich Bänke einer mittelgroben bis feinen Transgressionsbreccie mit hellen und dunklen Kalk- und Dolomitkomponenten. Das Gestein ist reich an

Acteonella conica Zek., *Glaukoniea kefersteini* Zek. und *Cerithien*²⁾. Im Hangenden wechsellagern Breccienbänke mit hellgrauen Sandsteinen in denen Kohleschmitzen und -Lagen auftreten³⁾. Sie unterstreichen den transgressiven Charakter dieser, der Fazies nach mittelgosauischen Ablagerungen. In einer weichen Mergelpartie finden sich am Stolleneingang zahlreiche, verschieden große Individuen der

Nerinea Buchi (Kef.).

21. Quartär

Eine genauere Untersuchung der Quartärbildungen lag nicht in unserer Absicht. Sie müßte auch weiter ausholen. Nur auf einige auffallende Punkte sei aufmerksam gemacht.

¹⁾ Bezeichnung nach C. W. v. Gümbel (1861); E. v. Mojsisovics bezeichnet sie „Rettensteinkalke“.

²⁾ Die Bestimmung aller genannten Gosaufossilien habe ich Herrn Univ.-Prof. Dr. O. Kühn zu verdanken.

Im Bachbett der unteren Lammer liegen nicht selten Geröllstücke eines Acteonellen-führenden Sandsteines, die diesem Vorkommen entstammen.

³⁾ Es ist eine Glanzkohle, die am Tanzberg, zirka 120 m westnordwestlich der K. 710, aus einem Stollen gefördert wurde. Es waren angeblich dezimetermächtige Flöze mit sehr gutem Heizwert.

a) Der Talboden von Kuchlbach entspricht nach seiner Höhenlage — rund 30 m über dem heutigen Bett der Lammer — genau den mächtigen Terrassen der Umgebung von Ober-Scheffau. Aber auf der Felsschwelle nördlich Kuchlbach liegt (im östlichen Tal) noch ein höherer, offenbar älterer Schotter horizontal aufgelagert. Er ist stark verfestigt. Seine Unterkante liegt etwa 20 m über dem Talboden von Kuchlbach (rund 540 m), ist aber vielfach durch randliche Abbrüche markiert. Leider fehlt es an Moränenresten, die eine Zuordnung dieser Schotter zur Quartärgliederung erlauben würden.

b) Die 30 m-Terrasse reicht über den Winklerhof — wo offenbar ein älteres Tal des Schwarzenbachs von ihr verhüllt wird — bis an den Fuß des Querriegels (K. 610). Dieser wird gebildet von quartärer Breccie, deren Schichten flach gegen WNW einfallen. Gegen O (Einschnitt der westlichen Schwarzenbachquelle!) quert sie einen steilen Wandabbruch. Ebenso liegt auf dem Riedel zwischen dem Wienerfall-Quellbach und dem nördlichen Ast des Schwarzenbachs ein ausgedehnter Breccienrest, dessen gegen SW gekehrter Steilabfall die nach N bis NO einfallende Schichtung trefflich erkennen läßt (gelegentlich untergeordnete Diskordanzen!). Auch auf der N-Seite sind sie am Weg zum Strubbersattel mehrfach anstehend zu sehen, bis hinab in den Taleinschnitt des nördlichen Schwarzenbachs, sofern es sich da nicht um oberflächlich abgesessene Massen handelt, was angesichts des Verhaltens der südlichen Quellbäche allerdings nicht unwahrscheinlich ist. Denn diese haben nicht nur die Breccie zerschnitten, sondern sich auch noch tief in die Unterlage — nicht nur Werfener, sondern auch Dachsteinkalk — eingesägt. Auch zwischen den beiden südlichen Quellbächen liegt noch ein kleiner Breccienrest auf Dachsteinkalk. Diese Breccie ist aufzufassen als Rest eines mächtigen fächerförmigen Schuttkegels. Die tiefe Zerschneidung spricht für beträchtliches Alter (Mindel-Riß-Interglazial?). Leider fehlt es an Aufschlüssen, die gestatten würden, es genauer festzulegen, insbesondere auch das Verhalten gegenüber der 30 m-Terrasse östlich Winkler klarzustellen¹⁾.

Das morphologische Bild von heute ist mehr oder weniger das Ergebnis der Glazialerosion und der Ablagerung glazialer Sedimente. Sie müssen mit herangezogen werden, will man zu den letzten entscheidenden Gründen der Formgebung gelangen. In diesem Rahmen mögen kurze Hinweise allgemeiner Art und einige Ergänzungen zu den bereits vorliegenden Arbeiten genügen. Eine abschließende Ausdeutung der Gegebenheiten könnte nur auf das Studium des Salzachtal-Quartärs aufbauen.

Die tektonisch vorgezeichnete Anlage des Abtenauer Beckens ergibt sich aus der Anordnung der juvavischen Schollen. So ist auch das Abtenauer Becken durch die hier weiter im S zurückgebliebenen juvavischen Schollen zu erklären. Westlich der Pailwand, wo die Lammer in das breite Abtenauer Becken eintritt, konnten weiche Ablagerungen am Beckengrund — Werfener Schiefer, Gips und Haselgebirge — leicht ausgeräumt werden. (vgl. W. Del Negro [1950], S. 143). Wie schon F. Machatschek (1932) betont, fanden hier eiszeitliche Ablagerungen „seit jeher“ ein Sammelgebiet. Die sanften Gehängeformen sind die Folge von Moränenanhäufungen des Bühlhales des Lammergletschers (Seefeldner [1929]). Sie besitzen teils unzweifelhaft Drumlincharakter. Mächtige Schotterterrassen eines interglazialen Sees sind im Liegenden der genannten Moränenanhäufungen anzutreffen (V. Jäger [1912], S. 18).

Die über 800 m hoch gelegene Schlinge um den Sattelberg ist mit Schutt- und Moränenmaterial erfüllt und wurde von V. Jäger (S. 12) im Anschluß an eine Tagebuchnotiz von A. Bittner als alte Talschlinge aus der Zeit des 900 m-Stadiums erkannt. Sie folgt nämlich nicht der juvavischen Überschiebungslinie, sondern durchschneidet den Dachsteinkalk.

Vor dem Zungenbecken der Schönalm befindet sich eine Endmoräne aus der Bühlzeit (V. Jäger), doch reichten die Tennengebirgsgletscher zu jener Zeit im allgemeinen bis zur Talschle; so z. B. ein vom Breitsteinkamm herabsteigender Gletscher bis zur Au, wo heute der Endmoränenwall deutlich hervortritt. Dieser Gletscher vereinigte sich mit einem vom Firstsattel gegen NW herabreichenden Ast, während sich eine andere Gletscherzunge westlich vom Breitstein bewegte und die Moränenmassen zwischen Vorderen und Hinteren Strubberg zur Ablagerung brachte. Eine Teilzunge folgte der Überschiebungslinie des Vorderen Strubberges und reichte bis in das untere Lammertal.

¹⁾ E. Stummer glaubt die Reste der See- und Flußablagerungen am Tennengebirgs-N-Fuß beim Wienerfall in das Günz-Mindel-Interglazial stellen zu können. Sie werden von einer Moräne unterlagert und finden sich in höherer Stellung als die Deltaresten des „Gollinger Sees“ mit den dazugehörigen fluviatilen Deckschottern aus dem Riß-Würm-Interglazial im Salzburger Becken.

Auch die Morphologie und die weiten Karrenfelder (im Bereich der Oberen Alm) an der O-Seite des Tennengebirges verweisen auf eine tiefschürfende Glazialerosion.

Das Lammerock wird wie der Sattelberg als „Umlaufberg“ angesehen, da es im S von einer 750 m hoch gelegenen Rinne eingekerbt wird. Diese ist jedoch im Gegensatz zu jener am Sattelberg an eine tektonische Linie geknüpft und verläuft entlang leicht erodierbarer Schiefer.

Um den Schwarzen Berg reihen sich die in zirka 1000 m Höhe gelegenen Ablagerungsflächen, weshalb der Berg von V. Jäger (S. 9) als Denudationsrest angesehen wurde. Überschätzt darf aber diese Tatsache auch nicht werden, da der Gesteinsserie im Vergleich mit jener der Erhebungen südlich der Lammer naturgemäß eine größere Mächtigkeit gegeben ist und der „Muschelkalk“ vom linken Lammerufer keineswegs, wie V. Jäger (S. 8) irrtümlich annimmt, ein dem Sockel des Schwarzen Berges zuzuzählendes Gestein darstellt.

Der Lammerlauf führt im östlichen Abschnitt fast durchwegs durch die Lockermassen skythischer Ablagerungen. Nur an der S-Flanke des Radochsberges hat der Fluß auf zirka 1 km durch einen Dolomit und durch westlich darauflagernde Gosausedimente zu erodieren. Erst westlich von Voglau findet das Abtenauer Becken seine W-Begrenzung. Auf 300 m Breite sind hier alluviale Schotter, Sande und Tegel angesammelt. Die Talgehänge werden von dem fest zusammengepackten Konglomerat eingenommen. Es bildet auch die Ufer des hier von S einmündenden mäanderreichen Schwarzenbaches.

Der Moränenwall bildet eine von Unter Schwarzenbach südwärts ziehende, deutliche Gehängestufe. Die bei Unter Schwarzenbach 30° gegen N 15° W einfallenden Schotter weisen Gerölle bis zur Faustgröße auf. Über einer 40 cm mächtigen Lehmlage folgen auf 50 cm nochmals Schotter und Sande.

Westlich von Voglau erfolgt der klammartige Durchbruch der Lammer durch die in dieser Richtung zunehmend O-fallende Gesteinsserie des Hinteren Strubberges. Mit etwa 30 m hoher, 250 m gegen N verlegter Mündungsstufe schüttet der von N herabkommende Aubach am Aubachfall sein Wasser in das tiefer liegende Erosionsniveau der Lammer.

Die weichen Werfener Schichten zwischen Hinteren und Vorderen Strubberg, die Stauung vor dem neu herantretenden Hindernis ermöglichen eine Anhäufung von Alluvionen. Sie werden hier teils von Moränenmaterial flankiert.

In einem weiten, gegen N ausholenden Bogen durchbricht nunmehr die Lammer in den engen Lammeröfen die Gesteine des Vorderen Strubberges. Der Fluß erodierte hier nach epigenetischer Talverlagerung im Bereich der 1000 m hoch gelegenen Verebnungsfläche. Sie entspricht dem 1100 m-Niveau des Buchbergriedl östlich des Oberen Lammertales und dem 900 m-Niveau im unteren Lammertal. Auch die Verebnungsflächen am Schwarzen Berg und am Arlstein gehören jenem Niveau zu. Die 800 m hohe präglaziale Niveaufläche des Vorderen Strubberges weist, wie auch das Gelände unmittelbar südlich des Lammerdurchbruches, weiche obertriadische Mergel auf. Sie sind für die Uranlage der Lammeröfen verantwortlich.

Nach Austritt der Lammer aus den Öfen, ihrem Abschwenken gegen W, mündet am linken Ufer der Ober Scheffauer Schwarzenbach. Er hält sich in seinem Lauf an die Überschiebungslinie der Gesteinsserie am Vorderen Strubberg und entspringt nördlich der K. 810, der Wasserscheide zum Unterberger Teilbecken. Möglicherweise hat hier ein präglazialer Lammerlauf die Strubberge von S her umfaßt. An der Brücke Ober-Scheffau ist, ähnlich wie an der Straße östlich des Hinteren Strubberges, verfestigtes Konglomerat, an die 10 m mächtig und mit bis zu kopfgroßen Geröllen aufgeschlossen. Nach der Häufigkeit gehören ihnen braune sandige Kalke, Werfener Schichten, Dachsteinkalk, Mergelkalke, Gutensteiner Kalk, Gosausandsteine, bunte Kalke und Hornsteingerölle an. An den Schottern nördlich vom Wirtshaus Lammeröfen wie auch südöstlich der Lammerschlinge kann an drei Terrassenstufen die schrittweise erfolgte Tieferlegung und Verengung des Flußbettes erkannt werden.

Der W-gerichtete, leicht mäandrierende Lauf der Lammer hält sich im moränenumkleideten Tal an die große tektonische Linie, die die juvavischen Schollen südlich der Lammer von der Schwarzen Berg-Serie nördlich des Lammertales trennt. Die Moränenschotter östlich von Lehngries werden größtenteils vom Gehängeschutt des Schwarzen Berg-Dolomitsockels überdeckt. Auch hier erreichen die Komponenten — verschiedenfarbige dichte Kalke, Sandsteine, Mergel, Konglomerate, Quarzite und Hornsteine — Kopfgröße. Sie säumen den Aluvialstreifen der Lammer bis zum Austritt ins Salzachtal bis zur Enge zwischen Haarberg und Lammerock.

II. Faziesverband

Betrachtet man die Gesamtausbildung der Trias in der Hallstätter Decke der Lammermasse, so merkt man im Vergleich mit der Ausbildung an der Normalfazies in erster Linie, daß die gesamte Triasserie, exklusive des Skyths, 800 *m* Mächtigkeit nicht überschreitet.

Am Bau des Vorderen Strubberges ist die gesamte Hallstätter Trias vom Skyth bis zum Rhät entwickelt. Es ist die erste Lokalität, wo so eine zusammenhängende Hallstätter Gesteinsserie gefunden wurde. Mit der errechneten Zahl kommt man auf die von E. Spengler bereits 1943 der Hallstätter Decke zuerkannte Maximalmächtigkeit vom Anis bis zum Rhät, die einer Normalfazies von zirka 2000 *m* gegenübersteht.

Die Verteilung der skythischen Sedimente ist größtenteils durch die Tektonik bedingt (S. 194). Ein Faziesvergleich erübrigt sich, da im Aufnahmegebiet keine dem Tirolikum zugehörnden skythischen Ablagerungen auftreten. Im Bereich des östlichen Tennengebirges wird erst eine brauchbare Methode zur Auseinanderhaltung der tirolischen und juvavischen Werfener Schichten gefunden werden müssen.

Die anisischen und ladinischen Ablagerungen in den Hallstätter Deckschollen: Gutensteinerkalk-Basisschichten, Gutensteiner Dolomit, Ramsaudolomit zeigen von W nach O eine Reduktion von zirka 250 *m* auf Kosten des ladinischen Diploporendolomits. Am Lammereck fallen 400 *m* auf das Anisoladin, am Schober nur 250 *m*.

Eine mannigfache Ausbildung zeigt die karnische Stufe, bloß die Basis derselben, der karnische Dolomit bleibt durchwegs ziemlich gleich. In den Hallstätter Schollen bei Golling gehen aus den karnischen Dolomiten unmittelbar die bunten Halobien — führenden Hallstätter Kalke hervor. Sie sehen teils hellem, körnigen Wettersteinkalk ähnlich. Am Lammereck ist der karnische Dolomit etwa 100 *m*, am Schober zirka 150 *m* mächtig entwickelt. Dafür besitzt das Karn des Lammerecks mächtigere dunkle obertriadische Kalke. Am Sattelberg und Vorderen Strubberg, dem mittleren Bereich der Hallstätterzone im Lammertal, schalten sich zwischen dem karnischen Dolomit und den norischen, teils bunten Hallstätter Kalken der norischen Stufe, die dunklen, ebenso norischen Pedatakalke ein. Ihre kieseligen Basiskalke reichen jedoch sicherlich noch ins Karn hinunter.

Die karnischen Hallstätter Kalke, z. B. des Lammereck, können von den norischen Hallstätter Kalken faziell kaum unterschieden werden. Die weißen oder bräunlichgelben fossilführenden Lagen sind im ersten Fall einem mehr endogen-brecciösen Kalk eingelagert. Am Schober überlagern den karnischen Dolomit lediglich die dunklen Pedatakalke.

Die nordöstlichste Hallstätter Scholle in der Lammermasse ist die Pailwand. Sie weicht insofern von allen übrigen ab, als sie eine sonst unbekannte Mannigfaltigkeit in der Ausbildung karnischer Heteropien zeigt: Karnischer Dolomit, Reingrabener Schiefer innerhalb karnischer Mergelkalke und endogen-brecciöse, teils bunte Kalke. Mit den Reingrabener Schiefen nähert sich hier das Karn nicht nur der Faziesausbildung an der S-Seite des Tennengebirges, sondern auch dem Karn der Schwarzen Berg-Serie. Dadurch, daß durch einen Fazieswechsel aus den Reingrabener Schiefen des Schwarzen Berges gegen O auch dunkle, brachiopodenführende, teils plattig-schiefrige Mergelkalke hervorgehen,

ist der Vergleich mit der Ausbildung des Karn an der Hallstätter Scholle der Pailwand besonders angebracht.

Das Oberror, vielleicht auch Rhät der Hallstätter Decke ist am Vorderen Strubberg durch dünnplattige und schiefrige, dunkle, harte Mergelkalke und weichere, fleckige Mergelschiefer charakterisiert. Bei der Holzwehralm und auch nahe den Lammeröfen ist nicht nur ein stratigraphischer Verband der bunten Hallstätterkalke mit den Ablagerungen der „Schlammfazies“ ersichtlich, sondern auch die Überführung zu den basalen Pedatakalken (S. 156).

Im allgemeinen geht aus den zur Aufzählung gelangten Daten hervor, daß die Sedimente der Hallstätter Decke auf kurzen Entfernungen unter verschiedenen Bedingungen abgelagert worden sind und daß sie von W nach O Faziesänderungen mitmachen, die im O am ehesten der tirolischen Normalausbildung gleichen.

Die von W nach O zunehmende Reduktion des Anisoladin im Tirolikum ist durch die Forschung Hahns (1913) bekannt geworden. Auch Sickenberg (1926, S. 87) würdigt jenes Ergebnis, will im Sinne Hahns und Spenglers „Strömungen und exzematische Vorgänge“ am ehesten als Erklärung derselben für möglich halten.

Wie aus den eingangs aufgezählten Mächtigkeiten in der Gesteinsserie hervorgeht, besteht in der Hallstätter Decke eine bedeutende Reduktion der Mitteltrias gegenüber der Normalfazies. Die Mächtigkeit des Anisoladins ist ungefähr wie in der Hallstätter Fazies des Saalach-Salzachgebietes (Profil Dietrichhörndl—Gerhardstein) 300—400 m. Einen ähnlichen Vergleich hat schon O. Sickenberg (S. 121) für den O-Teil der Lammermasse für angebracht gefunden.

Nach A. Bittner (1884, S. 108) kannte man keine Stelle, an welcher alle Zonen der echten Hallstätter Kalke in einem normalen Profil zwischen Werfener Schichten und Kössener Schichten eingeschlossen wären; nur paläontologische Stützpunkte konnten zur richtigen Einreihung der Hallstätter Kalke führen. Bittner (S. 109) hat die Wahrscheinlichkeit ausgesprochen, daß auf Grund des paläontologischen Nachweises von E. v. Mojsisovics die stratigraphische Vertretung aller Zonen des Hallstätter Kalkes in jenen Profilen möglich ist, wo Wettersteinkalk zwischen Muschelkalk und Carditaschichten auftritt. Eine solche Vertretbarkeit kann im Bereich der Lammermasse nachgewiesen werden: Gutensteiner Dolomit und Ramsaudolomit vertreten das anisoladinische Niveau der Hallstätter Faziesgesteine.

Die von Bittner (S. 109) für möglich gehaltene Überlagerung echter Hallstätter Schichten auf dem Niveau der Carditaschichten ist ebenso auf Grund stratigraphischen Nachweises als absolut der Tatsache entsprechend anzusehen. Es ist nach der Erkenntnis der Vertretbarkeit auch das Verständnis näher gebracht, im Nor der Hallstätter Decke teils Gesteine zu finden, die dem Dachsteinkalk vollends gleichen. Umgekehrt ist es dadurch um so erklärlicher, wenn etwa der Hochgebirgskorallenkalk des südlichen Tennengebirges vereinzelt typische Hallstätter Fazies aufweist.

Eines ist sicher: Besteht Hahns Annahme zu Recht, daß sich die juvavische Zone auf Grund der ladinischen Reduktion im Tirolikum an den tirolischen S-Rand knüpft, so erklärt sich auch die übereinstimmend gleichgerichtete anisoladinische Reduktion (siehe S. 169).

Ein Reduktionsphänomen geht aber auch aus der Mächtigkeitsabnahme des tirolischen Dachsteinkalkes am Tennengebirge hervor. Die Reduktion erfolgt von W nach O, also in gleicher Richtung wie die anisoladinische Reduktion. Hiefür kann aber kaum eine Deutung ähnlich jener genügen, wie sie Hahn für die Mitteltrias gegeben hat (siehe oben!).

Dank der tiefgreifenden Erosionsrinne längs einer Störung am S-Rand der steilgestellten Antiklinalzone an der Quechenbergalm ist es möglich, die Mächtigkeit der norischen Stufe zwischen dem karnischen Dolomit der genannten Alm und den dunklen Jurakalken an der Oberen Alm auf nur zirka 100—150 m zu schätzen. Die Erosion zur Klärung der im Tennengebirge gegen O zunehmenden Dachsteinkalk-Reduktion heranzuziehen, ist dabei kaum möglich. Wohl dürfte jedoch das schon von A. Bittner beobachtete, zunehmend steile N-Fallen des Dachsteinkalkes gegen das Tennengebirgs-O-Ende eine gewisse Rolle spielen.

Es ist möglich, daß neben Strömungen die Tieferlegung des Meeresraumes eine Primärreduktion der norisch-rhätischen Ablagerungen hervorgerufen hat. In dieser Hinsicht sind bei den obertriadischen und jurassischen Gesteinen des Tennengebirges folgende Verhältnisse auffällig:

1. Die Buntfärbung und das Dünnbankigwerden des Dachsteinkalkes gegen das Ahornkar am O-Ende des Tennengebirges.

2. Die cephalopodenführenden bunten Liaskalke am N-Rand des Tennengebirges. Sie stehen als Ablagerungen eines tieferen Meeres der Flachseefazies der ebenso bunten Krinoidenkalke am Tennengebirgsplateau gegenüber (gemäß A. Bittner).

3. Die Zunahme der bitumenreichen, dunklen Krinoiden-Plattenkalke im Hangenden der Dachsteinkalke nördlich und östlich des Firstsattels und das fast völlige Fehlen bunter Liaskalke.

Durch die weitgehende Verdrängung bunter Liaskalke, deren Ersatz durch bituminöse Krinoiden-Plattenkalke im Gesteinszug NW der Quechenbergalm und an der Schallwand—Traunstein Antiklinale wird angezeigt, daß die Sedimentation hier weniger sauerstoffreiches Wasser vorfand (vgl. W. Vortisch [1950, S. 117]).

4. Das Hineinreichen der Strubbergsschichten bis südöstlich der Oberen Alm, ihr isoliertes Vorkommen an der Quechenbergalm und südlich der Spindelmaisalm. Die Strubbergsschichten sind als Lokalfazies von Oberlias-Doggerablagerungen im allgemeinen an die Saumtiefe einer frühen Aufwölbung gebunden.

5. Der Fazieswechsel innerhalb der Strubbergsschichten (S. 202). Die ihnen zugehörigen kalkig-mergeligen Strubbergsschiefer werden am westlichen Teil des Tennengebirgs-N-Randes von radiolarienreichen Manganschiefern überlagert. Am östlichen Tennengebirge, im Bereich der Oberen Alm, gehen diese Manganschiefer aus noch schwach vererzten Oberlias-Dogger Kieselkalken hervor. Sie besitzen keine Strubbergsschiefer an ihrer Basis. Wenn es auch fraglich ist, ob jene radiolarienreichen Gesteine Bathyalablagerungen darstellen, so ist damit doch gegenüber den wahrscheinlich in einer seichteren Zone gebildeten Breccienlagen¹⁾ am west-

¹⁾ Es kann sich natürlich auch um Breccien handeln, die auf Grund einer steilen Böschung in eine größere Tiefe gelangten, wie es H. P. Cornelius (1951) für ein Gestein aus Graubünden für möglich hält, in dem Radiolarit zur Grundmasse einer Breccie wird.

Übersichtstabelle der Stratigraphie

	Tennengebirgs-Tirolikum (Gesamtmächtigkeit exklusive der Werfener Schichten = max. 2000 m)	Tiefjuvavikum der „Lammer- masse“ (Gesamtmächtigkeit exklusive der Werfener Schichten = max. 800 m)
Lias und Dogger	<p>Strubbergsschichten; im O seitlich abgelöst von Ob. Lias-Dogger Kieselkalk (Profil Obere Alm)</p> <p>Hornsteinknollenkalk (den Strubbergsschichten wahrscheinlich gleichaltrig)</p> <p>im W: 100 m (Profil Sattelberg)</p> <p>im O: 200 m (Profil Quechenberg- und Spindelmaisalm)</p> <p>Hornsteindolomit und Radiolarit (den Strubbergsschichten wahrscheinlich gleichaltrig) (Profil Gappenkopf-Spindelmaisalm)</p> <p>Krinoiden-Plattenkalk (Oberer Lias-Dogger [?])</p> <p>im W: 40 m (Profil Lammereck—Paß Lueg)</p> <p>im O: 200 m (Profil Schallwand)</p> <p>Bunter Mittelliasalkalk</p> <p>im W: 40 m (Profil Lammereck—Paß Lueg)</p> <p>im O: fast vollkommen durch Krinoiden-Plattenkalk ersetzt (Profil durch die Gesteinszüge nordwestlich der Quechenbergalm)</p>	fehlt
Obertrias	<p>Kössener Schichten — unbedeutend</p> <p>Norisch-rhätischer Dachsteinkalk</p> <p>im W: 800 m (Profil Paß Lueg)</p> <p>im O: 150 m (primäre Reduktion!)</p> <p>(Profil westlich der Quechenbergalm)</p> <p>Karnischer Dolomit zirka 300 m *)</p> <p>Reingrabener Schiefer</p> <p>im W: auskeilend *)</p> <p>im O: 20 m *)</p>	<p>Norisch-rhätische Mergelschiefer (Zlambachmergel?) (Vorderer Strubberg)</p> <p>Pedatakalk (Nor)</p> <p>Karnischer und norischer Hallstätterkalk</p> <p>Karnischer Dolomit</p> <p>im W: 100 m (Profil Lammereck)</p> <p>im O: 150 m (Profil Schober)</p> <p>Reingrabener Schiefer</p> <p>nur im O: 20 m (Profil Pailwand)</p>
Mitteltrias	<p>Ramsaudolomit</p> <p>Gutensteinerdolomit</p> <p>im W: 400 m (Profil Hinterstes Lammertal—Edelweißkopf)</p> <p>im O: 80 m (primäre Reduktion auf Kosten des Ramsaudolomits) (Profil Häringgraben—Gappenalmsalm) *)</p>	<p>Ramsaudolomit</p> <p>Gutensteiner Dolomit und Gutensteinerkalk-Basis-schichten</p> <p>im W: 400 m (Profil Lammereck)</p> <p>im O: 250 m (Primäre Reduktion auf Kosten des Ramsaudolomits) (Profil Schober)</p>
Untertrias	Werfener Schichten	Werfener Schichten

*) nach O. Sickenberg, S. 86, 88.

lichen (!) Tennengebirgs-N-Rand und den an organischen Substanzen reicheren, tauben Strubbergschiefern eine Meeresvertiefung angezeigt.

6. Das Auftreten des den Strubbergschichten sicherlich gleichaltrigen Hornsteindolomits und Radiolarits am östlichen Tennengebirge.

Nach den vorliegenden Daten ist man geneigt, für den O des Tennengebirgs-Tirolikums eine relativ tiefere Lage des Sedimentationsraumes anzunehmen.

Neben den Mächtigkeitsabnahmen der triadischen Schichtglieder in der tirolischen Tennengebirgsserie ist der rasche Fazieswechsel eine Erscheinung, die mit den S. 166 angeführten Beobachtungen an der Hallstätter Zone auffallend übereinstimmt. Ein Versuch, die Faziestypen der Schichtglieder der beiden tektonischen Einheiten in Korrelation zu bringen, zeigt folgendes:

Vom Skyth zum Karn bestehen keine wesentlichen faziiellen Abweichungen. Das Karn der Hallstätter Decke ist mächtiger und wechselvoller entwickelt als das des Tirolikums und ist durch die karnischen Halobien(Monotis)kalke charakterisiert. Das Nor der Hallstätter Entwicklung weicht durch die dunklen Pedatakalke, den Übergängen zu den Pötschenkalken und im Großen auch durch die Halobien-führenden Hallstätter Kalke von der tirolischen Ausbildung ab. Noch ausgeprägter ist der Unterschied im Obenor, bzw. auch im Rhät. Die dünnplattigen Mergelschiefer stehen norisch-rhätischem Riffkalk des Tirolikums gegenüber. Dann aber folgen, während die Serie der Hallstätter Decke mit der Trias abschließt, im tirolischen Tennengebirge die kalkig-tonigen, kieseligen und mergeligen Ablagerungen des Jura.

An den Serien beider tektonischer Einheiten erfolgt gegen das Hangende, eine Platznahme der Mergel-, bzw. auch Kieselkalkfazies. Der auf rein lithologischer Grundlage beruhende Vergleich der Strubbergschiefer mit den altersmäßig abweichenden Mergelschiefern der Hallstätter Decke im Bereich des Lammertales läßt eine Phasenverschiebung im Erreichen der betreffenden Sedimentationsbedingungen vermuten. Die Schlamm-, bzw. Mergelfazies bildet sich im Tirolikum später heraus als in den Gesteinen der Hallstätter Zone.

Örtlich gesehen ermöglicht die Gegenüberstellung der Fazieseigenschaften eine Angliederung der Hallstätter Fazies an die tirolische Fazies. In beiden Serien finden sich von W nach O Parallelerscheinungen. Sicher kann man darin einen Nachweis der ursprünglich in paralleler Längserstreckung benachbarten Sedimentationsräume sehen. Daraus ergibt sich kein Widerspruch zu den Ansichten von F. F. Hahn (1913), L. Kober (1912, S. 23 und 1938), E. Spengler (1914, 1918) und anderen Forschern, welche die juvavische Masse vom S herleiten.

Zweiter Teil: Tektonik

I. Einzelbeschreibungen

1. Paß Lueg bis Lammereck (Tafel IX, Profil III, IV; Tafel X, Fig. a)

Dieser Abschnitt ist verhältnismäßig einfach gebaut. Überall, soweit Aufschlüsse vorhanden — womit es von K. 983 gegen O sehr schlecht bestellt ist —, sieht man die bunten Liaskalke, die den Dachsteinkalk bedecken, flach bis mäßig gegen N bis NO

unter die Strubbergsschichten einfallen (Aufschlüsse an der Kante nordwestlich Zimmerau). Im Lammerbett, nördlich des Knies ober der Tuschensbrücke, sieht man die Strubbergsschichten in größerer Ausdehnung anstehen. Das Streichen ist hier ausgesprochen nach NW umgebogen, das Einfallen ziemlich steil NO.

Auf den Strubbergsschichten liegt der Triasdolomit überschoben. Gegenüber Epen reicht er noch auf das W-Ufer der Lammer hinüber. Von da an bildet er eine geschlossene Front bis zur Kuppe nördlich von K. 783. Nördlich und nordöstlich Zimmerau liegt, wenige Meter mächtig, dunkler Gutensteiner Kalk an der Basis des Dolomits. Lipold (1851 c) hat die Verhältnisse bereits grundsätzlich richtig dargestellt.

Östlich K. 783 scheint eine Querverschiebung den Ausstrich der Schubfläche um 300—400 m gegen N zu rücken. Genau festzulegen ist sie nicht, da der Schutt alles verhüllt. Aber der Dolomit setzt hier erst am Gehänge des Lammerecks nördlich der Moorfläche bei K. 697 ein und im weiteren Fortstreichen dieser Senke erscheinen auch die Strubbergsschichten im Graben, der von K. 709 gegen SO hinabzieht, wieder anstehend. Auch der rote Liaskalk steht südlich über dem Graben in flach N-fallenden Platten an. Er scheint noch von der Verschiebung betroffen zu sein.

Einer Komplikation ist noch zu gedenken, die Pia (1924, S. 100) bereits vermerkt: In den Hügeln bei Epen, im Lammerknie, tauchen die Strubbergsschichten nochmals unter dem Dolomit als Fenster hervor. Ihre anstehenden Aufschlüsse auf dem N-Abfall zeigen wieder das scharf nach NW abgedrehte Streichen mit mittlerem SW-Fallen. Auf der S-Seite des Hügels können, nach geringfügigen und mangelhaften Anzeichen, noch Werfener Schichten vorhanden sein (obenauf liegt etwas Moräne). In der Senke auf seiner O-Seite liegt Gutensteiner Kalk in Lesesteinen, der auch südlich davon im Walde am Weg nach Zimmerau, mit flachem NO-Fallen ansteht. Er bildet hier wie am S-Rand die Basis der Schubmasse.

In dem erwähnten Abschnenken des Streichens gegen NW innerhalb der Strubbergsschichten, sowohl bei der Tuschensbrücke wie im Fenster von Epen, man mag ein Anzeichen der Heraushebung der Göllmasse sehen, um welche die Strubbergsschichten gegen NW zum Roßfeld herumbiegen.

Nach den Beobachtungen von Plöchingen kann hiezu folgendes ergänzend bemerkt werden: Östlich vom Struberdenkmal am Paß Lueg finden sich dunkle Kalke, die noch zu den Kössener Schichten gezählt werden können, zusammen mit dunklem bis hellgrauem Krinoidenkalk. Gegen N erfolgt ein Übergang in helle, gebankte und hornsteinführende Mergelkalke und Adnether Kalke. Über den Adnether Kalken liegen mit mittelsteilem Einfallen unvermittelt die Strubbergsschichten.

Die von Cornelius angenommene Störung könnte eher einen NO-Verlauf haben und so für das Vorspringen der Strubbergsschichten verantwortlich gemacht werden. Möglicherweise verbindet sie sich mit dem Verwurf, der den karnischen Kalk im W begrenzt. Das diskordante Abstoßen der Streichungsrichtungen, das sich gegenüber den Strubbergsschichten und der tiefjuvavischen Lammereckmasse abzeichnet, bringt die Vermutung nahe, daß diese juvavische Scholle etwas quer zur Streichungsrichtung des Tennengebirgs-Tirolikums zu liegen kam.

Die Morphologie des Lammereck weist eine O—W-Anordnung auf, das Streichen der Bauelemente ist aber SO-gerichtet. Schon von Golling aus läßt sich ein mittelsteiles NO-Fallen der Basisbänke erkennen. Es sind dünnbankige, teils hornsteinführende Gutensteiner Kalke und -Dolomite mit dunklen Quetschschiefereinlagerungen und ein sanft NO-fallender, massiger Gutensteiner Dolomit; Gesteine, die gegen das Salzachtal zu einen jähen Abbruch erfahren. Hangend streichen die hellen ladinischen und die dunklen, teils kieselig-knolligen karnischen Dolomite gegen SO. Die genannten Bauelemente stellen den südlichen Flügel einer Mulde dar, die als Kern im wesentlichen obertriadische dunkle, teils endogen brecciöse und verfärbte Kalke, im SO-Teil der Synklinalachse, dem Lammereckgipfel, aber auch helle, karnische Halobienkalke führt.

Die juvavische Scholle des Lammereck besitzt eine von der unteren bis zur oberen Trias reichende Schichtfolge und erweist sich als eine Synklinale mit NW-gerichteter Achse.

2. Umgebung von Kuchlbach—Infangalm (Tafel X, Fig. c)

Von der S-Seite des Lammereck gegen O verbreitet sich das Bereich der Strubbergsschichten beträchtlich. Am SO-Hang beobachtet man sie bis etwa 780 m aufwärts. Sie streichen dort in steiler Stellung NO. Darüber folgt der Dolomit des Lammereck. In der O-Flanke beschreibt er eine flache Wölbung, in welcher am Fuße des Berges die

Werfener Schichten zutage treten. Gegen S legen sie sich auf die Strubbergsschichten, mit welchen sie sich bei der Quelle nahe dem SW-Winkel des Kuchlbacher Talbodens verzahnen, wie aus der Verteilung der Lesesteine ersehen werden kann.

Östlich von hier, an der S-Front des Talbodens, tritt wieder Dolomit an diesen heran. Er bildet den Hügel auf der W-Seite der von der Infangalm herabziehenden Furche, längs welcher die von O heranreichenden Strubbergsschichten an einer Verwerfung an dem Dolomit abstoßen. Im S und W sieht man ihn mit mittlerem N-Fallen auf Strubbergsschichten auflagern. Der Weg, welcher über den Sattel P. 709 zum Paß Lueg führt, folgt auf längere Erstreckung dem Ausstrich der Schubfläche.

Der Raum östlich der zuvor genannten Schlucht wird in großer Ausdehnung beherrscht von den Strubbergsschichten, in welchen sich Breccienzüge einstellen. Ein sehr schönes Profil (Tafel X, Fig. c) bietet der Graben ¹⁾ südwestlich der Infangalm. Hier sieht man einen Hauptbreccienzug von etwa 20 m Mächtigkeit, sowie einen hangenden, von 3 bis 4 m einen unsymmetrischen Sattel und eine flache Mulde bilden und hierauf sich senkrecht zur Kante der flachen Stufe bei rund 700 m emporschwingen. Wo sich von dieser Stufe weg der Kamm gegen P. 1678 zu erheben beginnt, stehen bunte Liaskalke an, mittelsteil NNO-fallend. An ihren NO-schauenden Steilabbruch muß eine Verwerfung ziehen, denn im Gehänge unterhalb derselben lassen sich die Strubbergsschichten noch etwa 250 m weiter gegen SW verfolgen (Lesesteine!).

An dem Abfall der genannten Stufe, unterhalb des Liaskalkes, steht westlich P. 688, inmitten der Strubbergsschichten, hornsteinführender, dunkler Kalk an — wahrscheinlich ein eingewickelter Fetzen von Gutensteiner Kalk. Bemerkenswerterweise befindet er sich noch im Liegenden der Breccienzüge. Der Anhaltendste von diesen setzt unmittelbar bei der Infangalm gegen O über den Bach, dann gegen SO einschwendend zum Sattelberg fort und ohne Unterbrechung in dessen Hauptgipfel. Diese Feststellung zeigt, daß die zuvor genannte Verwerfung nicht durch die Strubbergsschichten weiterläuft, ein Verdacht, auf den man angesichts der Tatsache verfallen könnte, daß sich ungefähr in der Verlängerung ihres Streichens eine weitere mit gleichem Verstellungssinn befindet. Auf der Hochfläche nordöstlich der Infangalm ist nämlich der Ausstrich der Schubfläche zwischen Strubbergsschiefern und Triasdolomit besonders weit nach N gerückt: südlich des Berger ²⁾ sieht man sie als steile Runse den Steilabfall hinaufziehen und weiter in einem Graben quer über die Hochfläche verlaufen. Wo diese an das Steilgehänge des Sattelberges anschließt, hören die Strubbergsschiefer plötzlich auf, der Dolomit ist um 150 m weiter nach S verschoben.

Als zusätzliche Beobachtung ergibt sich nach Plöchingen eine eigenartige Verschuppung, wie sie aus dem Profil südlich von Kuchlbach hervorgeht. Beim erstmaligen Auftauchen von Strubbergsschichten an einem Staudamm erkennt man am linken Ufer des Baches gebankte, dunkle Gutensteiner Dolomite. Es folgt auf 30 m dunkler Strubbergsschiefer wieder eine zirka 10 m mächtige Dolomit-Breccienbank. Sie steht steil, streicht lokal SW und zeigt an der Basis mit Glanzschiefern verknüpfte Breccienlagen. Darauf folgen auf 4 m manganvererzte Schiefer, zirka 15 m Strubbergsschiefer mit einzelnen Brocken der Dolomitreccie, 3 m roter, teils grünlicher Haselgebirgston, 10 m Strubbergsschiefer, reich an Einschlüssen gestreckter, grauer Gutensteiner Dolomit-Linsen. Sie werden bis mehrere Meter lang und liegen in den Schieferungsflächen der steil NO-fallenden Schiefer.

Verfolgt man den in südwestlicher Richtung ansteigenden Bachlauf, so gelangt man nach zirka 40 m zu einer aus Gutensteiner Kalkbänken gebildeten 15 m hohen Felsstufe. Darüber teilt sich der Bach im sumpfigen Gelände auf und gibt keinen Aufschluß mehr.

Cornelius verweist weiters auf die Felschwelle, welche das Becken von Kuchlbach auf zwei Drittel seiner Breite gegen das Tal der Lammer im N absperrt, die Pia (1926, S. 99) als „eine der merkwürdigsten und schwierigsten Stellen im ganzen Bereich der unteren Lammer“ bezeichnet. Sie besteht in der Hauptsache aus einem mäßig dunkelgrauen, nur teilweise gut geschichteten Kalk, der aber immer noch ganz innerhalb der Variationsbreite des Gutensteiner Kalkes liegt.

¹⁾ Auf dem Gehänge zu beiden Seiten sind die Aufschlüsse weit weniger klar. Insbesondere scheint es hier zu staffelförmigem Absitzen der Breccienbänke an der Oberfläche zu kommen. Auch eine große Masse hellen Kalkes südlich der Infangalm (Quelle!) steht nicht an, sondern bildet mit anderem Blockwerk aus Dachsteinkalk einen kleinen Bergsturzhaufen.

²⁾ Gehöft über dem Abfall der Terrasse Kuchlbach zur Lammer.

Cornelius hat auch den Eindruck, daß er im stratigraphisch Hangenden des SW folgenden Werfener Schiefers (vgl. oben), im übrigen an der Basis der Triasdolomite liegt, also da, wo Gutensteiner Kalk zu erwarten wäre. Pia schreibt allerdings, daß vereinzelte Megalodonten darin wären, was zu dieser Deutung nicht gut passen würde. Im westlichen Teil des Hügels kommt unter jenem Gutensteiner Kalk auf der N-Seite roter Liaskalk¹⁾ hervor, steil aufgerichtet mit NW-Streichen. Der Kontakt beider Gesteine ist nördöstlich vom Liaskalk vorzüglich aufgeschlossen, so daß man die Hand darauf legen kann. Besonders der Lias ist hier — z. T. aber auch anderwärts — enorm verflasert. Am SW-Kontakt scheinen sich, nach allerdings flüchtigen Spuren, schwarze Schiefer auf dem Scheitel der Schwelle dazwischenschalten, Strubbergschiefer, zu denen auch der von Pia erwähnte Hornstein gehören dürfte.

Cornelius möchte diese Juragesteine nicht so sehr für eine fensterartige Aufwölbung des Untergrundes (Pia) halten, wenn sie auch ein kleines Fenster zu bilden scheinen, als vielmehr für einen an der Basis der juvavischen Decke mitverschleppten und in sie eingewickelten Schubsetzen. Inwieweit auch ein Teil des dunklen Kalkes dazugehört (Rhät! nach Pias Funden!) bleibt noch genauer festzustellen.

Plöchingers Untersuchung brachte folgendes, etwas abweichende Ergebnis: SW-fallende Gutensteinerkalk-Basisschichten mit Spuren von Werfener Schichten nahe der Straße nach Kuchlbach, etwa 100 m südöstlich der Lammerbrücke bilden das Liegende von grauen anisischen Dolomiten. Ein kleiner NW-verlaufender Graben schnürt diese Scholle vom westlich forsetzenden Höhenrücken etwas ab. Eine tektonische Breccie heller Kalke und Dolomite in einem dunklen Bindemittel schaltet sich in diesem Einschnitt zwischen dem Dolomit und einem norisch-rhätischen Dachsteinkalk ein. Der meist dichte Dachsteinkalk westlich des Grabens weist graue, hellbraune und buntgefärbte Gesteinspartien auf. Er besitzt Megalodus-Querschnitte und ist großoolithisch ausgebildet. Eine scharfe, geschlossene Verwerfungskluft setzt die dunklen, sandigen Rhätkalke vom westlich folgenden, stark verflaserten, bunten Liaskalk ab, dem Spuren von Strubbergschiefer auflagern.

Nach den vorgebrachten Beobachtungen glaubt Plöchinger die dunklen Kalke doch dem aufgeschuppten tirolischen Untergrund zuzählen zu müssen (vgl. oben). Die Grenzlinie zur östlich benachbarten tiefjuvavischen Scholle ist nach dieser Auffassung wahrscheinlich dorthin zu verlegen, wo die Breccie den Kalk vom sicher tiefjuvavischen Dolomit trennt.

3. Der Sattelberg (Tafel IX, Profil 7; Tafel X, Fig. d)

Gehört das Lammereck fast zur Gänze dem Juvavikum zu, so muß die südliche Hälfte des Sattelberges bereits der tirolischen Basis zugerechnet werden. Nach den hier vorliegenden Beobachtungen Plöchingers zählt dazu der Dachsteinkalk und die hangende Liasserie. Letztere gliedert sich in einem N—S-Profil östlich der K. 1021 in 100 m mächtige, hellgraue, dichte Liaskalke mit Hornsteinknollen, denen in 50 m Mächtigkeit bunte, knollige Adnether Kalke auflagern; dann zirka 10 m verflasertes, teils bunter Liaskalk, wenige Meter mächtige, graue und violette Krinoidenkalke und schließlich bis zirka 70 m mächtig werdende helle, knollig-brecciöse Plattenkalke mit vereinzelt krinoidenreichen Einschaltungen. Darauf folgen in zirka 250 m Mächtigkeit die Strubbergschichten. Sie sind mit der zirka 150 m Mächtigkeit erlangenden basalen Liasserie eidentig stratigraphisch verknüpft. Zwei langgestreckte Züge einer sedimentären Breccie nehmen darin teils eine erhebliche Mächtigkeit an. Vor allem bei den drei Breccienzügen der Infangalm erhält man den Eindruck einer tektonischen Wiederholung. Wie S. 209 erläutert, so sind auch in den manganvererzten Strubbergschichten des Sattelberges Beziehungen zur Tektonik zu erkennen.

Während, wie bereits erläutert, der südliche Teil des Sattelberges dem Tirolikum zugehört, sind die am nördlichen Sattelberg den Strubbergschiefern aufgeschobenen Gesteine dem Tiefjuvavikum zuzuzählen. Schroffe Dolomittfelsen lösen hiebei die weichgeformten Höhen ab. Während der NO-Teil des Berges von anisischen und ladinischen Dolomiten aufgebaut wird, trägt die NW-Seite des Sattelberges die zusammengestauten, steilgestellten obertriadischen Kalke. Trotz des stark gestörten Gesteins lassen sich an

¹⁾ Auf Blatt Hallein—Berchtesgaden richtig eingezeichnet. Bei Fugger (1914, S. 425) mit Vorbehalt als Lias bezeichnet.

den Abbrüchen zum Lammertal Übergänge vom Dolomit zum Kalk erkennen. Ramsau-dolomit wird vom karnischen Dolomit und von endogen-brecciösen karnischen Kalken abgelöst. Im Kern der axial NW-fallenden Mulde ist in einem nicht gut abgrenzbarem Maße das Nor in Form dunkler Pedatakalke vertreten. Nahe der K. 861 schließt sich an halobienführende hellgraue Hallstätter Kalke in kleinen Gesteinspartien ein bunter Hallstätter Kalk an.

Das Profil durch den südlichen Sattelberg bleibt nach Cornelius im Streichen dasselbe, abgesehen davon, daß das Streichen gegen die Infangalm zu mehr nach NW dreht und daß sich dort noch ein dritter, höchster Breccienzug einschaltet, während der unterste zu Ende geht. Nur zwischen den nördlicheren Gipfel sind noch lokale Komplikationen durch Verwerfungen zu bemerken. Die vom Mittulgipfel her lokal NNW streichenden Strubbergsschichten stoßen in dem Graben nördlich von diesem gegen den Dolomit einer dem NW-Gipfel vorgelagerten Schwelle. Auf dieser scheint sich am Abfall des NW-Gipfels dasselbe zu wiederholen. Wir haben zwei kleine Verwerfungen, welche die Dolomitgrenze gegen NO, bzw. O jeweils knappe 100 m versetzen.

4. Das Rauhe Sommereck, Wiesergraben ¹⁾ (nach H. P. Cornelius; Tafel X, Fig. e)

Die Auflagerung auf die bunten Liaskalke, welche in steiler Stellung über den Sattel südlich vom Rauhen Sommereck streichen, ist auf dem Sattel durch Moräne verhüllt, im W-Gehänge bewachsen. Dagegen ist sie in der gegen O hinabziehenden Furche gut zu sehen. Es folgen dort

a) dunkelgraue, dünn-schichtige Mergel wie oben, nur tritt der Mangengehalt viel mehr zurück. Gegen oben sind sie stärker verschiefert. Knapp unter dem Gipfel folgt

b) lichtgrauer, fast dichter Kalk, hell und etwas körnig verwitternd. Er bildet eine etwa 8—10 m hohe Steilwand, keilt aber seitlich rasch aus. Darüber folgt

c) Kalkbreccie in Erosionsfurchen des Kalkes eingreifend und z. T. ohne sichtbare Grenze aus ihm hervorgehend, bildet als vielleicht 20—30 m mächtige Masse den Gipfel und die gegen N geneigte, oberste, flache Abdachung des Rauhen Sommereck.

Unmittelbar auf diese Breccie überschoben ist westlich vom Gipfel und am NW-Fuß dunkler Gutensteiner(?) Dolomit. Dadurch sind die obersten Glieder des Sattelberg-Profiles amputiert. Nur an einer Stelle konnte ich als Andeutung derselben noch eine Spur an Manganerz am Überschiebungsrand feststellen.

Dagegen erscheinen im NO-Gehänge und dem vom Schönalmboden zum Wieser hinabziehenden Graben noch drei weitere Bänke von Breccien, die sich alle nicht gegen S durchverfolgen lassen. Das spricht für tektonische Stappellung! Die unterste scheint in der Felswand mit dem Wasserfall (südlich von der Wiese, auf der das kleine E-Werk steht), im Wiesergraben wieder auf hellem Kalk aufzuliegen. Doch ist es mir nicht gelungen, in dem schlecht zugänglichen und stark überwachsenen Felsen den Kontakt festzustellen.

Alle anderen Profile der Strubbergsschichten besagen stratigraphisch viel weniger, da sie tektonisch stärker umgestaltet und zudem meist viel einförmiger sind.

Zusammengefaßt und ergänzt ergibt sich folgendes: Auf dem Dachsteinkalk legt sich der bunte Liaskalk mit viel steilerem N-Fallen als am Sattelberg (auf dem westlichen, der Schönalm zugekehrten Gehänge, saiger!). Darauf liegen mit weniger steilem N-Fallen (ob an der Grenze selbst eine Diskordanz besteht, läßt sich leider nicht feststellen) die Strubbergsschichten, in der Gippelpartie gekrönt von der noch flacher N-fallenden, auf einer Kalklage transgredierenden Breccienplatte. Gegen N hinab wiederholt sich die Breccie insgesamt viermal, höchstwahrscheinlich tektonisch. Ihr tiefstes Vorkommen im Wiesergraben scheint wieder auf Kalk zu transgredieren. Unmittelbar auf der obersten Breccie liegt Triasdolomit am N-Fuß des Berges, ein kleiner Erosionsrest auch westlich, gleich unterhalb des Gipfels, an einer kleinen Verwerfung gegen diesen abgesetzt. Im N aber folgt der von dem Schönalmboden dem Wiesergraben zuströmende, tief eingeschnittene Bach einer nahezu O—W-streichenden Verwerfung von über 200 m Sprunghöhe. An ihr stoßen die sämtlichen zuvor genannten Breccien gegen den einheitlichen Triasdolomit des N-Flügels ab.

Auf dem Gehänge gegen den Wiesergraben ist im unteren Teil so gut wie nichts zu sehen. Auf der Sohle des Grabens liegen Strubbergsschiefer, im ganzen ziemlich flach,

¹⁾ Graben südlich vom Gehöft Wieser.

wenn auch im einzelnen ziemlich unregelmäßig. Sie fallen gegen N unter die tiefste Breccienbank. Gegen S reichen sie um etwa 250 m weiter gegenüber dem tiefsten, anstehenden, bunten Liaskalk der westlichen Grabenseite. Das spricht für eine ansehnliche Querverschiebung. Eine zweite, gleichsinnige Verschiebung von etwas geringerem Verstellungsbetrag (rund 200 m), muß aus gleichen Gründen auf dem O-Gehänge angenommen werden.

5. Gehänge südlich Wiesergut, Winkler (nach H. P. Cornelius; Tafel X, Fig. f)

Der Dolomit von der N-Seite der zuvor genannten Verwerfung reicht beim Austritt des Wiesergrabens noch auf das O-Ufer des Beckens hinüber. Wie es endet, ist nicht zu sehen. Dort, wo der Weg vom Wiesergut in den Graben die erste Höhe ersteigt, steht jedenfalls bereits ein massiger, heller Kalk an, der weiter gegen O zusammenhängend den Fuß des Abhanges über der Quartärterrasse aufbaut. Nichts spricht dafür, daß er „die Fortsetzung der dunklen Gesteine“ (d. h. der Dolomite) „des Strubberges“ bildet, wie Pia (1924, S. 96) meint. Er steht vielmehr in untrennbarem, Schritt für Schritt verfolgbarem Zusammenhang mit dem Dachsteinkalk des Tennengebirges und wir werden alsbald auch noch andere Anzeichen dafür kennen lernen, daß jener Kalk nur Dachsteinkalk sein kann.

Das eine treffen wir sogleich, wenn wir auf dem genannten Weg den flachen Sattel, kaum 20 m über der Quartärterrasse, ersteigen haben. An vielen Stellen kommt der helle Kalk zwischen der Rasendecke zum Vorschein. Dazwischen aber liegt auf der O-Seite des Weges eine kleine Partie von schwarzem Manganerz der Strubbergsschichten ganz offensichtlich auf dem hellen Kalk. Dieser liegt also jedenfalls unter den Strubbergsschichten (bunter Liaskalk fehlt hier, wie überall auf der gegen O anschließenden Strecke bis über die Wienerfall-Quelle hinaus).

Folgt man dem Weg weiter auf dem O-Gehänge des Wiesergrabens gegen S aufwärts, so kommt man bald wieder in bröckelig zerfallenden hellen Dolomit (bei rund 600 m Höhe). Bei 620 m kommen darunter Spuren von Werfener Schichten (grünliche Tonschiefer, zu gelben Lehm verwitternd) hervor, aufgeschoben auf Strubbergsschiefern, welche nun in Menge am Wege umherliegen. Wie ihr Verhältnis zu dem Dachsteinkalk ist, läßt sich leider nicht ersehen. Es müssen jedenfalls unter der kleinen Werfener Schichten-Dolomit-Deckscholle bzw. unter der maskierenden Vegetation der Umgebung noch unerkannte Störungen verborgen sein.

Folgt man dem Weg weiter grabenabwärts, so sieht man mit Staunen die Strubbergsschichten an dem Gehänge der O-Seite plötzlich hoch emporreichen. Die Höhe des Rückens wird allerdings von Dachsteinkalk gebildet, der in hohen Wänden abbricht und die Grenze beider Gesteine entpuppt sich als eine mittelsteil gegen ONO einfallende Schubfläche, die auf große Erstreckung prachtvoll aufgeschlossen ist. Ihr Ausstrich steigt gegen SSO in die Höhe, zwei kleine Quersprünge verstärken den Anstieg. Die Strubbergsschichten sind am Kontakt ungemein zerquetscht. Ihr Auswittern schafft einen mächtigen Überhang des überschobenen Dachsteinkalkes. Knapp unterhalb ist eine Einschaltung von Manganerzschiefern durch eine fortlaufende Kette von Erzausbissen angedeutet (Tafel X, Fig. f). Sie endet gegen N zwischen dem Dachsteinkalk und einem Felskopf aus dunklem Triasdolomit (etwa 730 m), der einen in die Strubbergsschichten eingewickelten Schubfetzen darstellt. Gegen S nimmt die Schubfläche saigere Stellung an, die Strubbergsschichten ziehen, an spärlichen Lesesteinen erkennbar, in einer beiderseits von Dachsteinkalk-Felsen eingefassten Gasse gegen O auf die Höhe des Rückens, wo sie durch einen kleinen Sattel (etwa 1050 m) gekennzeichnet sind. Sie von hier aus weiter gegen O zu verfolgen, war nicht möglich, dort trifft man nichts anderes als Dachsteinkalk.

Nördlich von dem zuvor erwähnten Dolomit-Felskopf verschwindet die Schubfläche bald unter Schuttbedeckung. Der Dachsteinkalk, der zuvor vollkommen schichtungslos war, nimmt deutliche Schichtung an mit mittleren N-Fallen. Auch gegen N findet er sich an einem Steilabbruch, unter welchem wüste Blockfelder liegen. Aber in diesen kommen auf einer Verflachung (etwa 620—650 m²) Spuren von schwarzen Schiefern zum Vorschein, die eine Fortsetzung der Strubbergsschichten anzeigen. Noch weiter östlich aber setzen Dachsteinkalkaufschlüsse so gut wie ohne Unterbrechung bis zum Gehängefuß hinab¹⁾.

¹⁾ Geländedarstellung der Karte 1 : 25.000 (Blatt Lammeröfen) ist auf diesem ganzen Gehänge sehr mangelhaft; gerade im Bereich dieser Verflachung zieht sie die Höhengschichten eng geschart und umgekehrt.

Was hat nun diese auf etwa $\frac{1}{2}$ km verfolgbare Überschiebung zu bedeuten? Einer Bewegung von S gegen N kann sie nicht gedient haben; dem widerspricht das ganze Kartenbild. Eher könnte man an eine solche in umgekehrter Richtung, von N gegen S, denken. Aber auch in diesem Fall wäre zu erwarten, daß sich die Strubbergsschichten von dem Sattel bei 1050 m irgendwie gegen O fortsetzen. So ist es wohl das Nächstliegende, eine Bewegung von O gegen W — oder genauer etwa von ONO gegen WSW — anzunehmen, deren Ausmaß nicht groß zu sein braucht: 200—300 m würde ich als Maximalbetrag ansehen. Leider ist es mir nicht gelungen, in den zerdrückten Strubbergsschichten Bewegungsspuren (Faltenachsen!) zu finden, welche diese Annahme sicherstellen würden¹⁾. Wir kehren nun zurück zum Gehängefuß über der Quartärterrasse und folgen diesem gegen O.

Südwestlich vom Mayerhofer²⁾ finden wir die sonst meist anstehenden Dachsteinkalk-Felsen durch eine glatte Wiesenfläche unterbrochen und auf ihr liegen (unten sehr spärlich, höher etwas reichlicher) dunkle Schiefer-Strubbergsschichten! Gehen wir gegen W in den Wald, so sehen wir sie auch anstehen: u. a. in einem Wasserriß, wo sie mit mittlerem NO-Fallen unmittelbar auf Dachsteinkalk aufliegen. Dies ist also der zweite Beweis dafür, daß der Kalk des Gehängefußes unter den Strubbergsschichten liegt! Sie sind am Gehänge aufwärts verfolgbar bis etwa 620 m; östlich davon folgt wieder Dachsteinkalk, der auch hier gegen W aufgeschoben sein dürfte; eine kurze Überschiebung, die die zuvor beschriebene, ungefähr gleichgerichtete, auf der O-Seite des Wiesergrabens ablöst. Unmittelbar östlich dieser Stelle setzen nun die Aufschlüsse der Lammermasse wieder ein. Ein kleiner Hügel, der sich aus dem Schotter der Terrasse vor dem Gehängefuß erhebt, läßt bereits in spärlichen Aufschlüssen Werfener Schichten erkennen. Besser aufgeschlossen sind sie an dem größeren, sanft geformten Hügel östlich davon, mit welchem zwischen Mayrhofer und Winkler der Anstieg des Gehänges beginnt. Der Weg in der Furche südwestlich dieses Hügels folgt der Auflagerung auf dem Dachsteinkalk; höher oben ist sie durch Moräne verhüllt, weiter östlich aber wieder durch einige Quellaustritte gut gekennzeichnet. Hier handelt es sich also wieder um die Schubfläche zwischen Lammermasse und Tennengebirge, nicht aber um die Trennung einer Reiteralm- von einer Hallstätterdecke, wie Pia (1924, S. 96) in Verkennung des Dachsteinkalkes annahm. Die Strubbergsschichten sind hier ausgekeilt.

6. Die Furche des Strubbergpasses (nach H. P. Cornelius; Profil Tafel XI)

Sie ist ihrer ganzen Länge nach bedingt durch das Durchstreichen leichter erodierbarer Schichten zwischen widerstandsfähigen Kalk-, bzw. Dolomitmassen. Erstere sind entweder Werfener- oder Strubbergsschichten; merkwürdigerweise ist hier kein Profil bekannt, wo Werfener- über Strubbergsschichten liegen, wie das an und für sich erwartet werden könnte.

Die Werfener Schichten bilden nicht nur die Hügel beim Winkler (vgl. oben), sondern reichen auch, nur streckenweise von den quartären Terrassenschottern verhüllt, über den Bacheinschnitt hinüber nach Road, mit vorwiegend flachem N-Fallen (Aufschlüsse z. B. an der Strubberggasse unter Road oder in der Bachschlucht). Im Bereich der großen Quellen auf der S-Seite des Baches sieht man den Dachsteinkalk mittelsteil darunter einfallen. In der Schlucht unterhalb der Wienerfallquelle (sie ist im Spätsommer bei niederem Wasserstand beinahe trocken und leicht zugänglich!) ist der Kontakt unmittelbar aufgeschlossen. Eine Lamelle von stark verfasertem Gutensteiner Kalk (2—3 m mächtig) schaltet sich hier an der Grenze ein; Strubbergsschichten fehlen. Auf der Höhe nördlich darüber liegt in bedeutender Ausdehnung die Seite 164 beschriebene Quartärbreccie. Östlich von ihr setzen in der Schlucht die Werfener Schichten fort. Auf der Terrasse, auf der die neue Strubbergstrasse führt, tragen sie als normales Hangendes Gutensteinerkalk-Basisschichten und weiter lichten Dolomit. Am Rande des Waldes gegen die Wiesen und Äcker von Road dürfte eine Verwerfung durchgehen, die die Werfener im W höher stellt. Eine weitere Verwerfung folgt gegen O, bevor die Wiesen über P. 701 emporsteigen. Denn auf diesen Wiesen stehen nur noch Strubbergsschichten an; die Werfener sind verschwunden, der Gutensteiner Kalk, bzw. Dolomit um etwa 150 m hangaufwärts verstellt.

An seiner Basis dürfte hier als Schubsetzen der von Pia (1924, S. 94) erwähnte obertriadische dunkle Hornsteinkalk mit Halorellen liegen. Daß die Masse des Vorderen Strubberges nicht einer unter den Werfener Schichten des Hochsattelgutes liegenden

¹⁾ Vgl. S. 185.

²⁾ Gehöft bei P. 537. Der Name fehlt auf der Karte.

„Hallstätter Decke“ angehört und mindestens zum großen Teil anisisch ist, zeigt das Auftreten der Gutensteinerkalk-Basisschichten nordwestlich vom Hochsattelgut, die hier den normalen Verband mit jenen Werfen herstellen. Der Vorder-Strubberg wird damit zu einer gegen SW überschlagenen Synklinale innerhalb der Lammermasse, deren SW-Flügel freilich im SO von der basalen Überschiebung der Lammermasse amputiert wird. Damit ist es ganz gut vereinbar, wenn an der Überschiebung hier in unmittelbarem Kontakt mit dem anisischen Synklinalkern ein obertriadischer Schubfetzen liegt. Inwieweit diese Auffassung richtig ist, werden weitere Untersuchungen zu zeigen haben.

Von hier gegen SW bleibt das Profil bis zur Paßhöhe des Strubbergsattels ganz konstant: Dachsteinkalk — untergeordnet von bunten Liaskalken überdeckt — Strubbergschichten, anisischer Dolomit des Vorderen Strubberges. Die Kontakte bleiben überall durch Schutt verhüllt.

Erst unmittelbar westlich der Paßhöhe (P. 810) stellen sich Komplikationen ein. Dort ragt nämlich am Waldrand auf der SW-Seite der Paßfurcha ein kegelförmiger Hügel auf, bestehend aus einem licht-lilagrauen, gut geschichteten Kalk in senkrechter Stellung. Ich möchte ihn am ehesten für einen untypischen Gutensteiner Kalk halten. Dies um so mehr, als sich nun am Wege hinab nach Unterberg Werfener Schichten (grüne Tonschiefer im Graben neben dem Weg z. T. anstehend, sonst mehrfach Lesesteine einstellen, die etwas weiter abwärts auch von sicherem dunklem Gutensteiner Kalk überlagert werden. Das sind alles in die Strubbergschichten eingewickelte Fetzen, die aller Wahrscheinlichkeit nach den basalen Teilen der darüber bewegten juvavischen Decke entstammen.

An dem Steig der oberhalb der Paßhöhe bei 850—860 m fast horizontal entlang führt, ist auch die Überlagerung der allerdings nur als Lesesteine zu beobachtenden Strubbergschichten durch den Gutensteiner Kalk unmittelbar aufgeschlossen.

7. Der Vordere Strubberg (überwiegend nach B. Plöching; Tafel IX, Profil X—XII; Tafel XI)

Wie J. Pia den Gollinger Schwarzen Berg der Reiteralmdecke (= Hochjuvavikum nach L. Kober) zuteilt (vgl. S. 191), so faßt er auch die Gesteine an der NW-Flanke des Vorderen Strubberges als Bestandteil jener Einheit auf. An einem steilen, SO-streichenden Bruch sind sie nach J. Pia (S. 82) dermaßen verstellt worden, daß im Gipfelbereich des Vorderen Strubberges die tiefjuvavischen Gesteine zutage treten. Der Rahmen um das Fenster dieser Serie ist nach Pia (S. 89) dadurch geschlossen, daß auch die östliche Längsflanke des Berges vom Hochjuvavikum, der Fortsetzung der Schwarzen Berg-Serie im Hinteren Strubberg, überlagert wird. Die mächtigen, NO-fallenden Werfener Schichten zwischen den beiden Erhebungen des Vorderen und Hinteren Strubberges stellen nach seiner Ansicht die Basis der höheren Einheit dar. Das tiefjuvavische Fenster soll lediglich karnisch-norische Hallstätter Kalke und Zlambachmergel (?), der hochjuvavische Rahmen skythische und anisoladinische Gesteine besitzen.

E. Dolak schließt sich 1948 der Meinung J. Pias an, trennt alle tieferen triadischen Bildungen von den höheren und zählt erstere dem Hochjuvavikum zu; allerdings stellt er mit Recht die Frage, ob denn wirklich nur karnisches Material die Basis des tiefjuvavischen Strubberges bildet.

Aus Plöchingers Erfahrung geht hervor, daß ein schmaler Streifen anisischer und ladinischer Gesteine am NW-Hang des Berges tatsächlich tektonisch von der tiefjuvavischen Hauptmasse zu trennen ist. Es wurde beobachtet, daß 60 m östlich des Hauses Oberscheffau 37 an einem Bach fossilführende Pedatakalk der Hallstätter Serie des Vorderen Strubberges aufgeschlossen sind und deren Bänke steil unter dem westlich vorgelagerten Ramsaudolomit einfallen.

In Zusammenhang damit muß der hier in der Nähe liegende Aufschluß südlich des ebenso der Schwarzen Berg-Serie zugehörigen Gutensteiner Dolomits der K. 703 genannt werden. Es sind hier, zirka $\frac{1}{2}$ km nördlich des Lammerknie, in einem Seitengraben nahe des Lammerufers, mittelsteil S-fallende, dunkle, schieferige Gutensteinerkalk-Basisschichten aufgeschlossen, die dunklen, massigen Mergelkalken aufruhend. Handelt es sich bei diesen — was erst durch Fossilfunde zu bestätigen wäre — um Pedatakalk, nicht etwa Gutensteiner Kalk, so liegt hier ein tiefjuvavisches Fenster unter hochjuvavischem Anis vor.

Nördlich der K. 703 ist an der westlichen Abbaustelle des Steinbruches Lammeröfen ein mehrere Meter mächtiges Paket von Strubbergschiefern (mit 1.62% Mn) dem Hallstätter Kalk angepreßt. Es handelt sich wohl um einen Span, der beim Vorschub der

tiefjuvavischen Scholle des Vorderen Strubberges vom tirolischen Untergrund abgeschert worden ist.

Die Ansicht, daß der Graben südöstlich des Steinbruches Lammeröfen die Fortsetzung der von der Rabensteinalm zur Lammer streichenden Überschiebungslinie sei (Pia, S. 90), ist nicht zutreffend. Längs der Störungslinie dieses Grabens sind nur weiche, obertriadische Mergelschiefer aufgeschlossen (S. 158). Aber selbst falls hier eine Schuppe Werfener Schichten eingekült wäre, könnte ihr nicht die Bedeutung einer Deckengrenze zugerechnet werden, weil zu beiden Seiten Gesteine der Hallstätter Decke liegen. Südwestlich der zirka 50 m mächtigen, in über 1 km Länge bis zur Holzwehralm zu verfolgenden Mergel liegt nicht „Muschelkalk“, sondern Pedatakalk vor.

Die Übergangsschichten der Mergelschiefer zu den liegenden Pedatakalken fallen im Bachriß südlich der Holzwehralm 45° gegen N 35° O ein und auch jene nördlich der Alm weisen nordöstliches Einfallen auf. Da nun die basalen Pedatakalken ebenso gegen NO einfallen, bzw. auch steil stehen, ist ein steilstehender, gegen SW etwas überkippter Muldenbau zu vermuten.

Eine die Mergelschiefer der Holzwehralm übersetzende Störung gewinnt in ihrem Verlauf gegen SSW zunehmende Bedeutung. Am W-Gehänge des Vorderen Strubberges bringt sie den Pedatakalk mit aniscladinischen Gesteinen in anormalen Kontakt. Das Kartenbild verrät die Möglichkeit einer Blattverschiebung von einigen hundert Metern.

Östlich dieser Störungslinie liegt am Vorderen Strubberg die „gesetzmäßige“ Aufeinanderfolge von Gutensteinerkalk-Basissschichten, Gutensteiner Dolomit, Ramsaudolomit, karnischen Dolomit und Pedatakalk vor; der tiefjuvavische Vordere Strubberg besitzt in synklinaler Lagerung eine komplette triadische Schichtserie¹⁾. Die nördliche Synklinalflanke ist gegen SW überkippt, eine Tatsache, die sich vor allem aus der Lagerung der dünnbankigen Gutensteinerkalk-Basissschichten ableiten läßt. Die mächtigen Werfener Schichten zwischen den Strubbergen gehören zur Basis beider Erhebungen, nicht wie bisher nur zur Serie des Hinteren Strubberges. Am eindrucksvollsten zeigt das der Anschluß am Weg nordöstlich des Hochsattelgutes, wo überkippte, steil NO-fallende, gefaltete Gutensteinerkalk-Basissschichten mit bunten Schichten wechsellagern.

Nach der Auffassung von Cornelius scheint gegen den Talboden von Unterberg die Synklinale des Vorderen Strubberges auszuheben. Die Werfener Schichten der gegen NO anschließenden Hochsattelgut-Antiklinale reichen von N her bis zum Rocher. Die Breite des aniscladinischen Synklinalkernes reduziert sich damit von 500 bis 600 auf rund 200 m.

Die Vordere Strubberg-Synklinale geht hier zu Ende. Sie streicht NW, also spitzwinkelig zur Schubfläche unter der Lammermasse. Und wie an dieser schon NW vom Strubbergsattel die Werfener Schichten des südwestlichen Synklinalflügels abgeschert wurden, so scheint nun auch der Synklinalkern ein gleiches Schicksal zu erleiden. Mindestens ist weiterhin nicht mehr die geringste Spur davon aufzufinden.

Die Feldbeobachtungen Plöchingers bestätigen die oben zitierte Ansicht Cornelius', aus welcher hervorgeht, daß die Gesteine des Hinteren Strubberges, die mit denselben Werfener Schichten im stratigraphischen Verband stehen wie jene des Vorderen Strubberges, nicht wie nach J. Pia der höheren juvavischen Decke zugehören, sondern ebenso der Hallstätter Decke. Die Werfener Schichten zwischen Vorderen und Hinteren Strubberg bilden eine gegen SW überkippte Antiklinale, die heute, nach weitgehender Erosion, die beiden NW-streichenden Bergzüge voneinander trennt (siehe oben). Man darf sich nicht durch das Profil an der Straße Oberscheffau—Abtenau irreführen lassen, in dem die NO-fallenden Werfener Schichten den Gesteinen des Vorderen Strubberges durch Überschiebung aufzulagern scheinen.

Die Dolomite des höheren aniscladinischen Niveaus und der überlagernden diploporenführenden, helleren Dolomite formen entgegen der bisherigen Ansicht einen Großteil des tiefjuvavischen Vorderen Strubberges. Über ihnen folgt von der K. 1270 gegen NW der karnische Dolomit. Sanft fällt die Synklinalachse gegen NW ein, so daß in dieser Richtung noch höhere Horizonte folgen: die Pedatakalken, die norischen halobienführenden Hallstätter Kalken und die obertriadischen Mergelschiefer.

Daß die Fortsetzung der tiefjuvavischen Vorderen Strubberg-Serie nördlich der Lammer nicht wie J. Pia (S. 89) annimmt, tunnelartig in die hochjuvavische Masse des Schwarzen Berges untertaucht, vielmehr mit frei endenden Schichtköpfen austreicht und auch die Werfener Schichten zum größten Teil sicher seiner Basis zugehören, geht aus dem Abschnitt, der die Höhen östlich des Schwarzen Berges behandelt, hervor (S. 193).

¹⁾ Sofern die Mergelschiefer tatsächlich bis ins Rhät reichen.

8. Hinterer Strubberg—Arlstein-Trickfall (Tafel IX, Profil XI, XII)

Nach Cornelius scheint der Hintere Strubberg (nach der geologischen Karte, Blatt Hallein, welche im Gebiet des Zusammenflusses von Schwarzenbach und Lammer Werfener Schichten verzeichnet) eine zweite Synklinale zu bilden, welche von der des Vorderen Strubberges durch die Werfener Aufsattelung des Hochsatteltages getrennt ist und sich von ihr durch die bis NNW verdrehte Streichrichtung unterscheidet. Mit Annäherung an die Sohle der Lammermasse aber scheint sie in deren Richtung einzulenken. Mindestens gilt dies für die S-Flanke des Arlsteines, die Gutensteiner Kalk mit N 60—65° W-Streichen über Werfener Schichten zeigt. Ein Gegenflügel ist hier nicht sichtbar.

Daß zwischen Hinterem Strubberg und Arlstein Werfener Schichten durchstreichen, wie Blatt Hallein angibt, entspricht nicht den Tatsachen. Die Werfener lassen sich nur bis auf die Einsattelung nordwestlich K. 761 über dem Erlauer verfolgen, im unteren Teil des Bachdurchbruches dagegen steht lichter Dolomit an, ebenso z. T. auf den Waldungen unter K. 761.

Die Schubfläche selbst ist südlich des Arlsteins nicht sichtbar. Der steil nach NNO einschließende Dachsteinkalk der Tennengebirgs-N-Front streicht aber unverändert weiter und an einer Stelle beim Trickfall sind auch die aufgelagerten Strubbergsschichten aufgeschlossen (auf Blatt Hallein 1:75.000 als Werfener kartiert). Es ist anzunehmen, daß auch die Schubfläche unverändert in gleicher Richtung weiterstreicht; um so mehr, als sie nach der weiteren Untersuchung durch den Talboden von Au genau dort wieder einsetzt, wo sie auf Grund ihres Streichens am Strubbergsattel zu erwarten war.

Das schon in der Stratigraphie (S. 150) behandelte Profil, das den ausgezeichneten Aufschlüssen längs der Straße Oberscheffau—Abtenau zu verdanken ist, läßt nach Plöchingers Beobachtungen den allmählichen Übergang von den Werfener Schichten zu den Gutensteinerkalk-Basisschichten und den Gutensteiner Dolomiten erkennen. Das Gestein fällt bei Etz mittelsteil, gegen Voglau zunehmend flach gegen ONO ein. Im letzten Abschnitt sind im klotzigen Dolomit sogar leichte, weite Wellungen anzunehmen, während in den schieferreichen Basisschichten enge, teils verwalzte Falten nachzuweisen sind. Man bekommt am Hinteren Strubberg im allgemeinen den Eindruck, daß es sich um eine sanfte, flache Mulde mit WNW streichender Achse handelt, die durch eine Werfener Schicht-Aufsattelung vom Vorderen Strubberg getrennt ist. Rein weißer diploporführender¹⁾ Ramsadolomit stellt den Kern der sanften Mulde dar.

Wie beim Vorderen Strubberg, so ist auch beim Hinteren Strubberg die tektonische Fortsetzung nördlich der Lammer zu finden (S. 193).

Der Arlstein markiert das SW-Ende der Muldenzone des Hinteren Strubberges. Es ist nur noch ergänzend hinzuzufügen, daß dort auch der helle Ramsadolomit in südöstlicher Richtung bis zum „Ursprung“ weiterstreicht. Im Graben des zum Schwarzenbach abfließenden Baches werden die hellen Dolomite mit deutlichem, steilen NO-Fallen aufgeschlossen. Das Einsetzen des an Krinoidenstielgliedern hier äußerst reichen Gutensteiner Dolomits südlich davon, verweist darauf, daß am Arlstein die Synklinale des Hinteren Strubberges ihren Abschluß findet. Werfener Schiefer der Basis treten lediglich an der S-Seite des Arlstein auf.

9. Höllkar—Efetleck—Luifriedgraben (überwiegend nach Cornelius; Gebiet westlich vom Profil XIII)

Die steil einschließenden Platten setzen entlang des Talbodens von Au fort. Auch roter Liaskalk tritt hin und wieder auf. Im SO-Winkel des Talbodens folgen darauf, wie üblich, die Strubbergsschichten in fast senkrechter Stellung. Das Höllkar ist auf ihrer Grenze gegen die liegenden Kalke eingetieft. Die Strubbergsschichten enthalten einige Schollen tektonisch eingekneteter mitteltriadischer Kalke in auffällig querrer Stellung. Die Gröste bildet die Felsen auf der N-Seite des Höllkareinganges.

Nordöstlich von den Strubbergschiefern folgt die Gutensteiner Kalkmasse des Efetleck. Sie ist durch eine Reihe von Gräben gut aufgeschlossen mit in der Hauptsache recht steiler Schichtstellung. Auch die Basisschichten mit ihren Tonschieferlagen sind am Südrand vorhanden, aber Werfener Schichten suchen wir vergeblich, sie sind wiederum an der Schubbahn der Lammermasse amputiert worden! Erst wenn wir den Südost des Grabens, der zuunterst die Basisschichten zeigte, bis gegen 900 m aufwärts folgen, treffen wir bei der Quelle eine kleine Partie Werfener, die aber in den Gutensteiner Kalk eingeschaltet ist (von oben her!), nicht ihn etwa unterlagert.

¹⁾ Fossilfunde nördlich K. 1205.

Queren wir die Gutensteiner Kalkmasse des Efetleck an der Basis gegen N, so sind wir überrascht, jenseits derselben abermals Strubbergsschichten vorzufinden! In einem der westlich vom Pflegerboden hinabziehenden Gräben sieht man sie mit steilem Einfallen gegen NNO dem Gutensteiner Kalk auflagern. Den weiteren Zusammenhang gegen N verhüllen zunächst Moränen, aus denen auf einer Kuppe südwestlich vom Luifriedgraben nochmals ein Gutensteiner Kalkriff aufragt. Im Luifriedgraben folgen sie dann Werfener Schichten. Folgt man dem Graben aufwärts, so sieht man diesen auf seiner SW-Seite auch unmittelbar an die Strubbergsschichten anschließen (anstehende Aufschlüsse gibt es hier allerdings nicht). Aber dazwischen tritt im Bach, bei etwa 920 m, wieder ein isolierter Gutensteiner Kalkfels zutage. Es scheint also an der Grenze eine in Linsen zerrissene Gutensteiner Kalklamelle aufzutreten.

Folgt man dem nördlichen Kontakt Gutensteiner Kalk—Strubbergsschichten hangaufwärts, so sieht man den Fels alsbald scharf gegen S zurückspringen. Mehrfach anstehende Felspartien zeigen genau, wie weit der Kalk reicht. Oberhalb dieser Verwerfung aber, auf dem Hang westsüdwestlich unter der Kuppe (920 m zirka), die dem Efetleck gegen N vorliegt, schalten sich zwischen beide Gesteine Werfener Schichten in beträchtlicher Breite ein. An dem Kamm unter dem Gipfel des Efetleck beobachtet man die Basisschichten des Gutensteiner Kalkes in flacher Lagerung — auch ein Zeichen dafür, daß hier das unterste zu oberst gekehrt ist. Geht man aber über den Gipfel ¹⁾ hinaus nach O, so sieht man die Strubbergsschiefer sich um den Gutensteiner Kalk herum zusammenschließen. In zwei Sporen setzt er noch ein Stück weit in diese hinein fort, stellenweise von kleinen Werfener Fetzen begleitet. Dies ist auf dem von Abtenau kommenden Wege zur Wandalpe gut zu sehen. Im übrigen ist allerdings der zum Luifriedgraben abfallende Hang stark verdeckt, so daß eine mehr als schematische Darstellung nicht möglich ist.

Versuchen wir uns die Verhältnisse aus und um das Efetleck räumlich vorzustellen, so ergibt sich folgendes: Der Gutensteiner Kalk bildet die Fortsetzung der Synklinale des Hinteren Strubberges und Arlsteins, die hier nicht nur der südlich unterlagernden Werfener Schichten durch Abscherung beraubt, sondern von den Strubbergsschichten, auf die sie zunächst aufgeschoben wurde, überwältigt und eingewickelt worden ist. So erklärt sich die allseitige Umhüllung durch diese. Dabei wurden auch Reste der abgescherten Werfener Schichten mit um den Gutensteiner Kalk eingewickelt. Die nördlichen Strubbergsschichten tauchen vermutlich nicht mehr allzu tief unter die Tagesoberfläche.

Es soll jedoch nicht aus dem Auge gelassen werden, daß auf Grund der stratigraphischen Neufunde Plöchingers am Schallwand-Traunsteinzug (S. 183) sich für das Efetleck auch eine andere Deutungsmöglichkeit ergeben kann, als an dessen Bau obertriadische und jurassische Gesteine beteiligt sein können. So gesehen würde das Efetleck eine einfache, von Strubbergsschichten umgebene fensterartige Aufwölbung der an der Schallwand-W-Seite wieder auftauchenden Krinoiden-Plattenkalke darstellen. Die mit den dunklen Schiefen (Strubbergsschiefer?) wechsellagernden Gesteine an der W-Seite des Efetleck sind eng verfaltet und weisen flach N 45° W-fallende Faltenachsen auf. In der Morphologie zeichnet sich dieser Faltenbau teilweise deutlich ab.

Die Kartendarstellung hält sich an die Auffassung von Cornelius.

10. Schallwand—Gr. Traunstein—Firstsattel und das Gelände ober der Quechenbergalm (Tafel IX, Profil XIII, XIV; Tafel XII)

Der Leser soll die Probleme aufgezählt finden, vor die man bei der Erforschung dieses Abschnittes gestellt war. Es wird deshalb der durch H. P. Cornelius erreichte Stand — obwohl an einigen Punkten überholt — uneingeschränkt wiedergegeben. Die Ergebnisse der nachträglich durchgeführten Untersuchungen von Plöchinger kommen im Anschluß (S. 183) zur Sprache. Cornelius faßt die Geologie dieses Gebietes wie folgt auf:

Der stolze Kamm der Schallwand und des Großen Traunstein besteht aus einer steilgestellten (soweit überhaupt Schichtung zu sehen ist) Masse lichten Kalkes, den ich im Gegensatz zu meinen Vorgängern für wahrscheinlich ladinisch halte. Daß er eine Deckscholle darstellt, hat Sickenberg bereits erkannt, wenn auch seine Auffassung nicht in allen Teilen zurecht besteht.

Die beiden Züge von Strubbergsschichten haben sich um den Gutensteiner Kalk des Efetleck herum vereinigt, wie wir gesehen haben. Die Masse der Schallwand veranlaßt

¹⁾ Der streng genommen nur eine Schulter ist.

sogleich eine abermalige Spaltung. Auf ihrer N-Seite streichen die Strubberg-schiefer breit aufgeschlossen in die Nebelgasse hinein, um hier allerdings alsbald unter Schuttbedeckung zu verschwinden. Der Kontakt mit dem Schallwandkalk ist an dem zur Wandalm führenden Steig, dort wo er in die Felsen eintritt, entlang einem steil eingeschnittenen Graben sichtbar. Er steht steil und streicht etwa N 60° W. Der Kalk ist auf mehrere Meter Breite auffallend stark verflasert.

Der andere, südliche Zug von Strubberg-schichten ist durch den Wald unterhalb des eben genannten Steiges fast zusammenhängend zu verfolgen, stark verfault mit dem hangenden Kalk, der hier aber dunkler Gutensteiner Kalk ist. Zwischen ihm und dem lichten Kalk der Schallwand scheint keine scharfe Grenze zu bestehen. Unterlagert wurden die Strubberg-schichten von dem Dachsteinkalk und (gegen N auskeilenden) bunten Liaskalk, der mäßig gegen N geneigt, die Wandstufe unter der Wandalm bildet. Stellenweise kommen diese Kalke dem von oben eingefalteten Gutensteiner Kalk so nahe, daß für die Strubberg-schichten nur wenige Meter Platz bleibt.

Oberhalb der Wandalm ziehen die Strubberg-schichten, großartig aufgeschlossen, durch die steile, wild zerfurchte Gasse zwischen Schallwand und Tagweide zum Firstsattel hinauf, wiederum steilgestellt, mit NW-Streichen — im einzelnen aber vielfach auf das heftigste zerknittert und verruschelt. Das wußte bereits Bittner. Die steile Verwerfung aber, die er (1884 b, S. 362) zwischen ihnen und dem Lias- bzw. Dachsteinkalk der Tagweide annimmt, ist nicht vorhanden. Die Strubberg-schichten greifen vielmehr bereits auf einer Terrasse bei rund 1500 m keilförmig gegen SW in die Kalkwand ein. In viel größerem Ausmaß wiederholt sich dies auf der oberen, breiten Terrasse zwischen 1600 und 1700 m. Dazwischen reicht ein Liaskalk-Sporn weit hinaus in das Schiefergelände, wo er mit einem weithin auffallenden Felsturm endet. Man wird nicht fehlgehen, wenn man diese Erscheinungen in Verbindung bringt mit den Falten ¹⁾, welche in der der Wandalm zugekehrten Steilwand im Liaskalk sichtbar sind. Die Strubberg-schichten bilden die Kerne der größeren Synklinalen, sind also bis zu einem gewissen Grade ²⁾ harmonisch in die Faltung einbezogen. Der Kontakt gegenüber dem Kalk der Schallwand ist durch eine glatte, steile Wand des letzteren gekennzeichnet. Aber unter dieser Wand stecken die Strubberg-schichten voll von größeren und kleineren Schollen von dunklen Kalken und Dolomiten (in den Profilen konnten nur die wichtigsten angedeutet werden). Die hier sehr stark vererzten Strubberg-schichten treten dazwischen oft geradezu gangförmig auf. Dank des Gegensatzes gegenüber den hell angewitterten Kalken ist dies schon aus der Entfernung meist prächtig zu sehen. Diese Schollen gehören nicht stratigraphisch zu den Strubberg-schichten, sondern sind tektonisch eingekneteter Gutensteiner Kalk, bzw. Dolomit. Man wird wohl nicht fehlgehen, wenn man in ihnen das aus den Fugen gegangene Liegende des Kalkes der Schallwand erblickt. Auf der Höhe des Firstsattels ist auch, zu beiden Seiten am Gehänge gut aufgeschlossen, ein mehrere Meter mächtiger Fetzen von Werfener Schiefen zu sehen, nicht weit von dem Absturz der Schallwand.

Östlich vom Firstsattel wendet sich der Steilabsturz an der Basis der Wände von Schallwand und Großen Traunstein gegen O, bzw. ONO. Er entspricht auch weiterhin einem tektonischen Kontakt, wenn auch nicht gegenüber Strubberg-schichten! Zunächst ist dieser freilich durch Schutt verhüllt. Aber unter dem Großen Traunstein beginnt ein gut verfolgbares, wenn auch stellenweise schmales Band, das genau der Grenze des lichten Kalkes folgt. Was daran stößt ist Gutensteiner Kalk und Dolomit. Dieser letztere geht stellenweise am Kontakt in eine Dislokationsbreccie über, die auch grüne Werfener Tonschiefer enthält. Am östlichen Ende des Bandes sieht man den dünn-schichtigen Gutensteiner Kalk saiger gestellt, unter fast rechtem Winkel gegen NNW bis NW auf den Kontakt zustreichen. Daß dies eine nicht nur rein lokale Erscheinung ist, werden wir unten sehen.

Auf der N-Seite des Schallwand-Traunsteinzuges fehlt es leider an Aufschlüssen. Nur an einer Stelle, unter P. 1185 in der Nebelgasse, kommen im Bachbette Werfener Schichten hervor, überlagert von steil NO-fallendem Gutensteiner Kalk. Südlich, nicht gar weit darüber, strebt bereits der lichte Kalk des Wandfußes auf. Zwischen ihm und den Werfenern dürfte die Fortsetzung der Strubberg-schichten zu suchen sein.

Der Kessel ober der Quechenbergalm ist tektonisch wohl eine der merkwürdigsten Stellen, nicht etwa nur des Tennengebirges, sondern der ganzen Alpen. Ihr Verhältnis war durch Bittners Kartierung ³⁾ in stratigraphischer, durch Hahn (1913) in tektonischer

¹⁾ Auf dem Profil (Tafel IV, Fig. a) nur schematisch dargestellt.

²⁾ Die Kartierung Sickenbergs ist hier ziemlich mangelhaft.

³⁾ Von der Mißdeutung der Strubberg-schichten (teils als Werfener, teils als Rein-grabener Schiefer) abgesehen!

Hinsicht richtig angebahnt. Sickenberg hat dagegen mit dem Versuch, die bestehenden Komplikationen auf Faziesverhältnisse innerhalb der — viel zu sehr ausgeweiteten — Strubbergsschichten zurückzuführen, entschieden eine falsche Fährte verfolgt. Seine „dunklen Hornsteinplattenkalke“ sind, wie schon früher angedeutet, tatsächlich Gutensteiner Kalk (wie bei Bittner, Blatt Ischl—Hallstatt), seine „Dachsteinkalkfazies des Jura“ wirklicher Dachstein(+ Lias)kalk. Die dazwischen sich durchwindenden Züge schwarzer Schiefer allerdings werden wir nicht mit Bittner als Reingrabener Schiefer, sondern als Strubbergsschichten betrachten und als wichtigstes Leitseil bei der Entwirrung dieses geologischen Irrgartens benutzen.

Der Zug der Strubbergsschiefer, der über den Firstsattel herüberstreicht, verzahnt sich zunächst in sehr sonderbarer Weise mit der Unterlage aus Dachsteinkalk(+ Lias)kalk, der in der Gegend nicht scharf abgetrennt werden konnte). Westlich P. 1866 sieht man sie als schwarzes Band, das wieder fast den Eindruck eines Ganges hervorruft, durch den Kalk hinaufsetzen. Auf der Höhe der Stufe von P. 1866 aber keilen sie bald aus. Zwei grüne Rasenflecken, die weiter südlich von ferne in der weißen Karrenwüste auffallen, mögen einer weiteren Fortsetzung entsprechen. Südlich P. 1691 hebt sich ein auffälliger weißer Kalkklotz aus den schwarzen Schiefen heraus, die zwischen ihm und P. 1866 keilförmig eingezwängt erscheinen. Südlich der „Oberen Alm“ aber sieht man SO—NW streichende Rippen¹⁾ aus steilgestelltem Dachsteinkalk mit grünen Senken regelmäßig wechseln, deren Boden von den Strubbergsschichten eingenommen wird. Gegen SO heben sich diese heraus. Dasselbe wiederholt sich weiter östlich in der Senke zwischen P. 1670 und P. 1624. Der erste Eindruck ist fast der, daß die Strubbergsschichten hier in ein Erosionsrelief des bereits steilgestellten Dachsteinkalkes eingelagert wären! Die andere Möglichkeit ist allerdings erheblich wahrscheinlicher: Daß es sich auch hier um eine rein tektonische Erscheinung handelt. Allerdings darf man sich durch die steile, vielfach vollkommen saigere Stellung des Dachsteinkalkes nicht verleiten lassen, die Strubbergsschichten nun ebenso für tief und steil eingeschuppt zu halten. Das erwähnte Ausheben gegen SO zeigt vielmehr, daß sie nur recht oberflächlich aufgelagert sind. Denkbar wäre schließlich noch, daß eine tektonisch umgestaltete Transgressionsdiskordanz vorläge.

Der Kalk, welcher östlich P. 1691 den von der Schallwand-Basis gegen SO hereinreichenden Rücken bildet, ebenso der des Felskopfes nordöstlich über der „Oberen Alm“, endlich der des ganzen Zuges P. 1740—P. 1516 unterscheidet sich sehr deutlich von dem Dachsteinkalk durch dunklere Färbung, deutliche, meist dünne Schichtung, vielfach ausgesprochene Verfaserung und nicht selten Hornsteinführung: Es ist Gutensteiner Kalk, wofür ihn schon Bittner genommen hat und er liegt nun durch Züge von Strubbergsschichten vom Dachsteinkalk durchaus getrennt. Wenigstens im oberen Teil des weiten Kessels, gegen SO abwärts, keilen jene z. T. aus. Es läßt sich auch an günstigen Stellen zeigen, daß der Gutensteiner Kalk mit relativ tiefen Schichten den Strubbergsschichten auf- bzw. anliegt. So an der Steilwand südlich unter P. 1670, wo dunkle, schwachserizitische Lagen das Auftreten der „Basisschichten“ verraten.

Sehr interessant verhält sich die Gegend nordöstlich der Gutensteiner Rippe P. 1740 bis P. 1670. Man sieht hier zunächst den Dachsteinkalk hoch am Gelände hinaufsteigen bis nahe an den Gutensteiner Saum, welcher den Fuß der Traunsteinwand umkleidet mit dem jene vorangehend besprochenen, steil in die Unterlage eingefalteten, südöstlich-streichenden Züge unmittelbar zusammenhängen. Gegen SW sehen wir eine dünne Lage Strubbergsschiefer zwischen ihm und dem Gutensteiner Kalk von P. 1740. Sie ist z. T. leicht gegen SW überkippt. Gegen NO beugt sich der Gutensteiner Kalk mit scharfer Grenze, aber ohne Zwischenlage über den Dachsteinkalk herab und hier sieht man jenem, etwa 20 m oberhalb des Jagdsteiges, der von der „Oberen Alm“ her durch die Karrenfelder zum Sattel über der Gsengalm quert, in und um eine kleine Höhle grünlichweiße und rötliche Quarzite anstehen, die kaum etwas anderes sein können als leicht metamorphe Werfener Sandsteine. Sie sind aufs heftigste in sich gefältelt, wie sie auch im ganzen gesehen, den Kopf einer von Gutensteiner Kalk umhüllten Antiklinale bilden — ein weiterer Anhaltspunkt zur Sicherstellung des Alters dieses Kalkes. Geht man von dieser Stelle weiter gegen NO, so sieht man den Gutensteiner Kalk saiger mit NO-streichender Schichtung am Fuße der Wand weiterziehen, während südöstlich darunter der Dachsteinkalk mit gleicher Lagerung Karrenfelder bildet. Der Kontakt ist durch Schutt und Vegetation verhüllt. In dem Hügel, der sich nordwestlich P. 1624 vor die Traunsteinwand legt, steigt der Gutensteiner Kalk jedoch nicht tiefer hinab und hier sieht man ihn auch wieder von

¹⁾ Die Darstellung dieser Gegend auf der topographischen Karte 1:25.000 (Blatt Annaberg) ist höchst mangelhaft.

Strubbergsschichten unterlagert, die auf der S-Seite des Hügels, von unten her, steil in jenen hineingefaltet sind. Auf der O-Seite laufen sie in der Furche zwischen dem Hügel und dem ebenfalls aus Gutensteiner Kalk bestehenden P. 1624 zusammenhängend durch und am oberen Ende der Furche ummanteln sie ein kleines Fenster von Dachsteinkalk, der hier ein letztes Mal zutage kommt in Form einer wüsten Blockanhäufung.

Gegen SO hinab zur Quechenbergalm wurde die Aufnahme der größtenteils stark mit Latschen überwachsenen wilden Karrenfelder nicht mehr vollständig durchgeführt; so viel war jedoch immerhin festzustellen, daß der Stil der Tektonik der gleiche bleibt, wenn auch die Strubbergsschichten auf längere Strecken abreißen. Wieder zutage treten die Strubbergsschichten in der Furche nördlich P. 1516, am Weg östlich desselben, nördlich der Quechenbergalm, in der Furche südlich unter dem von P. 1624 herabziehenden Gutensteiner Kalk — hier jedoch ganz im Dachsteinkalk steckend. Auch Werfener Schichten treten auf: Auf der NO-Seite unter dem Gutensteiner Kalkzug P. 1670—P. 1516 bildet der Ausstrich eines saiger stehenden $\frac{1}{2}m$ mächtigen Streifens grüner Werfener Schiefer ein schmales Band über Dachsteinkalk. Auch der gehängeaufwärts folgende Kalk sieht wie solcher aus, doch möchte ich mich über seine Stellung eines Urteils enthalten, ebenso wie über die des mehrfach vorkommenden hellen Dolomits.

Plöchingen berichtet über das behandelte Bereich folgendes:

Die Überschiebung der Lammermasse auf das Tirolikum ist südlich des Vorderen Strubberges auf 8 km in gerader SO-streichender Linie zu verfolgen. Nach der Geländebeobachtung kann sie einerseits ihre Fortsetzung am Firstsattel zwischen Gr. Traunstein und Tagweide, andererseits im OSO-verlaufenden Einschnitt zwischen Großen und Unteren Traunstein finden. Der Beschauer wird schon aus der Morphologie heraus vor die Frage gestellt, in welcher der beiden charakteristischen Einschnitte die Überschiebungslinie des Juvavikums zu suchen ist. Der scharfe Einschnitt am 1900 m hoch gelegenen Firstsattel, die hier in breiter Zone hinaufstreichenden Strubbergsschichten und die sehr steile Schichtstellung der Schallwand-Gr. Traunsteinmasse läßt fürs erste keine Zweifel aufkommen, daß dieser Kalkklotz ein Teil der dem Tennengebirgs-Tirolikum aufgeschobenen Lammermasse sei. A. Bittner (1884, S. 363) trennt ihn tektonisch vom Tennengebirge ab und stellt ihn dem Schober gleich. H. P. Cornelius (siehe oben) hält ihn, unter der Annahme, daß er aus Gutensteiner- und Wettersteinkalk aufgebaut ist, für juvavisch (S. 159).

Nur O. Sickenberg sieht die Verhältnisse anders: Er leitet diesen Gebirgsteil zwar vom Tennengebirge ab, glaubt aber an das Aussehen der Gesteine gegen W und O und legt zwischen dem dunklen, speziell im S flankierenden Schichten und dem Riffkalk eine Überschiebungslinie. Durch eine nach W wirkende Kraft eines Querschubes wäre längs dieser Linie das Kalkmassiv gegen SW auf die Juragesteine des Tennengebirges befördert worden. Obwohl Sickenberg die richtige Lösung im Auge hatte, irrte er: Die dunklen Kalke sind nämlich an der westlichen Schallwand mit dem hellen Riffkalk stratigraphisch verbunden (vgl. Cornelius, S. 181).

Steigt man am Eingang zur Nebelgasse zu den Nordwänden der Schallwand empor, so trifft man auf NW bis WNW unter die Strubbergsschichten einfallende, dünnbankige, dunkle, am Übergang zum Dachsteinkalk bunte, Kalke mit gegen N 30°O einfallenden Faltenachsen. Auch der Steig zur Wandalm führt an der W-Seite der Schallwand durchwegs durch Krinoiden-Plattenkalke des Oberlias und Dogger (?) (siehe Tafel XII und S. 161). Erst fallen sie gegen W, weiter südlich gegen SW unter die Strubbergsschichten des Höllkar und des Firstsattels. Stellenweise kommt es zur Überkippung der Schichten. Beim Erklimmen des Schallwandkamms, aber auch auf mittlerer Höhe des Firstsattels, zwischen Wandalm und First, ist der schrittweise Übergang zum liegenden norisch-rhätischen Dachsteinkalk (S. 159) der Schallwand aufgeschlossen. Aus der Umantelung des obertriadischen Schallwandkalkes im NW, W und SW durch jurassische Krinoiden-Plattenkalke, deren Eintauchen unter die Strubbergsschichten, kann man die Antiklinalnatur des gesamten Schallwand-Großen Traunsteinblocks ableiten.

Die Krinoiden-Plattenkalke bei der Almquelle und der Hütte stellen den südlichen Synklinalflügel der steil zwischen der Tagweide und dem Schallwand-Traunsteinzug eingefalteten Strubbergsschichten dar (Tafel XII, Fig. a). In diesen Strubbergsschichten liegen Schollen des Krinoiden-Plattenkalkes und vereinzelt auch Schollen der tiefjuvanischen Decke. Es zeigt sich, daß die zwischen Tagweide und Schallwand eingeschalteten Strubbergsschichten dort am stärksten gestört sind, wo die Dachsteinkalkmasse der Schallwand dem Dachsteinkalk der Tagweide am nächsten ist (Firstsattel). Die Flächen der mit den Strubbergsschichten verschuppten Kalke fallen gelegentlich steil gegen S ein (Tafel XII, Fig. b, Profil I), eine Erscheinung, die gegen die Sattelhöhe zu an Ein-

dringlichkeit gewinnt. Am S-Fuß der Schallwand (westlich K. 1929) finden sich vor Erreichen der Firsthöhe die Krinoiden-Plattenkalke nur noch vom Dachsteinkalk tektonisch getrennt vor. An die Störungslinie ist das Vorkommen der manganreichen Schiefer geknüpft (S. 212, Tafel XII, Fig. b).

Eine größere, N 60° W-streichende und steil NO-fallende Scholle grauen dolomitischen Gutensteiner Kalkes (Tafel XII, Fig. b) sowie einige kleine, den Strubbergsschichten eingeschaltete Gesteinsfetzen, sind sicherlich tiefjuvarisch (vgl. S. 181). Die größere Scholle ist ringsum von Werfener Quarziten, Werfener Schiefen und schließlich von Strubbergsschichten umgeben.

In der Nähe der Sattelhöhe sind die Krinoiden-Plattenkalkeinschaltungen in den Strubbergsschichten zu dünnen Platten ausgewalzt und von zahlreichen Kalzitadern durchsetzt¹⁾. 10 m südlich der saiger gegen S abfallenden Kalkwand der K. 1929 („F“ des Wortes „Firstsattel“ im Aufnahmeblatt) ist eine wenige dm mächtige Linse aus Werfener Schichten den Strubbergsschiefern eingekellt.

Vom Schallwandgipfel (K. 1929) gegen O biegt der Dachsteinkalk von der NW-Streichungsrichtung in die NO-Richtung um. Nachdem durch die Lagerung der Hangendgesteine der Schallwand, welche entsprechend ihrer Antiklinalstellung gegen NW, W und SW unter die Strubbergsschichten untertauchen, eine relativ ruhige Lage des westlichen Schallwand-Traunsteinmassivs angenommen werden kann, am S-Fuß des Großen Traunsteins aber eine bedeutende Störung verläuft, dürfte der O-Flügel des Gebirgszuges (insbesondere der Große Traunstein) einer Verstellung unterworfen worden sein. Im Großen Traunsteinblock (K. 1843) liegt bereits ein saiger gestelltes, N 75° O-streichendes Schichtpaket vor. An der südlich der Schallwand (K. 1929) und des Großen Traunsteins durchziehenden Störung scheint der S-Flügel des Antiklinalbaues abgeschnitten zu sein.

Aus den Verhältnissen der Traunstein SO-Seite geht hervor, welche abweichenden Geschehens der O-Teil des Schallwand-Großen Traunsteinzuges im Vergleich zu dessen W-Teil ausgesetzt war: Die Gesteinszüge NW der Quechenbergalm, welche die ursprüngliche östliche Verlängerung der Krinoiden-Plattenkalke und des Dachsteinkalkes des Schallwand-Großen Traunsteinzuges darstellen, stoßen im großen gesehen (vgl. unten!) diskordant vom Gestein des Großen Traunstein ab. Dazwischen liegt die oben genannte bedeutende Störung. Sie ist, da sie als Ablösungsfläche fungierte, durch eine bis 10 m mächtig werdende, N 80° O-streichende Dislokationsbreccie markiert. Sicherlich besteht ein genetischer Zusammenhang mit dem durch den Querstau des Schober (S. 188) gebildeten Breccien, weil sie sich mit dem Breccienzug südlich der Gsengalm verbinden lassen. Es ergibt sich daraus, daß der O-Teil des beschriebenen Gebirgszuges sicherlich einem gleichkräftigen Querstau unterworfen war wie der Schober.

In diesem Zusammenhang zeigen sich Abänderungen im Schichtstreichen: Streichen die Plattenkalke nahe der K. 1740 noch in N 80° W-Richtung, so ist im Dachsteinkalkzug NO davon bereits eine N 45° W-Richtung abzulesen. Weiter gegen NO wird ein N 35° W-Streichen, am nördlichen Plattenkalkzug das N 10° W-Streichen und in den sich nahe der K. 1624 zwischen dem Dachsteinkalk und Plattenkalk einschaltenden Strubbergsschichten sogar ein N 30° O-Streichen erreicht. An einer durch den Zusammenstau hervorgerufenen intensiven Verfaltung eines lokal dünnbankigen Dachsteinkalkes SO des Traunsteingipfels (K. 1843, 20 m westlich des Steiges zur Gsengalm) ist ein Achsenfallen von 35 bis 40° gegen N 85° O erkennbar²⁾.

Die harmonische Einbeziehung der Strubbergsschichten in die Faltung der Tennengebirgs-Hangendgesteine (S. 181) wird nach Überschreiten des Firstsattels gegen O, im Bereich der Oberen Alm, immer offensichtlicher. Die K. 1691 stellt z. B. so einen längsgestreckten, allseits von reich manganvererzten Schiefen überlagerten Falten-sattel dar. Die NO-streichenden, wenige 100 m lang werdenden Mugel aus Oberlias- und Doggerkalken (?) sind durch Faltenwurf entstandene „Fenster“ innerhalb von Strubbergsschichten. Überall ist am Hang der gerundeten Mugel, gegen die hangenden Strubbergsschichten (Manganschiefer i. e. S.) durch die Zunahme des Mangangehaltes eine stets deutlicher werdende Dunkelfärbung der Kalkoberfläche durch Braunsteinbildung ersichtlich (Tafel XII, Fig. c). Auch wird hier, im Gelände südlich der Alm, der stratigraphische Verband der Oberlias- und Dogger(?)kalke mit dem Dachsteinkalk des Tennengebirges deutlich.

¹⁾ Hier fand ich innerhalb der Strubbergsschichten die S. 214 behandelte Serpentin-schliere.

²⁾ Dieses Gestein enthält bunte quarzitisches Zwischenlagen (metamorphe Werfener Schichten; vgl. S. 182).

Neben dem seitlichen Übergang der Strubbergsschichten in die Juragesteine, wird die sedimentäre Verknüpfung auch durch Wechsellagerungen südlich der K. 1820, am Firstsattel und nordwestlich der Oberen Alm bewiesen. Die äußerst dünnbankigen, mit den Strubbergsschiefern wechsellagernden Kalke weisen an der Quelle nördlich der Alm Falten auf, deren Achsen steil gegen N 40° O, also quer zum Streichen, einfallen. An der K. 1740 sind ebensolche quergestellte, steil N 85° O-fallende B-Achsen einzumessen.

Angesichts der am Firstsattel und der Oberen Alm erkundeten Verhältnisse muß an einen analogen Fall erinnert werden, der viel dazu beiträgt, die Stellung der Großen Traunstein—Schallwand—Quechenbergalm-Antiklinalzone zu verstehen. Man vergegenwärtige sich die von H. P. Cornelius (S. 175) geschilderten Verhältnisse O des Wiesergrabens, südlich von Oberscheffau und vergleiche sie an Hand der Karte mit den Gegebenheiten am Firstsattel. 1 km weit streichen dort die Strubbergsschiefer in SO-Richtung hangaufwärts in den Dachsteinkalk des Tennengebirges hinein und keilen schließlich aus, ganz wie am Firstsattel. Der nördlich angrenzende Dachsteinkalksporn ist durch einen in SW-Richtung wirkenden Druck kurz den Strubbergsschichten aufgeschoben. Als Beweis dafür sind sie — wie selbst beobachtet — O des Rauhen Sommer- eck an einem kleinen Abbruch gefaltet mit NW-fallenden Achsen anzutreffen. In den Strubbergsschichten aber liegen, wie im östlichen Parallelfall, tiefjuvavische Schollen eingekeilt.

Allgemein geht daraus hervor, daß Teile der Strubbergsschicht-Vorkommen nicht der Überschiebung der tiefjuvavischen Decke ihre Erhaltung verdanken, sondern den tektonischen Komplikationen der Unterlage und daß aus demselben Grunde auch tiefjuvavische Schollen darin angetroffen werden können. In eng zusammengepreßten, steilen, sich astförmig verzweigenden Mulden erhalten sich im Bereich der Oberen Alm die Strubbergsschichten und keilen vorübergehend gegen O aus. Die Störung des Firstsattels hingegen setzt gegen SO über die Lange Gasse zum O-Ende des Tennengebirges fort.

11. Quechenbergalm—Spindelmaisalm—Ahornkar (nach B. Plöchinger; Tafel IX, Profil XV, XVI)

Der Graben der Langen Gasse markiert einen Bruch, an dem sich weit gegen O teils bunt verfarbte Plattenkalke, schließlich $\frac{1}{2}$ km südlich der Quechenbergalm — knapp vor dem Auskeilen der Plattenkalke — ein zirka 100 m langes, 15 m mächtiges Breccienpaket erhalten hat. Im Gegensatz zu O. Sickenberg (S. 92) halte ich es für tektonisch entstanden. Gegen den ebenso steil N-fallenden, liegenden Dolomit zu wird die Breccie rauhwackenartig. Ihre Komponenten sind dunkler Krinoiden-Plattenkalk und bunter Kalk.

Die tektonischen Verhältnisse südlich der Spindelmaisalm sind jenen der Langen Gasse ähnlich, wenn sie hier auch wegen der Steilheit und Unwegsamkeit, vor allem aber wegen des steilen, dem Gehängefallen oft nahekommenen Schichtfallens, schwer aufzuklären sind. Das von der Spindelmaisalm zum Ahornkar gelegte Profil zeigt zutiefst dunkle, dünnbankige, 65° gegen NO einfallende, gefaltete Kalke mit eingeschalteten Strubbergsschiefern. Manche Lagen besitzen Spuren konglomeratischer Einlagerungen. Hangaufwärts quert man wenige bis metermächtige Radiolaritzüge, die in ein dolomitisches, hornsteinreiches Gestein eingeschaltet sind. Durch einen Bruch abgesetzt, folgt gegen S karnischer Dolomit. Wie südlich der Quechenbergalm (an der Breccienbank), so ist eben auch hier das Hangendgestein des Tennengebirges im N des Dolomits erhalten geblieben. Von der Oberen Alm gegen O, zur Spindelmaisalm, sind durch die tiefgreifende Glazialerosion stets tiefere Schichtglieder aufgeschlossen worden.

O. Sickenberg (S. 99), welcher an die Hangendstellung der dunklen Kalke sowie aller Dolomite südlich der Spindelmaisalm glaubt, stellt letztere in ihrer Gesamtheit zu seinen „Strubbergsschichten“ und damit in den Jura. Weil sich auf der Höhe des Gappenkopfes die Dolomite mit dem Dachsteinkalk treffen, ein Bruch mit großer Sprunghöhe angenommen werden müßte, tritt er für einen vor der Aufrichtung des Gebirges entstandenen Verwurf ein.

Aus dem Vergleich der Höhenlage des Ausstreichens der Dolomitoberkante nördlich der Gappenalpe mit dem Ausstreichen des Dolomits nördlich des Gappenkopfes ergibt sich, daß die Dachsteinkalke hier als dem Dolomit normal aufruhend aufgefaßt werden müssen. Die Annahme eines Bruches (O. Sickenberg, S. 99) erscheint deshalb überflüssig.

Das Auftreten ladinischer und karnischer Dolomite an der O-Seite des Tennengebirges macht den Eindruck eines freien Ausstreichens der stark reduzierten tirolischen Gesteinsserie.

12. Der Traunsteinsattel und der Untere Traunstein (Tafel XII, Kartenskizze und Fig. a)

Nach Cornelius schaltet sich der Traunsteinsattel als antiklinales Element trennend und verbindend zwischen die beiden Traunsteine. Sein Bau ist nur auf der W-Seite zu entziffern, deren vollständige Begehung allerdings eine gewisse Klettertüchtigkeit erfordert.

Sickenberg (1906, S. 105) zeichnet hier drei Keile von Werfener Schichten, grundsätzlich ganz richtig. Freilich ist sein Profil stark schematisiert. Bittner 1884 hatte bereits eine große Störungslinie angenommen.

Den ersten, nördlichen Keil trifft man in dem nördlichen Ast der Bachschlucht (welche zuunterst, wo sie die Dolomitfelsen durchbricht, von mächtigen Blöcken verschüttet ist) in Gestalt ganz zerdrückter Linsen grüner, seltener roter Tonschiefer, höchstens einige Dezimeter mächtig. Gegen N schließen sich die ebenfalls stark verquälten Gutensteiner-Basisschichten an, als Übergang zu dunklem Gutensteiner Dolomit. Dagegen trifft man etwas höher, die zwischenliegende Rippe überkletternd, einen zweiten Werfener Keil, der sich gegen abwärts bis zum Verschwinden verdünnt, nach oben bis zur Sattelhöhe fortgesetzt mächtiger (bis 20—25 m) wird. Auch hier folgt gegen N Gutensteiner Kalk mit Basisschichten, weiter ein heller, ganz brecciös zertrümmerter Dolomit. Grundsätzlich die gleiche Zusammensetzung hat die dritte, südlich anschließende Schuppe. Heller, zertrümmerter Dolomit, in welchem wenig unterhalb der Kammhöhe nur nach Zentimetern zu messende, verschmierte Fetzen roter und grüner Tonschiefer — Werfener unregelmäßig eingeknetet sind —, darunter Gutensteiner Kalk und Spuren von Werfenern in dem südlichen Ast der Bachschlucht. Hier schließt sich daran aber auch noch ein Streifen ganz verquälter schwarzer Schiefer, in denen ich mit Sickenberg Strubberschichten sehe — den letzten Ausläufer des Zuges der Nebelgasse! Gegen oben verschwindet er ebenso wie die Werfener Spuren. Der Gutensteiner Kalk biegt mit mittlerem N-Fallen zurück, der helle Dolomit legt sich, sich stark gegen oben verbreiternd, mit deutlicher, zu oberst wieder steilgestellter Kontaktfuge auf den hellen Kalk des Großen Traunsteins, der als vierte Schuppe im S folgt.

Im Sattelprofil sind die Werfener nördlich dieses Dolomits gut aufgeschlossen. Darauf folgen gegen N 3—4 m Gutensteiner Kalk, aufgelöst in von schwärzlichen Schiefem umfaserte Linsen (=Basisschichten), hierauf sofort mit scharfer Grenze hellgrauer massiger Kalk, in dem ich Wettersteinkalk sehen muß, der den Gipfel des unteren Traunsteins bildet. Er geht gegen N und gegen abwärts in Dolomit über und in solchen steckt auf der Terrasse, auf der N-Seite des Berges, welche der von der Gsengalpe herüberquerende Steig benützt (1480—1490 m), abermals ein Werfener Keil (Aufschluß am Steig 4—5 m mächtig). Er dürfte gegen W rasch zurückgehen: In der einheitlichen Dolomitwand, welche der Untere Traunstein gegen die Nebelgasse kehrt, konnte ich keine Andeutung davon erkennen.

Das Merkwürdigste am Unteren Traunstein sind jedenfalls die Strubberschiefer, die auf einer noch höheren und weiter südlich befindlichen Schulter (etwa 1530 m) NW unter dem Gipfel liegen (vgl. Sickenberg [1926], S. 103). Sie setzen nicht nach unten durch die geschlossen durchziehende Dolomitmauer fort, noch auch sonst in irgendeiner Richtung. Für eine tektonische Deutung scheint mir nur eine Möglichkeit in Frage zu kommen: Die Anknüpfung an die Strubberschichten, welche den ganz verquetschten südlichen Werfener Keil des Traunsteinsattels (vgl. oben) begleiten. Es liegt demnach auch hier eine Einwickelung vor wie am Efetleck, wenn auch im kleinen Maßstab. Die mitgehende Verwälzung und Zerblätterung der Strubberschichten des Unteren Traunsteins steht mit einer solchen Deutung im besten Einklang. Allerdings wird sie bisher durch keine anderweitigen Befunde gestützt und erscheint angesichts ihrer Konsequenzen auch nicht ohne Schwierigkeit (siehe unten!).

Nach Plöchingen geben die Verhältnisse am Sattel zwischen Großen und Unteren Traunstein einen wichtigen Beitrag zur Lösung der tektonischen Fragen. Es wird ersichtlich, daß hier die klar verfolgbare Überschiebungslinie des Juvavikums verläuft. Mit fast kilometerbreiter Front streichen in der genannten Richtung die Strubberschichten der unteren Nebelgasse, ehe sie gegen den Sattel zu von den mit steilgestellter

Überschiebungsfäche aufruhenden tiefjuvavischen Schollen überdeckt werden. Werfener Schichten erreichen hier eine Mächtigkeit von mindestens 100 m und lassen sich vom Luifriedgraben bis über den Sattel zwischen den beiden Traunsteinen verfolgen. Südlich der Gsengalm werden die Werfener Schichten zum großen Teil von einer Dislokationsbreccie abgelöst (S. 151).

Die sich an der Sattelhöhe in einem dünnen Band vorfindenden Strubbergschiefer müssen nicht als eingewickelt aufgefaßt werden. Sie sind die jüngsten stratigraphischen Elemente des Schallwand-Großen Traunsteinzuges, soweit diese unter der Überschiebungsfäche erhalten geblieben sind (Tafel XII, Fig. a).

Abweichend von der durch Cornelius gegebenen Auffassung glauben wir die Gesteine des Unteren Traunsteingipfels nicht als Wettersteinkalk, sondern als Ramsaudolomit auffassen zu müssen.

13. Die Gegend um die Gsengalm (Tafel IX, Profil XV; Tafel XII)

Nach Cornelius ist sie erfüllt mit der Fortsetzung der etwa O—W-streichenden Schuppen des Unteren Traunsteins und des Traunsteinsattels. Zunächst treffen wir jenen Werfener Keil von der N-Seite des Unteren Traunsteins wieder, auf dem Boden unterhalb der Gsengalm (1325 m zirka). Er wird im N wie im S von hellem Dolomit eingefasst. Unter diesem muß der Hauptkeil der Werfener des Traunsteinsattels sehr rasch sein Ende finden, denn er ist nur noch über den Wiesenhang hinunter zu verfolgen. Der Dolomit der mit der südlichsten Schuppe des Sattelprofils in Verbindung steht, bildet in breiter Entwicklung die latschenbewachsenen Buckel von der Gsengalm.

Auf der O-Seite der Gsengalm ist das Liegende fast zusammenhängend zu sehen. Knapp SO der Almhütte kommen auf grüner Wiesenfläche Werfener Schichten hervor, die nun längs der zum Schobersattel hinaufziehenden Furche überall nachweisbar sind. Ihr Hangendes wird von Dolomit gebildet. Die Grenzlage wird durch eine Breccie bezeichnet, die vor allem aus Trümmern des hangenden Dolomits zusammengesetzt ist, daneben aber auch aus Werfener Material. Damit ist sie eindeutig als tektonisch entstanden gekennzeichnet. Dieser Ansicht ist auch Sickenberg (S. 102), jedoch entspricht seine Darstellung auf Profil III, S. 104, nicht den Tatsachen, weder was die Mächtigkeit der Breccie, noch was die Lagerung betrifft. Das Einfallen geht nämlich, wie der Grenzverlauf zeigt, hier flach mit dem Gehänge gegen N. Nur der Dolomit von P. 1630 ist hier etwas steiler synklynal in die Breccie eingefaltet, die über den flachen Sattel auf seiner N-Seite hinwegziehen und ihn allseitig umgeben. Von S her fällt Gutensteiner Kalk — bereits zu den Deckschollen des Gwechenbergalm-Kessels (siehe unten!) gehörig — flach unter diese Werfener ein, wie einige Karstschlote auf der Wiese südlich unter P. 1630 zeigen. In der Fuge zwischen beiden müßte die Fortsetzung der Strubbergschichten des Traunsteinsattelprofils und die Verbindung zu der Einwickelung des Unteren Traunsteins zu suchen sein.

Nach Plöchingner ist der Ramsaudolomit der Gsengalm sicherlich das Verbindungsglied zwischen dem Dolomit des Niederen Traunsteins und des Schobers¹⁾. An eine Verbindungsmöglichkeit des Ramsaudolomits im Sattel zwischen den beiden Traunsteinen mit jenem der Gsengalm kann kaum gedacht werden, da sich südwestlich der Alm ein bunter, sicherlich obertriadischer Kalk dazwischenschaltet. Diese Gesteine bilden eine in bezug auf den Unteren Traunstein tiefere Schuppe, die durch die Überschiebungslinie des genannten Berges im N abgeschnitten wird. Im SO löst sie die Breccie der K. 1630 ab, die, wie sich auch aus ihrem Auftreten am W-Fuß des Schobers ergibt (S. 183), das Produkt eines kräftigen Querschubes ist. Seine Größe geht aus dem Verstellungsausmaß des betroffenen Gebirges hervor.

14. Schober und Gsenggraben (nach B. Plöchingner; Tafel IX, Profil XVI)

Hinter der weit nach N vorgeschobenen Scholle der Pailwand baut sich der Schober auf. Obwohl von Abtenau aus mit pyramidenförmigen Aussehen erweist er sich als steiles NO-streichendes Element, dessen Bau tektonisch ziemlich schwierig ist.

Die Werfener Schieferbasis wird am O-Hang von Gutensteinerkalk-Basisschichten, gegen W von zunehmend höheren Horizonten überlagert. Äußerst verquälte anisische

¹⁾ In diesem Gebiet ist der anisische und der ladinische Dolomit in der Kartendarstellung unter einer Signatur zusammengefaßt.

Basisschichten machen in einem gegen SW gelegten Profil den anisoladinischen Dolomiten, schließlich dem karnischen Dolomit Platz. Ist auch die Grenze mangels reinweißen Diploporendolomits nicht ausgeprägt, so verweist der folgende gipfelwärts gebankte, zunehmend steil stehende und SW-streichende Dolomit mit seinem Kieselsäurereichtum doch deutlich genug auf das karnische Niveau. Den hangend folgenden kieseligen Kalken mit auswitternden Hornsteinkauern folgt ein dunkler, ebenso hornsteinführender, sandiger Pedatakalk (S. 157), der durch seine schlieren- und bänderartige Kieselsäuredurchmischung auffällt. Gegen den NO-Gipfel zu wird dieser Pedatakalk dünnbankig, fällt steil gegen OSO, gibt aber in südwestlicher Richtung wieder karnischem Dolomit Raum (SW-Gipfel). Man weiß nun, daß der norische, eine scharfe Feiſschneide bildende Kalk steil in den Dolomit eingefaltet ist. Die Morphologie hält sich sichtlich an die Tektonik.

Vor allem wegen der Verteilung der Werfener Schichten, der in östlicher Richtung einfallenden Schubfläche, ist ein jugendlicher, von O kommender Querschub anzunehmen, der die tiefjuvavische Schobermasse in die NO-Richtung abdrehte und dabei auf die SO-streichenden Schuppen der Gsengalm beförderte. In diesem Zusammenhang wurde die Dislokationsbreccie südlich der Gsengalm gebildet.

Es bestehen andererseits kaum Zweifel, daß bei der Deckenüberschiebung die Schobermasse mit der Masse der Gsengalm-Schuppen und der Sulzenkopfschuppen zusammengehangen hat. Auf diese Weise kann darüber hinaus das Schober—Sulzenkopfgelände als synklinales Gegenstück zum Bereich des Hinteren Strubberges betrachtet werden.

Beim Aufstieg am Schober SW-Fuß ist man überrascht, nicht wie vermutet (S. 152) auf eine Gutensteinerkalk-Basis zu stoßen. Bunte faserige Kalke eines höheren Niveaus gehen hier am SW-Ende des Berges in einen fast schwarzen gebankten Kalk über, dessen kieselsäurereiche Bänke in bezug auf ihre Fossilführung und Fazies vollends den Gipfelkalke der K. 1791 gleichen. Diese bankigen Pedatakalle zeigen erst mittelsteiles O-Fallen, dann in höherer Lage, gegen den Gipfel zu, steiles OSO-Fallen. Es bleibt zu vermuten, daß der Querschub im SW eine kleine Einrollung verursachte, derzufolge sich Hangendgesteine in dieser teils überkippten Stellung erhalten konnten.

Der sich am Schober S-Fuß anschmiegende, nur durch eine schmale Zone SO-streichender Strubbergschiefer vom karnischen Dolomit getrennte Streifen hellen Ramsaudolomits wird nicht der Schobermasse, sondern der Schuppe zugezählt, die in den Sattel zwischen Großen und Unteren Traunstein hineinstreicht.

Eine ähnliche Position besitzt eine etwas größere Schuppe, die dem nördlichen Schober vorgelagert ist — die durch zwischengeschaltete Werfener Schichten deutlich abgesetzte „Gsenggrabenschuppe“.

Das im Gsenggraben aufgeschlossene Haselgebirge gehört der Basis dieser neuen Schuppe zu. Über grünem Haselgebirge folgt graues Haselgebirge mit Gipschlieren, wechsellagernd mit roten, feinglimmerigen Werfener Schiefen. Auf den hangenden, teils zu weichem Ton verwalzten bunten Werfener Schichten liegt eine 20 m mächtige Rauhwackenbreccie. Durch die südlich von Hedegg an einem Serpentinweg geringmächtig aufgeschlossenen Gutensteinerkalk-Basisschichten wird die Zugehörigkeit zu dem südlich folgenden, erst dunklem, dann heller werdendem Dolomit nachgewiesen. Die Werfener Schichten an der südlichen Basis lassen sich mit jenen der Schoberbasis verbinden, so daß man aus diesem Grunde, aber auch wegen der Gleichartigkeit der Dolomitfazies, auf einen ursprünglichen Zusammenhang der Gsenggrabenschuppe mit dem Schober schließen kann. Die Teilung mag eine Folge des Querschubes sein.

15. Die Pailwand (nach B. Plöchingen; Tafel IX, Profil XVI)

Die Bausteine der Pailwand: karnischer Dolomit, karnischer Mergelkalk mit Reingrabener Schiefen, endogen-brecciöser karnischer Kalk und Draxlehnerkalk sind durchwegs steilgestellt und von einer Unzahl von Störungen betroffen. O. Sickenberg verglich die Pailwand deshalb mit einem Riesenmylonit.

Um den Bauplan zu klären, ist es vor allem angebracht die sich durch die Reingrabener Schiefer-Einlagerungen ergebenden Streichungsrichtungen zu vergleichen. Auf Grund dieses Studiums und durch die Betrachtung der Morphologie gelangt man zur Einsicht, daß östlich des Gipfels der K. 1222 ein NW-streichender Hauptverwurf vorliegt, der vom Stoiblhof bis östlich von Neudegg verläuft. Er scheidet im wesentlichen die NW-streichenden Gesteine der westlichen Pailwand von den NO-streichenden Gesteinen des größeren östlichen Teiles ab. Die Festlegung sämtlicher Störungen würde eine gesonderte Bearbeitung erfordern. Wesentlich erscheint, daß die ursprüngliche NW-Streichungs-

richtung der Hallstätter Scholle, wenn auch sehr gestört, so doch noch im westlichen Abschnitt beibehalten wird, während die östliche Pailwand durch einen jugendlichen W-gerichteten Querstau eine fast 90°ige Linkswendung vollführte.

Ein SSO-gelegtes Profil von östlich des Stoiblhofes zum Pailwandgipfel beweist die tektonische Trennung der Schuppen nördlich der Pailwand: Der karnische Dolomit der südlichsten Schuppe südöstlich vom Stoiblhof wird durch geringmächtig aufgeschlossene Werfener Schichten vom karnischen Kalk der Pailwand geschieden. Anisischer Dolomit baut die Schuppe 935. Sie ist nur durch eine etwa 30 m breite, glazialbedeckte Geländemulde vom karnischen Mergelkalk der nördlichen Pailwand abgesetzt. Das nahe Zusammentreffen der Gesteine spricht für die tektonische Ursache. Der faziesreiche karnische Pailwandkalk (S. 157) fällt an diesem Profil anfänglich mittelsteil gegen S, später, nach einem Verwurf, steil gegen N ein. Auch der Gesteinscharakter spricht für eine äußerst intensive Durchbewegung. Alle als heteropische Ausbildung des Karns zusammengefaßten Gesteinstypen werden an der südlichen Pailwand stratigraphisch von einem karnischen Dolomit unterlagert. Man kann also der Pailwand noch einen Synklinalcharakter zuweisen, wobei allerdings — will man nicht eine kleine Schuppe karnischen Dolomits an der NW-Seite des Berges als ehemaligen Teil eines solchen auffassen — ein nördlicher Synklinalflügel fehlt.

Eine weitere Frage wird durch kleine, dem Pailwandkalk aufruhende Werfener Schieferreste verursacht. Sie lassen nämlich den Verdacht aufkommen, daß die Pailwand als Fenster aus den umrahmenden Werfern durchspießt. Da sich die Werfener Spuren im wesentlichen im südlichen Abschnitt finden, könnte es sein, daß sie der Basis einer südlich angepreßten Scholle, der Schober- oder auch der Gsenggrabenschuppe, angehören. Wie O. Sickenberg, so fand aber auch ich kleine Kalkgerölle mit Werfener Schieferresten zusammen, so daß eine quartäre Verschleppung naheliegt. Auch ist die Eisensteinvererzung im Grenzbereich zwischen Werfener und Dolomit erst durch die Auflagerung des letzteren erklärlich (vgl. Sickenberg, S. 114).

16. Die Höhen zwischen Golling und Schwarzen Berg (nach B. Plöchinger; Tafel IX, Profil I—IV)

Unter diesem Titel sind der 554 m hohe Gollinger Waldparkhügel, der 1½ km lange, bis 631 m hohe, O—W gestreckte Bergzug des Rabensteins und gegen O die 852 m Höhe erreichende Erhebung nördlich des Gehöftes Hinterkellau zusammengefaßt.

Während sich J. Pia für eine Zugehörigkeit des Jurazuges am südlichen Rabenstein und des Waldparkhügels zur Hallstätter Decke entscheidet, spricht sich E. Dolak (1948) für die tirolische Fensteratur aus. Der Haarberg wird von J. Pia wie von E. Dolak bereits als hochjuvavisch betrachtet.

Wie schon Seite 162 betont, bestehen in diesem Bereich teils große fazielle Ähnlichkeiten zwischen dem Jurakalk und dem Hallstätter Kalk. Nur eine peinlich genaue Kartierung kann hier die wahren Verhältnisse aufzeigen und die tatsächliche Zuordnung der Jurakalke zum Tirolikum sicherstellen. Die Entwirrung der Probleme in diesem kompliziert gebauten Abschnitt soll von Golling aus erfolgen. Dabei muß ich der Hilfe des Herrn K. Provaznik gedenken, dem ich als genauen Kenner dieses Bereiches im Gelände manchen Hinweis verdanke.

Es sind am Waldparkhügel, welcher sich Golling im O anschmiegt, vor allem 2 Punkte, an denen die Überlagerung der Jurakalke durch die Gesteine der Hallstätter Decke klar erkannt werden kann: Am Weg von Golling zur Struberhütte, u. zw. nahe der Heldengedenkstätte und nördlich des sich in seiner Nähe befindlichen Steinbruches.

An erstgenannter Stelle sind es am Weg nach der Karlsruher dünnbankige, hornsteinführende Kalke, die nahe der Heldengedenkstätte, also etwa 150 m nördlich 60° östlich der Gollinger Kirche, N 75° O-streichend und saiger stehend anzutreffen sind. Sie stoßen diskordant von einer kleinen Kappe Hallstätter Kalkes ab, die sich hier auf dem stratigraphisch basalem, kieselig-kalkigem Dolomit legt. Auch wenn man vom Gasthof zum Schwarzen Adler aus den Hang erklimmt, so gelangt man zu jenen N 75° O-streichenden, dünnbankigen, hier den Schrambachkalken sehr ähnlichen Oberalmer Schichten und dem auflagernden grauen Hallstätter Kalk. An der W-Seite des Waldparkhügels finden sich an einem Steinbruch die hornsteinreichen tithonen Aptychenschichten N 15° O-fallend. Nördlich des Steinbruches streichen sie in spitzem Winkel auf die bunten Hallstätter Kalke zu, die in zirka 50 m Entfernung auflagen und auf denen die Waldkapelle errichtet ist. Eine sanfte, grabenförmige Talung trennt die beiden Vorkommen nur sehr undeutlich, wohingegen der den Hallstätter Kalk westlich unterlagernde Dolomit, worauf die

Struberhütte steht, durch einen morphologisch deutlich hervortretenden N—S-Bruch, einem Parallelbruch zum Salzachtalabbruch abgesetzt ist.

Der südliche Teil des Waldparkhügels weist 35—40° S-fallende, bräunliche Oberalmer Schichten auf und läßt zusammen mit den im nördlichen Teil N-bis NW-fallenden Schichten einen Antiklinalbau erkennen. Eine horizontale „Striemung“ auf diesen NW-streichenden Schichten ist parallel dem Bruch, der den Waldparkhügel von dem ONO-streichenden, langen Jurarücken des südlichen Rabensteins trennt. Sie verweist auf eine in NW-Richtung erfolgte Gleitung.

Noch bedeutend deutlicher als die zwei genannten Punkte am Waldparkhügel vermag der Aufschluß nördlich des Egelsees von der Überlagerung der Hallstätter Halobienkalke auf den dünnbankigen Jurakalken zu überzeugen: Über einer zirka 20 m hohen Wand steilgestellter N 80° O-streichender, dünnbankiger Oberalmer Schichten liegt hier diskordant ein bunter, halobienreicher Hallstätter Kalk (S. 158). Man erkennt auch an dieser Stelle, daß die Juraschichten gegen N eine überkippte Stellung annehmen und die Bänke in dieser Richtung etwas mächtiger werden. Der massige Kalk weist an Harnischflächen eine N—S-streichende, 20—30° S-fallende Striemung auf. Hier wie am Waldparkhügel ist er im W von Dolomit unterlagert.

Auf dem Rabensteingipfel stehen Bänke eines bräunlichgelben, bankigen karnischen Dolomits an. Mit seinem NW-Streichen reicht er bis an den Abbruch zum Salzachtal heran und bildet dort den am weitesten gegen NW vorgeschobenen Punkt der tiefjuvavischen Masse des Rabensteinzuges. Die Gipfelpartie des Rabensteins selbst ist gegen O von einem NO-streichenden, gestaffelten Verwurf begrenzt. Er besitzt die Sprunghöhe von zirka 15 m.

Nordöstlich des beschriebenen Dolomits schließen die in gleicher Richtung (NW) streichenden, teils bunten Hallstätter Kalke an. Sie reichen wie dieser bis zum Abbruch des Salzachtals an der Kellau und werden nördlich von der über 50 m hohen, gegen NO abfallenden, schroffen Wand begrenzt. Lediglich an der gelben Markierung nördlich des Rabensteingipfels weisen sie 60°iges NW-Fallen auf, was sicherlich die Folge einer sekundären Angleichung an das ONO-Streichen des südlich (jenseits der Wiese) auftretenden Jurakalkes ist. Es ist damit auch hier ein Hinweis zur Auflagerung des Hallstätter Kalkes auf die Oberalmer Schichten des Rabensteins gegeben, die nach all dem Vorgebrachten als tatsächlich fensterartige tirolische Aufwölbung anzusehen sind.

Durch das fast allgemeine SW-Fallen der Hallstätter Kalke ist ihre eindeutige Überlagerung auf dem sicher karnischen, grauen Dolomit westlich davon gegeben. Eine NS-verlaufende Störung trennt den Kalk vom westlich benachbarten Dolomit.

Die Jurakalke des Rabenstein-S-Gehänges sind, wie jene des Waldparkhügels, zum großen Teil auch dünnbankig und hornsteinreich. Im N der östlichen Hälfte des Jurazuges bis zur Kellau sind sie jedoch massiger ausgebildet und sehen dem Hallstätter Kalk sehr ähnlich — das einzige Kriterium, das für die Zugehörigkeit zur Hallstätter Decke sprechen könnte.

Abermals, wie zwischen Waldparkhügel und Rabenstein, wird der Jurakalk in der Kellau vom Mitterbachtal, einer NW-Störung, unterbrochen und setzt nördlich davon auf kaum 200 m weiter gegen O fort (am Schubertplätzchen). Auch die bunten Hallstätter Kalke sind hier in einer kleinen, etwa 100 m langen wie breiten, den Roßfeldschichten der Weitenauer Neokommulde aufgeschobenen Scholle anzutreffen. Bei der Kellaumühle durchsetzen sie steile NNW-Klüfte.

Die östlich benachbarten, gelblichen Dolomite südlich des Wurzer werden im S alsbald wieder von einem schmalen, nur wenige Meter mächtigen Hallstätter Kalk-Zug abgelöst. Während ein 6 m hoher Rücken seinen Verlauf abzeichnet, erodiert ein gegen S zur Hinterkellau abfließender Bach südlich des Wurzer zuerst in hellem Dolomit, dann im dichten, mergeligen Tithonkalk. Dem östlich folgenden schmalen Kalkzug schließt sich auf etwa 500 m Länge der Hallstätter Kalk-Komplex der K. 852 — die östlichste Scholle in diesem Bereich — an. Daß auch sie eine Dolomitbasis besitzt, ergibt sich nördlich der K. 562 unter den steilen S-Abbrüchen des Kalkes. Die Erhebung 695 gehört bereits der Schwarzen Berg-Serie zu.

Östlich des Wurzer legt ein NO-streichender, etwa 10 m hoher Abbruch NNW-fallend- oder saiger stehende, hornsteinführende Oberalmer Schichten mit steilem NW-Fallen oder auch saigerer Schichtstellung frei.

Eine grabenförmige Einmündung stellt sich zwischen der ONO-streichenden Jura-basis der Weitenauer Neokommulde und den aufgeschlossenen Gesteinen der Hallstätter Decke ein. Die auf 500 m gut verfolgbaren Juraschichten entsprechen faziell wie tektonisch den fensterartig auftauchenden Juraablagerungen des Waldparkhügels und des

südlichen Rabensteins mit seiner Fortsetzung nördlich des Mitterbachtals. Man kann sagen, daß die Juravorkommen östlich von Golling zur südlichen Basis der Weitenauer Neokommulde gehören.

Aus der Beobachtung des Gesamtbildes ergibt sich ein deutlicher Gegensatz zwischen dem Streichen der Weitenau-Roßfeld Neokommulde (ONO!) und der NW-gerichteten Streichungsrichtung in den tiefjuvavischen Schollen. Dies steht in auffälliger Übereinstimmung mit der Streichungsrichtung in den tiefjuvavischen Schollen südlich der Lammer (Lammereck, Sattelberg, Strubberge).

Der Haarberg findet orographisch wie tektonisch Verbindung mit dem hochjuvavischen Schwarzen Berg. Sein heller, gelblich anwitternder Ramsadolomit entspricht jenem des Schwarzen Berges. Südlich der K. 562, östlich des Gehöftes Hinterkellau, sind am gegen N abfallenden Gehänge des Haarberges SSW-fallende Werfener Schichten an einem Bachriß aufgeschlossen (S. 149). Die bunten Werfener Schiefer, die die Berglehne nördlich von Hinterkellau säumen und am Bachbett bis zum Haarecker verfolgbar sind, gehören sicherlich auch dazu. Ob das gipsreiche Haselgebirge nördlich von Unterschneifau der Schwarzen Berg-Serie zugehört, ist fraglich; umso mehr, da das Haselgebirge meist einer Deckscholle voraussetzt. Man könnte hier auch an eine Aufquetschung der Haselgebirgsbasis der tiefjuvavischen Scholle südlich der Lammer denken.

Im Sattel zwischen der Erhebung nördlich vom Stadler und der K. 725, den Einmündungen an der K. 650 und 734, liegen bis hausgroße, glazial gerundete Blöcke eines dunklen, teils sandigen Kalkes, sowie bunten und weißen Hallstätter Kalkes. Da sie sich nur in morphologisch tieferen Lagen finden, stets zerrüttet und mit mugeliger Oberfläche flach dem Dolomit auflagern, erscheint mir die erstmalig von Herrn K. Provaznik vertretene Ansicht am ehesten als zutreffend, daß es sich hier lediglich um eine Anhäufung glazialer Geschiebe handelt, wobei das Zusammenvorkommen stets gleichartiger Gesteine auffällig bleibt. Bei Auffassung dieser Gesteine als anstehend, müßten sie als zerrüttete, tiefjuvavische Scholle betrachtet werden.

Betreffs des Haarberges liegen noch folgende, von oben abweichende Auffassungen vor: J. Pia sieht in der St. Anton-Kellauer Mulde nur die „vermutliche“ Grenze zwischen den tektonischen Einheiten der hoch- und tiefjuvavischen Decke, eben weil er auf dem Dolomit des Haarberges den Hallstätter Kalk vorfand. E. Dolak hält den Haarberg wohl richtig für einen Teil der Schwarzen Bergserie, faßt den auflagernden Kalk aber zusammen mit dem unterlagernden Dolomit als Anisikum zusammen.

17. Der Gollinger Schwarze Berg (nach B. Plöchinger; Tafel I, Profil V, VI, VIII)

Allseitig tektonisch abgeschlossen, verleiht der Gollinger Schwarze Berg den Eindruck einer fremden, in eine weite Mulde eingeschobenen Masse. Die Deutungen, die von E. Haug (1912) und F. F. Hahn (1913) gegeben worden sind, weichen in der Weise voneinander ab, als Haug die Gipfelpartie der Dachsteindecke zuzählt, während sie Hahn an die tirolische Decke knüpft. Die Gesteinsserie am S-Fuß des Schwarzen Berges wird von beiden Forschern als juvavisch betrachtet, im ersten Fall durch eine Überschiebungslinie, im zweiten durch einen Bruch vom tektonisch überlagernden Gestein des Gipfels getrennt. J. Pia erkennt demgegenüber 1924 den sedimentären Verband der liegenden Gesteinsserie mit dem Gipfelblock und sieht die ganze Masse für hochjuvavisch, der Reiteralmdecke zugehörig, an. W. Del Negro und E. Dolak schließen sich dieser Auffassung an.

Die Masse des Gollinger Schwarzen Berges umfaßt, wie bereits von Pia erkannt, eine zusammenhängende, vom Skyth bis in den Lias reichende Gesteinsserie, die, gegen NW stürzend, dem Neokom der Weitenau aufgeschoben ist. Sicher seiner Serie zuzuzählen sind die Werfener Schiefer, die mit mittelsteilem SSW-Fallen unter dem ladinischen Dolomit des Haarberges östlich des Gehöftes Hinterkellau aufgeschlossen sind und jene an der K. 695. Die Werfener Schichten des Schwarzen Berg-Ostgehanges und möglicherweise auch das gipsreiche Haselgebirge nördlich von Unterschneifau¹⁾, sind tiefjuvavisch (S. 193). Die Werfener Schiefer, die sich an der Störung des Glasenbachgrabens eingeklemmt finden, sind aber sicherlich von der Basis des Schwarzen Berges aufgequetscht worden. Dem Anisikum der Schwarzen Berg-Serie gehören die zirka 40 m mächtigen Gutensteiner Kalk-Basisschichten und etwa 100 m mächtige Gutensteiner Dolomite zu. Sie bilden die zum Lammertal abfallenden, tieferliegenden Gehänge nördlich von Lehngries und

¹⁾ Es ist anzunehmen, daß sich hier, wie im Bereich des Rigaus, das Haselgebirge im N einer Hallstätter Scholle gesammelt hat (vgl. S. 194).

nördlich von Ober Scheffau. Ladinisch sind im wesentlichen bereits der Haar- und Sennberg, der Hühner- und Rabensteinkogel. Der Ramsaudolomit weist wie der Gutensteiner Dolomit vor allem N-Fallen, am nördlichen Haarberg (K. 725) aber ein südliches und am Strubeck ein nordöstliches Schichtfallen auf. Auffällig sind NO-Brüche. Gegen die Lehngriesalm wird dieses sicherlich zirka 200 m mächtige Gestein von karnischen Dolomiten, schließlich an der Lehngriesalm von Reingrabener Schieferen und einem gegen die Wallingalm zunehmend kalkigen karnischen Niveau abgelöst. Dieses steht im stratigraphischen Verband mit Hauptdolomit, der den Gipfelblock, auf Grund dessen NW-Stirns, im S und im O unterlagert.

Das Auskeilen der karnischen Schichten und des Hauptdolomits am westlichen Schwarzen Berg haben auch E. Dolak beschäftigt. Er sieht darin mit Recht ein fazielles Auskeilen. So versteht sich das Mächtigerwerden des karnischen Bitumendolomits und des an sich geringmächtigen Hauptdolomits (max. zirka 200 m) gegen O. Auch in den oben genannten typisch karnischen Ablagerungen von der Lehngriesalm zur Wallingalm findet ein solcher Fazieswechsel statt. Komplizierte W—O gerichtete Staffelbrüche in und zwischen den altersverschiedenen Ablagerungen haben gewiß eine größere Bedeutung als bisher angenommen. Die Nachbarschaft des karnischen Dolomits mit den norisch-rhätischen und auch liasischen Kalken an der NW-gerichteten Schwarzen Berg-Stirne verweist auf einen gegen SW verlaufenden Bruch. Er setzt sich in SW-Richtung zum Haarecker und Oetzer fort; eine Richtung, die auch im Bruch westlich der Traxelspitze und im Bruch des Glaserbaches gegeben ist.

Die scharfe Trennung von Hauptdolomit und Riffkalk, die damit zum Ausdruck gebrachte vermeintliche Abweichung zur Trias des S-Randes der Osterhorngruppe, ist für E. Dolak ein Beweis der juvavischen Natur. Dieser Beweis ist unserer Auffassung nach nicht ganz überzeugend, da ja selbst an der Osterhorn S-Seite ein solch abrupter Wechsel in Erscheinung treten kann. Man denke an den Riffkalk mit dem Dolomitsockel wie er am Einbergzug auftritt (Plöschinger [1948]). Auffällig bleibt die geringe Mächtigkeit des Hauptdolomits im Vergleich mit jenem des Rigausberges.

Die zuerst von H. P. Cornelius (S. 178) ausgesprochene Erkenntnis, daß der Hintere Strubberg der gleichen Einheit angehört wie der Vordere Strubberg, er also nicht die Gesteinsserie des Schwarzen Berges besitzt, bringt neue Aspekte für die Beziehungen zwischen dem Schwarzen Berg und den Fortsetzungen der Strubberge nördlich der Lammer. Wie aus der Beschreibung der Details über die Höhen östlich des Schwarzen Berges (S. 193) entnommen werden kann, befindet sich die Deckengrenze zwischen der Schwarzen Berg-Serie und der tiefjuvavischen Serie an einer Linie, die vom Weitenautal zur K. 964, zur Wallingalm, Rabensteinalm, Haarbergalm und schließlich zu den Lammeröfen verläuft. Die Begrenzung bilden zwischen Braunaln zur K. 964 glazial gerundete Blöcke zerrütteter Zwieselalmschichten, der tektonische Kontakt des Ramsaudolomits mit dem Hauptdolomit und den karnischen Schichten der Schwarzen Berg-Serie.

30 m unter der Wallingalmhütte, wo im Bachbett karnische Kalke und Mergelschieferlagen karnischen Dolomits sedimentär auflagern, zeigen die dünn-schichtigen Lagen ein Einschwenken von der O—W in die OSO-Richtung und ein steiles Einfallen gegen NO.

Der westliche N-Rand der Schwarzen Berg-Serie ist durch eine komplizierte Aneinanderkettung tektonischer Einzelheiten gekennzeichnet, die vor allem durch die vorgelagerten Hallstätter Schollen gegeben ist (S. 189). Wesentlich erscheint, daß nördlich der Überschiebungslinie der Schwarzen Berg-Serie in der westlichen Hälfte mehrfach Juraschichten, in der östlichen Hälfte Unterkreideschichten vorliegen. So findet z. B. die vom Haarberg abgespaltene Ramsaudolomitscholle nördlich des Haarecker Kontakt mit 45° NW-fallenden, hornsteinreichen Oberalmer Schichten. Sie stehen mit den nördlich auflagernden Schrambachkalken im stratigraphischen Verband. Werfener Schichten kennzeichnen die Überschiebungsbahn der Schwarzen Berg-Serie.

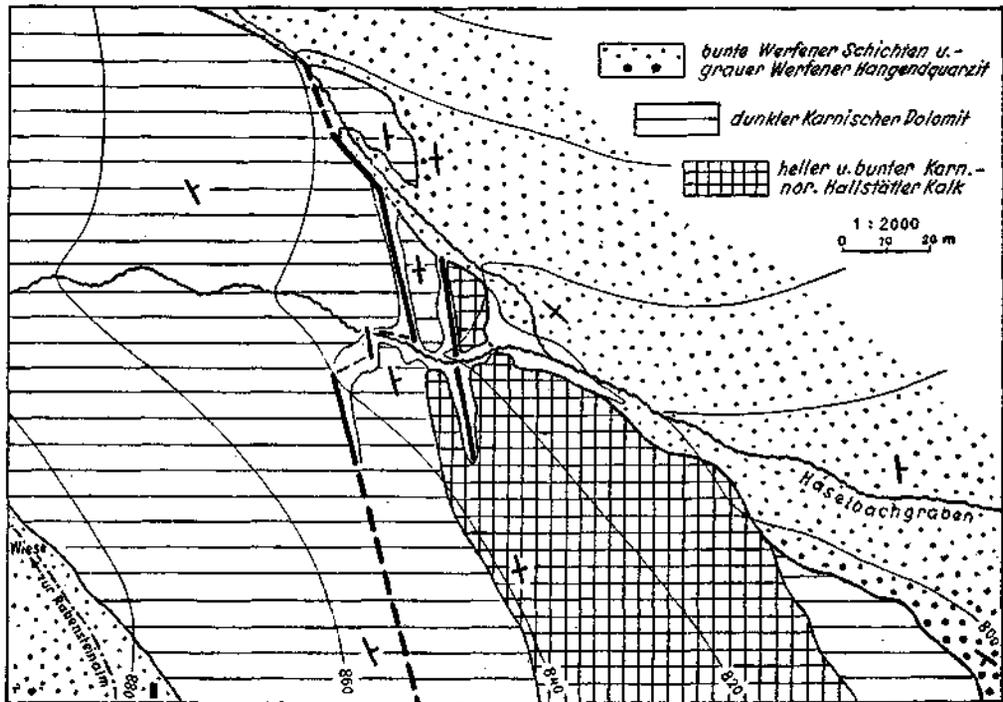
Auf Grund des NW-Fallens der Schrambachkalke südlich des Bachrainer und des Bachbauern, des N-Fallens der Roßfeldschichten südlich des Hundskar bis südlich der K. 984 und des NNO-Fallens südlich der Schönleiten ist dem Schwarzen Berg hier allerorts ein N-fallender, aufgebogener neokomer N-Rahmen gegeben. Im oberen Weitenautal ist ein 500—700 m breiter Synklinalbau des neokomen Vorgeländes anzutreffen. Die Schichten sind zwar sehr gestört und verfaltet, lassen aber dennoch klar einen südlichen, NO-fallenden Flügel von Schrambachkalken, NW-streichende Roßfeldschichten als synklinalen Kern und eine nördliche Synklinalflanke aus Schrambachkalken erkennen.

Durch die Beobachtungen am nördlichen Vorgelände des Schwarzen Berges wird der Eindruck nahegebracht, daß dessen Gesteinsserie die aufgeschuppte Basis der ober-

jurassisch-neokomen Ablagerungen der Weitenaumulde ist. Hier wird jedoch zugunsten der für die hochjuvavische Stellung sprechenden Punkte (siehe auch S. 177) an der von J. Pia (1924) postulierten höheren tektonischen Stellung festgehalten.

18. Die Höhen östlich des Schwarzen Berges (nach B. Plöching; Tafel I, Profil IX—XI)

Der Wallingwinkel (884 m) und der Schilchkogel (881 m) stellen tektonisch wie morphologisch die gegen WNW abschwenkende Verlängerung der tiefjuvavischen Gesteine des Hinteren Strubberges dar. Die S-Seite des Schilchkogels zeigt NNO-fallende Gutensteiner Kalk-Basisschichten, während der Gipfel und die N-Seite aus Gutensteiner Dolomit aufgebaut werden. Während deren Schichtflächen am Aubachfall 15—20° gegen NO einfallen, herrscht etwa 700 m nordwestlich davon, wo sich der Weitenaubach



Der nördliche Ausstrich der Vorder Strubberg-Synklinale.

in den Gutensteiner Dolomit einschneidet, NW-Fallen. Dementsprechend trifft man an der westlichen Hälfte des Wallingwinkels bis zum Überschiebungskontakt an der Gschirrwand O-Seite Ramsaudolomit an. Der Ausstrich der Gutensteiner Kalk-Basisschichten vom Hinteren Strubberg zum Schilchkogel bildet einen gegen NO konvexen Bogen, der mit einer Queraufwölbung zusammenhängen kann.

Westlich der Braunalm, im Graben der über die K. 964 zur Wallingalm führt, liegen Blöcke von Zwieselalmschichten, die man auf Grund ihrer Anhäufung als nur sehr wenig glazial transportiert ansehen kann. Deutet man sie als „anstehend“, so liegt hier eine Nachbewegung der Hallstätter Decke vor, die jünger als Dan ist und die der Zwieselalm-überschiebung (E. Spengler [1914]) entspräche.

Die Höhe 869 östlich der Haarbergalm liegt in der nördlichen Verlängerung des Vorderen Strubberges. In ihm streichen einige Bausteine seiner tiefjuvavischen Serie frei gegen NW aus. Auf etwa 1 km Länge ist längs der Synklinalachse karnisch-norischer Hallstätter Kalk aufgeschlossen, während die Flanken karnischen Dolomit, teilweise vielleicht auch tiefere Dolomite freilegen. Eine bedeutsame Lokalität ist am nördlichsten Ende der Scholle gegeben (siehe Abb.). Der Steig von der Walling- zur Rabensteinalm führt nach dem Werfener Schiefereaufschluß an der Wiese, nahe der in die Aufnahmekarte

ingezeichneten Hütte, über meist dunkle Dolomite, die man für Gutensteiner Dolomit der Schwarzen Berg-Serie halten will. Etwa 100 m unter der Wiese kann man sich jedoch an einem in den Haselbach mündenden Bach von der Dazugehörigkeit dieses von vielen Störungen durchsetzten Gesteines zur Hallstätter Decke und dessen karnischen Alters überzeugen. Ein NW-streichender Bruch schafft hier im dunklen Dolomit eine 15 m hohe Wand, während ein gleichgerichteter, saigerer Bruch bereits einen hellgrauen, karnisch-norischen Hallstätter Kalk vom Dolomit absetzt. Lediglich am rechten Ufer gelangt man zu einer Stelle, an der Dolomit und Kalk stratigraphisch verknüpft sind. Zirka 30 m nördlich davon wird der Dolomit von Werfener Schichten unterlagert; ein Hinweis, daß diese zur Hallstätter Gesteinsserie gehören. Auf ähnliche Weise ist im Graben zwischen den Lammeröfen und der Haarbergalm durch dort geringfügig im Hangenden der Werfener Schichten auftretende Gutensteiner Kalk-Basisschichten jene Zugehörigkeit wahrscheinlich.

Beim Buchstaben „c“ des Wortes „Haselbachgraben“ im Aufnahmeblatt mündet ein von NW kommender Zufluß. Es sind hier bunte, NNO-fallende Werfener aufgeschlossen. Verfolgt man den Bachlauf gegen NW, so steht man nach 100 m vor einem Steilabsturz, an dem der Bach über mehrere Felstufen herabfällt. Während etwa 20 m vor dem Felsen graue, dünnbankige Werfener Hangendquarzite auftreten, gelangt man beim ersten, etwas sanfter abfallenden und nur 4 m hohen Katarakt zu dünnbankigen, dunklen, steil N 10° O fallenden Gutensteiner Kalk-Basisschichten mit ihren Schieferzwischenlagen. Die 10 m hohe Stufe dahinter besteht bereits aus Gutensteiner Dolomit.

Im weiteren Verfolg des Haselbaches talwärts erreicht man am rechten Ufer SSW-fallende, später durchwegs NO-fallende bunte Werfener Schichten. Auf diesen liegen am Hang zum Haarberg, unter Gutensteiner Dolomit, 25° SW-fallende, graue oder bräunliche Werfener Quarzite, die den Quarziten im Hangenden der Werfener Schichten im Idealprofil des Lammerdurchbruches (S. 150) entsprechen. Sie weisen darauf hin, daß die Werfener Schichten zum Liegenden der tiefjuvavischen Masse der nördlichen Verlängerung des Vorderen Strubberges gehören. Es geht hervor, daß der untere Lauf des Haselbaches in der axialen Zone der antiklinalen Aufwölbung der Werfener Schichten liegt, die am Rettenbachgraben ihre weit verfolgbare Fortsetzung findet (S. 178).

Im Bereich des Rigaus ist gipsreiches Haselgebirge auf mehrere Kilometer O—W-Erstreckung verfolgbare (S. 150). Es kennzeichnet die nördliche Begrenzung der Hallstätter Decke, an deren Stirnregion es hier am weitesten gegen N vorgequollen ist und sich im Abtenauer Becken zwischen den weiter vorgeschobenen Schollen der Strubberge und der Pailwand sammelte. Das erinnert an die Beobachtung von W. Medwenitsch (1949, S. 15), wonach sich das Haselgebirge des Ischl-Ausseer Salzbergbau-reviere zwischen den „vorausgeeilten Lappen“ des Raschberges und Predigtstuhles befindet.

II. Gesamtbild

Nach Cornelius konnte die Zone der Strubbergschichten längs der ganzen N-Front des Tennengebirges als jüngstes Glied von dessen Schichtfolge verfolgt werden. Sie sind von dieser durch keine fortlaufende Störung getrennt, vielmehr gelegentlich in ihre Faltungen mit einbezogen. Wohl aber sind sie in sich größtenteils aufs stärkste tektonisch umgestaltet. Zum Teil durch Aufnahme von Schollen älterer Triasgesteine in eine Art von Riesenmylonit umgewandelt, bilden sie den Grenzhorizont gegen die aufgeschobene ältere Trias der Lammermasse. Mit dieser Abwandlung besteht Bittners Auffassung der Tektonik immer noch zu Recht.

Inwieweit die Lammermasse aus mehreren Schuppen oder Teildecken besteht, mußte offen gelassen werden, mangels entsprechend ausgedehnter eigener Beobachtungen. Manche diesbezügliche Auffassungen Pias (Gegend südlich Oberscheffau) konnten nicht bestätigt werden¹⁾.

Die beiden Strubberge scheinen gegen SW bzw. WSW überschlagene Synklinale zu sein, die unter spitzem Winkel an die Schubfläche im Hang-

¹⁾ Trauth (1936, S. 526): „Unseres Erachtens dürften sich die geologischen Verhältnisse hier ... einfacher ... verstehen lassen“ ...

enden der Strubbergsschichten heranstreichen und durch Abscherung an dieser von WNW gegen OSO ein Glied nach dem anderen verlieren. Im Efeleck ist nur noch der Kern der Hinter-Strubberg-Synklinale vorhanden und dieser durch die über ihn nach N hinabtauchenden Strubbergsschichten eingewickelt.

Eine ähnliche Einwicklung muß zur Deutung des ganz einzeln stehenden Vorkommens von Strubbergsschichten auf der NW-Seite des Niederen Traunsteins angenommen werden. Es wäre über diesen Gipfel hinweg mit der Lamelle gleicher Schichten in der wilden Schuppenzone des Traunsteinsattels zu verbinden.

Seit Hahn (1913) wird die Lammermasse gewöhnlich als Teilstück der vorgosauisch von S darübergeschobenen Juvavischen Decke betrachtet. So von Pia (1924) (allerdings mit Vorbehalt!), von Sickenberg (1926), von Spengler (1928, S. 12; 1938, S. 254). Auch Ampferer (1924, S. 56) schließt sich mit einem kurzen Hinweis an. Von den Gegnern dieser Auffassung hat meines Wissens nur Trauth (1936) ausdrücklich auf die Lammermasse Bezug genommen und deren Einwurzelung nördlich des Tennengebirges gefordert, ohne allerdings gerade hier seine Meinung ernstlich zu begründen. Spengler (1939) hat dagegen fazielle Gesichtspunkte geltend gemacht.

Es gibt nun aber tatsächlich ein unbeachtetes Argument, das zugunsten der Trauthschen Vorstellung geltend gemacht werden könnte: Daß nämlich zwischen den Werfener Schichten der Lammermasse und jenen, welche in der Annaberger Gegend die Unterlage des Tennengebirges bilden, nach den bisherigen Untersuchungen eine Grenze nicht zu ziehen ist. Hier wäre eine sehr sorgfältige Neuaufnahme angezeigt. Solange sie nicht vorliegt, wird eine sichere Entscheidung nicht zu treffen sein.

Wenn ich trotzdem an der südlichen Herkunft der Lammermasse festhalte, dann bestimmen mich hiezu nicht nur die Analogien mit anderen juvavischen Deckschollen, für welche eine Einwurzelung nördlich des Kalkalpen-Südrandes als unmöglich nachgewiesen ist (vgl. Lebling [1935], W. Del Negro [1938], E. Spengler [1939, 1943], Cornelius [1939, S. 166f., 1940]), auch nicht nur die frei schwebenden Deckschollen des Torrenjochgrabens und des Roßfeldes, welche die unmittelbare — durch die Göll-Aufwölbung zweigeteilte! — Fortsetzung der Lammermasse bilden, sondern auch lokale Beobachtungen. Vor allem ist der Zustand der Strubbergsschichten derart, daß er entschieden für eine sehr große darüber hinweggegangene Bewegung spricht. Unter mancher anerkannt großen Überschiebung — z. B. Lechtal — oder Inntaldecke im Allgäu und Nordtirol — sind ähnlich gleitfähige Schichten der unmittelbaren Unterlage lange nicht in gleicher Ausdehnung verruselt und verflasert. Man beachte die Einbettung aus der hangenden Decke entnommener Gesteinsfetzen, die wir in der Strubbergzone immer wieder feststellen konnten, bis zur Bildung einer tektonischen Riesenbreccie ¹⁾.

¹⁾ Dabei ist zu berücksichtigen, daß im Schrifttum die „tektonische Riesenbreccie“ öfters mißdeutet worden ist. Sie kam — wenn auch orogen bedingt — in Wirklichkeit rein sedimentär zustande. Z. B. Tarntaler-, Schwarzeckbreccie des Sonwendgebirges, von den Konglomeraten mit exotischen Blöcken im Flysch und verwandten Bildungen gar nicht zu reden!

Was die oben angedeuteten Verhältnisse am O-Ende der Lammermasse betrifft, so wäre eine Auflagerung von Werfenern auf Werfener zwar ein Schönheitsfehler für eine Deckscholle, aber es findet sich auch anderwärts, z. B. an der Deckscholle der Gupf-Mulde auf der Rax (Cornelius [1937], S. 166). Die Deutung könnte mit Ampferer in einer Relieffüberschiebung gesucht werden, um so mehr, als mit solcher bei juvavischen Deckschollen immer zu rechnen ist angesichts der vielfachen bereits vorliegenden Erfahrungen in dieser Richtung. Aber mehr läßt sich dazu vorläufig nicht sagen.

Eine tektonische Zweiteilung der Lammermasse, wie sie Pia (1924) sehen wollte und wie sie bei anderen juvavischen Deckschollen z. T. besteht, konnte nicht nachgewiesen werden. Mindestens die Werfener Antiklinale des Hochsattelgutes (Rettenbachgraben) bedeutet keine solche, ebensowenig die Auflagerung der Werfener beim Winkler. Damit soll aber nicht in Abrede gestellt sein, daß anderwärts vielleicht doch eine solche Teilung existiert (vgl. oben).

Bewegungen gegen W, wie sie Hahn (1913), Sickenberg (1926), Trauth (1936) sehen, konnten hier auch festgestellt werden: Überschiebungen von Dachsteinkalk auf Strubbergsschichten südlich zwischen Wiesergut und Winkler. Groß ist ihre Bedeutung freilich nicht. Daß auch in der Lammermasse ähnliche Bewegungen nicht fehlen, zeigt der Verlauf der Strubberg-Synklinale. Im Gegensatz zu Hahn möchte ich sie hier jedoch zeitlich vor die juvavische Großüberschiebung stellen, wegen der Abscherung und Einwicklung an der Schubbahn.

Was endlich die merkwürdigen Verhältnisse in der Gegend der Quechenbergalm betrifft mit ihrer Durchkreuzung O—W und NW—SO streichender Elemente, so möchte ich in der letzteren Richtung hier nicht das Ergebnis einer selbständigen Bewegungsphase vermuten, sondern sie mit dem Einschwenken der Tennengebirgs-N-Front in die SO-Richtung in Verbindung bringen, das möglicherweise durch eine recht alte Anlage bedingt ist.

Plöchinger möchte zum Gesamtbild folgendes ergänzend bemerken:

Die geringe Mächtigkeit der Triasentwicklung in den Hallstätter Deckschollen der Lammermasse steht, wie F. Hahn, E. Spengler, W. Del Negro u. a. erkannten, im krassen Gegensatz zu jener des Tirolikums (siehe Tabelle S. 169). Es bestehen keinerlei Faziesübergänge. Hingegen betonen dieselben Forscher, daß sich der Übergang der Berchtesgadener in die Hallstätter Fazies am S-Rand der Kalkplateaustöcke, so auch am Tennengebirge, erkennen läßt. Bei der Erläuterung der Faziesverhältnisse in den Gesteinen des nördlichen Tennengebirges und der tiefjuvavischen Lammermasse (S. 166) habe ich klarzulegen versucht, daß in der Hallstätter Decke wie im Tennengebirgs-Tirolikum eine Faziesänderung von W nach O vor sich geht. Daraus konnte man folgern, daß sich der Ablagerungsraum der Hallstätter Entwicklung in paralleler Längserstreckung im S des tirolischen Ablagerungsraumes befunden hat.

Der Bauplan des Aufnahmegebietes ist charakterisiert durch die tiefe Einmündung des Tirolikums, die darin in O—W-Richtung angeordnete, eingesenkte juvavische Masse. Den S-Rand bildet die gegen NO abfallende Tennengebirgs-„Stirne“ mit ihrem Jurahangenden. Hiezu zählen auch die als Obere Lias-Doggerablagerungen erkannten Strubbergsschichten.

Gemäß H. P. Cornelius und wie auch ich mich überzeugen konnte, sind die Strubbergsschichten durch keine fortlaufende Störung von den juvavischen Schollen getrennt, sondern teilweise sogar mit nordwestlichem Achsengefälle den Tennengebirgskalken eingefaltet. Das wird durch die weitgehende Einschaltung der Strubbergsschichten O vom Sattelberg, am Firstsattel und an der Oberen Alm bestätigt.

Als bedeutsames Ergebnis der Kartierung geht hervor, daß nicht nur die Strubbergsschichten, sondern auch die auflagernden Hallstätter Schollen in die Tektonik — eine offenbar durch Rückstau deformierte, gegen NO ausklingende Internfaltung — der Tennengebirgs-N-Randwölbung einbezogen sind (am Lammereck, Sattelberg, Rauhen Sommereck, First z. B.).

Die Lammereckscholle liegt in einer SO-streichenden Synklinale des Tirolikums, der Sattelberg ebenso. In einer tiefen, durch SW-Stau deformierten Mulde O des Sattelberges haben sich SO-streichende Strubbergsschichten bis auf eine Höhe von zirka 1500 m erhalten. In ihnen liegen bis in über 800 m Höhe isolierte Teile der einst weiter gegen SO reichenden Sattelbergscholle (Rauhes Sommereck usw.). Auch für den tiefjuvavischen Vorderen Strubberg kann eine Abbildung der tirolischen Unterlage angenommen werden. In seiner südöstlichen Verlängerung finden sich am First in steiler, synklinaler Lagerung die Strubbergsschichten mit kleinen, eingekeilten, tiefjuvavischen Schollen vor. Einer Antiklinalzone sind die steilgestellten Gesteinszüge nordwestlich der Quechenbergalm und die ebenso steil aufgerichteten Obertrias- und Jurakalke des Großen Traunstein-Schallwandzuges zuzuzählen. In ihrer nördlichen Verlängerung liegt die Aufsattelung der Werfener Basis der zwei tiefjuvavischen Strubberge. Ist die Synklinale des Vorderen Strubberges gegen SW überkippt, so gibt sich der Hintere Strubberg als sanft nordöstlich geneigte Schüssel zu erkennen. Mit ihr taucht die tiefjuvavische Gesteinsserie unter dem Glazial des Abtenauer Beckens ein. Im SO ist sie möglicherweise mit dem Juvavikum der Sulzenkopf-Gsengalmschuppen und des Schober zu verbinden.

Die juvavischen Schollen am N-Rand des östlichen Tennengebirges gehören durchwegs der Hallstätter Decke zu. Der bisher von mehreren Forschern als juvavisch angesehene Große Traunstein-Schallwandzug ist tirolisch. Seine Bausteine sind norisch-rhätischer Dachsteinkalk und Krinoiden-Plattenkalk des Oberen Lias und Dogger (?). Gemäß seiner gegen NO einfallenden Antiklinalachse tauchen die jurassischen Krinoiden-Plattenkalke der Schallwand in dieser Richtung unter die hangenden Strubbergsschichten ein. Die sich vor allem am Gr. Traunstein auswirkende Verstellung verursachte die Trennung von der ursprünglichen Fortsetzung in den NW-streichenden Gesteinszügen nordwestlich der Quechenbergalm. Man kann sie dem gleichen Querstau zuschreiben, wie er an Schober und Pailwand nachgewiesen ist (Tafel XII!).

Die über den Firstsattel bis zur Oberen Alm streichenden Strubbergsschichten haben sich, ähnlich wie jene am Rauhen Sommereck (O des Sattelberges), durch die Baukomplikationen im tirolischen Tennengebirgs-N-Rand erhalten; die Hauptmasse taucht nördlich des Schallwand-Großen Traunsteinzuges in breiter Front unter die mächtigen Werfener Schichten der Hallstätter Decke ein. Die heutige, klar verfolgbare Überschiebungslinie verläuft über den Sattel zwischen den beiden Traunsteinen und setzt sich, bei den

Breccienbänken der Gsengalm vorbei, zur südlichen Basis des Schobers fort.

Den tiefjuvavischen Schollen nördlich dieser Linie gehören die zweigeteilte Sulzenkopfschuppe, der Untere Traunstein, die Gsengalmschuppen, die Pailwand mit den kleinen Schollen nordwestlich davon und endlich der Schober mit der vorgelagerten Gsenggrabenschuppe zu. O. Sickenberg (S. 137) hat bereits in verständlicher Weise dargetan, wie die Überschiebungslinien durch den Querstau steilgestellt wurden.

Von den Gsengalmschuppen durch eine NO-Störung getrennt, liegt die bis ins Nor reichende Gesteinsserie der tiefjuvavischen Schobermasse. Ihr anormales NO-Streichen, sowie der komplizierte Faltenbau, werden durch einen Querstau aus O (im Sinne F. F. Hahns [1913]) verständlich. Sicherlich gehörten vor der jugendlichen Verstellung der Untere Traunstein, die Gsengalmschuppen, die Sulzenkopfschuppen und der Schober einer zusammenhängenden, NW-streichenden Masse an. O. Sickenberg (S. 128) weist schon darauf hin, daß die N—S-Verteilung der Werfener Schichten des Schobers entschieden gegen eine N-Bewegung spricht. Auch die durch die faziesreiche karnische Entwicklung ausgezeichnete Pailwand gibt wichtige Hinweise auf die Auswirkungen eines Querstaues, der sich, wie auch am Schober und an der Gsenggrabenschuppe beobachtet, vor allem längs einer nordwestwärts-streichenden Hauptstörung ausgewirkt haben muß.

Die Verhältnisse nördlich der Lammer werden im westlichen Bereich von der Gesteinsserie des Gollinger Schwarzen Berges bestimmt. Sie ist nach den letzten Auffassungen (J. Pia [1924] und E. Dolak [1948]) hochjuvavisch. Auch hier wird vor allem auf Grund des Eintauchens der Pedatakalke des tiefjuvavischen Vorderen Strubberges unter dem Ramsaudolomit der Schwarzen Bergserie (S. 177), noch an der hochjuvavischen Natur desselben festgehalten. Andererseits muß aber aufmerksam gemacht werden, daß die Schwarze Bergserie im NW und NO von in nördlicher Richtung einfallenden Juragesteinen und neokomen Schrambachkalken, den Liegendgesteinen der Weitenauer Mulde, umfaßt wird und die Verlängerung der tiefjuvavischen Vorderen Strubberscholle nördlich der Lammer nicht „tunnelartig“ unter die Schwarze Bergmasse untertaucht, sondern offenbar frei ausstreicht (siehe S. 193).

Die tiefjuvavischen Schollen östlich von Golling (nördlich Rabenstein, Kellau) liegen innerhalb der Weitenauer Mulde. Trotzdem weisen sie nicht das ONO-Streichen der tirolischen Jura-Neokomablagerungen dieser Mulde auf, sondern streichen in entgegengesetzter Richtung gegen NW. Damit ist auch hier eine auffallende Übereinstimmung mit der Streichungsrichtung in den tiefjuvavischen Schollen S der Lammer gegeben.

Will man zu einer zeitlich geordneten Folge der vorausgeschickten tektonischen Daten kommen, so wird man wahrscheinlich schon mit der Prüfung der faziellen Verhältnisse innerhalb der Juraablagerungen beginnen müssen (vgl. S. 168 und die Faziestabelle S. 169). Sicher aber steht der staffelförmige Abbruch an der südlichen Osterhorngruppe und die daran geknüpfte Neokomtransgression mit dem Einschub des Juvavikums in Zusammenhang. Durch sie wurden die grundlegenden Bedingungen geschaffen.

Es ist deshalb auch nicht verwunderlich, wenn die juvavischen Schollen im N dem Neokom aufliegen, wohingegen sie an ihrem S-Rand lediglich

Juraablagerungen als Unterlage haben. W. Del Negro (1950) denkt dabei mit Recht an eine Reliefüberschiebung der Hallstätter Decke zur mittelkretazischen Phase, wobei im südlichen Bereich vor der Überschiebung das Neokom bereits abgetragen war. Auch transgrediert bekanntlich die Gosau nördlich von Abtenau über Gesteine der tirolischen wie der Hallstätter Decke.

Verweisen neben dem schon genannten Faktor die tektonischen Reduktionen an der Basis der Hallstätter Schollen auf eine Reliefüberschiebung im Sinne O. Ampferers (Jb. 1923), so wird man andererseits gemahnt, ihr nicht etwa für den Vorschub einzelner Schollen Bedeutung zuzumessen:

Die Hallstätter Schollen im Bereich des Lammertales kennzeichnen — miteinander verbunden — eine Anordnung in alpiner Richtung. Diese steht im deutlichen Gegensatz zu dem NW-streichenden Synklinal- und Antiklinalbauten am Tennengebirgs-N-Rand (Tafel IX). Rein passiv muß die einst verbreitete, geringmächtige Gesteinsserie der tiefjuvavischen Decke den Verformungen ihrer tirolischen Basis¹⁾ nachgegeben haben, ehe sich — nach Erosion der antiklinalen Verbindungsglieder — die einzelnen Schollen herausgebildet haben. Für die so geprägte Tektonik in den tiefjuvavischen Schollen der Lammermasse mag unsere (Plöchinger) Bezeichnung „Abbildungstektonik“ zum Vorschlag gebracht werden.

Was die jüngsten Baukomplifikationen am Tennengebirgs-Ostende betrifft, so wird man vor allem zu den umfangreichen Ausführungen F. F. Hahns (1913, S. 479—490) hingeführt, welche den Querbewegungen in den Berchtesgadener Alpen gewidmet sind. Da wie dort zeigt der Querstau eine „neuartige Durchbewegtheit der Massen, ohne eine einheitliche Abhebung vom Untergrund herbeizuführen“. Nach Hahn steht er weder mit den juvavischen noch mit dem tirolischen Vorstoß in Verbindung, sondern beherrscht die nordalpinen Zonen als jüngstes Ereignis²⁾. Als solches gehört es mit zum Problem der Herausbildung der Alpen zum Hochgebirge, das — wie L. Kober (1923) sagt — uns noch viele Rätsel aufgibt.

Dritter Teil: Strubberschichten als Manganerzträger

I. Geologische Grundlagen

„Strubberschiefer“ nennt Fugger (1914, S. 420) die hier zu behandelnden Gesteine, mit denen er aber irrtümlich auch die Schiefer der Gutensteinerkalk-Basis zusammenwirft. Sickenberg (1926, S. 94) macht nun mit Recht darauf aufmerksam, daß neben den Schiefen auch eine Fülle anderer Gesteinstypen unser Schichtglied aufbaut (wenn er auch mit der Einteilung zu demselben z. T. zu weit geht) und daß deshalb nur der Name Strubberschichten in Frage kommt.

¹⁾ Sie entsprechen möglicherweise einer eigenen Bewegungsphase.

²⁾ O. Ampferer (Verh. 1915), welcher in den tirolischen N-Alpen nach einer gegen N wirkenden Faltungs- und Schiebungsperiode ebenfalls eine solche in O—W-Richtung unterscheidet, stellt Untersuchungen über die Möglichkeit eines inneren Zusammenhanges der neuen Faltrichtung mit der vorangegangenen an.

1. Die Gesteine der Strubberschichten

a) Kalkig-kieselige Mergelschiefer, dunkelgrau bis schwärzlich oder braunstichig, meist feinblättrig, oft flaserig und überhaupt mit Anzeichen starker Durchbewegung bilden das verbreitetste Glied. Es scheint mir nicht ausgeschlossen, daß sie eine tektonische Fazies der im Sattelbergprofil unter a und b erwähnten, dünn-schichtigen Mergel bilden (S. 160). Übergänge sind dort vorhanden und es ist immerhin auffallend, daß diese nicht verschieferten Mergel sonst eigentlich nirgends mehr auftreten (das Rauhe Sommereck — siehe S. 174 — ausgenommen!).

Die „Abarten, die aufs Haar echten gelben Werfener Schiefen gleichen“ (Sickenberg [1926], S. 90), habe ich nicht beobachtet und kann den Verdacht nicht unterdrücken, daß es sich da wirklich um tektonisch eingeknetete Werfener handelt (Sickenberg gibt leider keine Fundstellen an). Auch weiße, feinblättrige Schiefer (Sickenberg, ebendort) sind nicht aufgefallen.

b) Dünn-schichtige Mergel mit und ohne Hornstein werden bereits oben vom Sattelberg und Rauhen Sommereck beschrieben, worauf hier verwiesen werden kann. Es dürfte sich um die nicht tektonisch umgestaltete Normalausbildung der Strubberschiefer handeln.

c) Fleckenmergel. An zwei Stellen, so im Hangenden des Liasfensters bei Kuchlbach und in den manganreichen Strubberschiefern südöstlich von Kuchlbach konnten geringfügige Fleckenmergel-Einschaltungen festgestellt werden. Im ersten Falle ist es ein hellgrauer, feinsandiger und hell anwitternder Mergel, in dem sich die Flecken in Form feiner Bänder abzeichnen, im zweiten Fall ein dichter, muschelig brechender, etwas kieseliger Fleckenmergel. Deutlich treten an den Bruchflächen vielgestaltige dunkle Flecken hervor; die Oberfläche ist von lockerem, wadähnlichem Manganoxyd umkrustet.

d) Manganschiefer, kenntlich an blauschillernden Belägen, sind eine sehr verbreitete Einlagerung (bezüglich der wichtigsten Fundstellen siehe S. 207). Sie verwittern vielfach tief schwärzlichbraun. In anderen Fällen sind sie durch Anreicherung von Braunstein (neben Quarz) ausgezeichnet.

Die von Cornelius übernommene, eingebürgerte Bezeichnung „Manganschiefer“ wird gebraucht, trotzdem — wie durch Plöchinger nachträglich erkannt — es sich ihrem lithologischen Charakter nach durchwegs um erzführende, verschieferte, mergelige Kieselkalke mit vorwiegend kiesel-schaligen Mikroorganismen handelt. Diese Kieselkalke liegen stratigraphisch im Hangendbereich der Strubberschichten, innerhalb der tauben Strubberschiefer. Scheint sich auch gemäß der Analyse der Gesamtkieselsäuregehalt gegenüber den tauben Schiefen eher zu vermindern (S. 222), so ist auf Grund der Geländebeobachtungen und der Schlibbilder neben dem Kalzit doch gerade in den Manganschiefern ein beträchtlicher Quarzgehalt auffällig.

Die Alterstellung dieser Sedimentgesteine ist durch den seitlichen Übergang in die Oberlias-Dogger-Kieselkalke (S. 161) sichergestellt. Im Gebiet südöstlich von Berchtesgaden dürften sie den ebenso radiolarienreichen, schwarzen Kieselkalcken, bzw. auch den Kiesel-schiefern entsprechen, die J. Kühnel 1929 (S. 468) in den Dogger stellt.

U. d. M. zeigen die Manganschiefer eine dichte kieselig-kalkige Grundmasse, in der kleinste Erzpartikelchen (Mn- und Fe-Oxyde) und organische

Substanzen die feingeschichtete Pigmentierung geben. Kieselschalige und agglutinierende Foraminiferen, Radiolarien, sowie mehr oder weniger vererzte kleinste Kugelformen (S. 215) sind enthalten.¹⁾

Die kieselschaligen Skelette der Radiolarien zeigen nur selten ihre Struktur. Sie besitzen vereinzelt einen Außendurchmesser von 0.16 bis 0.18 mm bei einer Schalendicke von 0.016 bis 0.024 mm, größtenteils aber einen Außendurchmesser von 0.02 bis 0.07 mm. Die Schalenhölräume werden von Kalzitkriställchen eingenommen; die Schale selbst ist gelegentlich deformiert oder gebrochen. Quarz- und kalziterfüllte feine Klüfte durchsetzen das Gestein.

Gegen die Braunitkruste des Außensaumes tritt eine u. d. M. ersichtliche, intensive Verzahnung von teils feinkörnigem Manganerz mit der Grundmasse ein. Lediglich einzelne idiomorphe Kalzitkristalle (möglicherweise Mangankalzit²⁾) und ebenso vereinzelt darin auftretende kieselschalige Organismenreste bleiben erhalten.

e) Dichte Kalke. Die Vorkommen am Rauhen Sommereck und im Wiesergraben, auf welche die Breccien transgredieren, wurden bereits erwähnt (S. 174). Trotz dem sehr am Dachsteinkalk erinnernden Aussehen möchte ich diese Kalke für stratigraphisch zu den Strubbergsschichten gehörig halten. Denn wenn es tektonisch eingeschobene Dachsteinkalksplitter wären, dann müßte auch die mit ihnen engstens verknüpfte Breccie von den liegenden Schiefen tektonisch getrennt sein und dem widerspricht die gelegentliche Einstreuung klastischen Materials auch in die den Breccienlagen benachbarten Schiefer.

Anders verhält es sich mit der von Sickenberg (1926, S. 91) angenommenen „Dachsteinkalkfazies des Jura“. Denn, was er auf seiner Kartenskizze als solche einträgt — im weiteren Bereich um die Quechenbergalm — das scheint mir echter, obertriadischer Dachsteinkalk zu sein, sowie Liaskalke, die sich nicht scharf davon abtrennen lassen, jedenfalls aber auch ins stratigraphisch Liegende der Strubbergsschichten gehören. Soweit ich jene Gegend kenne, geht die Tektonik unter dieser Annahme restlos auf.

Dann finden sich aber auch noch kieselige, sehr zähe Kalke, die zweifellos zum Bestande der Strubbergsschichten gehören. So ein dichtes, weißliches Gestein mit tiefbrauner Verwitterungsrinde in dem Graben südlich des Lammerecks, zwischen P. 709 und der (auf der Karte 1 : 25.000 reichlich 100 m zu weit nordwestlich eingetragenen!) Quelle. Es handelt sich da wohl nur um eine geringfügige Linse. Eine weitere Verfolgung ist unmöglich. Etwas ausgedehnter ist das Vorkommen eines ausgesprochen grauen, dichten Kalkes mit rostbrauner Anwitterung in der Bachschlucht unterhalb der Wiese bei P. 778 (NW-Seite des Strubbergpasses). Beim Beginn der Schlucht steht es auf der S-Seite an, mehrere Meter mächtig, tritt weiter abwärts sodann auf die N-Seite über.

Mit Vorbehalt hier anzuschließen ist noch ein dunkelgrauer, stark kieseldurchwobener Kalk, welcher die Kante NO über dem Graben bildet, der von Zimmerau nach NW zur Lammer hinabfließt (durch welchen der Weg von der Tuschenbrücke heraufkommt). Das Gestein ist zwar manchem

¹⁾ Siehe B. Plöschinger, Mikroskopie, Bd. 6, 1952, H. 7/8.

²⁾ Ein von Kalzit schwer unterscheidbares Mineral der Mischkristallreihe $MnCO_3 - CaCO_3$.

Gutensteiner Kalk nicht unähnlich, scheint aber doch so eng mit den umgebenden Schiefen verbunden, daß man es nicht gern von ihnen trennen möchte. Ebenfalls unsicher ist die Stellung eines ziemlich dunklen, grauen, hell anwitternden Kalkes am Eingang ins Höllkar (südwestlich vom Weg). Bei flüchtigem Hinsehen hält man ihn für einen Blockwall, doch kann man sich überzeugen, daß er ansteht.

Dagegen haltet Cornelius die „Hornsteinplattenkalke“ Sickenbergs (S. 92) ebenso wie ähnliche hornsteinfreie, mehr oder minder dunkelgraue Kalke ohne jedes Bedenken für tektonisch eingefaltete bzw. eingewickelte Gutensteiner Kalke¹⁾.

f) Oberlias-Dogger-Kieselkalke (S. 161). Im Bereich der Oberen Alm und am N-Abfall der Tagweide ist die oberflächliche Manganoxydanreicherung an den Braunsteinkrusten der größtenteils hellgrauen, kiesel-säurereichen Kalke ersichtlich („Manganverbrämung“). Es sind Gesteine, die man vor allem östlich der Oberen Alm eindeutig durch seitlichen Übergang mit den Manganschiefern verknüpft sieht. Im Schlibbild fallen in der kieselig-kalkigen Grundmasse relativ große, idiomorphe Erzkörner und die Vererzung längs Haarrissen auf. Letztere scharen sich nahe der Schieferungsfläche. Sie geben Anlaß zur Ausbildung von Mangandendriten.

g) Krinoidenkalke. Im Wald südwestlich über dem Eingang zur Nebelgasse, unterhalb der Felswand der Schallwand bei 1150—1180 m bildet ein lichtgrauer flasriger mit blaßgrauen Tonhäuten durchzogener Kalk eine Felsstufe. Er enthält lagenweise reichlich Spatsplitter, auch braun anwitternde kieselige Lagen. Tektonische Einmischung wäre bei den einzeln dastehenden Vorkommen nicht ausgeschlossen, da aber gar nicht gesagt werden könnte, um was für ein Schichtglied es sich handelte, so betrachte ich das Gestein lieber als zu den Strubbergschichten gehörig.

Der graue, ebenso von blaßgrauen Tonhäuten durchzogene, gelblich anwitternde, belemnitenführende Krinoiden-Plattenkalk am Firstsattel und im Bereich der Oberen Alm, muß auf Grund der vielfachen Wechsellagerung mit Strubbergschiefern dort zu den Strubbergschichten gestellt werden, wo die Schiefer überwiegen. Ebenso ist eine kleine Schuppe belemniten-führenden dunklen Kalkes dazuzustellen, die sich zwischen dem Dolomit der tiefjuvavischen Sattelbergscholle und den Strubbergschiefern einschaltet.

h) Breccien. Ihr Auftreten am Sattelberg und Rauhen Sommereck wurde oben bereits beschrieben. In der W-Flanke des ersteren lassen sich die zwei Züge der Breccien verfolgen, die wir vom Kammprofil her kennen. In der Gegend der Infangalm werden sie noch zahlreicher: nördlich der Alm²⁾ treten drei als Rippen aus dem Gelände hervor. Eine weitere, bis 20 m mächtige Breccienbank, von einer schwächeren im Hangenden begleitet, erscheint auf der Stufe SW über der Alm durch Faltung (vgl. Tafel X, Fig. c) verdoppelt.

¹⁾ Die Belemnitenfunde Plöchingers an der Schallwand und im Gesteinszug der K. 1670, nordwestlich der Quechenbergalm (S. 161), erforderten die Ausscheidung als Oberlias und Dogger (?) Krinoiden-Plattenkalk. Nur kleine Schollen am First können als juvavisches Anisikum betrachtet werden.

²⁾ Man kann jedenfalls annehmen, daß es sich um eine liasische Sedimentärbreccie handelt. Sie befindet sich richtig 100 m weiter südwestlich, da wo das Ende der Seilbahn verzeichnet ist.

Offenbar ist das Profil schon ziemlich stark veränderlich. Wieviel die Tektonik dazu beiträgt, ist nur in seltenen Fällen, wie dem eben genannten, sicher feststellbar. Dieser Bereich ist das Hauptverbreitungsgebiet der Breccien. Darüber hinaus ist mir noch eine geringfügige Lage einer sehr feinen Breccie in dem Graben südlich vom Lammereck (oberhalb des schon erwähnten Kieselkalkes) bekannt geworden, bei etwa 880 m Höhe.

Treten die behandelten Breccien bloß im westlichen Abschnitt der Tennengebirgs-N-Seite in größerer Mächtigkeit auf, so sind sie doch noch in spurenweisen Einschaltungen in den kleinen Strubbergschiefer-Vorkommen am Schober S-Hang und südlich der Spindelmaisalm vorzufinden.

Für eine zirka 20 m mächtige Breccienbank, die sich wenige 100 m südlich der Quechenbergalm findet, kann die Zugehörigkeit zu den Strubbergschichten nicht nachgewiesen werden (vgl. Sickenberg). Sie stellt sich mit steilem NNO-Fallen zwischen karnischem Dolomit und teils bunt verfärbtem Plattenkalk (S. 185).

Die Komponenten der Breccie sind verschiedenartige, dunkle und helle Kalke und Mergel, mitunter auch Hornsteine. Vielfach sind sie eckig, aber auch z. T. gerundet. Sie können bis über faustgroß werden. Die Herkunft des Materials scheint z. T. aus den Strubbergschichten selbst erfolgt zu sein, ohne daß eine Beimischung von Triasgesteinen ausgeschlossen werden könnte. Sickenberg a. a. O. erwähnt auch einen roten Kalk als Bestandteil der Breccie, der möglicherweise höherer Lias sein könnte. Daß die Breccie am Rauhen Sommereck z. T. auf den dortigen lichten Kalk transgrediert, wurde bereits erwähnt.

Daß die Breccie keineswegs tektonischer, sondern nur sedimentärer Entstehung sein kann (so auch Sickenberg, S. 92), das zu begründen würde mir überflüssig scheinen, wenn nicht eine so große Anzahl auch ernst zu nehmender Forscher eine so ausgesprochene Vorliebe für tektonische Breccien hätte. Aber die transgressive Lagerung auf dem Kalk, die regelmäßige Einlagerung der Bänke zwischen die Schiefer, die Übergänge in diese durch Gerölleinstreuung zeugen für die Richtigkeit meiner Behauptung, ganz abgesehen davon, daß die Gesteine, die das Material für die Breccie geliefert haben, meistens gar nicht im Verband mit ihr anstehen.

Die Breccie steht, auch wenn bunter Lias und heller Riffkalk noch nicht als Komponenten darin gefunden worden sind, dem Oberalm-Basis-konglomerat der südlichen Osterhorngruppe faziell ziemlich nahe. Als Abweichung muß das sandige Bindemittel der Breccie in den Strubbergschichten angeführt werden.

2. Die Verbreitung der Strubbergschichten

Sie folgt dem N-Rand der Tennengebirgsmasse (genaueres im tektonischen Teil!). Stets bilden die Kalke des tieferen Lias oder, wo diese fehlen, der Dachsteinkalk das Liegende. Das Hangende besteht überall aus tektonisch auflagernden Triasgesteinen.

Nur zwei Vorkommen fügen sich nicht in diese Regel. Der auf der S-Seite mit glatten Wiesen bedeckte Hügel bei Epen im Lammerknie, beim Austritt auf den Gollinger Talboden; er besteht aus dunkelgrauen, dünn-schichtigen Mergeln von sehr einförmiger Beschaffenheit, deren Liegendes nicht sichtbar ist. Auf der waldbedeckten N-Seite sieht man sie

anstehen. Sie entsprechen zwar nicht ganz dem üblichen Aussehen der Strubbergsschichten, aber trotzdem bin ich mit Pia (1924, S. 100) der Ansicht, daß es sich um solche handelt. Denn eine andere Möglichkeit kommt kaum in Frage und tektonisch ist ihr Auftreten leicht zu deuten. — Schwieriger ist dies im anderen Teil: Am Niederen Traunstein, auf der Verflachung nordwestlich unterhalb des Gipfels, bei etwa 1530 m, stehen dunkle, ganz zerblätterte Schiefer an, die Bittner als Halobienschiefer kartiert hat, während Sickenberg (S. 103) sie für Strubbergsschichten ansieht. Die dunklen Hornsteinkalke, die darin stecken, faßt Cornelius zwar auch hier als tektonisch eingeknetete Gutensteinerkalk-Fetzen auf, schließt sich aber im übrigen dem Letztgenannten an.

3. Das Alter der Strubbergsschichten

Diesbezüglich standen sich bereits zwei Auffassungen gegenüber. Lipold (1851 a, S. 83) hat bereits ihre Auflagerung auf die Kalke des Tennengebirges festgestellt und, da er als davon hangendes Glied den roten Liaskalk kannte, mußte er sie für jünger als diesen betrachten. Bittner (1884 a) glaubte dann Übergänge in Werfener Schichten feststellen zu können. In der Schlucht zwischen Kuchlbach und Infangalm fand er zwei schlecht erhaltene Cephalopodenreste, die er als zu den mitteltriadischen Gattungen *Monophyllites* und *Hungarites* gehörig bestimmte und schloß daraus auf ein unter- bis mitteltriadisches Alter¹⁾. Fugger (1914) schloß sich dieser Auffassung an und unterstrich besonders das Auftreten dunkler Tonschiefer als Einschaltung zwischen den tiefsten Bänken des Gutensteiner Kalkes, mit denen er die Strubbergsschiefer zusammenwarf. Auf Blatt Hallein—Berchtesgaden 1:75.000 sind sie auch meist als Gutensteiner Kalk eingetragen, wogegen sie auf Blatt Ischl—Hallstatt teils zu diesen, teils zu den Werfenern geschlagen, in isolierten Vorkommen auch als Reingrabener Schiefer kartiert sind. Hahn (1913, S. 428/429) spricht von „stark metamorphen schwarzen Schiefen“, die er „am liebsten mit Gesteinen der Grauwackenzone vergleichen möchte“ (im Gebiet um die Tagweide). Pia (1920) glaubte die Konglomerate der Strubbergsschichten mit den Doggerkonglomeraten der Osterhorngruppe — die ich auf der N-Seite der Lammermasse feststellen konnte — identifizieren zu können. Er betrachtet darauffin die Strubbergsschichten als in der Hauptsache Dogger, im untersten Teil wohl auch Oberlias (1924, S. 81). Sickenberg (1926, S. 94) schließt sich dieser Deutung mit einigem Vorbehalt an.

Wir haben also — wenn wir Hahns auf oberflächliche Ähnlichkeit begründetes Vergleichen mit Grauwackengesteinen, das sich nicht weiter stützen läßt, beiseite lassen — zwei Deutungen zu berücksichtigen: Unter- bis Mitteltrias (Bittner, Fugger) oder Oberlias-Dogger (Lipold, Pia, Sickenberg). Zwischen ihnen gilt es eine Entscheidung zu treffen.

Für unter- bis mitteltriadisches Alter können geltend gemacht werden:

¹⁾ Bittner (1884 b, S. 362) gibt diese Deutung allerdings mit einigem Vorbehalt und will die Anwesenheit von *Halobia rugosa*-Schiefern, ja sogar von Lias, nicht ausschließen.

a) Bittners Fossilfunde bei Kuchlbach. Wie aus seinen eigenen Worten hervorgeht, sind seine bloß generischen Bestimmungen der mangelhaft erhaltenen Stücke keineswegs ganz sicher. Wir werden ihnen also kein übermäßiges Gewicht beizulegen haben.

b) Die Stellen, wo Werfener und Strubbergsschichten einander im Streichen ablösen (Strubbergfurche oberhalb Road, Kuchlbach). Sie sind jedoch ohne Schwierigkeit tektonisch zu deuten. Ebenso die — Bittner und Fugger noch nicht bekannten — gelegentlich in die Strubbergsschichten eingewickelten Werfener Fetzen.

c) Die Tonschiefer-Einlagerungen in den Basisschichten des Gutensteiner Kalkes (vgl. oben, S. 151). Sie sind jedoch schon von den Schiefern der Strubbergsschichten lithologisch deutlich verschieden. Von der Fülle der sonst mit diesen zusammen auftretenden Gesteinstypen enthalten sie keine Spur.

d) Die häufig in den Strubbergsschichten steckenden Gutensteiner Kalk-Massen. Dieselben sind jedoch nie regelmäßig eingelagert, sondern zeigen meist tektonische Linsen oder unregelmäßige Knödelformen. Auch sind sie gelegentlich mit Werfener Schichten verknüpft. All dies spricht nicht für stratigraphischen Verband, sondern für tektonische Einknetung in die Strubbergsschichten.

Für Oberlias bis Dogger sprechen demgegenüber

a) Die geradezu gesetzmäßige Unterlagerung durch die bunten Liaskalke. Die Grenze läßt wegen des stark verschiedenen mechanischen Verhaltens der beiden Gesteine zwar vielfach tektonische Bewegungen erkennen, an günstigen Stellen (Sattelberg-Profil!) aber ist sie kaum tektonisch umgestaltet.

b) Die von Pia betonte Übereinstimmung der Breccien der Strubbergsschichten mit den Doggerkonglomeraten der Osterhorngruppe. Dazu ist allerdings ein starker Vorbehalt zu machen. Aus der Beschreibung, die Suess und Mojsisovics (1868, S. 183) geben, geht eine weitgehende Übereinstimmung keineswegs hervor. Im Gegenteil sind die Konglomerate dort mit ganz andersartigen Sedimenten — roten eisenreichen Kalken vom Charakter der Klausschichten, rot und lichtgrün gebänderten, kieselreichen Kalkschiefern mit Hornstein usw. verknüpft als in unseren Profilen. Cornelius möchte vermuten, daß die von Suess und Mojsisovics beschriebenen Konglomerate im Dachsfelder Kessel noch in höhere, in unseren Strubbergsschichten nicht mehr vertretene Horizonte hinaufreichen.

c) Das Auftreten der Manganschiefer. Dieses Argument hat Sickenberg (S. 93) bereits in Erwägung gezogen, glaubt ihm aber keine große Bedeutung beilegen zu müssen, da die Ähnlichkeit mit den Berchtesgadener Manganschiefern offenbar nicht groß ist. Tatsächlich sind aber alle Manganschiefer im Mesozoikum der Kalkalpen Lias: Allgäu und Vorarlberg ebenso wie im Karwendel und bei Berchtesgaden. Ja auch darüber hinaus, z. B. in den kleinen Karpathen (Stampfen-Lozorno) und in den Karawanken (Vigunsa, auf der S-Seite des Hochstuhls, Teller [1899]). So scheint dieses Argument doch erheblich stärkere Beweiskraft zu besitzen als Sickenberg glaubt. Noch mehr: Im Allgäu konnte Reiser den Manganschiefern eine bestimmte stratigraphische Stellung innerhalb der Fleckenmergel zuweisen. Sie vertreten den Lias e. Unter der Voraussetzung — die wohl eine gewisse Wahrscheinlichkeit für sich in Anspruch

nehmen darf — daß dies für die ganzen Nordalpen gilt, kämen wir damit zu noch schärferen Vorstellungen über das Alter unserer Schichten (vgl. unten).

Es soll auch vermerkt sein, daß O. Reithofer¹⁾ eine innige Verknüpfung der in den Lechtaler Alpen auftretenden Manganschiefer mit den Liasfleckenmergeln beobachtet hat und in bezug auf die karpathischen Erzlager Niedermayer¹⁾ zwischen Stupava und Jablonove liasische Manganschiefer angibt. Nach J. Schröder (1925) sind neben Stampfen auch Bad Rajec und Lednice Rovná als Manganschiefer-Lagerstätten erwähnenswert²⁾.

Offensichtlich stehen die Verhältnisse in den Bayrischen Alpen jenen am Tennengebirge am nächsten. Nach J. Schröder finden sich die teils manganvererzten Allgäuschiefer unter Beteiligung von dunklen Kalkbänken, Kieselkalken, Krinoidenkalken und sandigen Kalken über unterliasischen bunten Cephalopodenkalken und gehören dem Niveau des Mittleren und Oberen Lias zu. Auch sie zeichnen sich durch Fossilarmut aus und besitzen wie die Tennengebirgs-Strubbergschichten Breccien- und Konglomerateinlagerungen. Damit führen die teils manganvererzten Schichten zu küstennäheren Bildungen über.

d) Der von Sickenberg erwähnte Belemnitenfund. Es kann leider nur mit Vorbehalt angeführt werden, da die Zugehörigkeit des beherbergenden Gesteines zu den Strubbergschichten nicht eindeutig feststeht.

Alles in allem sind die zugunsten eines Lias- bis Doggeralters angeführten Gründe wesentlich stärker als alle, die sich für ein Triasalter anführen lassen. Cornelius glaubt die Frage als im Sinne Lipolds und Pias zu entscheiden, die Strubbergschichten als lokale, überdies zumeist tektonisch umgestaltete Fazies der höheren (vielfach einem großen Anteil des Doggers noch mitumfassenden) Fleckenmergel betrachten zu dürfen. Die Altersstellung läßt sich noch etwas genauer fassen, wenn wir berücksichtigen, daß im benachbarten Hagengebirge die Hierlatz — und die darüberliegenden bunten Cephalopodenkalke den Unteren (z. T.) und den Mittleren Lias vertreten (v. Krafft [1897]). Für die Strubbergschichten bleibt also der Oberlias verfügbar. Das trifft sich vorzüglich mit dem soeben zur Stellung der Manganschiefer gesagten. Wenn wir dann mit Pia die Breccienzüge als Dogger³⁾ betrachten, so ergäbe sich die Folgerung, daß die in deren Hangenden auftretenden Manganschiefer nicht normal darüber lägen, infolge einer tektonischen Wiederholung. Aber auch der stratigraphische Umfang der Strubbergschichten wäre nicht überall derselbe, denn im größten Teil ihres Zuges fehlen die Breccien. Da wäre also wahrscheinlich nur der Oberlias vertreten. Glückliche Fossilfunde werden zeigen müssen, ob diese Arbeitshypothese das Richtige trifft.

¹⁾ Nach schriftlichen Niederlegungen der Lagerstättenkartei der Geologischen Bundesanstalt, Wien.

²⁾ Vgl. Andrusov, D.: *Geologia Surovin Slovenska*. Bratislava, 1943.

³⁾ Im benachbarten Hagengebirge stellt v. Krafft (1897, S. 212) Breccien, Konglomerate und Sandsteine allerdings zum Oberlias, jedoch ohne beweisende Fossilien. Gesteinsmäßig scheinen sie von unseren Breccien verschieden, ebenso dem Verband nach, in dem sie auftreten.

Daß H. P. Cornelius mit seiner obigen Arbeitshypothese recht hatte und auch J. Pia zuzustimmen ist, wenn er in seiner Faziesgliederung die Strubbergschiefer — selbst ohne Fossilnachweis — der liasischen Stufe zuteilt, geht aus den zusätzlichen Erkundungen von Plöchingen, die in den Punkten e (S. 200) und f (S. 202) und den Ergänzungen zu Punkt d (S. 200) und g (S. 202) festgehalten sind, klar hervor. Sie stellen das Oberlias- und Dogger(?) -Alter der Strubbergschichten unter Beweis. Die seitlich aus den Strubbergschiefern der Oberen Alm hervorgehenden, etwas vererzten hellgrauen Kieselkalke mit ihren altersbestimmenden Belemniten (S. 162) und die stratigraphisch verknüpften belemnitenführenden Krinoiden-Plattenkalke des Oberlias und Dogger (?) (S. 161) geben das wichtigste Argument dafür ab. Es wird noch durch den Nachweis von Schlieren etwas manganvererzter Fleckenmergel in den Strubbergschiefern und auch durch die zahlreichen kieselschaligen Mikroorganismen (vor allem Radiolarien) unterstützt.

II. Vorkommen der Manganerze

1. Die bedeutendsten Manganschiefervorkommen ¹⁾

Nach den vorausgeschickten Daten über die Strubbergschichten werden die darin eingeschalteten Manganschieferzonen erläutert und in den Abbildungen der Tafeln Nr. X—XII veranschaulicht. Dabei werden die Mangangehalte von Proben verzeichneter Entnahmestellen angegeben.

Als Faustregel für die Ermittlung des Mangangehaltes kann die Pulverfarbe lediglich jener Proben dienen, bei denen es durch die Verwitterung zur Anreicherung höherer Manganoxyde gekommen ist. 32 Proben mit dunkelbraunem Pulver verschiedener Farbnuancen hatten 12—25% Mn, 16 Proben mit hellem braunem Pulver 1—12% Mn. Die weniger der Verwitterung ausgesetzten Manganschiefer von den Entnahmestellen untertags erbrachten als höchsten Wert 17% Mn. Ihre Pulverproben besitzen graue Farbwerte. Bei 62 geprüften Proben mit verschiedenen Grauwerten und mit 1.4—17% Mn konnte keine Faustregel aufgestellt werden. Durch die dem Sediment beigemengte graphitische Substanz erwies sich sogar die Mehrzahl der dunkleren Pulver gegenüber den helleren als manganarm.

Die für die Angabe der Mangangehalte nötigen Analysen wurden in den Jahren 1950 und 1951 im Chemischen Laboratorium der Geologischen Bundesanstalt gemacht, wobei Herr Hofrat Dr. O. Hackl hauptsächlich die anzuwendenden Analysen-Verfahren auswählte, untersuchte und ausbildete, während von Herrn Dipl.-Ing. K. Fabich, unter Mitwirkung von Herrn O. Böhm, die Hauptmenge der Analysen ausgeführt wurde.

A. Die Manganschiefer der Lammereck O-Seite (Tafel X, Fig. a, b) ²⁾. Etwa 150 m nördlich der K. 601 zweigt vom Weg Kuchlbach zu den Weiden an der Lammereck-S-Seite gegen W ein Steig zum Lammereckgipfel ab. Begeht man diesen, so gelangt man bei zirka 640 m Höhe zum ersten Manganschieferaufschluß. Ihm reihen sich in 500 m Längserstreckung weitere Vorkommen an. Als Härtlinge formen sie bis zur 800 m Isohypse den O—W-streichenden, mugeligen Kamm der Lammereck O-Seite. Auch

¹⁾ Auf der geologischen Karte (Tafel IX) durch Kreise mit Nummern vermerkt.

²⁾ Auf der geologischen Karte (Tafel IX) Manganschiefer-Vorkommen Nr. 1.

gegen N sind die Schichten durch eine im Gelände hervortretende Linie von der überschobenen Lammereckmasse deutlich geschieden, so daß die Berechnung des obertags abzubauenen Gesteinsvolumens auf keine Schwierigkeiten stößt. Lediglich geringmächtige, kaum behindernde Glazialschotter liegen teilweise dem Rücken auf.

Die Proben 1—33, die ohne Auswahl in bestimmten Abständen entnommen worden sind, besitzen im Durchschnitt 9·43% Mn.

Ein Dünnschliff aus der Probe 10 (13·73% Mn) läßt die staubförmige Verteilung des Erzes in einem äußerst dichten, mergeligen Kieselkalk und eine Anzahl kieselschaliger Mikroorganismen erkennen. Es ist durchaus charakteristisch, daß sich die erzreiche Zone an dieses splittrige, kieseligkalkige Gestein hält, während die liegenden, organismenleeren Strubbergschiefer manganarm, bzw. -leer sind.

Erläuterung zu Tafel X, Fig. b:

Nr.	CO ₂	Fe	Gesamt-Mangan in %	Unlöslicher Rückstand in %
1	schwach karbonatisch	wenig	21·41	36·69
2	stärker karbonatisch	„	13·83	44·59
3	schwach karbonatisch	sehr wenig	12·84	16·27
4	stärker karbonatisch	wenig	9·53	29·72
5	schwach karbonatisch	viel	10·54	26·08
6	„	„	9·69	29·92
7	stärker karbonatisch	wenig	10·90	21·40
8	„	„	12·38	19·52
9	„	„	8·74	35·25
10	„	„	13·73	17·70
11	„	„	14·39	18·41
12	„	„	13·65	18·09
13	stark karbonatisch	„	4·78	34·53
14	„	„	2·54	33·70
15	„	„	5·01	25·53
16	„	„	9·40	27·84
17	stärker karbonatisch	„	1·32	39·61
18	„	„	3·63	42·29
19	„	„	1·15	44·40
20	„	sehr wenig	6·53	26·27
21	„	wenig	0·92	42·20
22	„	„	0·92	54·31
23	„	„	0·92	54·41
24	„	„	1·52	36·30
25	„	„	12·33	4·06
26	„	„	8·61	28·53
27	stark karbonatisch	„	11·41	31·56
28	„	„	15·48	20·85
29	„	„	16·28	15·17
30	„	„	9·67	33·69
31	„	„	22·57	13·49
32	„	„	17·70	22·13
33	stärker karbonatisch	„	7·44	27·79

Höhere Manganooxyde wurden in den Proben 1—9, 11—13 und 25—27 gefunden, was gemäß schriftlichen Berichtes von Herrn Hofrat Dr. O. Hackl nicht besagt, daß nicht auch zweiwertiges Mangan vorhanden ist und auch die anderen Proben höhere Manganooxyde beinhalten. Zwertiges Eisen wurde als FeCO₂ bei der Probe Nr. 19 mit 2·69% berechnet.

Der Aufschub der Lammereckscholle hat durch die Zerrüttung der unterlagernden Manganschiefer die epigenetische Erzanreicherung durch Oxydation gefördert. Neben der durch die Verwitterungsvorgänge geschaffenen Braunsteinkruste an den Oberflächengesteinen kommt es so im Gestein teils zu tiefgreifenden Erzanreicherungen (S. 216).

B. Die manganreichen Einschaltungen zwischen Kuchlbach und Infangalm (Tafel X, Fig. c)¹⁾ geben zwar in einzelnen Analysen gute Werte, sind aber wegen ihrer geringen Ausdehnung nicht von Bedeutung. Proben 200—250 m südöstlich von Kuchlbach, am Weg zur Infangalm weisen bis zu 25·4% Mn auf. Es sind dunkelgraue, kieselig-karbonatische Gesteine, die auf der braunen Manganoxylkruste einen starken metallischen Glanz aufweisen. In manganarmen Schiefen fanden sich hier die verwalzten Knollen eines Fleckenmergels mit brauner wadähnlicher Verwitterungskruste (S. 200).

Das wiederholte Auftreten längerer Züge einer Sedimentärbreccie und verschiedener Kalk- und Dolomitschuppen als Einschaltungen in der hier bis 1 km Breite erlangenden Strubbergsschichtenzone läßt an eine tektonische Anschoppung denken (siehe S. 172). Demgegenüber ist es jedoch auffällig, daß sich die Manganschiefer auch dieses Bereiches im wesentlichen nur an die nördliche Begrenzung, also wiederum an das Hangende der Strubbergsschichten halten und somit eine — allerdings mehr fiktive als nachzuweisende — Überschiebungslinie des Juvavikums markieren. Lediglich beim kleinen Staudamm am Bach südlich von Kuchlbach hat sich noch ein kleiner Deckschollenrest auf den Manganschiefern erhalten (S. 172).

C. Die Manganvererzung am Sattelberg (Tafel X, Fig. d)²⁾, die sich nördlich des Gipfels 1021 in wenigen, voneinander etwas abgesetzten, Härtingen findet und die bereits zu Probeschürfen Anlaß gegeben haben soll, besitzt eine Gesamtlänge von etwa 200 m und erreicht eine Mächtigkeit von zirka 40 m. Das Vorkommen ist am schnellsten von der Schönalm aus beim Entlangschreiten längs der nördlich vorgelagerten Dolomite zu erreichen, denn auch hier wird deutlich, daß die Überschiebung einer fremden Masse Bewahrer der vererzten Zone ist (siehe S. 173).

Zwei Proben eines dunkelgrauen, muschelrig brechenden Kieselkalkes mit metallisch glänzendem Überzug höherer Manganoxylde und feinen erzerfüllten Sprüngen weisen 13·4 und 12·50% Mn auf, während Proben mit Werten von 6·68 bis 8·17% Mn schwarze bis dunkelbraune, kieselige Schiefer und schiefrige Mergelkalken darstellen. Proben mit Mn-Gehalten unter 1% werden durch dunkelgraue, sandige und feinglimmerige, teils glänzende Mergelschiefer vertreten. Sämtliche Proben sind karbonatisch, so daß es längs Klüften zu Kalzitverheilungen kommt.

Aus der Gegenüberstellung der Proben resultiert der schon S. 200 angedeutete Schluß, daß die manganreichen Gesteine an die Kieselkalken der Hangendpartie der Strubbergsschichten gebunden sind. Gegenüber dieser stratigraphischen Bedeutung der Manganvererzung muß auch hier auf die Beziehung mit der Tektonik hingewiesen werden. Die nördlich auflagernde tiefjuvavische Sattelbergscholle hat neben der die Erosion verhindernden Überdeckung auch die — von den vorhergehenden Vorkommen

¹⁾ Auf der geologischen Karte (Tafel IX) Manganschiefer-Vorkommen Nr. 2.

²⁾ Auf der geologischen Karte (Tafel IX) Manganschiefer-Vorkommen Nr. 3.

schon bekannten — oxydationsbeschleunigenden Auswirkungen verursacht, die die Erzanreicherungen zur Folge hatten. Auf diese Weise ist es verständlich, wenn sich etwa 100 m südlich der Hauptvererzung in den sonst manganarmen bis -tauben Strubbergschiefern zwischen den beweglichen Zonen sandig-konglomeratischer Bänke eine vererzte Gesteinslinse findet und sich eine horizontmäßig dritte, wenn auch geringfügige, Vererzung dort in den Strubbergschiefern einstellt, wo die mergelig-kalkigen, teils knollig-brecciösen, liasischen Krinoiden-Plattenkalke unterlagern (S. 173).

D. Die Manganschieferzone am S-Fuß des Vorderen Strubberges (Tafel XI)¹⁾ liegt in den NO-fallenden Strubbergschichten an der alten Straße Abtenau—Golling und erreicht eine Längserstreckung von etwa 700 m. Ein mehrfach unterteilter Härtlingsrücken vererzter, etwas verschieferter Kieselkalke besitzt eine Mächtigkeit von zirka 40 m. Aus dieser Zone stammen die Proben 1—17. Es sind manganreiche, mergelige, dunkle Kieselkalke, die in ihrem Hangenden nur noch eine relativ geringmächtige, taube Strubbergschieferzone besitzen. Gegen S, dem stratigraphisch Liegenden zu, werden sie von schwarzen, karbonatischen, kohlig-graphitisch abfärbenden Strubbergschiefern abgelöst²⁾. Diese Tatsachen sprechen in Übereinstimmung mit den bisherigen Erfahrungen für den Bestand einer primär-sedimentären Erzanreicherung im hangenden Gesteinshorizont der Strubbergschichten. Mit der zunehmend schiefrigen Ausbildung geht die Abnahme des Mangangehaltes.

Der Manganschieferrücken verläuft von NO der K. 810 über die K. 789 zur K. 706. Er steht in der Weise in Beziehung mit der Überschiebung des tiefjuvavischen Vorderen Strubberges, als dadurch auch hier die tektonische Erhaltung gewährleistet war und durch die mechanische Auswirkung der Überschiebung die Erzanreicherung begünstigt wurde.

Neben der Lage dreier im behandelten Bereich angelegter Versuchsstollen gibt die Skizze auf beigefügter Karte Auskunft über die Manganwerte in den Stollenprofilen. Der Durchschnittsmangangehalt von 19 in gleichen Abständen entnommenen Proben aus dem zirka 100 m langen, im Streichen verlaufenden, O-Stollen liegt bei 7·37%; das sind 2·82% weniger als der durchschnittliche Mangangehalt der Obertagsproben (Nr. 1—9) aufweist, der sich auf 10·19% beläuft.

Der zirka 80 m lange S-Stollen streicht N 15° W, halb verquerend zum Manganschieferzug. Er verläuft im wesentlichen in den nahezu tauben, schiefrigen und hier kohleähnlichen Strubbergschichten³⁾.

300 m vom Mundloch des O-Stollens, nördlich der K. 789, befindet sich das Mundloch des sogenannten Mittelstollens. Er liegt in der nordwestlichen Verlängerung der Manganschiefer mit den Proben 1—17. Nach kurzem, halb verquerenden Unterfahren der Lagerstätte lenkt der Lauf in die NW-Richtung, der Streichungsrichtung der Gesteine ein. Die ersten verquerenden 6 m weisen einen Durchschnitts-Mangangehalt von 10·97% auf, die folgenden 12 m einen solchen von 3·07%. Auch gibt die querschlägige, 25 m lange SW-Strecke, die etwa 30 m unter Tag vom Hauptstollen abzweigt, die Bestätigung, daß eine manganreiche Zone wenige

¹⁾ Auf der geologischen Karte (Tafel IX) Manganschiefer-Vorkommen Nr. 6.

²⁾ Proben 18—23.

³⁾ Der Eingang zu einem offenbar in N 20° O-Richtung vorgetriebenen Schacht ist verrammt.

Meter südlich der NW-Strecke in paralleler Längserstreckung liegt. Die Analysenergebnisse lassen ersehen, wie sich von Meter 8 bis Meter 12 darin wieder größere Vererzungen einstellen, die einen Durchschnittswert von 11.87% Mn besitzen. Wie an allen Stollen, so tritt auch hier neben der primären Vererzung eine Erzanreicherung durch Verwitterungsprozesse in Erscheinung. Sie ist an zahlreiche Störungen gebunden, die mehr oder weniger parallel zur „Schieferung“ verlaufen. Jedenfalls ist die Erfahrung wertvoll, daß es in größerer Tiefe noch erzeiche Zonen gibt ¹⁾.

Nach der zirka 700 m langen, NW-streichenden Manganschieferzone von der K. 706 bis zur K. 810 nehmen fast taube Strubbergschiefer den Raum ein; nur etwa 1 km nordwestlich der K. 810 ist östlich der K. 773 nochmals ein ziemlich unbedeutender Manganschieferzug aufgeschlossen ²⁾.

Nahe der K. 810 ist am südöstlichen Ende einer Wiese der zirka 70 m lange W-Stollen fast im Streichen in den manganarmen Schiefen vorgetrieben worden ³⁾. Das Gestein gleicht den rußig-schwarzen, kohleähnlichen Schiefen des S-Stollens und gehört sicherlich dem gleichen Strubbergschicht-Horizont an. Bis zu mehrere Meter lange Dolomiteinschlaltungen von Meter 35 bis zu Meter 40 des Laufes geben Zeugnis von den tektonischen Einwirkungen, denen die Strubbergschichten durch den Einschub der tiefjuvavischen Masse des Vorderen Strubberges (siehe S. 177) unterworfen waren.

Erläuterung zu Tafel XI

Zur Kartenskizze:

Probe Nr.	Vom Mundloch des O-Stollens	karbonatisch	Mn in %	Unlöslicher Rückstand in %
1	20 m N 60° W	schwach	15.87	36.59
2	20 m N 70° W	sehr schwach	10.31	35.05
3	40 m N 60° W	schwach	15.96	34.27
4	50 m N 80° W	„	9.30	48.93
5	60 m N 80° W	stärker	12.60	38.20
6	70 m N 80° W	„	2.94	61.45
7	85 m N 75° W	„	8.44	36.79
8	90 m N 75° W	„	15.38	26.98
9	100 m N 70° W	„	2.15	39.92
10	120 m N 60° W	schwach	13.70	40.93
11	150 m N 65° W	nicht	8.73	40.73
12	160 m N 65° W	sehr schwach	12.41	16.72
13	180 m N 70° W	schwach	24.28	26.51
14	200 m N 70° W	„	21.57	25.00
15	220 m N 63° W	stärker	11.36	28.14
16	250 m N 65° W	„	12.28	30.43
17	270 m N 65° W	nicht	15.12	38.37

Bei allen 17 Proben wurden höhere Manganoxyde nachgewiesen.

¹⁾ Die Bedeutung querschlägiger Unterfahrung der Lagerstätten als erster Hoffnungsbau ist somit angezeigt.

²⁾ Manganschiefer-Vorkommen Nr. 5 auf der geologischen Karte der Tafel IX.

³⁾ Außerhalb der Skizze auf Tafel XI.

Zu den ersten, verquerenden 18 m des Mittelstollens:

Höhere Manganoxyde wurden bei den Proben von Meter 1, Meter 2 und Meter 5 nachgewiesen. Schwach karbonatisch ist die Probe von Meter 1, karbonatisch sind jene von Meter 2 bis Meter 18. Sämtliche Proben besitzen einen mehr oder weniger hohen Eisengehalt. Die Probe von Meter 11 hat 10·66%, jene von Meter 17 2·32% zweiwertiges Eisen als FeCO_3 . Die unlöslichen Rückstände belaufen sich von Meter 1 bis Meter 18 auf folgende Prozentsätze: 1 = 23·75; 2 = 21·03; 5 = 49·87; 6 = 21·63; 7 = 55·87; 8 = 50·91; 9 = 43·66; 10 = 23·63; 11 = 25·19; 16 = 41·83; 17 = 51·26; 18 = 28·80%.

Zum Profil durch den 25 m langen, querschlägigen Lauf des Mittelstollens (SW-Strecke), fast senkrecht auf das S 60° O-Streichen der Manganschiefer:

Karbonatisch sind die Proben von Meter 9 bis Meter 16 und Meter 18 bis 25, schwach karbonatisch die Probe von Meter 17. Viel Eisen besitzen die Proben von Meter 9 bis Meter 12, wenig die Proben von Meter 13 bis Meter 25. Bei Meter 12 wurden 11·24%, bei m 14 1·91% zweiwertiges Eisen als FeCO_3 errechnet. Der unlösliche Rückstand beträgt von Meter 1 bis Meter 25 folgenden Prozentsatz: 1 = 28·45; 2 = 60·25; 3 = 44·40; 5 = 32·33; 6 = 60·75; 7 = 56·09; 8 = 27·76; 9 = 26·63; 10 = 40·11; 11 = 28·71; 12 = 24·61; 13 = 43·47; 14 = 61·27; 15 = 56·18; 16 = 43·11; 17 = 50·25; 18 = 36·39; 20 = 56·39; 21 = 56·51; 22 = 46·06; 23 = 52·02; 24 = 50·45; 25 = 53·14%.

Zum halbverquerenden, zirka 80 m langen S-Stollen:

Die Proben sind karbonatisch und besitzen wenig Fe. Z. B. beinhaltet die Probe von Meter 10 2·64% Eisen als FeCO_3 . Der unlösliche Rückstand beträgt bei Meter 10 43·33%, Meter 20 55·04%, Meter 30 32·92%.

Zum im Streichen verlaufenden, zirka 100 m langen O-Stollen:

Schwach karbonatisch sind die Proben vom Schritt 20 und 95, karbonatisch die Proben vom Schritt 25 bis 90 und Schritt 100 bis 103. Wenig Fe besitzen die Proben vom Schritt 0 bis 25 und Schritt 35 bis 103, viel Fe die Probe vom Schritt 30. Bei der Probe vom Schritt 25 wurden 9·83%, vom Schritt 90 4·35% zweiwertiges Eisen als FeCO_3 errechnet. Der unlösliche Rückstand ergibt von Schritt 20 = 105 in Prozenten: 20 = 32·66; 25 = 23·97; 30 = 27·41; 35 = 26·65; 40 = 31·39; 45 = 40·04; 50 = 44·99; 55 = 55·49; 60 = 36·48; 65 = 28·47; 70 = 25·15; 75 = 35·32; 80 = 23·86; 85 = 27·94; 90 = 39·81; 95 = 22·16; 100 = 27·77; 105 = 37·92%.

Zum fast im Streichen vorgetriebenen, zirka 70 m langen W-Stollen:

Die Proben sind karbonatisch und besitzen wenig Fe. Die Probe vom Meter 8 hat z. B. 2·32% zweiwertiges Eisen als FeCO_3 . Der unlösliche Rückstand beträgt in Prozenten von 10 zu 10 Schritten: 10 = 53·15; 20 = 50·05; 30 = 40·07; 4 = 057·63; 50 = 49·83; 70 = 11·30; 80 = 59·76; 90 = 37·42; 100 = 70·94%.

Sämtliche auf Tafel II vermerkten Proben enthalten organische Substanz.

E. Die Manganschiefer Firstsattel—Obere Alm (Tafel XII, Kartenskizze I: 10.000 und Fig. a, b, c)¹⁾ sind nicht wie bei den bisherigen Vorkommen Bestandteil mächtiger Strubbergschichten. Liegen in den vorhergehenden Profilen Mächtigkeiten bis zu rund 250 m vor, so reduzieren sie sich am Firstsattel auf maximal 100 m und südöstlich der Oberen Alm bis auf Null Meter. Vom Firstsattel gegen O, wo sich die Strubbergschichten durch seitlichen Übergang in Oberlias-Dogger Kieselkalke verlieren, herrschten eben zunehmend geänderte Sedimentationsbedingungen vor (S. 168). Während sich bisher — am besten im Profil des Sattelberges — zwischen Krinoiden-Plattenkalke und den ertragenden Ablagerungen im wesentlichen taube Ablagerungen einschalteten, ist hier die Vererzung direkt an die Grenze zum stratigraphisch-basalem Gestein der Strubbergschichten verlegt: an der Schallwand bis zur Höhe des Firstsattels und im Bereich nördlich der Oberen Alm an die Krinoiden-Plattenkalke, bei der Oberen Alm an die Oberlias-Dogger Kieselkalke. Relativ unbedeutende

¹⁾ Auf der geologischen Karte (Tafel IX) Manganschiefer-Vorkommen Nr. 8, 9, 10.

Manganschiefer-Vorkommen an der S-Seite des Efetleck¹⁾, südlich der K. 810 am südlichen Vorderen Strubberg und am Höllkar²⁾ leiten die zunehmende Vererzung der Liegendschichten ein, wie sie gegen die Obere Alm zu auffällig wird.

Der durchschnittliche Mangangehalt der stark zerrütterten Manganschieferzone am Firstsattel liegt bei 4·25%. Hier wie im Bereich der Oberen Alm handelt es sich um kieselige und karbonatische Gesteine. Sie keilen 1 km südöstlich der Alm völlig aus, so daß sich — weil die Manganschiefer zunehmend flach in den engen Faltenwurf des Kieselkalkes einbezogen sind — in dieser Richtung die abbauwürdige Teufe auf Null reduziert. An der Hütte der Oberen Alm reicht sie z. B. nur noch maximal zirka 60 m in die Tiefe (siehe S. 184).

Erläuterung zu Tafel XII, Fig. b: Die Manganschiefer des Firstsattels.

Probe Nr.	karbonatisch	Mn in %	Unlöslicher Rückstand in %	Probe Nr.	karbonatisch	Mn in %	Unlöslicher Rückstand in %
1	sehr schwach	7·62	62·60	9	schwach	2·64	56·20
2	stärker	4·12	36·81	10	stärker	5·41	23·04
3	„	0·97	59·73	11	sehr schwach	8·15	26·24
4	schwach	0·66	72·85	12	schwach	1·62	48·34
5	stärker	2·18	9·93	13	sehr schwach	1·02	51·12
6	schwach	2·01	43·74	14	schwach	4·35	42·93
7	„	5·61	26·42	15	„	5·24	41·21
8	„	0·18	77·66				

In den Proben 1—3 und 5 wurden höhere Manganoxyle nachgewiesen. Probe 5 ist ein Weichmanganerz mit nierenförmiger Oberfläche. Fast alle Proben weisen einen mehr oder weniger starken metallischen Glanz auf.

Alle Proben besitzen einen geringen Eisengehalt; bei der Probe 8 wurden z. B. 0·58% zweiwertigen Eisens als FeCO_3 berechnet.

2. Die Genesis der Manganschiefer

Die Bildung der Manganerze in den Strubbergsschichten ist als sedimentär, durch Absatz des Mangans im Meerwasser, anzusehen. Dies bestätigt die Mikrofauna (S. 201). Die Erzanreicherung hält sich in den zirka 200 m mächtigen Strubbergsschichten im Bereich vom Lammereck bis zum Vorderen Strubberg an einen bestimmten stratigraphischen Horizont. Im allgemeinen sind die liegenden, schiefrigen Gesteine (im wesentlichen kalkig-kieselige Mergelschiefer) mit ihren Breccienlagen taub oder manganarm. Die in den hangenden Strubbergsschichten eingeschalteten, zirka 40 m mächtigen, weniger verschieferten Kieselkalke sind hingegen relativ manganreich.

Eine Abweichung liegt bloß im Seitenzweig der Strubbergsschichten gegen den Firstsattel und der Oberen Alm vor. Krinoiden-Plattenkalke und leicht manganvererzte, hellgraue Kieselkalke, beide Oberlias und Dogger (?), bilden hier teils das unmittelbare Liegende der Manganschiefer. Im O der Oberen Alm werden sie gänzlich von den Kieselkalcken durch seitlichen Übergang abgelöst, während sie nördlich der Alm stellenweise

¹⁾ Eine Probe mit 22·31% Mn, 7·15% Fe.

²⁾ Eine Probe mit 7·15% Mn, 3·46% Fe.

mit den Krinoiden-Plattenkalken wechsellagern. Südlich der Spindelmaisalm, am N-Hang des Ahornkars, sind den Strubbergschiefern auch reine Radiolarite benachbart.

Die Herkunft des sedimentären Erzes kann man durch die Einschwemmung vom Festland oder durch submarine Verwitterung¹⁾ zu erklären versuchen. Die Assoziation der Radiolarien und anderer kieselschaliger Mikroorganismen mit dem Mangan (S. 200) ist aber zu auffällig, um nicht auf die weltweite Beziehung der Manganerze zu den Radiolariten und damit auf eine andere Bildungsweise verwiesen zu werden. Die Radiolarit-Manganerze lassen sich nämlich überall mit basischen Eruptionen in Zusammenhang bringen. So in Graubünden, in Toskana und Ligurien, in Bosnien, im Ural, in Spanien, Schottland, Neufundland, Nordamerika und Borneo (Th. Geiger [1938]). Man muß sich die Frage stellen, ob hier nicht etwa ähnliche Verhältnisse maßgebend gewesen sind, wie sie sich z. T. Th. Geiger bei der Entstehung der unterostalpinen Graubündner Oberjura-Radiolariterze vorstellt; SiO₂-haltige manganreiche Lösungen subaquatisch-eruptiver Vorgänge gelangten ins Meer und gaben dort Anlaß zur Anhäufung von Radiolarien. Geologen petrographischer Richtung haben Argumente angeführt, wonach „die Eruptionen die Bildung von Radiolarienhornstein begünstigen oder gar kausal bedingen“ (E. Wenk). Nach J. Murray (1891) würde die geringe Konzentration der Kieselsäurelösungen im Meerwasser nicht ausreichen, die zahlreiche kieselschalige Mikrofauna zu erklären.

In Graubünden geben beispielsweise die benachbarten Ophiolithe einen wertvollen Anhaltspunkt. Im Tennengebirge scheint vielleicht folgender Fingerzeig gegeben: Inmitten der Manganschiefer des Firstsattels fand sich eine meterlange glasig-grüne Gesteinsschliere, die gemäß der freundlichen Prüfung durch die Herren Dr. S. Prey und Dr. E. Zirkl sich als Serpentin herausstellte. Typisch ist die strukturelle Anordnung von Chlorit und Quarz, wie sie unter dem Mikroskop deutlich wird. Bemerkenswerterweise ist das Gestein von einer zirka 2 cm dicken Manganoxydkruste (21.3% Mn, 26.49% unlöslicher Rückstand) umgeben und durchadert. Das ist sonst bei keinem der zahlreichen tektonisch den Manganschiefern eingeschalteten Gesteinen ersichtlich gewesen.

Es muß zugegeben werden, daß die erzführenden Radiolariengesteine anderer Länder oft sehr von der Fazies der Gesteine in den Strubbergschichten abweichen. Während in diesen das Erz staubförmig-schichtig im kiesel- wie kalkreichen Sediment verteilt ist, besitzen jene meist den Habitus eines reinen Radiolarits, in dem das Erz in Bändern und in Lagen angereichert ist (z. B. Graubünden, Bosnien). Andererseits muß aber jene Abweichung als belanglos erscheinen, denn in Bulgarien werden beispielsweise sedimentäre, sicherlich an den submarinen Andesitvulkanismus gebundene Manganlagerstätten sogar in Mergeln vorgefunden (W. E. Petraschek [1940]). Es sind kieselsäurereiche Senonmergel.

Wie G. Steinmann (1906) aufzeigt, sind die Radiolarite in den Alpen und im ligurischen Apennin im wesentlichen im Malm vertreten. F. Katzer (1906, S. 220) beweist hingegen, daß die bosnischen Radiolarite schon im Lias ansehnliche Verbreitung besitzen. Es erscheint vergleichsweise bedeut-

¹⁾ Das Erz entstammt in einem solchen Fall dem Meeresboden (K. Hummel [1922]).

sam, daß die bosnischen Manganradiolarite einen engen Verband mit Mergelkalken aufweisen, welche der ammonitenführenden Lias-Dogger-Zone angehören. Dunklere, kieselige Mergel wechsellagern mit kalkigen Radiolariten und Radiolaritschiefern. Auch F. Katzer erläutert die Genesis durch Eruptionen am Meeresgrunde.

Wie immer man in bezug auf die manganvererzten, mergeligen Kieselkalke der Tennengebirgs-Strubbergsschichten deuten will, auffällig bleibt der Reichtum kieselschaliger Mikroorganismen, deren Bildung gewiß syngenetisch mit der Manganerzbildung vor sich ging (vgl. S. 200).

Der zum Eisengehalt relativ hohe Mangangehalt bei marinen und limnischen Seeausscheidungen liegt, wie G. Berg und F. Friedensburg (1942, S. 6) erläutern, in der Trennung von Mangan und Eisen, die ihre Ursache in den so maßgebenden chemischen Unterschieden zwischen dem kolloidal gelösten Eisen und dem Mangan hat.

Neben der Frage nach der Herkunft des Erzes ergibt sich die Frage nach der Art der Erzfüllung. Sie kann auf rein anorganischem Wege oder aber auch auf biochemischem Wege durch manganabscheidende Bakterien zustande gekommen sein. Für die Bedeutung einer bakteriellen Bildungsweise wird zunehmend eingetreten (G. A. Thiel [1925], N. Cholodny [1926], W. J. Vernadsky [1930], C. Zapffe [1931], P. Dorff [1935], E. Naumann [1936], C. R. Baier [1942], F. Ruttner [1942], H. Schneiderhöhn [1923, 1944] u. a.).

Einige Dünnschliffe von den Manganschiefern scheinen Aufschluß zu geben: Neben den kieselschaligen Mikroorganismen (S. 201)¹⁾ treten dort, wo sich der äußerst feinkörnige Manganstaub in der kryptokristallinen bis dispersionsartigen kieselig-kalkigen Grundmasse mehrt, unzählige kugelige Gebilde auf, deren Außendurchmesser stets durchschnittlich 0.005—0.01 mm beträgt. Deutlich sammeln sie den Manganstaub an ihrer Oberfläche an. Gegen die Gesteinsoberfläche, wo sich, durch die Verwitterungsvorgänge verursacht, eine dunkle Braunsteinkruste bildet, wird es um so deutlicher, wie tief das Erz in diese kleinsten Gebilde hineinreicht. Das Innere der Kügelchen ist manganleer, bzw. -arm und enthält die dispersionsartige Grundmasse. Größe und Beschaffenheit der weder einen konzentrischen Schalenbau besitzenden noch radialstrahligen Kugelgebilde sprechen dagegen, sie einfach als Ooide eines „Oolitherzes“ anzusprechen¹⁾. Die ihrer Entstehung nach noch unergründeten, relativ seltenen Manganoxydooide erreichen nach G. Berg und F. Friedensburg (1942, S. 8) bis zu Kirschgröße.

Die Form, der durchwegs wenige μ betragende Durchmesser der mikroskopisch kleinen manganschaligen Kügelchen, lassen es vielmehr für möglich erachten, daß es sich um fossile Anzeichen niederer manganabscheidender Bakterien handelt, wie sie z. B. E. C. Harder (1919) und A. Thiel (1930) beschrieben und abgebildet haben. Das oxydische Manganerz mag auf ähnliche Weise hervorgegangen sein, wie es sich C. R. Baier (1942) und H. Schneiderhöhn (1944) bei der Fällung von Eisenhydroxyd vorstellen: Das Manganoxyd kann, neben der indirekten Einwirkung, einerseits aktiv als Stoffwechselprodukt der Bakterie ausgeschieden worden

¹⁾ Mikroaufnahmen sind beigelegt in: B. Plöching, „Fossile Bakterien in den Tennengebirgs-Manganschiefern“ Mikroskopie, Bd. 8, 1952, Heft 7/8.

sein, andererseits passiv durch die chemischen und physikalischen Reaktionen mit den Bestandteilen an der Oberfläche des Mediums.

Die Möglichkeit einer bakteriogenen Bildung wird durch kleinste Kugelformen anderer Art noch deutlicher, die in den fast erzfreien, kohleähnlichen Schiefen im Liegenden der manganreichen Zone am südlichen Vorderen Strubberg vorzufinden sind: Eisensulfidkügelchen mit bis 0.01 mm, zumeist aber nur wenige μ , betragenden Durchmesser, gruppieren sich innerhalb der kryptokristallinen, kalzitischen Grundmasse zu Nestern, die eine Länge von 0.3 mm erreichen. Sie treten hierin in größerer Anzahl und in jeweils ziemlich gleicher Größe nebeneinander oder verwachsen auf. Übergeordnet zeigen sie eine schichtige, wolkenförmige Anordnung. Nicht selten gesellen sich größere kubische Pyritkristalle dazu. In einzelnen Fällen erkennt man, daß ein größeres, zirka 0.03 mm Durchmesser besitzendes globales Gebilde aus einer großen Anzahl kleiner Kügelchen besteht. Stets ist so ein größeres Gebilde von einem Kieselsäurehof umgeben. Wie an den benachbarten, unverhältnismäßig größeren Radiolarien, so macht sich auch hier eine teilweise randliche Verdrängung der Kieselsäuresubstanz durch Kalzit bemerkbar.

H. Schneiderhöhn (1944, S. 196) stellt den allgemeinen Grundsatz auf, daß es sich bei mikroskopisch kleinen Punkthäutchen von Pyrit in Faulschlammablagerungen und auch in bitumenärmeren Gesteinen um vererzte Schwefelbakterien oder die Produkte von Schwefelbakterien-Kolonien handelt. Obwohl C. R. Baier (1942) sagt, daß es bei den meist indirekt bakteriogenen Prozessen der Eisensulfidbildung nicht zu erwarten ist, daß man morphologisch erkennbare Spuren der beteiligten Bakterien fossil findet, so glauben wir doch mit H. Schneiderhöhn (1944, S. 196), daß Form und Dimensionen dabei den Bakterien ähnlich sein können. Auch dürfte der Kolonienverband nach der Vererzung z. T. erhalten geblieben sein.

Was den für die obige Deutung erforderlichen Bitumengehalt des Gesteines betrifft, ist darzulegen, daß durch die chemische Analyse in zahlreichen Proben eine graphitische Substanz nachgewiesen werden konnte (S. 222). Sie mag im Laufe der Diagenese aus dem Bitumen hervorgegangen sein. Es wäre interessant zu wissen, ob und in welchem Maße die tektonische Beanspruchung bei der Überschiebung des Juvavikums daran beteiligt ist (vgl. Schneiderhöhn [1944]).

Nach den vorgebrachten Erfahrungen kann es als sehr wahrscheinlich angesehen werden, daß es sich bei den winzig kleinen Kugelformen in den manganreichen Schiefen um Bildungen von Manganbakterien handelt, während in den graphitreichen, fast tauben Liegendenschiefern Anzeichen vererzter Schwefelbakterien vorliegen.

Auf die epigenetische Erzanreicherung der Manganoxyde durch Verwitterungsvorgänge, somit auch auf den Zusammenhang der tiefer greifenden Zerrüttungen mit der Tektonik, ist schon mehrmals hingewiesen worden (S. 208, S. 209, S. 210, S. 213). Das Oberflächenwasser bringt das Mangan in Lösung, führt es zu den feinen Rissen und Klüften und verursacht so deren Pyrolusitfüllung. Möglicherweise ist ein Maß der Oberflächenverwitterung aus dem Vergleich der Vererzungswerte im O-Stollen mit den Werten der Proben obertags (S. 211 und Tafel XI) abzuleiten. Auf

Grund der Verschieferung und der reichen Zahl von Verwerfungen ist eine Grenze zwischen der primären und der sekundären Vererzung kaum anzugeben¹⁾. Es dürfte aber diesbezüglich die Beobachtung von Wert sein, daß ein Gesteinssplitter eines unverwitterten, dem Dünnschliff gemäß klüftlosen Kieselkalkes vom Lammereck noch fast 14% Mn aufwies, so daß auch deshalb die Annahme zutreffen mag, wonach die von der Verwitterung unbeeinflussten Manganschiefer einen schichtenweise wechselnden, seitlich mehr oder weniger anhaltenden Mangangehalt von bis etwa 15% besitzen.

3. Chemisch-analytische Verfahren und Probleme bei den Manganschiefern von Abtenau

Von Oskar Hackl

Im folgenden soll hauptsächlich über Analysenmethoden berichtet werden. Von speziellen Ergebnissen der Untersuchung von 163 Mustern werden nur jene angegeben, welche in der Veröffentlichung des Herrn Dr. Plöschinger nicht enthalten sind.

Die Analysenverfahren, welche zur Untersuchung von Manganerzen ausgebildet sind, bezwecken vor allem die für die Praxis wichtige Ermittlung des Gesamt-Mangans und konnten deshalb hier auch nur für diese Bestimmung (und die des unlöslichen Rückstands) angewendet werden, wobei sie übrigens wegen der in den vorliegenden Schiefern vorhandenen organischen Substanz abgeändert werden mußten (durch Glühen der Einwaage).

Die vorhandenen Methoden zur Braunstein-Analyse beschränken sich auf die Bestimmung des „wirksamen Sauerstoffes“, bzw. derjenigen Menge höherer Manganoxyde, welche nach eventuell teilweiser Reduktion derselben durch vorhandene reduzierende Bestandteile übrigbleiben. Dadurch ist also der ursprüngliche Gehalt an höheren Manganoxyden bei Gegenwart von zweiwertigem Eisen nicht feststellbar. Zweiwertiges Eisen wurde aber in diesen Erzen weit verbreitet gefunden (siehe später).

In den vorliegenden, häufig stark karbonatischen Erzen war damit zu rechnen, daß (abgesehen von der unlöslichen Gangart, Kalzium usw.) zweiwertiges Mangan, höhere Manganoxyde, zweiwertiges Eisen und dreiwertiges Eisen vorhanden sind, wenn auch nicht immer alle gleichzeitig. Die Möglichkeit der Bestimmung hängt da sehr von den Verbindungsformen und ihren Löslichkeiten ab. Liegt z. B. zweiwertiges Eisen oder zweiwertiges Mangan in Form eines wasserlöslichen Salzes vor, so sind die Trennungen und Bestimmungen nicht schwierig. Anders in den vorliegenden Erzen, wo die betreffenden Verbindungen säurelöslich sind. Auch in diesem Fall wäre zweiwertiges Mangan von höherwertigem Mangan unterscheidbar und sind beide nebeneinander bestimmbar. Wenn jedoch neben den beiden Manganformen noch zweiwertiges Eisen vorhanden ist, so läßt sich die Bestimmung auch nur einer der beiden Manganformen nicht durchführen

¹⁾ Sofern sich nicht die S. 207 genannte Faustregel als eine hierfür brauchbare, einfache Untersuchungsmethode herausstellen sollte. Zumindest wird durch die Braunfärbung des Pulvers einer Untertagsprobe der intensivere Verwitterungseinfluß erkannt.

und ist sogar der qualitative Nachweis höherer Manganoxylde von dem Mengenverhältnis zum zweiwertigen Eisen abhängig. Kommen da die genannten drei bzw. vier Bestandteile nebeneinander vor, so stößt die Bestimmung sogar nur eines einzigen derselben auf unüberwindlich erscheinende Schwierigkeiten, weil beim üblichen Auflösen höhere Manganoxylde und zweiwertiges Eisen wechselseitig aufeinander einwirken unter Entstehung von zweiwertigem Mangan und dreiwertigem Eisen, wodurch auch die Mengen dieser beiden letzteren Bestandteile verändert werden. Auch durch qualitative Analyse ist aber im allgemeinen nicht feststellbar, welche dieser Bestandteile ursprünglich vorhanden sind, weil dabei gleichfalls die genannten Veränderungen vor sich gehen. Es kann nur ein eventuell verbleibender Überschuß an höherem Manganoxylde oder zweiwertigem Eisen ermittelt werden und die Möglichkeit des sicheren Nachweises eines bestimmten dieser Bestandteile ist somit im einzelnen Fall von der jeweiligen günstigen oder ungünstigen Zusammensetzung der betreffenden Probe abhängig.

Infolge dieser Schwierigkeiten ist dieses Gebiet in der analytischen Literatur ganz vernachlässigt ¹⁾ und es kann mit Sicherheit nur das Gesamt-Mangan und Gesamt-Eisen bestimmt werden. Als weitere Komplikation kommt bei den vorliegenden Erzen noch die Gegenwart organischer Substanz dazu.

Anfänglich wurden die Probenpulver im Originalzustand mit konzentrierter Salzsäure behandelt, wobei sich neben Kohlensäure öfter starke Chlor-Entwicklung zeigte, wodurch die ursprüngliche Gegenwart höherer Manganoxylde bewiesen war. Da u. a. beim Erhitzen der Auflösungsrückstände gefunden wurde, daß die Proben organische Substanz enthalten, so wurde vor Bestimmung des Gesamt-Mangans jede Einwaage zuerst geglüht und erst dann mit Salzsäure behandelt, eventuell noch vorhandenes zweiwertiges Eisen mit Kaliumchlorat vollständig oxydiert, dann das freie Chlor restlos ausgetrieben, verdünnt, filtriert und der gewöhnlich dunkle Rückstand nach dem Waschen und Glühen gewogen. Er wurde beim Glühen infolge der Verbrennung der organischen Substanz gewöhnlich licht.

In der Lösung wurde nach Fällung des Eisens mit Zinkoxylde das Mangan mit Permanganat titriert, wobei zuerst stets eine Vorprobe mit einem aliquoten Teil ausgeführt wurde. So ergab sich das säurelösliche Gesamt-Mangan.

Die Prüfung auf freies Chlor ist sowohl beim Auflösen der nichtgeglühten Pulver mit Salzsäure als auch beim erforderlichen Vertreiben des Chlors sehr wichtig. Sie wurde anfangs mit dem üblichen Kaliumjodid-Stärke-Papier vorgenommen. K. Fabich bemerkte wiederholt, daß dies unzuverlässlich ist, weil auch bloße Salzsäuredämpfe deutlich reagierten. Es entstand die Vermutung, daß vielleicht die verwendete Salzsäure durch teilweise Selbstzersetzung schon freies Chlor enthält. Aber auch nach Reinigung der Säure mit Quecksilber trat noch eine schwache Reaktion ein. Auf der Suche nach einem geeigneteren Reagens wurde eine ganz frische farblose Mischung von ferri-frei reduziertem Ferrosulfat und Kaliumrhodanid ver-

¹⁾ Siehe darüber O. Hackl „Höhere Manganoxylde in der Silikatgesteinsanalyse“, Zeitschr. f. analyt. Chemie, 125, S. 81 (1943).

wendet, doch ist diese Lösung zu stark luftempfindlich. Dagegen bewährte sich Benzidin-Lösung sehr. Auch Prüfungen mit Salzsäure auf höhere Manganoxyde wurden später mit diesem Reagens ausgeführt.

Beim Auflösen nicht geglähter Originalpulver zeigte sich bei einer größeren Zahl derselben durch starke Chlorentwicklung die ursprüngliche Gegenwart höherer Manganoxyde an.

Andererseits ließ sich in einzelnen Fällen die Gegenwart von zweiwertigem Mangan feststellen (siehe später).

Es konnte aber keine allgemein (in jedem Fall) brauchbare qualitative Unterscheidung und noch weniger eine quantitative Trennung bzw. Bestimmung der beiden Manganformen oder nur einer derselben durchgeführt werden, weil häufig zweiwertiges Eisen nachweisbar war, durch welches die Unterscheidung der beiden Manganformen schwer gestört wird. Höhere Manganoxyde werden nämlich dadurch zu zweiwertigem Mangan reduziert und es ist dann nicht allgemein feststellbar, ob höheres Manganoxyd ursprünglich vorhanden war oder nicht, auch nicht unterscheidbar, ob das zweiwertige Mangan ursprünglich vorhanden war oder erst durch Reduktion gebildet wurde; Prüfung auf dreiwertiges Eisen gibt darüber keinen Anhaltspunkt, weil dieses auch schon ursprünglich vorhanden sein kann.

Es läßt sich aber auch nicht in jedem Fall feststellen, ob ursprünglich störendes zweiwertiges Eisen vorhanden ist oder nicht, weil dieses durch höhere Manganoxyde beim Auflösen zu dreiwertigem Eisen oxydiert wird. Die Möglichkeit sogar bloß qualitativer Feststellungen bezüglich dieser Wertigkeitsformen des Mangans und Eisens hängt im einzelnen Fall ganz von ihren Mengenverhältnissen im Originalpulver ab. Es kann höheres Manganoxyd wie auch zweiwertiges Eisen nur dann aufgefunden werden, wenn es (chemisch) im Überschuß vorhanden ist. Beim zweiwertigem Mangan ist es noch schwieriger, weil, auch wenn es aufgefunden wird, nicht sicher ist, ob es schon ursprünglich vorhanden war oder erst durch Reduktion (seitens zweiwertigen Eisens oder der Säure) entstand. Nur wenn beim Auflösen jede Reduktion höherer Manganoxyde durch Säure oder zweiwertiges Eisen ausgeschaltet wäre und nachher kein dreiwertiges Eisen nachweisbar wäre, könnte angenommen werden, daß aufgefundenes zweiwertiges Mangan schon ursprünglich vorhanden war; obwohl es sehr leicht möglich ist, daß im Originalpulver zweiwertiges Mangan und dreiwertiges Eisen schon nebeneinander vorkommen.

Man kann also zusammenfassend bezüglich der Untersuchung des nicht geglähten Originalpulvers erklären: Wenn höhere Manganoxyde beim Auflösen nachweisbar sind, dann waren sie sicher ursprünglich vorhanden; jedoch ist ursprüngliches höheres Manganoxyd wegen der Reaktion mit zweiwertigem Eisen nicht immer nachweisbar und kann deshalb aus dem negativen Ausfall einer Prüfung darauf nicht auf seine ursprüngliche Abwesenheit geschlossen werden.

Wenn zweiwertiges Eisen nach dem Auflösen nachweisbar ist, dann war es sicher auch ursprünglich vorhanden; d. i. aber gleichfalls nicht umkehrbar.

Ist zweiwertiges Mangan nachweisbar, so beweist das nicht, daß es ursprünglich als solches vorhanden war; ist es aber nicht nachweisbar, so war es auch ursprünglich nicht vorhanden.

Ursprünglich vorhandenes dreiwertiges Eisen bleibt nachweisbar; nachgewiesenes ist aber nicht sicher als solches ursprünglich vorhanden gewesen bzw. nur teilweise, sondern kann bei Gegenwart höherer Manganoxyde durch Oxydation aus zweiwertigem Eisen entstanden sein; dabei kann überdies auch ursprüngliches dreiwertiges Eisen vorhanden sein.

Durch vorhandene organische Substanz, welche vor manchen Untersuchungen entfernt werden muß, treten weitere Komplikationen ein, denn beim Glühen ändern sich die Verhältnisse abermals, weil dabei sowohl hier in Betracht kommende zweiwertige Manganverbindungen (besonders Carbonat) als auch solche des zweiwertigen Eisens oxydiert werden, anderseits höhere Manganoxyde durch organische Substanz reduziert werden können; doch würde diese Erörterung hier zu weit führen. Es sei nur noch darauf hingewiesen, daß aus Farbänderungen des Originalpulvers beim Glühen im allgemeinen kein Schluß auf Vorhandensein organischer Substanz bzw. deren Menge gezogen werden kann. Eisencarbonat und Mangan-carbonat oxydieren sich nämlich dabei und färben dadurch die Probe viel dunkler; nur wenn von zweiwertigem Eisen und Mangan sehr wenig vorhanden ist, entsteht beim Glühen durch die Verbrennung des Kohlenstoffs eine lichtere Färbung. Regelmäßig tritt dies aber sehr auffallend ein, wenn durch Behandlung mit Salzsäure die Mangan- und Eisenverbindungen gelöst werden und der verbleibende dunkle Rückstand, welcher die organische Substanz enthält, dann geglüht wird.

Über die Ausbildung eines Verfahrens zur sicheren Unterscheidung von ursprünglichem zweiwertigem Mangan und höheren Manganoxyden nebeneinander bzw. ihrer quantitativen Bestimmung, bei Gegenwart von zweiwertigem Eisen, wurden viele Versuche in verschiedener Richtung ausgeführt, doch sind die zahlreichen Möglichkeiten noch lange nicht erschöpft. Eine Lösung dieses Problems ist dadurch bereits prinzipiell gefunden, jedoch hier noch nicht praktisch anwendbar, weil die organische Substanz und auch Schwefelkies weitere Komplikationen herbeiführen. Hinderlich war aber auch, daß die Neueinrichtung unseres Laboratoriums nach Reparatur der Bombenschäden erst teilweise durchgeführt ist und einige erforderliche Anschaffungen von Geräten und schwer erhältlichen Reagenzien noch nicht möglich waren.

Da die hauptsächlichste Störung das zweiwertige Eisen bildet, so wurden mehrere Proben auf diesen Bestandteil untersucht, u. zw. mit einem Lösungsverfahren durch heiße verdünnte Schwefelsäure im Kohlensäurestrom. Dabei wird während der Auflöser eine Oxydation des zweiwertigen Eisens durch Chlor oder Luft vollständig vermieden, eine Oxydation durch höhere Manganoxyde aber nicht. Zur qualitativen Prüfung auf zweiwertiges Eisen in einem Teil der Lösung wurde Kaliumferricyanid verwendet. Nach Literaturangaben reagiert zwar auch zweiwertiges Mangan in saurer Lösung mit diesem Reagens, wodurch eine mögliche Störung zu befürchten war. Diesbezügliche Versuche zeigten aber, daß diese Mangan-Reaktion so wenig empfindlich ist, daß sogar noch sehr wenig zweiwertiges Eisen neben größeren Mengen Mangan nachweisbar ist. Etwas größere Mengen von zweiwertigem Eisen wurden titriert.

Der erhaltene Auflösungs-Rückstand konnte auf höhere Manganoxyde geprüft werden. Die Ergebnisse sind folgende:

Bezeichnung der Probe	Zweiwertiges Eisen berechnet als		Höhere Manganoxyde
	Fe	FeCO ₃	
Firstsattel Nr. 1	nicht nachweisbar		vorhanden
„ „ 8	0·28% = 0·58%		nicht nachweisbar
Serpentinumkrustung (Firstsattel) ..	nicht nachweisbar		vorhanden
Lammereck O-Seite, Nr. 2	„	„	nicht „
„ „ „ 19	1·30% = 2·69%		nachweisbar
S-Seite des Vord. Strubberges:			
180 m N 70° W vom Mundloch d.			
O-Stollens Nr. 13	nicht nachweisbar		vorhanden
100 m N 70° W vom Mundloch d.			
O-Stollens, Nr. 9	2·83% = 5·86%		nicht nachweisbar
O-Stollen, Schritt 25	4·74% = 9·83%		„ „
„ „ „ 90	2·09% = 4·35%		„ „
W-Stollen, m 8	1·12% = 2·32%		„ „
S-Stollen, m 10	1·27% = 2·64%		„ „
M-Stollen, NW-Strecke, m 11	5·14% = 10·66%		„ „
„ „ „ „ m 17	1·12% = 2·32%		„ „
„ „ „ „ SW-Strecke, m 12	5·42% = 11·24%		„ „
„ „ „ „ „ m 14	0·92% = 1·91%		„ „

Damit ist die weite Verbreitung des zweiwertigen Eisens bewiesen und auch neuerlich die ursprüngliche Gegenwart höherer Manganoxyde. Scheinbar geht aus dieser Zusammenstellung hervor, daß zweiwertiges Eisen und höheres Manganoxyd nicht gleichzeitig in einer Probe vorkommen, sondern einander ausschließen. Das gilt aber nicht für die ursprünglichen Proben, weil während des Auflösens auch hier die wechselseitige Reaktion zwischen zweiwertigem Eisen und höherem Manganoxyd eintritt, wobei nur der jeweils überschüssige Bestandteil übrigbleibt und der andere verschwindet. Dadurch ist auch klar, daß eine der üblichen Bestimmungen der höheren Manganoxyde bei diesen Erzen zum mindesten in vielen Fällen falsch, nämlich viel zu niedrig, ausgefallen wäre.

Die obigen Gehalte an zweiwertigem Eisen sind Mindestgehalte, d. h. es ist jeweils mindestens die angegebene Menge vorhanden, sie kann aber im Originalpulver größer sein, weil auch bei dieser Art der Auflösung eine Oxydation des zweiwertigen Eisens durch höheres Manganoxyd nicht verhindert werden kann. Infolgedessen geben diese Resultate kein Maß für das ursprünglich vorhandene zweiwertige Eisen und sind nicht einmal relativ untereinander vergleichbar, weil sie auch abhängig sind von der jeweils vorhandenen Menge höherer Manganoxyde. Demnach kann eine Probe A mit einem kleineren Resultat an zweiwertigem Eisen als eine Probe B, im Originalpulver einen größeren Gehalt an zweiwertigem Eisen besitzen, als die Probe B¹⁾. Es ist dadurch sogar möglich, daß eine Probe mit einem ursprünglichen Gehalt an zweiwertigem Eisen bei der Prüfung darauf gar kein zweiwertiges Eisen ergibt¹⁾.

Quantitative Bestimmungen der höheren Manganoxyde in dem mit verdünnter Schwefelsäure erhaltenen Rückstand wurden deshalb nicht ausgeführt, weil sich dabei auch nur nicht vergleichbare Mindestgehalte im

¹⁾ Ohne Analysenfehler im gewöhnlichen Sinn des Wortes.

obigen Sinn ergeben hätten, und sogar negative Resultate nicht die ursprüngliche Abwesenheit höherer Manganoxyde beweisen.

Bezüglich des zweiwertigen Mangans konnte wenigstens in einigen Fällen günstiger Zusammensetzung auf einem komplizierten Umweg aus den Analysenresultaten des Mangan- und Eisengehaltes rechnerisch der Beweis seiner ursprünglichen Gegenwart erbracht werden und auch der Mindestgehalt ermittelt werden. Er beträgt bei

	Gesamt- mangan	Zweiwertiges Mangan
Vord-Strubberg, S-Seite: Mittelstollen, SW-Strecke, m 1	12.4%	0.9%
Mittelstollen, SW-Strecke, m 8	14.4%	6.7%

In einigen Proben wurde auch die Kieselsäure quantitativ bestimmt, weil eine geologische Vermutung bestand, daß der Mangangehalt mit dem Kieselsäuregehalt parallel geht, obwohl die Untersuchungen bereits gezeigt hatten, daß hoher unlöslicher Rückstand gewöhnlich mit niedrigem Mangangehalt verbunden ist und viel Mangan mit relativ geringem Rückstand. Bei der Ausführung dieser Bestimmungen wurde (durch Behandeln mit Salzsäure, Aufschließen des Rückstandes, Lösen in Salzsäure und Vertreiben des Chlors vor dem Eindampfen) besonders darauf geachtet, daß keine Einwirkung von freiem Chlor auf Platin eintritt. Die Resultate sind:

Bezeichnung	SiO ₂	Unlös- Rückstand	Gesamt- Mangan
Lammereck O-Seite, Nr. 2	42.63%	44.59%	13.83%
O-Seite, Nr. 10 (ausgesuchtes Stück).....	15.29%	17.74%	13.82%
W-Stollen, m 1	45.15%	53.15%	0.61

Dadurch ist bewiesen, daß die Gesamtkieselsäure und Mangan nicht in Zusammenhang stehen. Während die Proben 2 und 10 den gleichen Mangangehalt haben, ist ihr Gehalt an unlöslichem Rückstand bzw. Kieselsäure sehr verschieden. Und die Proben 2 und 1 besitzen fast den gleichen Kieselsäuregehalt, aber sehr verschiedene Mangangehalte. Das stimmt überein mit früheren Untersuchungen aus dem Jahre 1945, welche ausgeführt wurden, weil Dr. Cornelius bezweifelte, daß die Gehalte an Kieselsäure und unlöslichem Rückstand zusammenhängen; auch damals ergab sich eindeutig deren engster Zusammenhang.

Organische Substanz wurde bald nach Beginn der Analysen weit verbreitet aufgefunden. Die Untersuchung der näheren Natur ergab, daß es sich nicht um Bitumen und auch nicht um Kohle handelt, sondern daß graphitische Substanz vorliegt. Quantitative Bestimmungen des Kohlenstoffgehaltes wären nach Zersetzung der Karbonate sowohl durch Elementaranalyse als auch durch nasse Oxydation möglich, waren jedoch wegen Beschädigung bzw. Zerstörung der betreffenden Apparaturen nicht ausführbar und deren Nachschaffung konnte nicht vorgenommen werden.

Eine wenigstens angenäherte Bestimmung dieses Gehaltes durch Glühverlust beinhaltet mehrere Fehler durch hygroskopisches Wasser, Carbonate, Oxydationen von zweiwertigem Eisen, zweiwertigem Mangan und Schwefelkies. Diese könnten zwar durch passende Vorbehandlung und Zuschläge vermieden werden, aber der Fehler durch chemisch gebundenes Wasser läßt sich nicht mit Sicherheit ausschalten.

Andere Versuche einer bloßen Schätzung dieses Gehaltes durch Zuzumischen von Graphit zu dem durch Glühen vom Graphit befreiten Pulver bis die ursprüngliche Färbung wieder erreicht ist, scheitern an den verschiedenen Farbänderungen, welche durch die anderen Bestandteile (besonders zweiwertiges Eisen und Mangan) beim Glühen entstehen.

Eine Mischung aus Kalziumcarbonat und Manganoxyduloxyd, mit einem Gehalt von 9.1% Mn_3O_4 (= 6.5% Mn) ergab bei Vergleich mit einer größeren Zahl der ersten Originalpulver, daß auch solche mit viel kleinerem Mangan Gehalt deutlich dunkler sind als die künstliche Mischung. Ein Beweis dafür, daß die Farbe solcher Proben hauptsächlich von dem Gehalt an organischer Substanz herrührt.

Die Farbänderungen beim Glühen verschiedener Proben sind sehr verschieden. Manche Pulver werden bedeutend lichter durch die Verbrennung des Kohlenstoffes; andere werden dagegen viel dunkler, infolge Oxydation von zweiwertigem Eisen oder zweiwertigem Mangan oder von beiden.

Die unlöslichen Rückstände nach dem Auflösen der nicht geglühten Originalpulver in Salzsäure sind regelmäßig sehr dunkel und werden beim Glühen durch die Oxydation des Kohlenstoffes licht.

In einigen Fällen (z. B. Vord. Strubberg, S-Seite: Mittelstollen, SW-Strecke m 22, m 23, m 24; W-Stollen Schritt 30 und Schritt 40) wurde beim Glühen der Originalpulver ein sehr starker Geruch von Schwefeldioxyd festgestellt, wahrscheinlich von größeren Mengen Schwefelkies herrührend.

In der Lösung einiger Proben zeigte sich eine auffallend reichliche Abscheidung von Gips. Die Untersuchung der betreffenden Originalpulver führte aber zu dem Ergebnis, daß sie ursprünglich keinen Gips enthalten, woraus hervorgeht, daß dieser erst beim Lösen durch Oxydation von Sulfid entstand.

Herrn Kustos Dr. H. Scholler vom Naturhistorischen Museum danke ich verbindlichst für die Überlassung einiger Mineralien, besonders von Eisenspat und Manganspat, welche zu vielen Versuchen gebraucht wurden.

Literaturverzeichnis

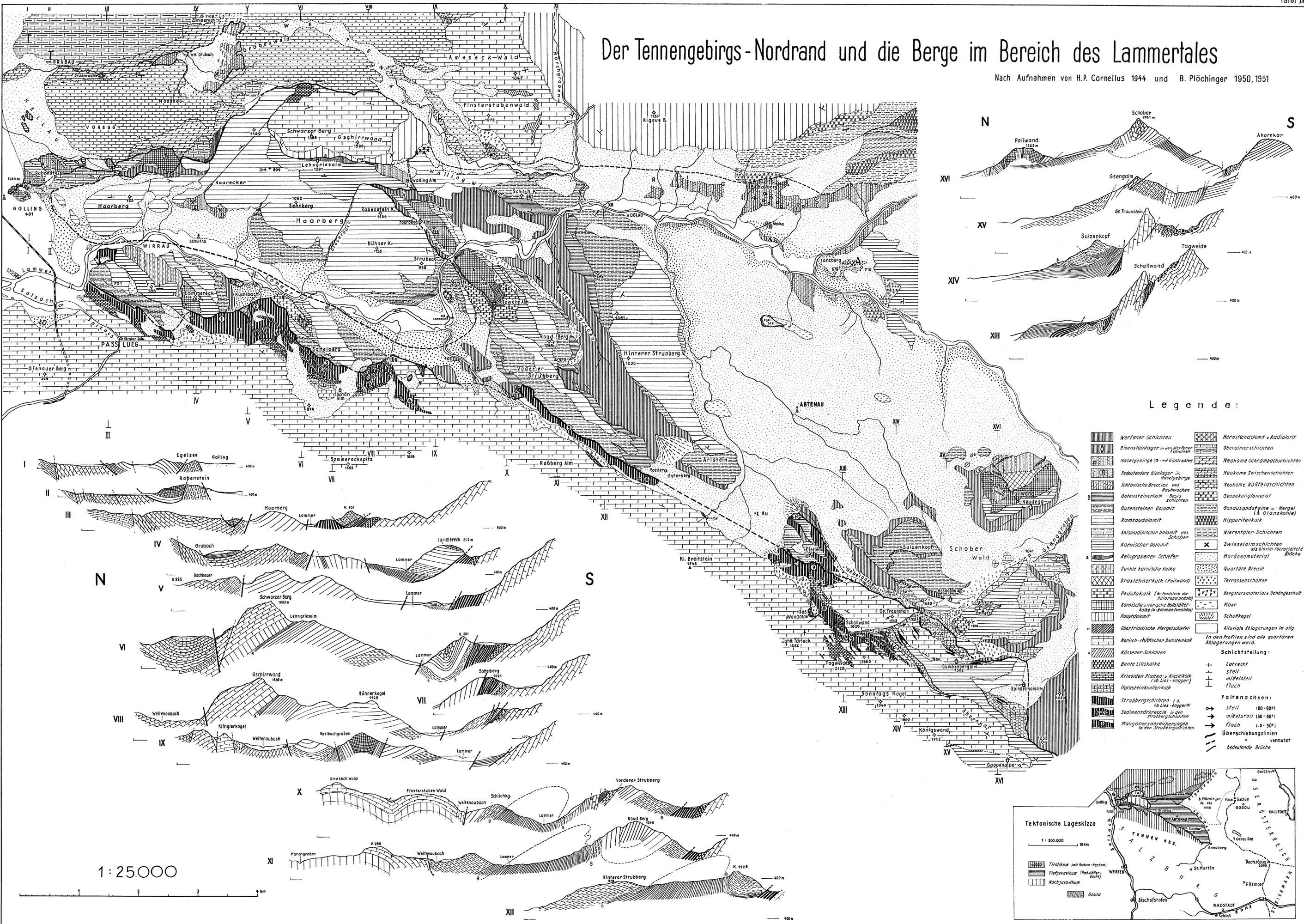
- Ampferer, O.: Über den Wechsel von Fall- und Schubrichtungen beim Bau der Faltengebirge. Verh. geol. B. A., 1915, S. 163—167.
- Ampferer, O.: Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. Jb. geol. B. A., Bd. 73, S. 99—119, Wien 1923.
- Ampferer, O.: Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen (I. Fortsetzung). Jb. geol. R. A., Bd. 74, S. 35—73, Wien 1924.
- Andree, K.: Geologie des Meeresbodens. Bd. II, Verl. Gebr. Bornträger, Leipzig 1920.
- Baier, C. R.: Die Mitwirkung der Bakterien bei der subaquatischen Eisenerzbildung. in: „Zur Entstehung deutscher Eisenerzlagerstätten“, Archiv f. Lagerstättenforschg., H. 75, S. 28—36, R. A. f. Bodenf., Berlin 1942.
- Bittner, A.: Der Untersberg und die nächste Umgebung von Golling. Verh. geol. R. A., 1883, S. 200—204, Wien 1883.
- Bittner, A.: Aus den Salzburger Kalkgebirgen: Die Ostausläufer des Tennengebirges. Verh. geol. R. A., 1884, S. 358—367, Wien 1884 (b).
- Bittner, A.: Aus den Salzburger Kalkalpen: Das Gebiet der unteren Lammer. Verh. geol. R. A., 1884, S. 78—87, Wien 1884 (a).
- Bittner, A.: Auffindung Encriniten-reicher Bänke im Muschelkalk bei Abtenau (Salzburg) durch Herrn G. Prinzing. Verh. geol. R. A., 1887, S. 301.
- Cholodny, N.: Die Eisenbakterien. Pflanzenforsch., 4, 1926.
- Cornelius, H. P.: Schichtfolge der Kalkalpen im Gebiete der Rax. Jb. geol. B. A., S. 133—194, Wien 1937.

- Cornelius, H. P.: Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürztaler Kalkalpen. Jb. Zweigst. Wien, Reichsamt Bodenf., Bd. 89, S. 27—175, Wien 1939.
- Cornelius, H. P.: Zur Frage der Absatzbedingungen der Radiolarite. Geologische Rundschau, Bd. 39, H. 1, 1951.
- Del Negro, W.: Bemerkungen zu F. Trauth's neuer Synthese der östlichen Nordalpen. Verh. geol. B. A., 1938, S. 111—113, Wien 1938.
- Del Negro, W.: Geologie von Salzburg. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck 1950.
- Dolak, E.: Das Juvavikum der unteren Lammer. Diss. phil. Fak., Wien 1948, (unveröffentlicht).
- Dorff, P.: Biologie des Eisen- und Mangankreislaufes. Berlin 1935.
- Friedrich, O. M.: Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. Berg- und Hüttenmänn. Monatshefte, Bd. 90, H. 9, Wien 1942.
- Fugger, E.: Die Gruppe des Gollinger Schwarzen Berges. Jb. geol. R. A., 1905, Bd. 55, H. 2.
- Fugger, E.: Das Tennengebirge. Jb. geol. R. A., Bd. 64, S. 369—442, Wien 1914.
- Geiger, G.: Manganerze in den Radiolariten Graubündens. Beiträge zur Geologie der Schweiz, geotechn. Ser., Lfg. 27, Bern 1948.
- Geyer, G.: Über jurassische Ablagerungen auf dem Hochplateau des Toten Gebirges. Jb. geol. R. A., 1884.
- Geyer, G.: Über die Lagerungsverhältnisse der Hierlatz-Schichten in der südlichen Zone der Nordalpen vom Paß Phyrn bis zum Achensee. Jb. geol. R. A., Bd. 36, S. 215—294, Wien 1886.
- Hahn, F. F.: Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. II. Teil, Mitt. geol. Ges., Wien, Bd. 6, S. 374 ff., Wien 1913.
- Harder, E. C.: Iron-depositing bacteria and their geologic relations. U. S. Geological Survey, Bd. 113, Washington 1919.
- Hauer, F. v.: Monotis in den österreichischen Alpen. Haiden, Bericht über die Mitteilungen v. Freunden d. Naturw., Wien, I. Bd., S. 215.
- Haug, E.: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. Bull. soc. geol. de France 4. ser. VI. 1906.
- Haug, E.: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. Bull. soc. geol. de France, III. 1912.
- Heinrich, A.: Untersuchungen über die Mikrofauna der Hallstätter Kalke. Verh. geol. R. A., 1913, Bd. 9, S. 225—234, Wien 1913.
- Hummel, K.: Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse. Geol. Rundschau 8 (1922).
- Jäger, V.: Zur geologischen Geschichte des Lammertales. Mitt. geol. Ges., Bd. 9, S. 1—70, Wien 1918.
- Katzer, F.: Die geologischen Verhältnisse des Manganerzgebietes von Cevljanović in Bosnien. Berg- u. Hüttenm. Jb., Bd. 54, Wien 1906.
- Kober, L.: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. geol. Ges., Wien 1912.
- Kober, L.: Bau und Entstehung der Alpen. Berlin, Verl. Bornträger, 1923.
- Kober, L.: Zur Geologie des Salzkammergutes. S. Ber. Ak. d. W., math. nat. Kl., Bd. 12, Wien 1927.
- Kober, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. Verlag Springer, Wien 1938.
- Krafft v. Dellmensingen, A. v.: Über den Lias des Hagengebirges. Jb. geol. R. A., Bd. 47, S. 199—224, Wien 1897.
- Kühnel, J.: Geologie des Berchtesgadener Salzberges. N. Jb. Min. usw., Beil., Bd. 61, Abt. B, bes. S. 471—476, Wien 1929.
- Leuchs, K. u. Udluft, H.: Entstehung und Bedeutung roter Kalke der Berchtesgadener Alpen. Senckenbergiana, Frankfurt a. M. 1920.
- Lipold, M. v.: Chemische Analysen geognostischer Stufen aus den Salzburger Alpen. Jb. geol. R. A., Bd. 2/3, S. 67—74, Wien 1851 (b).
- Lipold, M. v.: Über fünf geologische Durchschnitte in den Salzburger Alpen. Jb. geol. R. A., Bd. 2/3, S. 108—121, Wien 1851 (c).
- Lipold, M. v.: Schilderung des Tennengebirges. Jb. geol. R. A., Bd. 2/1, S. 79—84, Wien 1851 (a).
- Machatschek, F.: Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen. Ostalp. Formenstudien, hrsg. v. Dr. F. Leyden, Abt. I, H. 4, Berlin 1922.
- Medwenitsch, W.: Die Geologie der Hallstätterzone von Ischl—Aussee. Mitt. Ges. Geologie- u. Bergbaustud. in Wien, H. 2, Jg. I., Wien 1949.
- Mojsisovics, E. v.: Die Hallstätter Entwicklung der Trias. Sitzg. Ber. Ak. d. W., math. nat. Kl., Bd. CI, Abt. I, S. 769—780, Wien 1892.

- Mojsisovics, E. v.: Erläuterungen zur geologischen Karte Nr. 19, Ischl und Hallstatt. Wien 1905.
- Naumann, E.: Die Eisenorganismen, *Int. Rev.* 24, 1936.
- Nowack, J.: Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. *Bull. de l'academie de scien. Cracovie* 1911.
- Petraschek, W. E.: Der Gipsstock von Grubach bei Kuchl. *Verh. geol. B. A.*, 1947, H. 7—9, S. 148—152, Wien 1947.
- Pia, J. v.: Neue Studien über die triadischen Siphoneae verticillatae. *Beitr. Pal. geol. Öst. Ung.*, vol. 25, 1912.
- Pia, J. v.: Die Siphoneae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. *Abh. zool. Bot. Ges.*, Wien, Bd. 11, H. 2, Wien 1920.
- Pia, J. v.: Wanderungen im unteren Lammertal. In E. Spengler: *Geolog. Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut*. *Slg. geol. Führer* 26, Berlin 1924.
- Pia, J. v.: Die Gliederung der alpinen Mitteltrias auf Grund der Diploporen. *Anz. Ak. d. W.*, Wien, math. nat. Kl., Bd. 62, Nr. 23, Wien 1925.
- Pia, J. v.: *Grundbegriffe der Stratigraphie*. Verlag Deuticke, Wien 1930.
- Plöckinger, B.: Ein Beitrag zur Geologie des Salzkammergutes im Bereich von Strobl am Wolfgangsee bis zum Hang der Zwieselalm. *Jb. geol. B. A.*, S. 1—35, Wien 1948.
- Plöckinger, B.: Aufnahmen auf Blatt Hallein—Berchtesgaden und Ischl—Hallstatt (Bericht 1950). *Verh. geol. B. A.*, 1950/51, H. 2.
- Plöckinger, B.: Charakterbilder aus der Tektonik der Salzburger Kalkalpen. *Verh. geol. B. A.*, Sonderh. C, 1952, Wien 1952.
- Ruttner, F.: Eisenlösung und Eisenfällung in Binnengewässern, in „Zur Entstehung deutscher Eisenerzlager“. *Archiv f. Lagerstättenforsch.*, H. 75, R. A. f. Bodenf., Berlin 1942.
- Schneiderhöhn, H.: Chalkographische Untersuchung des Mansfelder Kupferschiefers. *N. Jb. f. Min. etc. Beil.*, Bd. 47, Stuttgart 1923.
- Schneiderhöhn, H.: *Erzlagerstätten*. Verlag G. Fischer, Jena 1944.
- Seefeldner, E.: *Geographischer Führer durch Salzburg, Alpen und Vorland*. 1929.
- Sickenberg, O.: Das Ostende des Tennengebirges. *Mitt. geol. Ges. Wien*, Bd. 19, S. 79—149, Wien 1926 (1928).
- Spengler, E.: Ein geologischer Querschnitt durch die Alpen des Salzkammergutes. *Mitt. geol. Ges.*, Wien 1918.
- Spengler, E.: Bemerkungen zu der Arbeit F. Trauth's: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. *Verh. geol. B. A.*, 1939, S. 139—150, Wien 1939.
- Spengler, E.: Über die Länge und Schubweite der Decken in den nördlichen Kalkalpen. In F. X. Schaffer: *Geologie der Ostmark*, Wien 1942.
- Spengler, E.: Zur Einführung in die Probleme der nördlichen Kalkalpen. Das Problem der Hallstätter Decke. *Mitt. Zweigst. Wien, Reichsammt f. Bodenf.*, Bd. 5, S. 3—18, Wien 1943.
- Steinmann, G.: *Geologische Beobachtungen in den Alpen*. *Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg*, Bd. 16, Freiburg 1906.
- Stummer, E.: Die interglazialen Ablagerungen in den Zungenbecken der diluvialen Salzach- und Saalachgletscher. *Jb. geol. B. A.*, Bd. 88, 1—2, S. 195—205, Wien 1938.
- Suess, E. u. Mojsisovics, E. v.: Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen. II: Die Gebirgsgruppe des Osterhorns. *Jb. geol. R. A.*, Bd. 18, S. 167—200, Wien 1868.
- Thiel, A.: Manganese precipitated by microorganisms. *Econ. Geol.*, Bd. 20, Nr. 4, 1925.
- Trauth, F.: *Geologie der nördlichen Radstätter Tauern und ihres Vorlandes*, I. u. II. Teil. *Denkschr. Ak. d. W.*, Wien, math. nat. Kl., Bd. 100, 101, Wien 1925, 1927.
- Trauth, F.: Aptychenstudien VII. Die Aptychen des Malm und der Unterkreide. *Ann. Naturh. Mus.*, Wien 1931, Bd. 45, p. 22 ff.
- Trauth, F.: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. *Mitt. geol. Ges.* Wien 29 (Suess-Festband), S. 473—573, Wien 1936 (1939).
- Vortisch, W.: Ähnlichkeiten im Bau dreier alpiner Gebirgsgruppen (Sonnwendgebirge, Kammerkehr—Sonntagshorn-Gruppe u. Innere Osterhorn-Gruppe). *N. Jb. f. Geol. u. Pal.*, Monatsh. Jg. 1950, H. 4, S. 116—125.
- Wenk, E.: Die Assoziation von Radiolarien mit ophiolithischen Erstarrungsgesteinen als petrogenetisches Problem. *Experientia* v. 15, Juni 1949, Verl. Birkhäuser, Basel.
- Zapffe, C.: Deposition of Manganese. *Economic Geology*, vol. 26, New Haven 1931.

Der Tennengebirgs-Nordrand und die Berge im Bereich des Lammertales

Nach Aufnahmen von H.P. Cornelius 1944 und B. Plöchingner 1950, 1951



Legende:

- | | | | |
|--|--|--|--|
| | Werfener Schichten | | Hornsteinalomit u. radiolarit |
| | Eisensteintager in den Werfener Schichten | | Oberalmerschichten |
| | Haselgebirge (a-mit Bispitzkalk) | | Neokome Schrambachschichten |
| | Bedeutendere Gesteinlager im Haselgebirge | | Neokome Zwischenschichten |
| | Tektische Breccien aus Rauhwochen | | Neokome Kalfeldschichten |
| | Gutensteiner Kalk-Basis schichten | | Gosaukonglomerat |
| | Gutensteiner Dolomit | | Gosausandsteine u. Mergel (& Glanzkohle) |
| | Ramsauadolomit | | Hippuritenkalk |
| | Anisladischer Dolomit des Schober | | Nierentalen Schichten |
| | Karnischer Dolomit | | Zwieselalmerschichten als Spezial überleitete Blöcke |
| | Reingrabener Schiefer | | Moränenmaterial |
| | Punkte karnische Kalka | | Quartäre Breccie |
| | Draxlehnerkalk (Pailwand) | | Terrassenschotter |
| | Pedafalkalk (a-Hundstalle der Nivalzeit postata) | | Bergstrummateriale Gehängschutt |
| | Karnische u. narnische Halbtäler-Kalke (u. Kalken festsitzend) | | Moor |
| | Hauptdolomit | | Schuttkegel |
| | Übertriadische Mergelschiefer | | Alluviale Ablagerungen im allg. In den Profilen sind alle quartären Ablagerungen wegd. |
| | Narnisch-rhätischer Bachsteinkalk | | |
| | Kössener Schichten | | |
| | Bunte Liaskalke | | |
| | Kriaiden Platten- u. Kieselkalk (ab Lias - Pöggler) | | |
| | Hornsteinknollenkalk | | |
| | Strubbergsschichten i.a. ob Lias - Pöggler | | |
| | Sedimentbreccie in den Strubbergsschichten | | |
| | Manganzonreicherungen in den Strubbergsschichten | | |
-
- | | |
|--|-------------|
| | Lotrecht |
| | steil |
| | mittelsteil |
| | flach |
-
- | | |
|--|------------------------------------|
| | Faltenachsen: steil (60-90°) |
| | Faltenachsen: mittelsteil (30-60°) |
| | Faltenachsen: flach (0-30°) |
| | Überschiebungslinien |
| | vermutet |

1:25.000



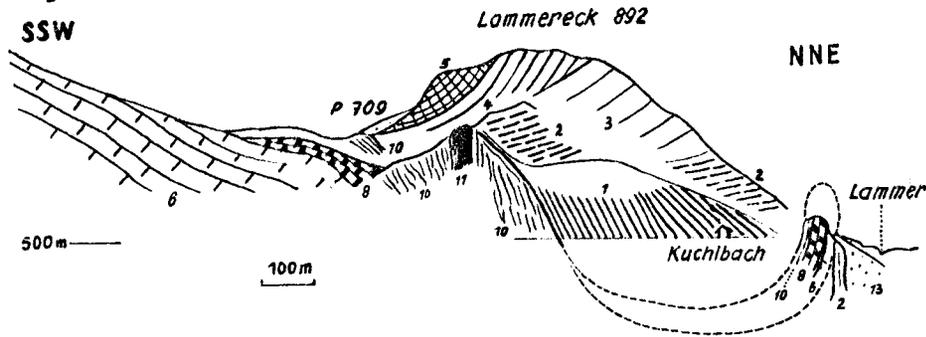
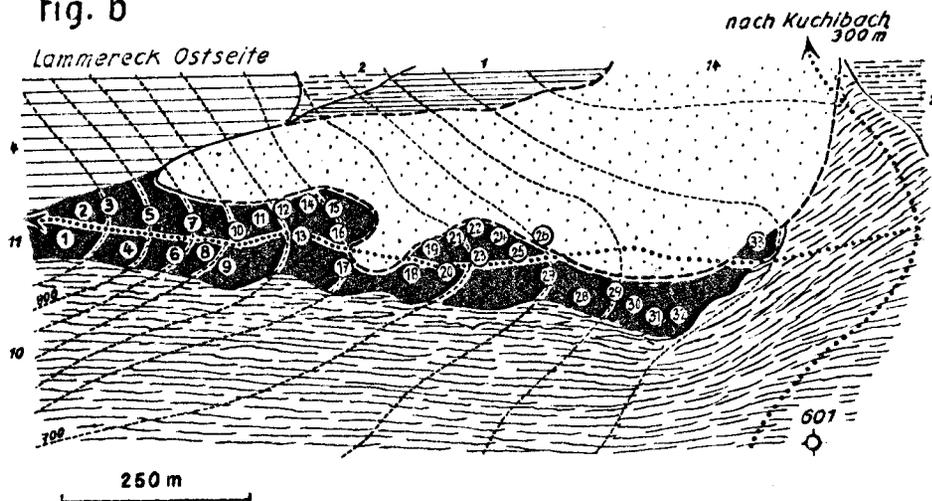
Fig. a
SSW

Fig. b



Die Manganschiefer der Lammereck Ost-Seite und des östlich benachbarten Gebietes

- 1 - Werfener Schichten 2 - Gutensteiner Dolomit 3 - Ramsau Dolomit
 4 - Karnischer Dolomit 5 - Karnisch-norischer Kalk
 6 - Nor.-pöth. Dachsteinkalk 7 - Lias-Hornstein-Knollenkalk
 8 - Bunter Liaskaik 9 - Krinoiden Plattenkalk
 10 - Strubbergsschichten i. allg. 11 - Manganvererzte Kieselkalke
 in den Strubbergsschichten (Manganschiefer) 12 - Breccien in den
 Strubbergsschichten 13 - Moränenmaterial 14 - Terrassenschotter

Fig. c

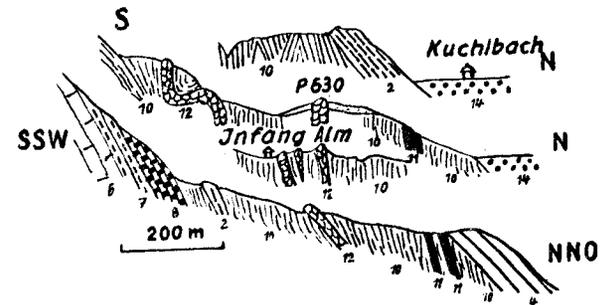


Fig. d

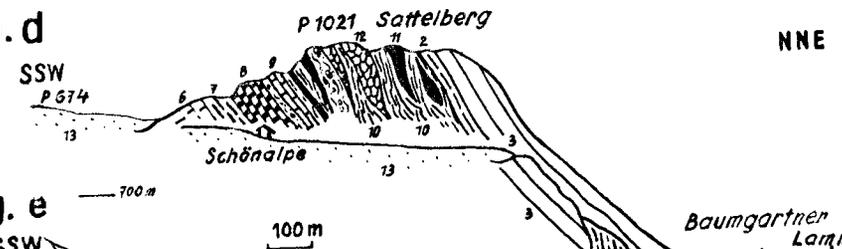


Fig. e

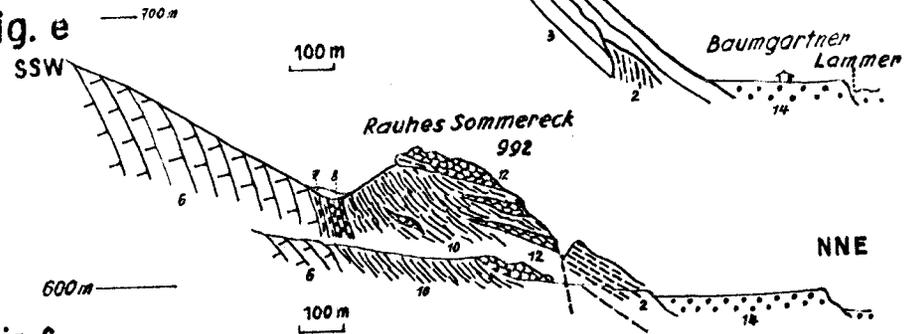
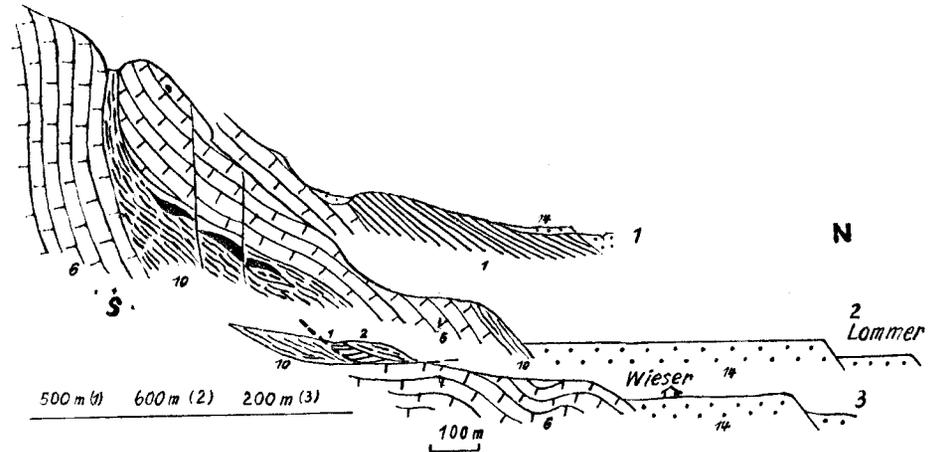
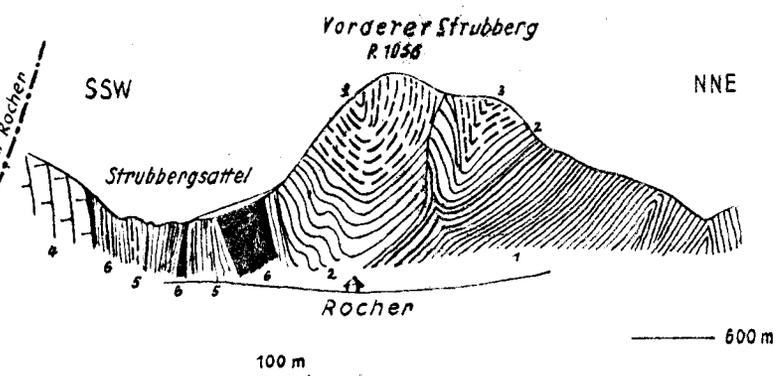
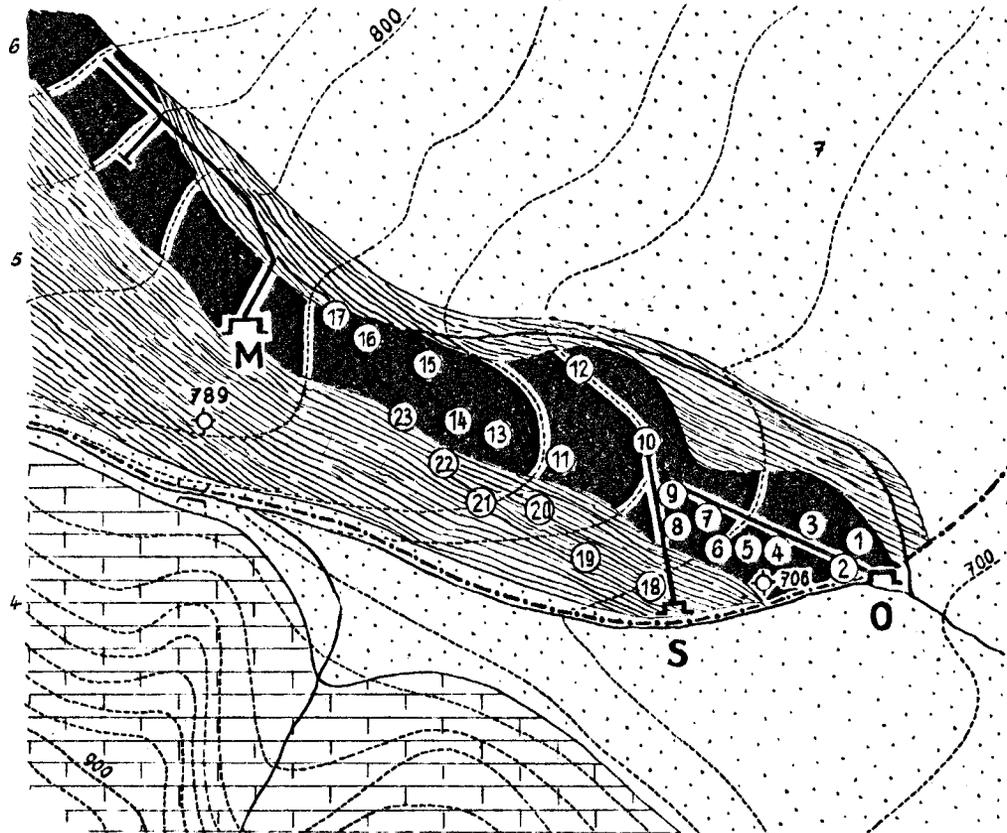


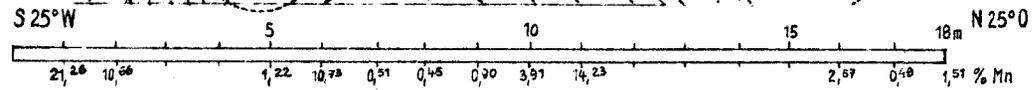
Fig. f



Die Manganschiefer an der Süd-Seite des Vorderen Strubberges

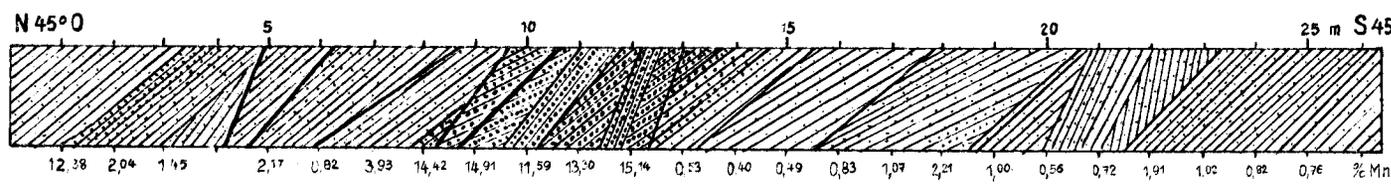


- 1 • Werfener Schichten
- 2 • Gutensteiner Kalk-Basissschichten
- 3 • Gutensteiner Dolomit
- 4 • Dachsteinkalk
- 5 • Strubbergsschichten i. allg.
- 6 • Manganvererzte Kieselkalke in den Strubbergssch. (Manganschiefer)
- 7 • Quartärablagerungen

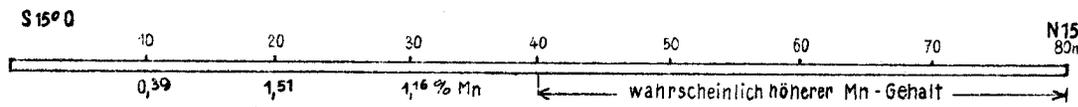


Die ersten 18 m (vom Mundloch)

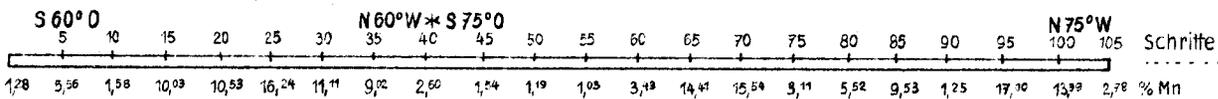
M - Stollen



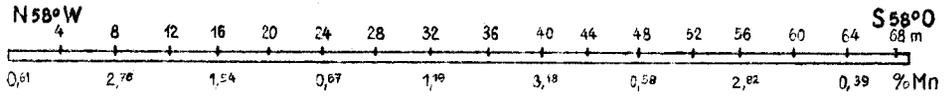
SW-Querlauf



S - Stollen



O - Stollen



W - Stollen (ca 350 m NW vom M-Stollen)

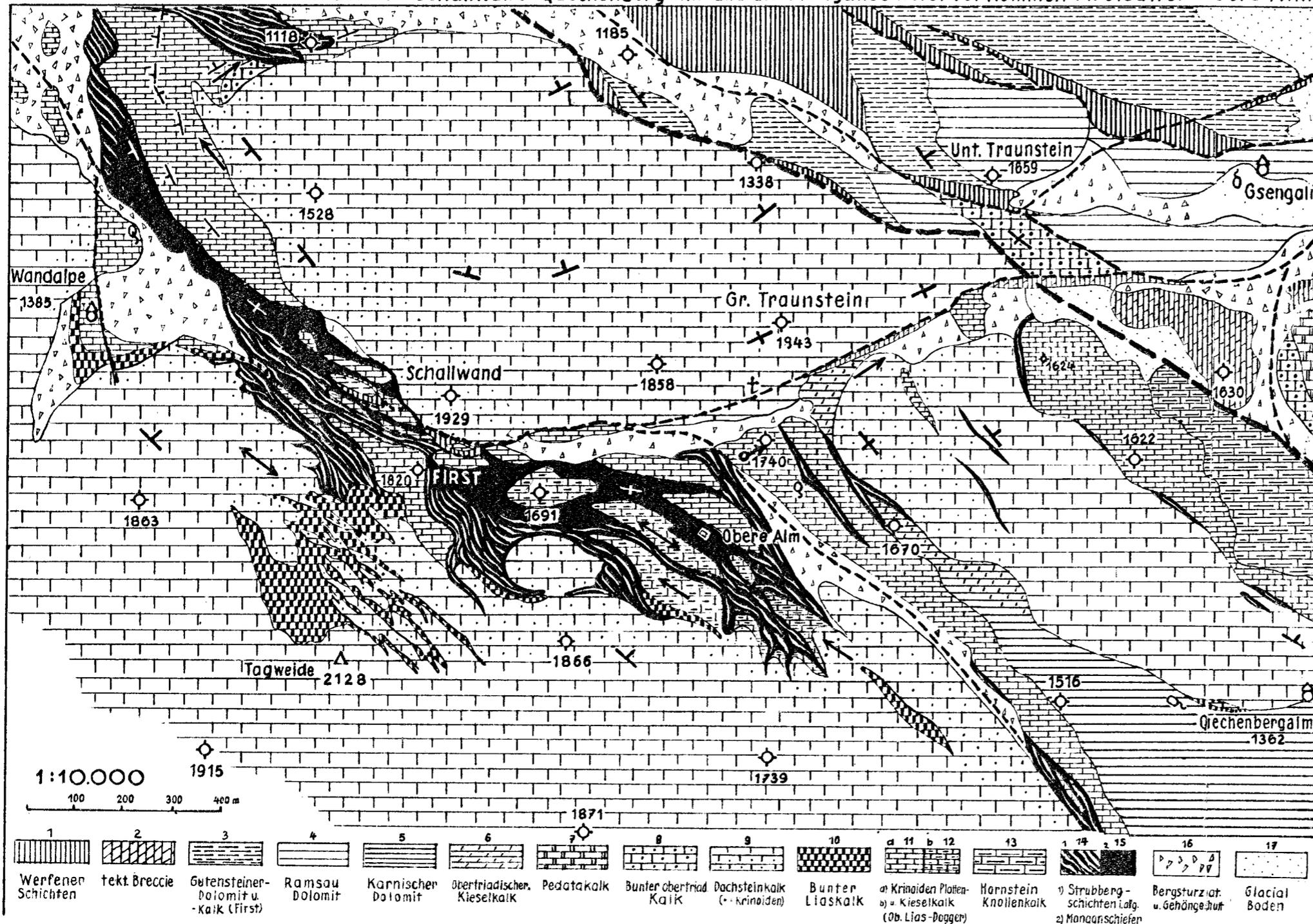


Fig. a

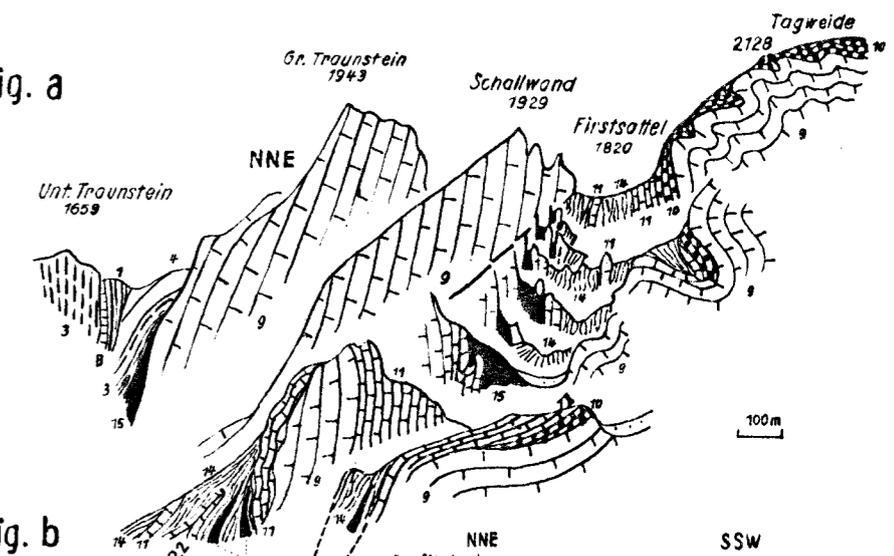


Fig. b

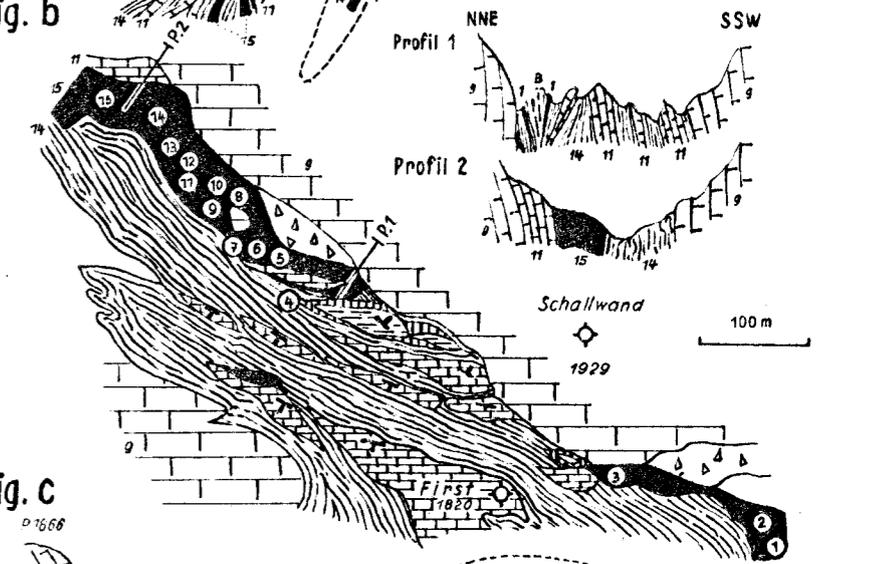


Fig. c

