

Ueber die Breccien der Eisenspitze bei Flirsch im Stanzertal.

Von O. Ampferer.

Mit 1 Tafel (Nr. 1) und 3 Textfiguren.

Die Eisenspitze bildet nach meiner Erfahrung am ganzen Südabsturz der nördlichen Kalkalpen das bunteste geologische Bauwerk. Erwägt man dazu den stolzen Linienschwung ihrer hochgemuten Gestalt, so wird man das Interesse des Hochgebirgsgeologen begreifen, das mich seit dem Jahre 1910 zu vielen Besuchen dieses großartigen Berges veranlaßt hat.

Die Eisenspitze stellt sich dem Geologen als eine mächtige, überkippte Schichtfolge von den Quarzphylliten der Rifflergruppe bis zu den Kreideschiefern mit *Orbitulina concava* Lam. dar.

Innerhalb dieser Schichtfolge finden wir nur an der Grenze von Quarzphyllit und Trias schuppenförmige Schichtwiederholungen vor.

Innerhalb der Trias-Kreideserie treten im Gegenteil mehrfach Schichtabscherungen auf, die zum Ausfall von ganzen Schichtgruppen führen. Diese Schichtabscherungen erfolgen an Bewegungsflächen, welche nur wenig von dem allgemeinen Fallen und Streichen der Schichten abweichen.

In dieser großen Schichtfolge sind nun drei verschiedene Arten von Breccien eingeschaltet, die auch räumlich scharf voneinander getrennt bleiben.

Es sind dies am Südfuß die Breccien und Konglomerate des Verrucano, am Nordabfall die Breccien der Kreideschiefer.

Zwischen diesen beiden Breccienzonen ist nun noch eine dritte eingeschaltet, die sich bis zum Gipfel der Eisenspitze emporzieht und wahrscheinlich als eine Ablagerung der Gosauschichten aufzufassen ist. Mit dieser Breccie will ich mich im folgenden näher beschäftigen.

Ich lernte diese Breccie zum erstenmal 1908 in großen Blöcken kennen, die unmittelbar oberhalb von Flirsch in der Schlucht des Griesbaches neben zahlreichen Verrucanoblöcken herunliegen und glaubte, daß dieselben ebenfalls zu der Verrucanoserie gehören. Im Jahre 1910 überzeugten mich einige Turen am Südabsturz der Eisenspitze von der Unrichtigkeit dieser Annahme.

Ich gelangte zu der Vorstellung, daß diese Breccie, welche teilweise mit den Manganschiefern in scheinbarer Wechsellagerung steht, von liasischem Alter sei. Diese Vorstellung liegt auch dem

Profil der Eisenspitze zugrunde, das 1911 mit der Beschreibung des Alpenquerschnittes von mir veröffentlicht worden ist.

Die seither wieder und wieder fortgesetzten Untersuchungen haben gezeigt, daß die Breccien aller Wahrscheinlichkeit nach ein wesentlich jüngeres Alter besitzt und wohl der Gosau zuzuschreiben ist. Wenn man die beiliegende Tafel betrachtet, die nach meiner Skizze von Dr. W. Hammer gezeichnet wurde, so sieht man, daß unsere Breccien einen langen, nur wenig lückenhaften Streifen bilden, welcher steil zur Westecke des Kammes aufsteigt und dann knapp unter demselben in die Scharte zwischen dem Nord- und Südgipfel der Eisenspitze hineinzieht. Dieser Streifen erreicht dort nicht sein Ende, sondern läßt sich weiter östlich in den Südwänden der Feuerköpfe etwa bis zu jenem tiefen Einschnitt verfolgen, durch welchen der Steig von der Dawinalpe zur Dawinscharte emporzieht. Getrennt von diesem mehr minder zusammenhängenden Streifen treten am Südsturz der Eisenspitze aber noch einige Breccienreste auf, welche auf der Tafel ebenfalls schematisch angedeutet erscheinen. Es sind nur verhältnismäßig kleine Reste, die aber durch ihre Lagerung auf weit älteren Gesteinen bemerkenswert erscheinen. Auch diese Vorkommen haben ostwärts der Eisenspitze noch eine Fortsetzung, und zwar in der Gegend nordöstlich von Grins.

Ich fand hier erst in den Kriegsjahren eine ganz gleichartige Breccie, die zwischen Grins und Stanz das unterste Berggehänge zwischen Eibental und Stanzer Tobel überzieht. Diese Breccie ist da etwa zwischen 1100 und 1300 m Höhe erhalten.

Im Westen der Eisenspitze ist mir nur am Gipfel der Valinga eine Breccie bekannt geworden, die dort auf den Kössener Schichten liegt und von mir auch seinerzeit als zu diesen gehörig bezeichnet wurde (siehe Bau der westlichen Lechtaler Alpen [Jahrbuch Bd. 64, 1914]). Es ist nicht ausgeschlossen, daß auch diese Breccie mit denen der Eisenspitze gleichartig ist.

Die Eisenspitzebreccien sind reine Breccien in dem Sinn, daß sie nirgends abgerundete Stücke enthalten. Mir sind in allen Vorkommen keine Gerölle, sondern nur eckige Bestandteile zu Gesichte gekommen.

Die Größe dieser Bestandteile wechselt von feinem Gries bis zu Blöcken von mehreren Kubikmetern. Die Mischung des Materials nach den Größenverhältnissen ist eine ziemlich unregelmäßige. Wir finden feines und grobes Material nebeneinander und ohne strengere Scheidung.

Schichtung ist nirgends deutlich als bei den Wechsellagerungen im Hangenden der Manganschiefer. Dazu ist aber zu bemerken, daß die meisten Vorkommen nur noch in dünnen Resten erhalten sind.

Die eckigen Bestandteile sind zumeist durch ein rotes Zement miteinander verbunden. Neben dem vorherrschenden roten kommen auch graue, gelbliche und bräunliche Zemente vor.

Es besteht auch hier offenbar in der Färbung des Zementes eine gewisse Abhängigkeit von den benachbarten Schichtgesteinen, aus deren Aufarbeitung offenbar die Zemente entstanden sind. Die roten Färbungen sind dabei viel weniger streng lokal als die grauen und bräunlichen, die an die Nachbarschaft von Hauptdolomit und

Manganschiefer gebunden sind. Das Bindemittel zeigt meist eine kalkige, seltener eine mergelige oder hornsteinartige Zusammensetzung. Die letztere ist besonders in dem Vorkommen zwischen Grins und Stanz entwickelt.

Die kalkig verbundenen Lagen der Breccien zeigen das festeste Gefüge und bilden daher auch die größten Blöcke. Sie herrschen insbesondere an dem Westabfall der Eisenspitze vor, wo dieselben hohe steile Felswände von oberrhätischem Kalk mit ihrem rotmaschigen Netzwerk überkleiden.

Von hier sind auch die großen Blöcke abgestürzt, die entlang dem Griesbach bis ins Stanzertal verstreut liegen.

Das Verhältnis von Bindemittel und Einschluß ist ebenfalls recht verschieden, indem Breccien mit spärlichem und solche mit reichlichem Zement vorkommen.

Die Einschlüsse bestehen aus den Trümmern der benachbarten Schichten von der unteren Trias bis zu den Kreideschiefern. Ich habe bisher weder Stücke von Buntsandstein, noch solche von Verrucano oder Quarzphyllit unter den Komponenten dieser Breccien angetroffen. Ebenso fehlt jede Andeutung von exotischen Komponenten. Das Fehlen von Buntsandstein, Verrucano und Quarzphyllit ist insofern auffällig, als unsere Breccien wenigstens heute diesen Schichten sehr benachbart lagern.

Die Lagerungsverhältnisse dieser Breccien sind zwar sehr gut aufgeschlossen, doch nicht ohne weiteres verständlich.

Wenn wir die umstehende Profilserie (Fig. 1) durch den Westgrat der Eisenspitze genauer besichtigen, so treten folgende Lagebeziehungen deutlich hervor.

An dem Schnitt I durch die Gipfel der Eisenspitze nehmen wir wahr, daß die Breccien, und zwar sehr grobblockige, einerseits den Fleckenmergeln des Südgipfels deutlich auf- und eingelagert sind, während andererseits zwei Lagen von beträchtlich feinkörnigerer Breccie im Hangenden der Manganschiefer gegen die Radiolarite eingeschaltet sind.

In der grobblockigen Ausbildung der Breccie sind besonders oft große Brocken von oberrhätischen Kalken eingeschaltet.

An dem fast um 300 m tiefer gelegenen Querschnitt II haben wir noch ungefähr dieselbe Einordnung der Breccien einerseits im Liegenden, andererseits im Hangenden der Manganschieferzone. Auffallend erscheint hier eine Einschaltung einer dunklen Manganerzlage in die ziemlich grobblockige Breccie.

Der nächste Querschnitt III bringt insofern eine Aenderung des Lagerungsbildes, als wir hier die Breccie deutlich die ganze Manganschieferzone und die auskeilenden Fleckenmergel übergreifen sehen. Die Breccien enthalten in dieser Gegend sehr viel aufgearbeitetes Material aus den Manganschiefern und zeigen ein bräunlich gefärbtes Zement.

Im Süden lagern sie unmittelbar den festen, hohe Wände bildenden, oberrhätischen Kalken auf. Die Breccie enthält in dieser Zone

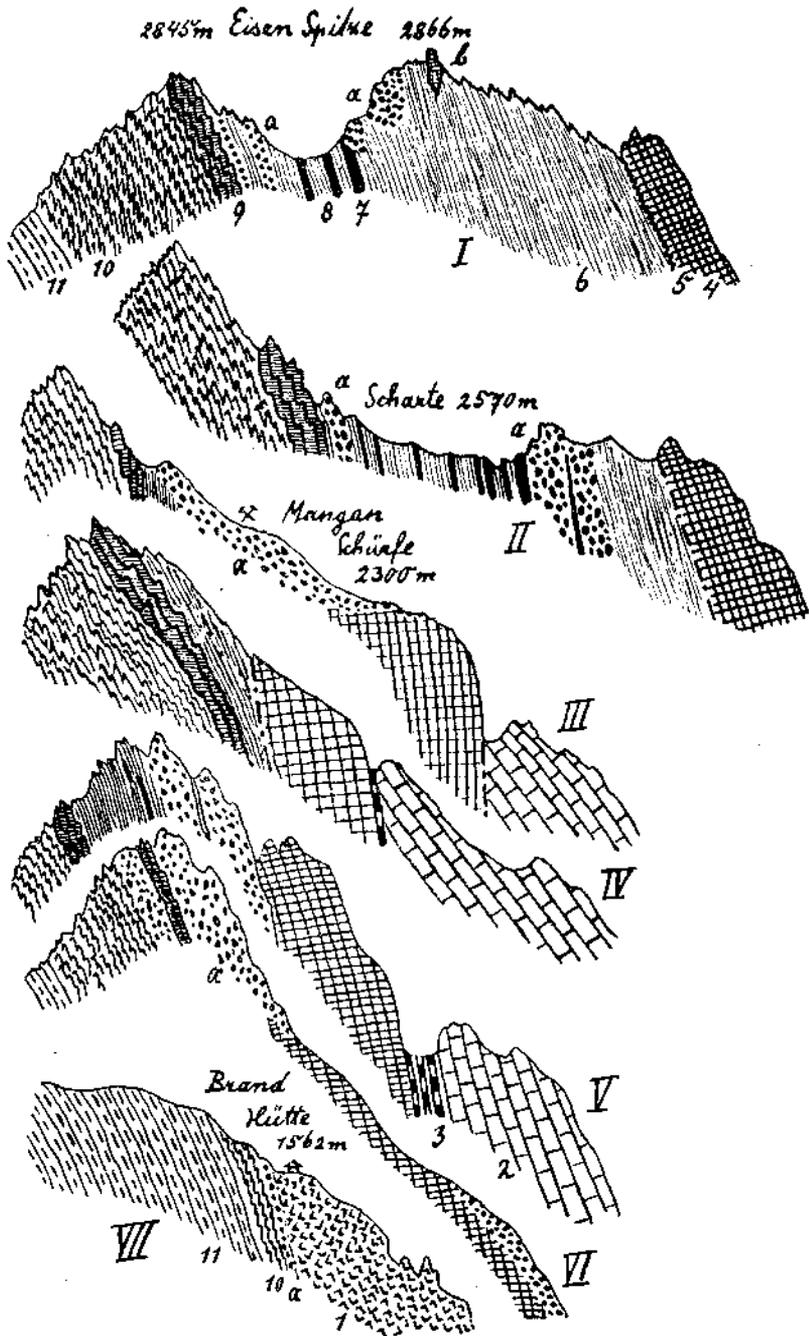


Fig. 1. Profilserie durch den Westgrat der Eisenspitze.

Erklärung zu vorstehender Figur 1.

- | | |
|--------------------------|---|
| 1 = Raubwacken. | 8 = Manganschiefer. |
| 2 = Hauptdolomit. | 9 = Grüne und rote Hornstein-
kalke (Radiolarite). |
| 3 = Kössener Schichten. | 10 = Aptychenkalke. |
| 4 = Oberrhätische Kalke. | 11 = Kreideschiefer. |
| 5 = Rote Liaskalke. | a = Gosaubreccien. |
| 6 = Fleckenmergel. | b = Schubkeil von Rhätkalk. |
| 7 = Manganerze. | |

so viele Brocken von Manganerzen, daß es zur Anlage von Schürfungen auf diese Erze kommen konnte. Weiter westwärts tritt die Breccie nur mehr lückenhaft auf. Zur Illustration dieses Verhältnisses ist der Querschnitt IV eingeschaltet, der keine Reste der Breccien trifft.

Der westlichere Schnitt V trifft wieder einen Rest von unserer Breccie, der hier zwischen oberrhätischem Kalk und Fleckenmergel eingelagert erscheint. In der grobblockigen Breccie ist eine schmale Lage von weichen, roten Mergeln eingefügt.

Der nächste engbenachbarte Schnitt VI zeigt uns die Breccie wieder in zwei weiter getrennten Resten.

Der eine befindet sich hoch oben an der scharfen Bergkante, der andere überzieht den Steilabfall der unteren Bergwände.

Die obere Breccie ist sehr grobblockig und enthält oft mehrere Kubikmeter große Blöcke von oberrhätischen Kalken, daneben von Fleckenmergeln, roten Liaskalken, Kössener Schichten und Hauptdolomit. Diese Breccie befindet sich in Wechsellagerung mit den grünen Hornsteinkalken (Radiolariten) und liegt im Norden unmittelbar den Aptychenkalken auf, während sie südwärts auf die oberrhätischen Kalke übergreift.

Der tiefergelegene Rest überzieht die steilen Wände aus oberrhätischen Kalken mit einer sehr festen, gut gefügten Breccie, die häufig Stücke von fossilreichen Kössener Kalken enthält. Sie ist mit rotem kalkigem Zement wesentlich fester als die höhergelegenen Breccien verkittet.

Der letzte Querschnitt VII schneidet die Bergkante viel tiefer und trifft die Breccie nur noch als schmale Zone unmittelbar zwischen Aptychenkalken und aufgeschobenen Raubwacken der unteren Trias eingeschaltet.

Wie dann das Profil (Fig. 2) durch die Eisenspitze bis zum Quarzphyllit herab angibt, findet sich auch hier noch auf einem Vorsprung aus Dolomitmylonit eine ziemlich ausgedehnte Breccie, welche vor allem aus Hauptdolomitmaterial besteht. Kleinere Reste dieser Breccie sind dann noch auf dem Wettersteinkalk des Simolekopf (2355 m) sowie weiter westlich auf Hauptdolomit vorhanden.

Die Lagerungsverhältnisse des Breccienrestes östlich von Grins sind nicht gleich klar zu sehen, da das Vorkommen im bewaldeten Gehänge liegt.

Gegen den steil nordfallenden Quarzphyllit streichen zwischen Stanzer Tobel und Eibental Gesteinslagen der unteren Trias, und zwar hellere und dunklere, dünnsschichtige Kalke, Knollenkalke

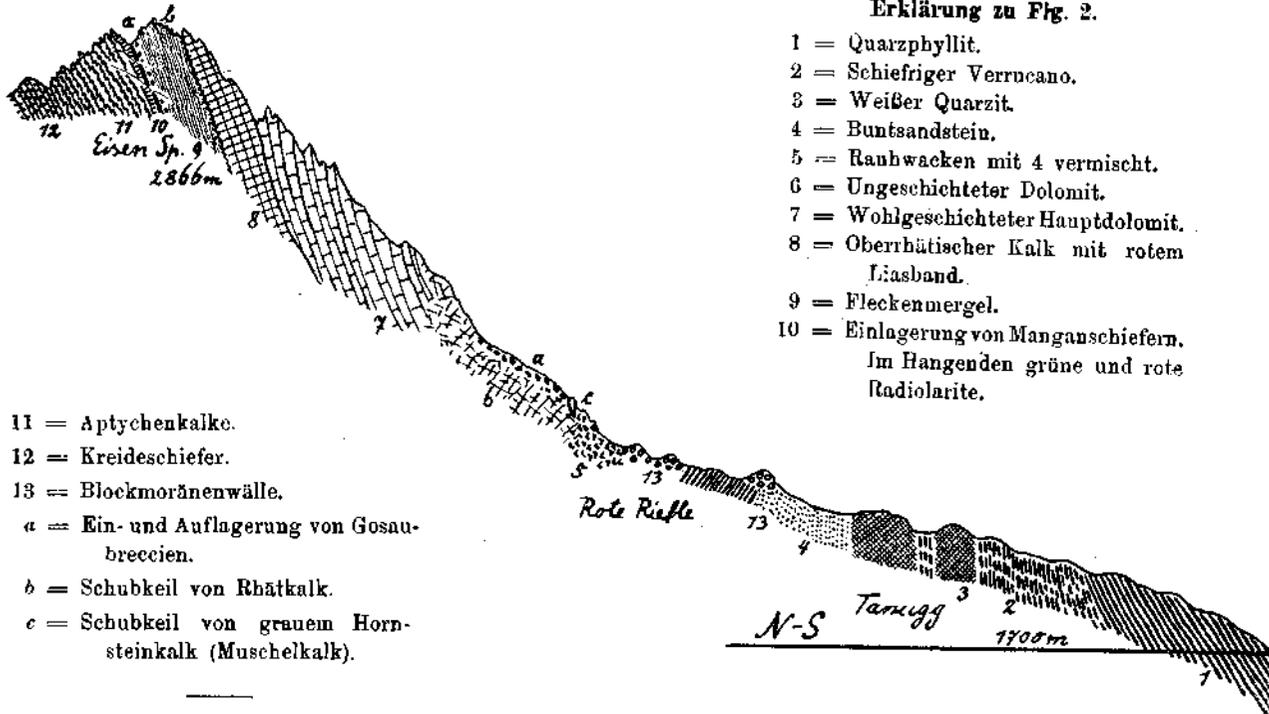


Fig. 2. Profil durch die Eisenspitze.

und Partnachschiefer in steiler, bald nord-, bald südfalliger Lage aus. Auch Sandsteine und Tonschiefer der Raibler Schichten sind an diesem Gehänge vertreten, dessen oberer Teil von geschlossenen Dolomitmassen eingenommen wird. Ungefähr in der Mittelregion zwischen den ebengenannten Gräben breitet sich nun wieder eine rotzementierte Breccie aus, welche teilweise noch den Kalken und Tonschiefern der unteren Trias, teilweise bereits dem oberen Dolomit auflagert.

Mit dem Quarzphyllit kommt die Breccie auch hier trotz unmittelbarer Nachbarschaft nicht in Berührung. Die Breccie besteht aus kleinerem Schuttwerk von grauen, weißlichen Kalken und Dolomiten, die mit rotem, kalkigem, mergeligem, aber auch mit hornsteinigem Zement verkittet sind. Das letztgenannte Zement tritt bei der Verwitterung dann als rotes Maschenwerk greifbar hervor,

Damit sind die wesentlichen Lagerungsformen unserer Breccie kurz erwähnt.

Was läßt sich nun aus diesen Befunden über die Entstehung der Eisenspitzebreccie ableiten?

Haben wir eine sedimentäre oder eine tektonische Breccie vor uns?

Gegen eine tektonische Bildung dieser Breccien sprechen etwa folgende Beobachtungen:

An allen Stellen besteht zwischen dem Zement der Breccie und den Komponenten ein sehr großer Unterschied. Das Zement kann nicht als ein feines zermalenes Zerreibsel aus dem Material der Komponenten aufgefaßt werden, sondern bildet für sich eine feinschlammige Ablagerung von anderer Zusammensetzung, in die das gröbere Schuttwerk hineingestrent wurde.

Ebenso ist die Mischung der Komponenten für eine Reibungsbreccie zu bunt. Der häufige scharfe Wechsel in der Größe der Komponenten ist bei tektonischer Entstehung schwer zu verstehen. Die einzelnen Bruchstücke und Blöcke zeigen nicht nur eckige Umrisse, sondern auch bruchranhe Flächen. Bruchstücke und Blöcke, die etwa von Gleitflächen begrenzt sind, habe ich nicht gesehen. Auch die Abgrenzung der Breccien von den unter- und anliegenden Schichten ist viel zu scharf und ohne vermittelnde Uebergänge.

Außerdem widerspricht die ganze Lagerung einer rein tektonischen Herkunft.

Die Eisenspitzebreccie ist nirgends entlang von großen Schubflächen eingeschaltet, obwohl solche in dem Gefüge der Eisenspitze reichlich genug vorhanden sind. Wir finden an diesen Schubflächen aber überhaupt keinerlei irgendwie ausgedehntere Reibungsbreccien entwickelt.

Die Eisenspitzebreccie übergreift im Gegenteil sogar einzelne Schubflächen, von anderen hinwieder wird sie selbst zerschnitten.

Eine tektonische Abkunft unserer Breccie ist nicht anzunehmen.

Wenn wir uns also für eine sedimentäre Abstammung zu entscheiden haben, so bleibt noch zu prüfen, ob diese Breccien vielleicht als Fazies der aufeinanderfolgenden Schichten von der unteren Trias bis zu den Radiolariten oder aber als einheitliche, viel jüngere Ab- und Auflagerungen zu verstehen sind.

Die Entscheidung ist hier unschwer zu treffen, denn die Annahme, daß sich im Bereiche der Eisenspitze in den marinen Ablagerungen der unteren Trias, des Wettersteinkalkes, Hauptdolomits, oberrhätischen Kalkes, der Fleckenmergel und Radiolarite ganz lokale Breccien ausgebildet hätten, ist doch einmal zu unwahrscheinlich.

Außerdem spricht aber die Lagerung energisch dagegen, die ja an vielen Stellen ein Querübergreifen der Breccie von mehreren Schichtfolgen zeigt.

Somit bleibt nur die Annahme, daß die Eisenspitzebreccien eine einheitliche sedimentäre Bildung sind, welche erst nach Ablagerung der anderen Schichten aus der Zerstörung derselben entstanden ist und ihnen aufgelagert wurde.

Aber auch damit ist das Problem dieser Breccie nicht gelöst.

Wie uns die Profile zeigen, haben wir mehrere Stellen, wo die Breccien anscheinend mit den Nachbarschichten in Wechsellagerung befindlich sind oder wo sie Lagen von Manganerzen, von roten Mergeln oder von grünen Hornsteinen enthalten.

Hier bleibt nur der Ausweg: entweder diese Wechsellagerungen und Einschaltungen für lokale tektonische Einfaltungen und Einschiebungen zu nehmen oder doch einzelne Teile der Breccie als ältere sedimentäre Gebilde auszuscheiden. Der letztere Ausweg ist wohl sehr mißlich, nachdem sich zwischen den wechsellagernden und den deutlich aufgelagerten Bänken der Breccie keinerlei Unterschied zu erkennen gibt.

Eine teilweise tektonische Einfaltung und Einschiebung der schon fertigen Breccie ist aber im Bereiche der Eisenspitze nicht verwunderlich, wo wir so viele Anzeichen von lebhafter tektonischer Durchbewegung des ganzen Schichtenstoßes klar vor Augen haben.

Den nächstliegenden Vergleich geben die Schubkeile von oberrhätischen und Kössener Kalken, die in den Fleckenmergeln der Eisenspitze an mehreren Stellen tektonisch eingeschaltet zu sehen sind. Der höchste Punkt des Berges wird ja von einer solchen kleinen Schubscholle gebildet. In der schroffen Ostwand dieses Gipfels sind noch mehrere solche Kalklinsen in den Fleckenmergeln zu sehen. Die Einfaltung oder Einschiebung von Breccienlagen hat somit insbesondere im Bereiche der leicht verschiebbaren Fleckenmergel und Manganschiefer gewiß nichts Auffallendes.

Wir wären also auf diesem Wege zu der Anschauung gekommen, daß die ursprünglich sedimentär entstandenen Breccien bei späteren tektonischen Bewegungen teilweise in eine Art von scheinbarer Wechsellagerung mit den angrenzenden älteren Schichten gerieten. Der weitaus größere Teil der heute noch erhaltenen Eisenspitzebreccien ist jedoch in seiner transgressiven Auflagerung verblieben.

Prüft man nun von diesem Ergebnis aus die ganze Auflagerung der Breccien im Verhältnis zur Tektonik ihrer Unterlage, so ergibt sich der interessante Schluß, daß die Eisenspitzebreccien nicht nur auf einer schon überkippten Schichtfolge zur Ablagerung gelangten, sondern sogar diese Ueberkipfung damals eine viel stärkere gewesen sein muß als heute.

Die Bänke der Breccie nehmen ungefähr dieselbe steil südfallende Lage wie die meisten Schichten ihres Grundgebirges ein. Sie können also nur in einer annähernd horizontalen Lagerung aufgeschüttet worden sein.

Denkt man sich also die ganze heute steil aufgerichtete Schichtfolge in die Horizontale zurückgedreht, so kann man dies entweder durch Rückkehr zur ursprünglichen horizontalen Schichtlage oder durch vollkommene Ueberkipfung um etwa 180 Grad erreichen. Die transgressive Auflagerung der Eisenspitzebreccien kann in der hier gegebenen Form aber nur auf einer vollkommen überkippten Schichtfolge sich vollzogen haben. Das nachstehende Schema Fig. 3 erläutert diese Lagebeziehungen zwischen Auflagerung und Grundgebirge.

Ueber das Alter der Eisenspitzebreccien sind wir bisher mangels von Fossileinschlüssen nicht genauer unterrichtet.

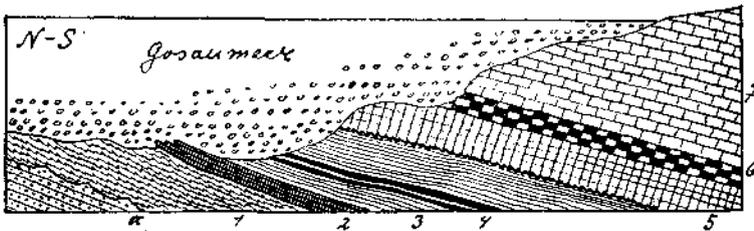


Fig. 3. Schema der Lagebeziehungen zwischen Auflagerung und Grundgebirge.

α = Kreideschiefer mit überkippter Transgressionsfläche.

- | | |
|--------------------|--|
| 1 = Aptychenkalke. | 5 = Rote Liaskalke und ober-rhätische Kalke. |
| 2 = Radiolarite. | 6 = Kössener Schichten. |
| 3 = Fleckenmergel. | 7 = Hauptdolomit. |
| 4 = Manganerz. | |

Die Breccien sind jedenfalls jünger als die wohl zenomanen Kreideschiefer an der Nordseite der Eisenspitze, die sich noch ganz dem Bau des Grundgebirges anschließen und nur gegenüber den Aptychenkalke einen transgressiven Verband zeigen.

Da also unsere Breccien offenbar wesentlich jünger sind, so bleibt der nächste Vergleich mit den Breccien der Gosauschichten. Hier stimmt auch der tiefe Erosionsbetrag und das große Ausmaß von bereits vorhergegangener und wieder zerstörter Tektonik. Die nächstgelegenen Gosauablagerungen sind im Osten jene des Mutterkopfes, im Norden jene des Hohen Lichts. In beiden Gebieten ist die Fossilführung eine überaus ärmliche und auf bestimmte Mergelzonen beschränkt.

Bedenkt man nun, daß in diesen Gebieten, besonders im erstgenannten, sehr mächtige Schichtfolgen von Gosauschichten erhalten sind, so wird man nicht erstaunt sein, daß sich in den sehr geringfügigen Resten der Eisenspitzebreccien bisher keine Fossilien gefunden haben. Deshalb gilt auch von den exotischen Geröllen, welche in der Gosau des Mutterkopfes auch nicht in den streng lokalen untersten

Bänken zu finden sind, sondern im Gegenteil erst in hohen Lagen angehäuft erscheinen.

Ganz analog mit der Gosau des Muttekopfs ist auch hier das Fehlen von Schuttmaterial aus dem unmittelbar anliegenden Kristallin der Rifflergruppe.

Es ist dies wohl nur erklärlich unter der Annahme, daß der Anschub des Kristallins erst in nachgosauischer Zeit erfolgt ist. Dafür spricht auch die Beobachtung, daß Teile der Eisenspitzbreccie von den Rauhwacken der unteren Trias überschoben sind.

Ebenfalls für Gosau spricht die vorherrschend rote Färbung des Zementes.

Ein Vergleich mit noch jüngeren, etwa tertiären Breccien, erübrigt sich, da keine Merkmale dieser sehr charakteristischen, meist an Nummuliten reichen Breccien hier vorliegen.

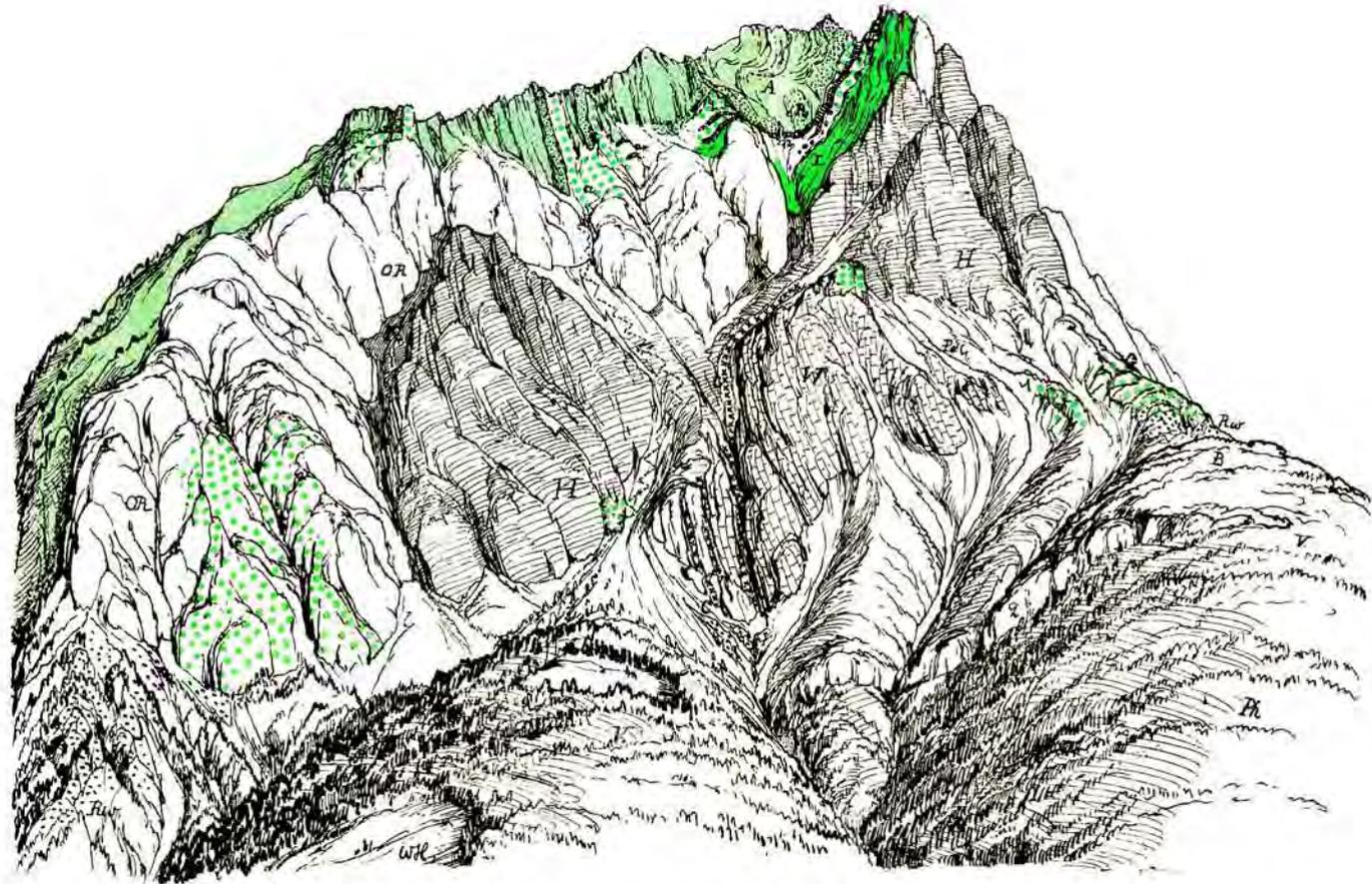
Die Breccien der Eisenspitze dürften das höchste bisher bekannte Vorkommen von Gosaubreccien der Nordalpen vorstellen, das jenes des Muttekopfs noch um etwa 70 m überragt. Zugleich tritt hier die Gosau dem Kristallin in unmittelbarste Nähe, ohne Material desselben zu enthalten. Die Gosau liegt auch hier auf den tief abgetragenen Resten eines Gebirges von hochentwickelter Tektonik. Deutlich lassen sich die vor- und nachgosauischen Bewegungen unterscheiden. Die Annäherung und Verschuppung des Kristallins mit der untersten Trias dürfte auch zu diesen letzteren Bewegungen gehören.

Wien, Mitte März 1920.

Tafel I.

O. Ampferer:

Ueber die Breccien der Eisenspitze bei Flirsch im Stanzertal



Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt, Bd. LXX, 1920.

Verlag der Geologischen Staatsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.

Druck des Militärgeographischen Instituts.

Das mittlere Isonzogebiet.

Von Dr. Artur Winkler.

Mit 6 Tafeln (Nr. II—VII).

I. Einleitung.

Die Quelle des Isonzo entspringt inmitten des Felsmeeres der Julischen Alpen. Die grünen Fluten des Flusses durchbrechen in steiler Schlucht die Kalkmauern dieses herrlichen Gebirges, folgen sodann in breitsohligem Längstal der Grenze zwischen dem Außensaum der Julischen Alpen und der Flyschzone von Ost-Friaul, durchziehen letztere hart am Rande gegen die angrenzenden Hochflächen des Ternowaner Waldes und sägen sich in enger Rinne in die Karstfalte des Monte Santo-Zuges ein, um schließlich bei Görz das quartäre Senkungsfeld der Küstenebene zu erreichen.

Die Geschichte vom Bau und von den Störungen der Gebirgszüge, die den Isonzo an seinem wechselvollen Mittellauf begleiten, soll in folgender Arbeit auf Grund der Ergebnisse mehrjähriger Studien dargestellt werden.

In den Wechselfällen des Krieges erwuchs aus gelegentlichen Beobachtungen der Anreiz zur Untersuchung dieser Berge.

Art und Umfang meiner Studien waren, je nach Kriegsverhältnissen und den Dienstesrücksichten, sehr verschieden. Nachdem ich im Jahre 1916 hauptsächlich nur gelegentliche morphologische Beobachtungen anstellen konnte, fand ich während einer einjährigen Kommandierung als Ordonanzoffizier des 7. Gebirgsbrigadekommandos, das in St. Lucia bei Tolmein seinen Sitz hatte, Gelegenheit, in freien Stunden eine genaue geologische Untersuchung des Tolmeiner Brückenkopfes durchzuführen. Der vom Herrn Oberstbrigadier Franz Schöbl im Maße 1:5000 aufgenommene Stellungsplan bot für eine geologische Detailkartierung eine vorzügliche Grundlage. Dank der schätzenswerten Förderung, die mir von seiten dieses wohlwollenden und hochgebildeten Vorgesetzten zuteil wurde, konnte im Laufe des Jahres die geologische Aufnahme jener Höhenzüge, die gleich einem natürlichen Brückenkopf am Isonzoknie südlich Tolmein, der Idricamündung vorgelagert sind und, von unzähligen Kavernen und Stellungen durchzogen, festungsartig ausgebaut waren, zum beträchtlichen Teil fertiggestellt werden.

Als ich im Frühjahr 1918 als Kriegsgeologe meine Tätigkeit am Isonzo aufnahm, wurde zunächst die Detailkartierung des Tolmeiner Brückenkopfes beendet. Dann stand ich vor der schweren Aufgabe,

aus der Fülle der sich darbietenden Probleme jene auszuwählen, die zunächst in Angriff genommen werden sollten.

Angesichts der so inhaltsreichen, grundlegenden Arbeiten Professor Kossmats konnte fürs erste eine Neudurchforschung des Isonzgebietes überhaupt als wenig aussichtsreich erscheinen. Bei näherer Überlegung durften diese Bedenken jedoch beiseite gestellt werden. Der Krieg hatte im Felsgerüst der Berge scharfe Wunden geschlagen. Viele neue Aufschlüsse waren entstanden, deren Registrierung wünschenswert erscheinen mußte. Dann hatte Kossmat in seiner die geologische Geschichte des Isonzgebietes aufhellenden Darstellung gewisse Fragen noch weiterer Klärung empfohlen. So konnte die Abtrennung von Kreide und Eocän und ihre Detailgliederung im Matajur-Kolowrat-Zuge nach seinen Angaben noch nicht als gesichert gelten. Schließlich war zu erwarten, daß die Untersuchung der Julischen Alpen, jenes an Naturschönheiten und geologischen Problemen so reichen Gebietes, sicherlich noch mancherlei Ergänzungen zum bisher bekannten Struktur-bild werde hinzufügen lassen.

Anläßlich der mir übertragenen Aufgabe fühlte ich die Verpflichtung, aus den vergänglichen Aufschlüssen der Kriegszeit für die Wissenschaft dasjenige festzuhalten, was der Verarbeitung und der Veröffentlichung wert erschien. In erster Linie ging mein Bemühen dahin, von jenen Stellen genaue Skizzen und Profile zu gewinnen, an denen Kontakte verschiedener Formationen oder einzelner, markanter Schichtglieder entblößt waren. Weiters trachtete ich, die neu angelegten Straßenaufschlüsse, dann größere Tunnel und Kavernen in Profilen festzuhalten, um an der Hand letzterer ein klares Bild der Lagerungsverhältnisse und der tektonischen Struktur zu erhalten. Der Rest der zur Verfügung gestandenen Zeit wurde zur Detailkartierung besonders interessanter Gebiete und zu übersichtlichen Begehungen im ganzen Isonzgebirge verwendet. So sammelte sich im Laufe einer siebenmonatigen, gründlich ausgenützten Arbeitsperiode viel Beobachtungsmaterial an.

Die hauptsächlichsten Vorarbeiten.

Die wichtigsten Vorarbeiten über den geologischen Bau des Isonzgebietes gehen auf Kossmats grundlegende Untersuchungen zurück. Leider ist das endgültige Ergebnis von Kossmats Aufnahmen, das für das Kartenwerk der Geologischen Reichsanstalt bearbeitete Blatt Tolmein noch nicht in Druck erschienen und die Aufnahme des Kartenblattes Flitsch unvollendet geblieben. Die Hauptresultate der das Isonzgebiet betreffenden Studien hat jedoch Kossmat bereits in mehreren Arbeiten eingehend dargelegt. Die geologische Geschichte des Ternowaner Waldes (Südostpartie des Blattes Tolmein) wurde in einem hochinteressanten Aufsatz, betitelt „der küstenländische Hochkarst und seine tektonische Stellung“ (Verhandlungen der Geolog. Reichsanstalt 1909, Nr. 4 u. 5) geschildert. Der nordöstliche Abschnitt des Spezialkartenblattes Tolmein fand in der für die geognostische Kenntnis der Julischen Alpen grundlegenden Monographie Kossmats;

„Geologie des Wocheiner Tunnels und der südlichen Anschlußlinie“ (mit einer geologischen Karte 1:75.000) in den Denkschriften der k. Akademie der Wissenschaften 1914 eine genaue Beschreibung. Der Bau der Gebirgszüge in der nordwestlichen Partie desselben Blattes sowie jener der angrenzenden Teile der Flitscher Spezialkarte ist in einer in den Verhandlungen der Geolog. Reichsanstalt 1908, Nr. 2 und 3, veröffentlichten Mitteilung (mit Kartenskizze) in seinen Grundzügen besprochen. Der südwestliche und westliche Teil des Kartenblattes Tolmein wurde, da auf italienischem Gebiet gelegen, in Kossmats Aufnahme nicht einbezogen.

In dem bekannten Werke: „Die adriatische Umrandung der alpinen Faltenregion“ (mit Karte 1:200.000, Mitteilungen der Geolog. Gesellschaft in Wien, 6. Band, 1913) entwirft Kossmat, von neuen Gesichtspunkten ausgehend, ein Bild vom Werdegang des Isonzogebietes und von dessen Einordnung in das allgemeine tektonische und stratigraphische Gefüge der Südostalpen. Die Entwicklungsgeschichte des Flußsystems des Isonzo findet schließlich in der bedeutungsvollen Studie Kossmats „Die morphologische Entwicklung der Gehirge im Isonzo- und oberen Savegebiet“, Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde in Berlin, Jahrgang 1916, Nr. 9 und 10 eingehende Würdigung.

Als ich meine Arbeiten begann, konnte ich mich daher auf einen reichen Schatz an geologischen Erfahrungen stützen.

Auch die fleißige Arbeit der italienischen Fachgenossen in den angrenzenden Friauler Bergen hatte mancherlei interessante Ergebnisse gezeitigt, die für die Auffassung vom Bau des Isonzogebirges eine wertvolle Ergänzung darboten. Es sei hier nur auf O. Marinellis ausgezeichnete Monographie: „Descrizione geologica dei Dintorni di Tarcento in Friuli“ (Firenze 1902) und auf Giotti Dainellis „L'Eocene Friulano, Monographia Geologica e paleontologica“ (1915) hingewiesen.

Wenn, wie ich hoffe, meine Studien trotz dieser ausgezeichneten und intensiven Vorarbeiten einen Fortschritt in der Erkenntnis vom Bau des Isonzogebirges bedeuten sollten, so will ich darin nichts anderes erblicken als einen Ausdruck für die unendliche Fülle von wertvollem Beobachtungsmaterial; die das gegenwärtig so gut entblößte Gebirge darbietet und für die Mannigfaltigkeit und Vielfältigkeit der Probleme, die sich aus dem erweiterten Born mühsamer Beobachtung dort schöpfen lassen. Deren Bewertung, Auswahl und Komposition wird übrigeus bis zu einem gewissen Grade immer vom individuellen Standpunkt des Untersuchenden und von der Geistesrichtung in der Wissenschaft beeinflußt erscheinen.

Allen jenen, die meine Arbeit durch Rat und Tat gefördert haben, sei an dieser Stelle mein herzlichster Dank ausgesprochen. Im besonderen erlaube ich mir Herrn Geheimrat Universitätsprofessor Dr. Franz Kossmat in Leipzig, Direktor der sächsischen Geologischen Landesuntersuchung, meine ganz spezielle Erkenntlichkeit dafür zum Ausdruck zu bringen, daß er mir das von ihm aufgenommene, aber noch nicht publizierte Spezialkartenblatt Tolmein als Grundlage

für meine Aufnahme überließ; ferner dafür, daß er, als ich im April 1919 nach Leipzig gekommen war, die große Freundlichkeit hatte, in eingehender Aussprache die die Geschichte des Isonzgebietes berührenden Fragen mit mir zu erörtern und aus dem Schatz seiner reichen Erfahrung manche wertvolle Beobachtung mitzuteilen.

Die allerdings noch lange nicht vollendete Untersuchung der Sedimentgesteine des Isonzgebietes wurde im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Wien durchgeführt. Dem Vorstand desselben, meinem hochverehrten Lehrer Herrn Hofrat o. ö. Universitätsprofessor Dr. Friedrich Becke, der mir hierbei mit seinem Rat stets an die Hand ging, schulde ich nicht minder ergebensten Dank.

Mein herzlicher Dank gebührt ferner Herrn Museumsassistenten Dr. Friedrich Trauth, der mir bei Untersuchung der Juraammoniten des Krnggebietes, die im Naturhistorischen Museum mit freundlicher Erlaubnis des Direktors der geologischen Abteilung Universitätsprofessor Dr. Franz X. Schaffer durchgeführt wurde, in liebenswürdiger Weise durch Zusammenstellung der Literatur und durch manchen wertvollen Fingerzeig behilflich war.

Während meiner Tätigkeit als Kriegsgeologe waren mir vier, im letzten Monat sechs Herren als Hilfsgeologen zugeteilt. Die Herren cand. mont. C. Klima, Lientnant i. d. R. Lehrer F. Bendl und Lehrer F. Reindl wurden auch zur Mitarbeit bei Durchführung der geologischen Aufnahme verwendet. Insbesondere wurden die Genannten zur Detailzeichnung von Straßenprofilen, zu Kavernenuntersuchungen etc. herangezogen. Die vorliegender Arbeit beigegebenen Karteu und Profile gehen jedoch ausschließlich auf meine eigenen Begehungen und Aufzeichnungen zurück. Den mir zugeteilt gewesenen Hilfsgeologen, insbesondere den obgenannten Herren, spreche ich für ihre ersprießliche und freundliche Hilfe, die sie mir bei Durchführung unserer austrengenden und für den Nichtfachmann sicherlich oft eintönigen Arbeit geleistet haben, meinen herzlichsten Dank aus.

Der Druck der Beilagen zu obiger Arbeit wurde im Militär-Geographischen Institut durchgeführt¹⁾. Für wertvolle Ratschläge in der geeigneten Durchführung der Zeichnerarbeiten bin ich dem Leiter obigen Instituts, Herrn Oberst H. Ginzel, meinem ehemaligen, hochgeehrten Vorgesetzten, der auch im Frühjahr 1918 den Auftrag zur militärgeologischen Aufnahme des Isonzgebietes erteilt hatte, sehr zu Dank verpflichtet, den ich mir auch an dieser Stelle zum Ausdruck zu bringen gestatte.

¹⁾ Die Herstellung der Tafeln erfolgte auf Kosten des Autors. (Anmerkung der Schriftleitung)

Literaturverzeichnis.

- E. Brückner: Die postglazialen Gletscher der Julischen Alpen. Das Problem des Isonzo- und Natisoneaufs. X. Jahresbericht der Berner Geograph. Gesellschaft. (A. Penck) und E. Brückner: Alpen im Eiszeitalter. III. Bd. 1909.
- G. Dainelli: L'Eocene Friulano. Monographia Geologica et Palaont 1915.
- R. Fabiani: Il Paleogene del Veneto. Memorie dell' Istituto Geologico della R. Università de Padua. Vol. III. 1915.
- E. v. Hauer: Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau nach Duino. Sitzungsberichte d. kais. Akad. d. Wissenschaften, math.-nat. Kl. Bd. XXV. 1857.
- O. Gumprecht: Der mittlere Isonzo und sein Verhältnis zum Natisone. Ein Beitrag zur Lösung der Frage nach dem Alter des Isonzosystems. Zeitschrift f. wissenschaft. Geographie. VII. Leipzig 1886.
- Siehe auch: Idem Petermanns Mitteilungen 1891.
- F. Kossmat: Geologisches aus dem Bcätal im Küstenlande. Verhandlungen der Geol. R.-A. 1901.
- Beobachtungen über den Bau des mittleren Isonzgebietes. Verhandlungen der k. k. Geol. R.-A. 1908, Nr. 2 u. 3.
- Geologie des Wocheiner Tunnels und der südl. Anschlußlinie. Denkschriften d. kais. Akad. d. Wissenschaften. Wien 1907.
- Der küstenländische Hochkarst und seine tektonische Stellung. Verh. d. Geol. R.-A. 1909. Nr. 4—5.
- Die adriatische Umrandung der alpinen Faltenregion. Mitt. der Geolog. Gesellschaft. Wien 1913.
- Die morphologische Entwicklung der Gebirge im Isonzo- und oberen Savegebiet. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde. Berlin 1916. Nr. 9—10.
- O. Marinelli: Osservazione varie fatte durante un' escursione al Matajur. In Alto. Anno XVI. Nr. 1. 1905.
- La chiusa di Pradolino (Valle del Natisone). In Alto. Anno V. Udine 1894.
- Descrizione geologica dei dintorni di Tarcento. Firenze 1902. Sezione di Scienze fisiche et naturale.
- F. Musoni: La sorgente della valle media del Natisone. Mondo sotterraneo. Ann. IV. 1—3. Udine 1907.
- D. Stur: Das Isonzotal von Flitsch abwärts bis Görz. Jahrb. d. Geol. R.-A. IX. 1858.
- T. Taramelli: Sugli antichi ghiacciaji della Drava, della Sava e dell' Isonzo. Atti Soc. Ital. Sc. nat. 1870.
- Spiegazione della carta geol. del Friuli. Pavia 1831.
- Terreni morenici etc. del Friuli. Ann. Scient. R. Istituto Tecnico di Udine. VIII. 1875.
- Geologia della Provincia Venete. Atti R. Accad. dei Lincei XIII. 1882.
- A. Tellini: Intorno alle tracce abbandonate da un ramo dell' antico ghiacciaio del F. Isonzo etc. Ann. del R. Istituto Tecnico Antonio Zanon di Udine. Serie II. Anno XV. 1897.
- A. Winkler: Morphologische Studien im Isonzgebiet. (Vortragsbericht.) Mitt. der Geographischen Gesellschaft Wien. Bd. 62, Nr. 2/3. Wien 1919. S. 140—143.
- Ueber geologische Studien im mittleren Isonzgebiet. (Vorläufige Mitteilung.) Verh. der Geol. Staatsanstalt 1920, Nr. 8.

Umgrenzung des darzustellenden Raumes, Umfang der Arbeit.

Die Umgrenzung des in vorliegender Arbeit zu besprechenden Gebietes ist aus beiliegender Karte (Tafel II, Fig. 1) zu ersehen. Eine beiläufige West-Nordwest verlaufende Linie, welche vom Isonzo südlich Selo über Srednje, Rocchin, Topolo, M. Maggiore, M. Clevizza, gegen Stupizza am Natisono verläuft, bildet die südliche Grenze des genauer studierten Raumes. Der Ostrand ist durch den Isonzolauf zwischen Selo und Tolmein und durch das Tolminkatal bis zu dessen Ursprung gegeben. In den Julischen Alpen zieht die Grenze des Kartengebietes von der Tolminkaquelle bei der Planina na Prodih in nordwestlicher Richtung über Smogar und Velki Lemež gegen den Vršič. Die Schlußseite des studierten Vierecks bildet schließlich eine zuerst südwestlich verlaufende Linie vom Vršič über den Krasji vrh zum Stariški vrh, dann nach West rückspringend zur Vršanja glava, von hier südwärts zum Natisono bis Robič sich hinziehend und dem Verlauf dieses Flusses entlang bis Stupizza folgend. Auch außerhalb dieses Raumes wurden zahlreiche Begehungen durchgeführt, die aber nicht jene Geschlossenheit aufwiesen, daß sie zu einem einheitlichen Kartenbild zusammengefaßt werden konnten.

In vorliegender Arbeit wird nur der erste Teil meiner Ergebnisse, nämlich das Beobachtungsmaterial, das die geologische Aufnahme zutage gefördert hat und die unmittelbar daraus sich ergebenden Schlußfolgerungen veröffentlicht. Die allgemeinen Resultate über die paläogeographischen und tektonischen Verhältnisse des Isonzogebirges und über dessen Einfügung in den Rahmen der Südostalpen müssen einer später zu publizierenden Studie vorbehalten bleiben. Die morphologische und die Quartärgeschichte des Isonzogebietes wird in dieser Arbeit nur so weit, als sie zur Erklärung des beigegebenen Kartenbildes nötig ist, besprochen werden, da auch deren eingehende Darlegung separaten Publikationen vorbehalten bleibt.

Die zonare Gliederung des Isonzogebietes.

Wichtige tektonische Linien teilen das Isonzogebirge in mehrere, beiläufig West-Nordwest streichende Zonen. In der mittleren Partie des zu beschreibenden Raumes nahm Kossmat¹⁾ eine tektonische Dreigliederung vor. Im Norden türmen sich als erste Einheit die Dachsteinkalkmassen des Wocheiner Kammes auf. Sie sind an der Krüberschiebung auf einen zweiten Gesteinszug, die Julische Vorgebirgszone (Porezenzone) aufgeschoben. Letztere ist wieder an der Karfreit—Kirchheimer Störungslinie auf die vorgelagerte dritte Einheit, die Flyschzone von Friaul hinauf bewegt worden. Aus letzterer tauchen die Trias- und Juraantiklinalen des Matajur- und Kolovratzuges auf. Westwärts von Karfreit erkannte Kossmat eine Spaltung der

¹⁾ F. Kossmat, Geologie des Wocheiner Tunnels. Wien 1907.

zweiten Einheit (Julische Vorzone) in zwei Antiklinal- und Synklinalzüge, die an einer steilen Ueberschiebung aneinander grenzen. Auch der ersten Einheit erscheint dort durch das Auftauchen des Polounikgewölbes aus seiner kretazischen Umlüllung eine neue tektonische Zone südwärts angegliedert. Nach Kossmats Auffassung stehen daher den fünf tektonischen Zoneu im Raum westlich von Karfreit im Gebiete östlich dieses Ortes nur drei Gebirgseinheiten gegenüber.

Diese Teilung des mittleren Isonzgebietes in tektonische Elemente wird die Grundlage für die Besprechung der Schichtfolge abgeben. Einige Abweichungen in der Abgrenzung der einzelnen Gebirgseinheiten und eine weitergehende Zerteilung derselben, wie sie sich aus meinen eigenen Aufnahmen ergeben hat, muß bei der folgenden Darlegung des stratigraphischen Befundes noch in Rücksicht gezogen werden.

II. Die Schichtfolge des mittleren Isonzgebietes.

(Siehe hierzu die Tabelle Tafel Nr. VII.)

An den Schichten des Isonzgebietes beteiligen sich triadische, jurassische, kretazische und eocäne Sedimente. Die Ablagerungen der Trias sind vorwiegend im Wocheiner Kamm, jene des Jura hauptsächlich in der Julischen Vorzone, die Kreideschichten in letzterer verbreitet und nehmen außerdem am Aufbau der Friauler Flyschzone Anteil, deren Südabdachung von Eocänbildungen zusammengesetzt wird. Oligocäne und jungtertiäre Sedimente sind unbekannt. Die Quartärbildungen schmiegen sich eng dem Verlauf des heutigen Isonzotales und der Natisonefurche an.

A. Die Schichtfolge des Wocheiner Kammes.

Wie Sturs Angaben vermuten lassen und wie es Kossmats Studien¹⁾ klar erwiesen haben, trennt eine bedeutende Störungslinie die Triasmassen des Wocheiner Kammes von der unterlagernden jungmesozoischen Julischen Vorzone. Innerhalb der aufgeschobenen Triasplatte konnte ich eine Teilung in zwei Schuppen erkennen: in eine tiefere, südwestlich gelegene Einheit, welcher die gewaltigen, aus Dachsteinkalk bestehenden Wandabstürze des Gebirges angehören, und in eine höhere, speziell aus triadischen Dolomiten bestehende Decke. Die Lužnicaüberschiebung trennt beide Schubmassen. (Siehe Tafel II, Fig. 1, 2 und 4a.)

I Die Stratigraphie der südwestlichen Schuppe des Wocheiner Kammes.

Trias.

Das tiefste in der südlichen Schuppe zutage tretende Schichtglied bildet ein mächtiger Komplex von Dachsteinkalk, welcher an den Südwänden des Krnzuges in deutlicher, gleichmäßig grober Bankung

¹⁾ F. Kossmat, Geologie des Wocheiner Tunnels. Wien 1907.

entblößt ist (siehe Tafel III, Figur 5—9). Da der Dachsteinkalk im Liegenden eine tektonische Begrenzung besitzt, läßt sich seine Mächtigkeit nicht mit Sicherheit ermitteln. Die Schätzung über den Abstand zwischen Basisüberschiebung und Juraauflagerung ergibt 800—900 m. Die Dachsteinkalke schließen sich nach der Gesteinsbeschaffenheit eng an jene im östlich benachbarten Wocheiner Kamm an, wo sie Kossmat gelegentlich der Tunnelaufschlüsse genau beschrieben hat. Weißlich und hellgrau gefärbte, gebankte, dichte Kalke, reich an Gastropodenresten, wechseln mit oolithischen Partien, mit Schichten, die umgelagerten Riffkalken ähnlich sehen, mit Megalodonten- und Korallenbänken, mit spärlichen grauen und auch rötlichen, feinkörnigen Primärbreccien und mit untergeordneten Einlagerungen von feingestreiften Kalken ab. Dünne Mergelschmitzen durchflechten hie und da die Kalksedimente. Zwischen den tieferen und höheren Lagen ließ sich insofern ein Unterschied erkennen, als die an Megalodonten ganz besonders reichen Bänke vornehmlich in den oberen Partien der Dachsteinkalke anzutreffen waren. Damit steht die Tatsache in Uebereinstimmung, daß die noch später zu besprechenden Jurabreccien, welche über den höchsten Bänken der Dachsteinkalke transgredieren, in ungezählter Menge Megalodontenkalkblöcke als Gerölle enthalten. Die tieferen Lagen des Dachsteinkalkkomplexes sind an dem am Südabfall des Krn (Δ 2245) im Krieg von den Italienern gebauten, in die Felswände des Kozljak (P. 1602) eingesprengten Weges am besten erschlossen. In den weißlichen bis hellgrauen Kalken, mit welchen Streifen mit Riffstruktur und feingeschichtete Bänke wechsellagern, sind zahlreiche, zum Teil gut erhaltene Gastropodenquerschnitte sichtbar.

In den Dachsteinkalken der südlichen Schuppe des Wocheiner Kammes ist nach der sogleich zu besprechenden, konkordanten und regelmäßigen Auflagerung der Liassedimente und nach der bedeutenden, beiläufig 800 m betragenden Mächtigkeit ohne Zweifel die rhätische und die norische Stufe der oberen Trias vertreten. Es ist aber kaum wahrscheinlich, daß darin auch noch die Äquivalente der ladinisch-karnischen Stufen enthalten sind, da letztere in den umliegenden Regionen teils in dolomitischen Fazies (Schlerndolomit), teils in klastischer, sandig-schiefriger Anshildung (Raibler Schichten, transgredierende Amphyclinenschichten) entwickelt sind.

Lias und Jura.

Der Uebergang der Dachsteinkalke in ihr Hangendes ist am Grat östlich des Krn, der P. 2163 trägt, am besten erschlossen (siehe Tafel III, Figur 5). Ueber schön gebankten, megalodontenreichen Dachsteinkalken, die den südlichen Absturz von P. 2163 bilden, lagert eine zirka 10 m mächtige Bank von massivem, zum Teil oolithischem Kalk, welche als Wandstufe deutlich hervortritt. Im Hangenden dieser folgt, wie Tafel III, Figur 5 zeigt, eine Wechsellagerung von Fossilspuren enthaltenden Kalkbänken, mit grünlichen, seltener rötlichgefärbten Mergellagen. Diese gegen die Verwitterung weniger widerstandsfähigen Schichten bedingen oberhalb der Steilstufe einen treppen-

förmigen Anstieg zur Kammhöhe von P. 2163. Die schiefrigen Einschaltungen besitzen meist nur einige Zentimeter Mächtigkeit, schwellen aber in einzelnen Lagen bis auf $1\frac{1}{2}$ dcm Stärke an. Die Untersuchung im Dünnschliffe zeigte, daß der Mergel nebst unbestimmbaren organischen Resten Glaukonitkörner enthält, die wohl auch die grünliche Färbung des Gesteines bedingen.

Die beschriebenen Sedimente tragen wie durch zahlreiche, an kleinen Störungen abgesunkene und dadurch konservierte Reste deutlich wird, eine völlig konkordant aufgelagerte Decke von roten Mergelkalken. Diese hier nur in einigen Metern Mächtigkeit erhaltenen Lagen erweisen sich in den 1—2 km östlich gelegenen Profilen als Bestandteile der dem Lias zuzuzählenden hornsteinführenden Schichtfolge.

Die hangenden, durch Glaukonitmergel ausgezeichneten Bäue des Dachsteinkalkes, wie sie das beschriebene Profil erkennen läßt, weisen auf eine vermehrte Zufuhr terrigenen Materials zur Bildungszeit hin. Die Tatsache, daß eine von der Dachsteinkalk-(Dolomit-)Fazies abweichende Ausbildung der rhätischen Stufe, in den Südostalpen bekanntlich nicht unterschieden werden kann, während zumeist ein Wechsel in den Sedimentationsbedingungen im Lias eintritt¹⁾, legt mir die Annahme nahe, daß die obersten, durch starke Mergelbänke gegliederten Dachsteinkalklagen des Krngebietes bereits der Basis der Liasformation angehören mögen.

Die Jurasedimente des Wocheiner Kammes sind im Aufnahmegebiet in prachtvoller Weise in der Lužnica, einem herrlichen 1800—2000 m hoch gelegenen, talähnlichen Felsenkessel, östlich des Krn, der von einem kleinen, grünschimmernden See eingenommen wird, erschlossen. Tafel III, Figur 6 zeigt in regelmäßiger Lagerung über stellenweise oolithischen Dachsteinkalkbänken mit kleinen Megalodonten eine zirka 10 m mächtige Schichte von rötlichem, spätem Crinoidenkalk vom Typus des Hierlatzkalk. Das Gestein ist reich an Schalenquerschnitten und an Erzknollen. Es sind Limonitknollen, welche eine Manganrinde (*Psilomelan*?) besitzen. Die Kalke sind lokal mit Eisenerz imprägniert. Gegen das Hangende ist eine zirka $1\frac{1}{2}$ m starke, hellgraue, ebenfalls Fossilquerschnitte führende Bank eingeschaltet. Der Crinoidenkalk wird konkordant von intensiv rotgefärbten Mergelkalken überlagert, wie sie bereits bei Beschreibung des vorigen Profils erwähnt wurden. Rote und violette Kalkmergel schalten sich in diese ein. Flyschähnliche Sandsteine, die ich dem Senon zuzähle, bilden den Abschluß der mesozoischen Schichtfolge, welche sodann an einer schön aufgeschlossenen Ueberschiebung unter die höhere Schuppe des Wocheiner Kammes hinabsinkt.

Die Lužnicaprofile bergen eine der interessantesten geologischen Erscheinungen, die in den Julischen Alpen studiert werden können. Das Profil Tafel III, Figur 6 zeigt, daß sowohl die Dachsteinkalke als auch die auflagernden, dem Lias zugezählten Schichten an einer

¹⁾ O. Marinelli, „Dintorni di Tarcento“, pag. 16 hat in dem benachbarten Gebiet auf den allmählichen Uebergang von Trias in Lias und auf die Zugehörigkeit der obersten Dachsteinkalkbänke zu letzterem hingewiesen. Ähnliche Verhältnisse bestehen nach Kossmat („Der küstenländische Hochkarst“) im nördlichen Ternovanerplateau.

steilen Wand abschneiden und an dieser von grobklastischen Sedimenten ganz diskordant überdeckt werden. Die Untersuchung lehrte, daß letztere unregelmäßig, taschenförmig in die liegenden Dachsteinkalke eingreifen und somit Ausfüllungen von präexistierenden Rinnen und Furchen von ganz beträchtlicher Tiefe darstellen. Das Gestein besteht hauptsächlich aus kopf- bis hausgroßen Schollen von Dachsteinkalk in dessen verschiedenen Abarten (Oolithe, Megalodontenkalke, dichte Kalke etc.) nur ungefähr in Bänke gesondert. Ein rötliches, seltener grünliches, kalkig-mergeliges Zement verkittet die Blockmasse. Von besonderer Wichtigkeit ist die Tatsache, daß in den in Figur 6 dargestellten Aufschlüssen eine mehrere Kubikmeter große Scholle des roten Liasmergelkalkes unweit der Auflagerung der Breccien an diesen, eingebacken in die Dachsteingeröllmasse, aufgefunden wurde. Das rötliche Zement, welches das Blockwerk umgibt, enthält gerade an dieser Stelle schöne Reste von Crinoiden. In dem nur einige hundert Meter westlich gelegenen Wandaufschluß, erwies sich das Zement, das die ungefügte Schuttmasse verkittet, stellenweise als Crinoidenmergelkalk. Hier und an einem etwas westlicher gelegenen Punkte konnte ich in dem rotgefärbten Bindemittel der Breccie folgende Fossilreste aufsammeln:

Phylloceras cf. ptychoicum Quenstedt

Phylloceras plicatum Neumayer

Neumayria cf. trachynota Oppel

Aspidoceras subavellanum Campana

Perisphinctes spec.

Gastropoden: *Trochus spec.*

Bivalvenreste, Crinoiden, Korallen.

Die Fauna entspricht, soweit man aus dem Befund der wenigen, zum Teil unvollkommen erhaltenen Reste schließen darf, jener der Acanthicus-Schichten des Kimmeridge, eines bekanntlich in den Südalpen weit verbreiteten, oberjurassischen Horizontes.

Die Lagerungsverhältnisse der genannten Aufschlüsse (siehe Tafel III, Figur 7) zeigen an der voneinander unabhängigen Streich- und Fallrichtung der Dachsteinkalke und Oberjurasschichten, daß die Sedimente des Kimmeridge nicht nur mit einer Erosionslücke, sondern auch mit einer echten Diskordanz den Triaskalken auflagern. Hierdurch ist der Nachweis für das Vorhandensein eines mitteljurassischen Gebirges geführt, dessen Bildung vor der Transgression des Kimmeridge bereits abgeschlossen war.

Die stellenweise mit Rieseneblöcken gespickte Trümmerbreccie des Oberjura hat sich, meiner Auffassung nach, wie die dargestellten Aufschlüsse zeigen, beim Vordringen des Meeres in ein ertrinkendes, schluchtartiges Talsystem des mitteljurassischen Gebirges gebildet. Die Flutwelle unterschneidet hier in kräftiger Arbeit die Dachsteinkalk- und Liaswände der sinkenden Täler, die in Schutthalden zum Meeresgrund niederbrachen und stellenweise in Bergstürzen und Gehängeabbrüchen selbst hausgroßes Blockwerk in die Tiefe gleiten ließen. Die Fugen, welche zwischen dem kantigen Trümmerwerk offen blieben,

wurden, mit rotem Zement, welches wohl aus den umgelagerten Liasmergeln der Küste entstammte, zugeschlämmt. Die Stielglieder ungezählter Crinoiden, die Korallen und die Ammonitengehäuse wurden in diesem feineren Sediment eingebettet und darin wohl konserviert. Wie der abbröckelnde Schutt der Dachsteinkalkhänge in kaum sortierten Zustand sich zum interessanten, ammonitenreichen Sediment zusammenfügt, läßt sich am schönsten im nordwestlichen Teil der Lužnica beobachten, wo zwischen und unterhalb der ungefügten Dachsteinkalkschollen im roten, kalkigen Zement die bis überkopfgroßen Konturen der eingeschlossenen Ammonitenschalen an der bloßen Wand herauswittern.

Die geologischen Verhältnisse der Lužnica bieten auch für die Altersdeutung der unterlagernden posttriadischen Schichten einen Anhaltspunkt. Die die Dachsteinkalke überdeckenden roten Mergelkalke, sind samt ihrer Hierlatzchasis, wie die erwähnten Einschlüsse in der Oberjurabreccie mit Sicherheit erweisen, älter als das Kimmeridge. Zwischen ihrer Ablagerung und jener der Acanthicus-Schichten schaltet sich aber noch die mitteljurassische Gebirgsbildung und die darauffolgende Abtragung und Zertalung des gestörten und gehobenen Landes ein. Die betrachtete Zone muß daher mindestens in einem Teil des Doggers (oberer Dogger?) Festland gewesen sein, wodurch die Bildungsdauer der roten Mergelkalke nach oben noch enger begrenzt erscheint. Dem aus der Konkordanz mit den Dachsteinkalken gezogenen Schluß, daß die roten Mergelkalke dem Lias (und zwar vermutlich nicht den tiefsten Zonen desselben) entsprechen dürften, fügt sich obiges Ergebnis gut ein. Es ist indes natürlich nicht von der Hand zu weisen, daß die höheren Lagen der roten Mergelkalke auch noch einige Zonen des Doggers mitumfassen können.

Die Profile (Taf. III, Fig. 8) und die Photographie (Taf. II, Fig. 4b) zeigen die Lagerungsverhältnisse am Rudeci Rob, einer Oertlichkeit, von der bereits Stur¹⁾ das Vorhandensein der Juraschichten vermutet hatte. Die roten Liasmergelkalke enthalten auch hier wieder Einlagerungen von rötlichen und violetten Mergeln und sind durch allerdings nur spärliche Hornsteinführung ausgezeichnet. Sie sind an der Lužnicaüberschiebung zu einer zusammengeklappten Antiklinale und Synklinale gestaut, welche in ihrem Kern noch eine kleine Partie von Senonsandstein (?) einschließt. Die Lagerungsverhältnisse zeigen wieder die konkordante Ueberdeckung der Dachsteinkalke durch die Liasmergelkalke. An der südlich gelegenen, aus Dachsteinkalken aufgebauten Kuppe sind die Oberjurabreccien als Fortsetzung der besprochenen uralten Talfüllung erhalten.

Der Nordabfall des Krn wird in weiterer Ausdehnung von ungefügten Breccien, welche ihrer Beschaffenheit und Geröllzusammensetzung nach völlig den Kimmeridgeschichten gleichen, eingenommen. Die Schichtung der grobgebankten Ablagerung ist weniger deutlich als jene der Dachsteinkalke. Das Auftreten ungezählter Megalodontenblöcke auf sekundärer Lagerstätte erweist das posttriadische Alter der Ablagerung. Ich glaube nicht fehl zu gehen, wenn ich diese grob-

¹⁾ D. Stur, Das Isonzotal etc. Jahrb. der Geol. R.-A. 1854.

klastischen Sedimente als Aequivalente der Kimmeridgeschichten der Lužnica ansehe, von denen sie in petrographischer Hinsicht nicht abzutrennen sind. Die Schichten lagern vermutlich als Ausfüllung einer alten Furche zwischen den Dachsteinkalkwänden des P. 2163 einerseits und des Krn (Δ 2254) anderseits. Das Abschneiden der mehr rötlich verfärbten Breccienbänke an den Dachsteinkalken ist am Nordabfall des Krn deutlich wahrzunehmen. Die ostseitige Begrenzung der Breccien scheint nach dem bei P. 2032 (Sattel östlich Krn) aufgeschlossenen Harnisch übrigens einer vielleicht nur lokalen tektonischen Absenkung zu entsprechen. Das Fehlen von Jurafossilien innerhalb des grobklastischen Sediments kann nicht als stichhaltiger Gegengrund gegen diese Altersdeutung angeführt werden, da auch innerhalb der Lužnicabreccie die so ammoniten- und crinoidenreichen Partien nur nesterweise auftreten und ein schrittweiser Uebergang in ganz fossilfreie Schuttablagerungen zu beobachten ist.

Oberkreide.

An der Einsattlung P. 2077 (zwischen P. 2163 und P. 2178 östlich Krn) und an der Senke zwischen dem Maznik und zwischen P. 2012 (südöstlich Krn) ist unmittelbar unter der Lužnicaüberschiebung eine geringmächtige Einklemmung von flyschähnlichen Sandsteinen und Mergeln erhalten. (Siehe Tafel III, Figur 5 und 6). Eine größere, als Einfaltung in den Liasmergelkalken zutage tretende Flyschpartie findet sich am Rudeči Rob (P. 1918). (Siehe Tafel III, Figur 8 und 9 und Tafel I, Figur 4b.) Folgende Gründe bestimmen mich dazu, diese Ablagerungen den Senonschichten des Isonzogebietes zu parallelisieren:

1. Die Gesteine entsprechen ihrem Aussehen nach vollkommen den in den hohen Teilen der Senonfolge der Julischen Vorzone und des Friauler Flyschgebietes auftretenden Sedimenten. Die mit Mergelbänken wechsellagernden Sandsteine sind grobkörnig, zum Teil konglomeratartig. Ein Dünnschliff zeigte, daß in letzteren größere Quarzkörner, Kalkspatblättchen, rotbraungefärbte, undurchsichtige Hornsteine, gelbgefärbte Hornsteine und graue durchsichtige Hornsteine als Gerölle enthalten sind. Quarze und Hornsteine überwiegen. Es liegt hier der gleiche Ablagerungstypus vor, wie man ihn etwa in den Flyschsedimenten der autochthonen Vorlage oder an verschiedenen Oertlichkeiten der Julischen Vorzone beobachten kann. Einzelne Lagen enthalten kohlige Partien, wie sie in analoger Weise im Senonflysch am Isonzo häufig zu erkennen sind.

2. Die reichlich in den Konglomeraten enthaltenen Hornsteingerölle, speziell die rotgefärbten, gleichen jenen, wie sie in den unterlagernden Liasmergelkalken auftreten. Letztere waren daher zur Bildungszeit der Konglomerate einer Abtragung unterworfen, wobei die Hornsteine bereits im fertigen Zustand als Geröllkomponenten dem sich bildenden Sedimente einverleibt wurden. Dies spricht dafür, daß der Flysch durch eine Schichtlücke von der unterlagernden Liasmasse getrennt ist, nicht aber eine Einfaltung einer höheren Lias-Juralage in diese darstellt.

3. Die unmittelbar angrenzenden Malmbreccien der Lužnica enthalten keine Einschlüsse der flyschähnlichen Sandsteine, was jedoch

zu erwarten wäre, wenn letztere das jüngste Schichtglied in der unter- bis mitteljurassischen Schichtfolge darstellen würden.

4. Die auf Tafel III, Figur 5 dargestellten Aufschlußverhältnisse am Sattel P. 2077 (östlich Krn) sprechen deutlich für eine von den älteren Bildungen unabhängige, transgressive Lagerung der Flyschschiefer und Sandsteine. Die oolithischen Dachsteinkalke (vermutlich hier bereits dem tieferen Lias angehörig) schneiden deutlich an den transgressiv übergreifenden Flyschschiefern ab. Die aufgeschlossene Grenze zeigt einen normalen (nicht tektonischen) Auflagerungskontakt. Eine wenige Zentimeter mächtige Bank eines sandigen Steinmergels vernietet die triadischen Sedimente mit den sandigen und schieferigen Bildungen des Senons. Komplizierter gestalten sich die Grenzverhältnisse zwischen den der Kreide zugerechneten Sedimenten und ihrer triadisch-jurassischen Unterlage am Rudeč Rob. Am Südfall der Kuppe sind, wie Tafel III, Figur 8 zeigt, den Liasmergelkalcken zwei Einschaltungen von flyschähnlichem Schiefer und Sandstein eingefügt. Die erste, etwa nur 1 m mächtige Bank, ist bei überkippter Lagerung der Schichten als Kern einer ausgequetschten Synklinale in die Jura-mergelkalcke eingeklemmt. Im normalen Hangendschenkel der Mulde bildet eine 10—20 cm mächtige, aus Triaskalkgeröllen gebildete Lage eine stratigraphische Verknüpfung der Kreideschichten mit den Liasmergelkalcken, während im gestörten Liegendschenkel ein durch einen Harnisch angedeuteter tektonischer Kontakt vorliegt. Eine an Kiesel-sandsteinen reiche Flyschmulde bildet wenige Meter unterhalb der erwähnten Einklemmung eine etwas größere Einfaltung der Kreidesteine in die Liasmergel. Die Verhältnisse am Rudeč Rob deuten auch hier auf eine selbständige transgressive Verbreitung der Kreideschichten. Denn hierdurch ist die Tatsache am besten zu erklären, daß südöstlich dieses Berges die Flyschschichten als ein schmales, an der Lužnicaüberschiebung eingeklemmtes Band den Dachsteinkalcken unmittelbar aufgelagert, durchziehen. (Siehe Karte Tafel II, Figur 2.)

Die hier vorgebrachten Gründe berechtigen mich, wie mir dünkt, zur Annahme, daß die Flyschschichten des Krn der Senonschichtfolge des Isonzgebietes, und zwar vermutlich deren oberer Abteilung zuzurechnen sind.

2. Der Schichtenbau der Nordostschuppe des Wocheiner Kammes.

Ueher der Lužnicaüberschiebung, welche im bogenförmigen Verlauf die Julische Triasplatte durchzieht, baut sich eine neue Gebirgseinheit auf. Während deren Abgrenzung gegen Süd und Südwest aus dem im Kartenbild dargelegten anormalen Kontakt ohne weiteres klar ist, läßt sich ihre Ausdehnung in nördlicher und nordöstlicher Richtung nicht so leicht feststellen. An einer ausgeprägten West-Nordwest streichenden Bruchfalte, welche sich der Ueherschiebungstektonik gegenüber als eine zweifellos jüngere Störung erweist, grenzt sich die aufgeschobene Dolomitdecke gegen das nördlich und nordöstlich gelegene Dachsteinkalkgebirge ab. (Siehe Tafel II, Figur 2.) Je nachdem man an dieser Grenzstörung eine Senkung des

nördlichen oder des südlichen Flügels annimmt, ist diese Dachsteinkalkregion der höheren oder tieferen Schuppe des Wocheiner Kammes zuzuzählen. Später noch zu besprechende Umstände legen es mir nahe, daß eine Absenkung des Nordflügels an der erwähnten Bruchfalte stattgefunden hat. Das jenseits dieser Störung gelegene Dachsteinkalkplateau des Velki Lemeš, Smogar und Bogatin wäre letzterer Auffassung folgend als das abgesenkte, normale, stratigraphisch Hangende der höheren (Dolomit) Schuppe des Wocheiner Kammes aufzufassen.

Ueber die Schichtfolge der höheren Schuppe des Wocheiner Kammes läßt sich Nachstehendes bemerken:

Triasdolomit. [Schlerndolomit?]

Oberhalb der Lužnicaüberschiebung baut sich in schroffen Wänden, welche vom Hochtal prächtig aufragen, eine Masse von hellgrauen, grobgebankten Dolomiten auf. Die Schichtung ist weniger deutlich als jene der Dachsteinkalke. Die Gehänge zeigen die charakteristischen Merkmale der Dolomitlandschaften. Die Basis der Dolomitmassen wird in der Lužnica von einer zirka 20 m mächtigen, grauen Kalklage gebildet. (Siehe die Karte Tafel III, Figur 6 und 7.) Die Mächtigkeit der Dolomite ist bei der wechselnden Neigung der Schichten schwer zu ermitteln. 500 m kann aber wohl als mindester Wert gelten. Das Alter dieser Schichten kann nur aus den Verhältnissen der weiteren Umgebung abgeleitet werden. Die Mächtigkeit, welche die Dachsteinkalkfazies gerade in dem als tektonisch zugehörig zu betrachtenden, nördlich angrenzenden Hochplateau aufweist, spricht dagegen, daß die Dolomite etwa ein stratigraphisches Aequivalent letzterer darstellen könnten. Aus Kossmats Studien ist zu entnehmen, daß in der tektonisch nahe stehenden Zone des Flitscher Grintouc, in dem südöstlich an diesen angrenzenden Vogelkamm (Lena Spica) ebenso wie im Koritnicatal im Liegenden der Dachsteinkalkmauern der Julischen Platte Dolomite hervortreten, welche als Fortsetzung der ladinischen, erzführenden Dolomite und Kalke von Raibl (Schlerndolomit) und als fazielle Vertretung der hangenden Raibler- und Torerschichten aufzufassen sind.

Es erscheint mir daher am natürlichsten, auch diesen, in meinem Aufnahmegebiet zutage tretenden mächtigen Dolomitmassen ein ladinisch-karnisches Alter zuzuschreiben.

Dachsteinkalke.

Mächtige Dachsteinkalke bauen die nördlich der Bruchfalte gelegenen Hochgebirgsflächen auf. Die Fazies entspricht dem normalen Typus.

Lias.

An dem Grat, der vom Velki Lemeš gegen Süd zieht und am See bei der Duple planina sind in komplizierter Einfaltung und Einklemmung in die steil aufgerichteten Dachsteinkalke Reste von rotem hornsteinführendem Liasmergelkalk erhalten. (Siehe Tafel VI, Fig. 55.) Es sind dieselben Gesteine, wie sie in den vorhergehenden

Seiten aus dem Bereich der tieferen Schuppe des Wocheiner Kammes beschrieben wurden.

Das Profil Tafel VI, Figur 55 zeigt, wie bei P. 1976 (südwestlich Velki Lemež) die in einer nur 2 m mächtigen Einklemmung erhaltenen, roten Mergelkalke in voller Konkordanz den obersten Dachsteinkalkbänken sich auflagern. Letztere besitzen hier, ähnlich wie auf P. 2163 gastropodenreiche Lagen mit grünen Mergel einschaltungen. Die Tatsache, daß auch hier die Ablagerung der Liasmergelkalke lückenlos an jene der Dachsteinkalke, deren oberste Bänke übrigens schon dem tieferen Lias entsprechen mögen, sich anschließt, verdient hervorgehoben zu werden.

Ueerblicken wir nochmals die Schichtfolge, die durch die geologische Aufnahme im Wocheiner Kamm klargelegt wurde. Als tiefstes Schichtglied baut sich über einer zirka 20 m starken Lage von grauen, schön gebankten Kalken eine mächtige Dolomitmasse von vermutlich ladinisch-karnischem Alter auf. 700—900 m mächtige Dachsteinkalke setzen die oberen Stufen des Triasprofils zusammen. Häufig oolithische, an glaukonitischen Mergelbänken reiche Dachsteinkalke oder rote Hierlatzschichten, beide wahrscheinlich dem tieferen Lias angehörig, bilden den Uebergang zu einem mächtigen Komplex rötlicher, spärlich Hornsteine führender Mergelkalke. (Lias bis ? Unterer Dogger.)

Grobklastische, an Ammoniten und Crinoiden reiche Breccien der Acanthicusschichten (Kimmeridge) bilden in transgressivem Auftreten, dem älteren, gestörten und tief erodierten Untergrund eingelagert, den Abschluß der jurassischen Schichtfolge.

Flyschsandsteine und Mergel, die aus fazieller Analogie den oberen Senonschichten des Isonzotals parallelisiert wurden, stellen, ebenfalls in übergreifender Lagerung nachweisbar, das jüngste an Gebirgsbau beteiligte Sediment dar.

B. Die Julische Vorzone.

Zwischen der Krnüberschiebung einerseits und der Karfreit—Kirchheimer Störung anderseits schaltet sich eine sehr wechselvoll gebaute, hauptsächlich aus jungmesozoischen Gesteinen zusammengesetzte Zone ein, welche Kossmat im mittleren und östlichen Teil des hier dargestellten Raumes als tektonische Einheit auffaßte. Meine Untersuchungen führten mich jedoch auf Grund einer etwas geänderten Auffassung der stratigraphischen Verhältnisse dazu, innerhalb dieser Zone eine tektonische Zweiteilung vorzunehmen. Die auf der Karte sichtbar gemachte Ueberschiebungslinie trennt eine höhere von einer tieferen Schubmasse. (Siehe tekt. Skizze Tafel II, Figur 4 c.) In der westlichen Partie des Kartenblattes nahm Kossmat in dieser Zone verschuppte Antiklinalzüge (Polounik, Triaszug von Serpenizza und Stolz) an, die sich durch Spaltung aus derselben entwickeln sollten. Die Trias des Polounik betrachte ich, wie noch später näher dargelegt werden soll, als dem Wocheiner Kamm zugehörig, den

Stolz schließe ich nach Faziesverhältnissen und tektonischem Aufbau enger an das autochthone Flyschvorland an und lasse dessen Beschreibung der Julischen Vorzone nachfolgen.

Ueberblicken wir zunächst die Schichtfolge in der

1. Oberen Schuppe der Julischen Vorzone.

Wenn man von Drežnica oder Košec gegen den auffälligen Triasporon der am Südabfall des Krn, am Kožljak (P. 1602), hervorragt, hinausteigt, so gelangt man nach Durchquerung des durch Flyschschiefer gekennzeichneten Senons unvermittelt zu Schichtenblößen, welche eine von den Oberkreidegesteinen ganz abweichende, zum Teil auch hornsteinführende Gesteinsfolge von roten Mergelkalken aufzeigen. Diese Schichten bauen in einer gegen 500 m betragenden Mächtigkeit den Höhenrücken der Pleča (P. 1304) auf¹⁾. Der Schwierigkeit, welcher diese die Flyschsandsteine überlagernden, makroskopischer Reste entbehrenden Gesteine einer Altersdeutung entgegensetzten, war sich bereits Kossmat bewußt. Nach eingehender Erörterung der Lagerungsverhältnisse gelangte er zur Ansicht, daß hier oberstenone Scaglia vorläge. Er bemerkt (loc. cit. pag. 77)²⁾: „Am leichtesten verständlich ist das unvermittelte Auftreten der geschlossenen Scagliagruppe, wenn man sie als isoklinal eingefaltete Mulde betrachtet, welche also jünger wäre wie der Flysch.“

Meine Begehungen vermehrten meine Zweifel an der Richtigkeit des kretazischen Alters dieser Gesteinsgruppe und verdichteten sie schließlich so weit, daß diese Altersauffassung aufgegeben werden konnte. Die Gründe, welche gegen die Zugehörigkeit der Hornsteinmergelkalle zum Senon sprechen, sind folgende:

1. Vollständige fazielle Analogie mit den roten Mergelkalken des Lias am Wocheiner Kamm (Krngebiet).

2. Ganz abweichende Beschaffenheit von den senonen Gesteinen des ganzen Isonzogebietes, die ich, nebenbei bemerkt, in dreijähriger Untersuchung in allen Abarten kennen zu lernen Gelegenheit hatte. Auch die lokal auftretenden roten Mergelschiefer der oberen Kreide sind mit obigen Gesteinen nicht zu verwechseln.

3. Während der tiefere Komplex der roten Mergelkalle an der Pleča Hornsteine nur sehr spärlich enthält, geht die Schichtfolge im Hangenden in sehr hornsteinreiche, hellgraugrünlichgefärbte Mergelkalle über. Solche kieselreiche Sedimente bilden die Kammhöhe von P. 1304 (Pleča) und P. 1382 (Koptoka). Die Senongesteine des Isonzogebietes haben mir an keiner einzigen Stelle Bänke mit Hornsteinen auf primärer Lagerstätte gezeigt. Es erscheint mir deshalb ausgeschlossen, daß inmitten der sonst ganz normal ausgebildeten Flyschentwicklung des Senons in der Julischen Vorzone eine ganz abweichende, hornsteinführende Schichtfolge sich einstellen sollte. Hingegen zeichnen

¹⁾ Differenzialfaltung und eventuell vorhandene tektonische Wiederholungen lassen die wirkliche Mächtigkeit schwer bestimmen.

²⁾ F. Kossmat, Der Gebirgsbau des mittleren Isonzogebietes. Verhandl. der Geol. R.-A. 1908.

sich die gleichartigen Liasgesteine des Wocheiner Kammes durch analoge Hornsteinführung aus.

4. Die in der Julischen Vorzone auftretenden, grobklastischen Senonbreccien enthalten, wie sich an vielen Punkten (zum Beispiel westlich Sleme planina), und zwar deutlich erweisen ließ, große Fetzen der ebenerwähnten, hornsteinführenden, roten Mergelkalke als Gerölle. Da letztere somit in den Senongesteinen in jenem Zustand, den sie heute aufweisen, bereits als Gerölle enthalten sind, muß ihnen ein höheres Alter zukommen (siehe Tafel III, Figur 10).

5. Im nahen, wenn auch nicht unmittelbaren Zusammenhang mit den in Frage stehenden hornsteinführenden Schichten tritt in der Umgebung von Drežnica oolithischer Crinoidenkalk, rötlicher Hierlatzkalk mit Ammoniten und eine Lage von Hornsteinplattenkalk zutage. Diese zweifellos jurassischen (liassischen) Schichten sind auch für die Altersdeutung der roten Mergelkalke in der Pleča nicht ohne Belang.

6. Die allerdings nur selten aufgeschlossene, keinerlei Uebergangsbildungen aufweisende, scharfe untere Grenze der Mergelkalke trägt die Anzeichen eines deutlichen Ueberschiebungskontaktes (zum Beispiel Kosina planina).

Aus allen diesen Gründen schließe ich, daß in der von Kossmat und älteren Autoren als „Scaglia“ aufgefaßten Schichtfolge ein aufgeschobener liassisch-jurassischer Komplex vorliegt. Mehrere Profile sollen den nicht leicht zu enträtselnden Schichtbau der oberen Schuppe der Julischen Vorzone verdeutlichen.

Plečaprofil.

Das Profil Tafel III, Figur 12 gibt einen Ueberblick über den Schichtenbau der oberen Schuppe in der Julischen Vorzone. Ueber mehrere hundert Meter mächtigen, an Hornsteinlagen fast freien, rotgefärbten Mergelkalken, welche in wellig gebogene, oft linsenförmig ausgezogene, von weißen Kalkspatadern durchflochtene, dünne Bänke gegliedert sind, folgt im Hangenden, untrennbar verbunden, ein hornsteinführender Kalkmergelkomplex. Rotgefärbte und hellgraugrünliche Kalkmergelbänke, letztere sehr reich an Kieselgesteinen, wechseln in oftmaliger Wiederholung miteinander ab. Die Untersuchung von Dünnschliffen ergab die Bestätigung von Kossmats Beobachtung, daß die „Scaglia“-Mergel einem foraminiferenreichen (Globigerinen- und Textularien-)Sediment entsprechen. Dies und das feine Korn der jeder grobklastischen Beimengung entbehrenden Schichten, die sich trotz großer Mächtigkeit durch auffallende Gleichartigkeit der Fazies auszeichnen, lassen vermuten, daß ihre Ablagerung in etwas größeren Tiefen erfolgt ist. Sie sind vermutlich aus einem globigerinenreichen Kalk-(Kalkmergel-)Schlick des Liasmeeres hervorgegangen.

Ueber den roten Mergelkalken folgt ein zirka 200—300 m mächtiger Komplex toniger und mergeliger Gesteine. Kossmat schrieb dieser Schichtfolge auch ein senones Alter zu und betrachtete sie als Gegenflügel einer isoklinalen Liegendfalte, deren anderer Schenkel durch die Flyschgesteine an der Basis der Pleča und deren Kern

durch „Scaglia“-Schichten gebildet wäre. An den guten Aufschlüssen, welche die Laufgräben und Wegbauten in dem schiefrigen und mergeligen Komplex darbieten, zeigt die Schichtfolge ein von dem Senonfysch des Isonzgebietes und insbesondere auch der unmittelbar angrenzenden Zonen abweichendes Bild. Die in letzteren überall verbreiteten Breccien, Konglomeratlagen, Kalksandsteine und an Quarz und Hornsteingeröllen reichen Sandsteinbänke fehlen hier völlig. Ueberhaupt konnte keine gröberklastische (sandige) Einlagerung wahrgenommen werden. Weitere Unterschiede gegen die Senonfazies bilden die vorkommenden tonigen Schieferlagen und das Auftreten einer sehr kieselsreichen Zone. Da, wie schon ein Blick auf das Profil Figur 12 zeigt, die Mergel und Schiefer konkordant den roten Mergelkalcken auflagern und sich aus diesen entwickeln, letztere aber aus den umseitig angeführten Gründen dem Lias zu parallelisieren sind, wird auch für erstere die Annahme eines jurassischen Alters nahe gelegt.

Wenn man nun auch das jurassische Alter dieser Schichten als gesichert betrachtet, gilt es doch noch zu entscheiden, ob die dunklen Mergel und Schiefer bei Annahme einer normalen Lagerung als das Hangende der roten Mergelkalcke oder bei Voraussetzung einer Inversion im Sinne Kossmats als deren Liegendes aufzufassen wären. Anzeichen einer Ueberkippung der Schichtfolge konnten hier nicht wahrgenommen werden. Bei der flachen Lagerung der Sedimente im Plečaprofil ist eine solche an und für sich unwahrscheinlich. Auch folgende Ueberlegung spricht dagegen: Im benachbarten Wocheiner Kamm (Krngebiet) entwickeln sich die roten Liasmergelkalcke unmittelbar oder mittels einer nur wenige Meter mächtigen Crinoidenkalkbasis aus den Dachsteinkalken. Ihr Hangendes ist dort denudiert. Für das Plečaprofil mit seinen überaus mächtigen Liasmergelkalcken ergibt sich hieraus, daß der letztere überlagernde, schiefrig-mergelige Komplex mit großer Wahrscheinlichkeit jünger als die roten Mergelkalcke ist. Dies um so mehr, als bei Dreženca in naher Beziehung zur Basis der Liaskalkmergel der Pleča, Reste von oolithischen Crinoiden- und Hierlatzkalken auftreten, welche auffällig an die Liegendgesteine der roten Mergelkalcke des Krngebietes erinnern.

Da die roten Mergelkalcke nach ihrer Mächtigkeit und ihrer sicherlich nicht besonders raschen Bildungsweise (Globigerinensediment!) wohl den gesamten Lias und vielleicht auch noch Teile des Doggers umfassen dürften, glaube ich zur Annahme berechtigt zu sein, daß die in ihrem Hangenden folgende pelitische Sedimentfolge ganz oder teilweise den mittleren Jura und vielleicht auch noch den oberen Jura in sich schließt.

Tafel III, Fignr 12 gibt das Profil wieder, welches ich vom Hangenden der Liasmergelkalcke angefangen bis an die Dachsteinkalkmassen der Krnüberschiebung gezeichnet habe. Aus dem hornsteinführenden Mergelkalkkomplex entwickeln sich zunächst rötlich- und grünlichgefärbte, weiche Mergel, welche in dunkelgraue Tonschiefer übergehen, die sich durch einen großen Reichtum an Kieselnollen auszeichnen. Ein Dünnschliff ergab das Bild eines unreinen Hornsteines. Die kiesel- und auch eisenreichen Residua der Schiefer lassen

einen eigentümlichen, schlackenähnlichen Verwitterungsboden zurück. Spärliche Einlagerungen fester Bänke sind wahrzunehmen. Die Untersuchung eines solchen Gesteins im Dünnschliff zeigte, daß es aus feinen Quarzkörnchen, die mit einem tonigkalkigen Zement verkittet sind, zusammengesetzt ist. Es liegt also wohl ein quarzhaltiger, feinsandiger Mergel vor. Das Gestein ist von jüngeren Quarzäderchen durchwoben.

Die Schichtfolge wird im Hangenden durch eine untergeordnete Störung begrenzt, welche südlich P. 1390 eine Schuppe von Liasmergelkalk mit den tonführenden Schichten in anormalen Kontakt bringt. Im Hangenden dieser aufgeschobenen Liaszone baut sich, scheinbar regelmäßig, ein 200 m mächtiger Komplex von einförmigen, grauen Mergeln mit harten Bänken auf. Der Schichtfolge ist in ihrem höheren Teile eine Zone von überwiegend rotgefärbten Mergelbänken eingeschaltet.

In dem nördlich der Pleča (südlich der Alpe za Slap) gelegenen Graben konnte zwischen den Liasmergelkalcken und der Fortsetzung der erwähnten sekundären Schuppe folgender mächtigerer Schichtkomplex beobachtet werden (siehe Tafel III, Figur 11):

Die hornsteinführenden Mergelkalke des Lias werden von weichen plattigen, überwiegend rot- oder untergeordnet graugefärbten Mergeln überdeckt. Darüber folgt zuerst in einer kleinen Einklemmung, dann in einem 40 m mächtigen Band, eine Zone rostbraun verwitternder, an Kieselknollen und Erz reicher, dunkler Tonschiefer, mit eingeschalteten härteren, sandigmergeligen Bänken. Darüber vermitteln rötliche Mergel den Uebergang zu mächtigen grauen Mergelschiefen, welche zweifellos demselben Komplex angehören wie jene, die wir im vorigen Profil unterhalb der Krnüberschiebung angetroffen haben.

Wie die Profile der Pleča zeigen, setzt an der oberen Grenze der an Globigerinen reichen Liasmergelkalke eine scharfe Scheide in der Sedimentfazies ein. Die Ueberlagerung der letzteren durch tou- und quarzführende, schiefrige Gesteine deutet auf eine vermehrte Zufuhr terrigenen Materials zur Bildungszeit hin. Im Uebrigen weist jedoch das äußerst feine Korn der Ton- und Mergelsedimente, das Fehlen jeder groben Einschaltung und wohl auch das Auftreten der kiesel- und erzführenden Gesteine auf eine größere Ablagerungstiefe hin. Berücksichtigt man, daß die Untersuchung in angrenzenden Wocheiner Kamm (Krngebiet) die Existenz mitteljurassischer Gebirgsbewegungen erwiesen hat, so wird es als keine besonders gewagte Annahme erscheinen, wenn die Verdrängung der vorwiegend organischen Foraminiferensedimente durch klastische Ablagerungen mit diesen diastrophischen Vorgängen in Zusammenhang gebracht wird. Der die Hornsteinmergelkalke überlagernde Komplex der kieselreichen Tonschiefer wäre dieser Auffassung folgend etwa dem Dogger zuzuzählen.

Die nordwestliche Fortsetzung der Lias-Jura-Zone der Pleča.

Die Lias-Jura-Zone setzt sich in nord-nordwestlicher Richtung von der Pleča am Krnggehänge fort, verwindet dann unter Schutthalden, die von der Vrata und vom Vršič zu einer talähnlichen Mulde zwischen

diesen Bergen und dem Krasji vrh herabziehen, taucht aber jenseits derselben, in dem obersten Teile des in das Flitscher Becken mündenden Slateniktales wieder hervor. Tafel III, Fig. 13, welche von hier stammt, zeigt die charakteristischen roten Liasmergelkalke mit Hornsteinen, antiklinalförmig gelagert, von dunkelgrauen Mergelschiefern überdeckt. Erstere enthalten eine Lage von oolithischem Crinoidenkalk.

Der Polounik.

Eine für die Deutung der geologischen Verhältnisse der Julischen Vorzone wichtige Frage ist jene nach der tektonischen Zugehörigkeit der Polounikmasse. Kossmat faßte diese als ein im Norden und Osten aus den Kreideschichten der Julischen Vorzone auftauchendes Gewölbe auf, welches gegen Süden mit einer Aufschubung an seine jungmesozoische Vorlage grenzt und gegen Westen hin (jenseits des Isonzo) mit den Triaskalkmassen der Kaningruppe verschmilzt. Nach den in der vorerwähnten Einsenkung zwischen Polounik und Krnuzg sichtbaren Lagerungsverhältnissen (siehe Karte) kann ich nach reiflicher Ueberlegung nicht umhin, einer anderen Auffassung den Vorzug zu geben, die eine engere Aneinanderreihung der Triasmassen des Krnuzges (Wocheiner Kamm) an jene des Polounik vorsieht. Die zwischen beiden auftauchende, zum Teil unter Schutt begrabene Jurazone (nach Kossmats „Scaglia“) wird hierdurch zu einem Sattelfenster. (Siehe Tafel III, Figur 13.) Näheres wird im tektonischen Teile ausgeführt¹⁾.

Die Dachsteinkalke des Polounik gleichen völlig jenen des Wocheiner Kammes. Es herrschen wie dort die hell gefärbten, weißlichen Dachsteinkalke, mit Lagen von Riffstruktur und mit sehr gastropodenreichen Bänken vor. Die gleichartige Fazies unterstützt also die tektonische Angliederung an den Krnuzg.

Den am Südabfall des Krasji vrh P. 1772 (östlichste Erhebung des Polounik) steil nach Süden einschließenden Dachsteinkalkbänken schließt sich ein in zwei tiefen Runsen aufgedeckter Komplex von Flyschgesteinen an. Eine Basisüberschiebung begrenzt die im Profil sichtbare Senonschichtfolge nach unten. Ueber einer durch rotes mergeliges Zement ausgezeichneten, mit Dachstein- und Mergelkalkgeröllen, gespickten Breccie baut sich ein über 100 m mächtiger Komplex von roten und grauen Mergeln mit untergeordneten Einlagerungen von zum Teil massenhaft hornsteingeröllführenden Sandsteinbänken auf, welcher im Hangenden in eine zuerst rote, dann graugefärbte Blockmergellage aus Dachsteinkalkmaterial übergeht. Die auf Tafel III, Figur 14 u. 15 dargestellten Aufschlußverhältnisse zeigen unzweideutig an, daß zwischen Flysch und Dachsteinkalk auch schon zur Bildungszeit des ersteren eine sehr nahe, räumliche Verknüpfung bestanden haben muß. Die Kreide enthält nämlich nicht nur in der intensiv rot gefärbten, basalen Breccie, sondern auch in den höheren Lagen Dachsteinkalkgerölle. Die bis mehrere Kubikmeter Größe er-

¹⁾ Uebrigens wurde diese Annahme bereits von Kossmat als Möglichkeit in ernste Erwägung gezogen, jedoch speziell mit Rücksicht auf die im Flitscher Becken sichtbaren Verhältnisse verworfen.

reichenden oolithischen Dachsteinkalkblöcke gleichen ganz jenen Gesteinen, wie sie im angrenzenden Triaskamm auftreten. Die Größe der Blöcke, ihre geringe Abrollung und unsortierte Lagerung macht es zur Gewißheit, daß das Flyschmeer an den Wänden eines unmittelbar nahe befindlichen Dachsteinkalkgebirges gebrandet hat. Gerölle von Crinoidenkalk und grauem Mergel (vermutlich aus dem Lias-Jura stammend) deuten auch auf eine damals vorhandene Entblößung jüngerer Sedimente. In der Zeit der obersten Kreide war demnach bereits eine weitgehende Bloßlegung älterer Schichten vorhanden, an welche sich die Senosedimente in zum Teil große Rollblöcke führenden Bänken angelagert haben. Die Annahme namhafter Gebirgsbewegungen, die bereits vor der Senontransgression sich hier abgespielt haben müssen, ist nicht von der Hand zu weisen.

Die Polouniktrias ist, wie ich glaube, als stratigraphisch-tektonische Fortsetzung des Wocheiner Kammes zu betrachten. Der ihr ursprünglich angelagerte, nachträglich zusammengeschobene Kreidestreifen verknüpft sie mit der Julischen Vorzone. Ich vermute — und die folgenden Erörterungen werden weitere Stützen hierfür bieten —, daß die Gleitbewegung des Wocheiner Kammes (entlang der Krüüberschiebung) bereits in vorsenoner Zeit sich vollzogen hat. Das Fehlen von kretazischen Gesteinen an dieser Störungslinie, dann die über diese Uberschiebung in ähnliche Fazies erfolgende Transgression des Senonmeeres, die erwähnte Bloßlegung der Triassedimente und der auf Strandnähe und auf einen steilen Küstenabfall zur Bildungszeit hinweisende Aufbau der obersten Kreidesedimente kann hierfür als Stütze gelten.

Die Schuppen von Drežnica.

Außerst verwickelte Verhältnisse liegen in jenem Zwickel vor, welcher sich zwischen die Liaskalkmassen der Pleča einerseits und die Dachsteinkalkhöhen des östlichen Polounik andererseits einschaltet. Gute Aufschlüsse ermöglichen ein einigermaßen klares Bild der geologischen Verhältnisse.

Ueber die südliche, untere Schuppe der Julischen Vorzone, welche in der Senke von Drežnica mit Senongesteinen abschließt, baut sich eine in zwei sekundäre Schnuppen zerlegte, höhere tektonische Einheit auf, die wie Tafel III, Figur 16 zeigt, aus oberen Kreideschichten und kleinen Schollen von Lias zusammengesetzt ist. Die obere Teilschuppe ist nördlich von Drežnica als jüngere synklinale Einfaltung in der unteren enthalten. Sowohl in tektonischer Hinsicht, als auch ihrem stratigraphischen Aufbau nach erweist sich erstere als die Fortsetzung der dem Polounik angelagerten und auf der vorigen Seite beschriebenen Kreidezone. Ueber den an der Uberschiebung zerquetschten Senonschiefern der unteren Teilschuppe folgt eine zirka 30 m mächtige Lage eines roten ungeschichteten Geröllmergels, welcher linsenförmige Mergelknollen enthält. Es ist derselbe Gesteinstypus, wie er an der Basis der dem Polounik vorgelagerten Senonschichten zutage tritt. In dem Hangenden geht er in eine feiuere, etwas geschichtete, ebenfalls durch rotes Mergelzement ausgezeichnete Breccie über, welche sodann, wie am Fuß des Polounik,

von grauen Mergeln mit spärlichen Sandsteinbänken überdeckt wird. Letztere bilden den Kern einer steilen Synklinale. Der Hangendflügel zeigt die Wiederholung der Schichtfolge, jedoch taucht im Liegenden des roten, ungeschichteten Geröllmergels noch eine 60 m starke Partie von älteren Gesteinen auf. Eine Lage von Hornsteinplattenkalk bildet ihr Hangendes. Einige Meter starke Bänke von rötlichem und hellgrauem Hierlatzcrinoidenkalk mit Ammoniten und eine größere Scholle von oolithischem Kalk folgen darunter. Mit einer deutlich erschlossenen, durch gequetschte Gesteine gekennzeichneten Ueberschiebung, lagern letztere dem Flysch der tieferen Teilschuppe auf.

Die Lagerungsverhältnisse sprechen für die Transgression der ungeschichteten, roten Mergelbreccie über der Liasscholle. Betrachtet man das Kartenbild, so liegt es am nächsten, als Fortsetzung der durch Liasreste gekennzeichneten oberen Teilschuppe die Liasschubmasse der Pleča anzusehen, deren Basisüberschiebung nur durch eine wenige hundert Meter breite, quartäre Verschüttungszone in jene Bewegungsfläche sich fortzusetzen scheint, welche die obere Drežnicateilschuppe nach unten begrenzt. Unter dieser Voraussetzung kann angenommen werden, daß die grobklastischen Senonbildungen, welche Liasgesteine als Gerölle führen, entlang einer Steilküste an ein vorhandenes Gebirgsrelief sich angelagert haben, das durch die vorsehonen Schubbewegungen geschaffen wurde. Die grobklastische Beschaffenheit des transgredierenden Senon, insbesondere das Auftreten der kaum geschichteten mergeligen Breccien und die übergreifende Lagerung letzterer über der Liasscholle nördlich von Drežnica rechtfertigen diese Auffassung. Allerdings kann der geringe Abstand, mit welchem gegenwärtig die Liaskalke der Pleča an die Senonschuppe oberhalb Drežnica herantreten, nicht mehr der ursprünglichen Ablagerungsdistanz beider entsprechen. Die später zu beschreibende jüngere (vermutlich posteocäne) Querfaltung hat durch Verbiegung der Schuppen die übergreifende Schichtfolge und das unterlagernde Gebirge enger aneinander gepreßt.

Die zweite, tiefer gelegene jener beiden Teilschuppen, in welchen, meinen Untersuchungen zufolge, die nördliche Schuppe der Julischen Vorzone im Raum von Drežnica zerfällt, zeigt eine ganz ähnliche Schichtfolge. Nur erweist der Charakter der Senonsedimente, insbesondere die geringe Mächtigkeit und der im allgemeinen weniger grobklastische Charakter der Kreideschichten auf eine vom Strande etwas entferntere Bildungsweise hin. Tafel III, Figur 16 zeigt an der klaren Ueberschiebungsfläche zwei nur einige Kubikmeter messende Schollen von oolithischem Kalk (wohl dem Lias angehörig), die nach Art ihres Auftretens als Schubsetzen an der Gleitfläche zu betrachten sind, überlagert von der roten Mergelbreccie. Letztere wird im Hangenden von Flyschsedimenten überdeckt. Ein gutes Bild geben die nur einige hundert Meter östlich gelegenen Aufschlüsse am Gehänge des Ročičabaches. Ueber der prächtig sichtbaren Ueberschiebungsfläche bant sich die höhere Schuppe mit einer roten, mit Geröllen (Dachsteinkalk und Mergelblöcken, letztere vermutlich aus dem Lias stammend) gespickten mergeligen Breccie auf, welcher nach Art einer, an der Steilküste losgebrochenen, in die Sedimente eingebackenen Scholle,

ein großer Block von hartem Steinmergel eingeschaltet ist. Eine zuerst mit rotem, dann mit grauem Zement versehene, aus Mergelkalken bestehende Schuttbrecerie bildet mittels feiner Geröllagen den Uebergang zum hangenden, normalen Flyschkomplex. Der Charakter der basalen Schuttbildungen läßt auch hier eine Transgression des Senonmeeres an einer nahen Küste erkennen.

Von besonderem Interesse ist das Auftreten eines isolierten Restes von zum Teil oolithischem Crinoidenkalk (vermutlich Liaskalk), welcher, der gleichen Schuppe angehörig, den Senongesteinen von Drežnica aufgeschoben und als allseitig freigelegter Deckschollenrest zu betrachten ist. Figur 16 zeigt den basalen Schubkontakt. Die neuen Aufschlüsse lassen an der gegebenen, tektonischen Deutung keinen Zweifel.

Die Fortsetzung dieser oolithischen Crinoidenkalke stellen zweifelsohne jene gleichartigen, kleineren Kalkpartien dar, welche, wie erwähnt, an der nur 300 m nördlich ausstreichenden, vorher beschriebenen Gleitfläche als Schubsetzen zutage treten.

Ich vermute, daß die Teilung der nördlichen Schuppe der Julischen Vorzone in ihren beiden Teilschuppen und deren Verbiegung bei einer jüngeren, mit der Querhewegung in den Julischen Alpen zusammenhängenden Gebirgsbildungsphase erfolgt ist. Jedenfalls sind beide untergeordnete tektonische Einheiten, sowohl nach ihrem Schichtinhalt als auch nach ihrer tektonischen Stellung eng aneinander zu reihen.

Die nördliche Fortsetzung der Plečeschuppe.

Gewaltige Schuttkegel, die in den hochgelegenen Nischen, am Südfall des Krnkammes entspringen, verhüllen auf weite Erstreckung die östliche Fortsetzung der Lias-Jura-Schuppe der Pleča (= nördliche Einheit der Julischen Vorzone). Bei der Kosina planina blickt aus dem Gehängeschutt ein unbedeutendes Vorkommnis von Jura- und Kreidesteinen hervor. Aber erst an den Gehängen westlich und südlich der Sleme planina ist der Schichtenbau des Gebirges wieder in größerem Maßstab sichtbar. Südlich der Sleme planina nahm Kossmat¹⁾, wie die in der Arbeit über den Wocheiner Tunnel enthaltenen Mitteilungen und Profile zeigen, die Existenz einer liegenden Antiklinale an, deren Kern von unterkretazischen Woltschacher Kalken gebildet wird und deren Hangendschenkel, ebenso wie der überkippte Liegendschenkel, aus flyschähnlichen Schichten des Senon besteht. Meine Begehungen bestätigten das Vorhandensein der überkippten Antiklinale; nur legten sie mir die Auffassung nahe, daß nicht eine normale, ungestörte, stratigraphische Folge von der Faltung betroffen wurde, sondern ein bereits überschobener, in zwei tektonischen Einheiten gespalteter Schichtkomplex. Das überschobene Gebirge entspricht der südlichen, das aufgeschobene der nördlichen Schuppe der Julischen Vorzone. Die Zusammensetzung des letzteren besteht teils aus Lias-Jura-Gesteinen, teils aus vermutlich über denselben transgredierenden Senonsedimenten. Im Antiklinalscheitel sind die Schichten

¹⁾ F. Kossmat loc. cit.

der höheren Schuppe abgetragen, so daß die Flyschgesteine der unteren Schuppe zutage treten.

Diese aus meinen Begehungen als Hypothese erwachsene Auffassung sei des besseren Verständnisses halber den Beobachtungstatsachen vorangestellt.

Profil zwischen Sleme planina und Leskovca planina.

(Siehe Tafel III, Figur 10.)

In den großen Anrissen, welche der westlichste der dem Mrzli potok zuströmenden Quellbäche sich geschaffen hat, ist eine invers gelagerte Schichtfolge entblößt. Graue und grünlichgraue Mergelschiefer (mit Sandsteinbänken) bilden das Liegende (stratigraphisch Hangende) der Schichtfolge; darüber (im stratigraphisch Liegenden) taucht eine zirka 10—15 m starke, undeutlich geschichtete, plattige Breccie auf, welche von einer gegen 100 m mächtigen, rot gefärbten Schuttbildung mit mergeligem Zement überdeckt wird. Lagen von plattig mergeligem Sandstein und Bänke von grauem und rotem Mergel sind eingeschaltet. Die Breccie ist der Hauptsache nach ungeschichtet und besteht aus einem willkürlich zusammengefügt, zum beträchtlichen Teil aus Riesenblöcken bestehenden Schuttmaterial. Unter den Geröllen sind Dachsteinkalke der Trias, speziell die im letzteren so verbreiteten Oolithkalke, dann die typischen roten Mergelkalke des Lias (Kossmats „Scaglia“), Hornsteinkauern, rote und gelbgraue Mergel vom Aussehen der Lias-Jura-Gesteine und andere verbreitet. Eingeschaltete, feinkörnige Lagen können als Hornstein-Sandsteine bezeichnet werden. Es obliegt keinem Zweifel, daß hier ebenso wie am Polounik und bei Drežnica die Transgressionsbasis des Senons über ein aus Dachsteinkalk und Juragesteinen aufgebautes Gebirge vorliegt. Von der küstennahen Bildungsweise der Sedimente gibt auch ein mehrere Kubikmeter großer Block von Hornsteinführendem rotem Liaskalk, der in der Breccie auftritt, Zeugnis (siehe Tafel III, Figur 10).

Diese in verkehrter Lage befindliche Schichtfolge wird im Hangenden von etwas steiler fallendem senonem Flysch durch eine Störungsfläche getrennt, überdeckt. Eine tiefgreifende Durchbewegung der Flyschgesteine wie sie sich in der vollkommenen Verschieferung derselben, in einer Auswulzung eingelagerter Sandsteinbänke, in Linsenstruktur, in der Einschaltung mylonitischer Lagen und einer Durchhäderung mit Kalkspat ausprägt, gibt ein Bild von der Größe der Druckkräfte, die entlang derselben wirksam gewesen sein müssen. Die auflagernden Gesteine entsprechen offenbar einem Auftauchen der tieferen Schuppe, welches in Form einer liegenden Antiklinale erfolgt. Demnach entspricht der Kontakt zwischen der invers gelagerten Breccienmasse und den anormal überlagernden Senongesteinen einer, wie ich glaube, nachträglich überkippten Schubbahn.

Eine Zone von rotgefärbtem Mergel bildet in der Profillinie das tatsächlich Hangende (stratigraphisch Liegende) dieser Schichten (siehe Tafel III, Figur 11). Einige hundert Meter westlich schaltet sich zwischen diese und den an der Ueberschiebung gequetschten

Gesteinen mächtigerer Flyschschiefer ein. Wenig oberhalb der Basisstörung enthält er große Linsen von oolithischem Kalk (Dachsteinkalk), die wohl als Schubfetzen in eine stark gequälte Matrix eingeschuppt erscheinen. Die Ueberlagerung der roten Mergelzone bildet im Profilschnitt eine Flyschfolge, welche als normal gelagerter Hangendflügel der Antiklinale betrachtet werden kann. Diese wird schließlich zirka 50 m unterhalb der Dachsteinkalkgrenze an einer durch gepreßte Schiefergesteine kenntlichen Gleitfläche von Schichten überlagert, die ihrem Aussehen nach völlig mit den Jurasedimenten des Plečaprofils übereinstimmen. Ueber einer zirka 2 m mächtigen Wand von rotem Lias-Mergelkalk bauen sich hier jene grauen und roten Mergel auf, die wir früher als mutmaßliche Aequivalente des Dogger (und Malm?) angesehen haben. Die im Plečaprofil gegen 800 m starke, jurassische Schichtfolge ist hier bereits bis auf diese geringmächtige Einschalung ausgepreßt. Mit scharfen Ueberschiebungsrändern türmen sich die Dachsteinkalkmauern des Wocheiner Kammes (südwestliche Schuppe) darüber auf.

Profil am Slemi (P. 1487) und bei der Sleme planina.

(Siehe Tafel III, Figur 17.)

Verfolgt man die nordwestlich streichende Antiklinale gegen Slemi (Punkt 1437), so tauchen, in steil einschneidenden Gräben aufgeschlossen, im Kern des überkippten Sattels, noch tiefere Schichtglieder an. An dem südlichen der drei Gräben, welche von Sleme planina herunterziehen, fand ich im tieferen Teile eine ähnliche Schichtfolge, wie sie auf vorigem Profil beschrieben wurde. So wie dort bilden invers gelagerte Mergel mit spärlichen Sandsteinbänken das Liegende. Darüber folgt ebenso die rote Mergelbreccie, welche gegen das Hangende (stratigraphisch Liegende) zu grobblockiger wird und an einer durch gequetschtes und gefaltetes Gestein gekennzeichneten Störung vom Flysch der tieferen Schuppe überlagert wird. Im Hangenden (stratigraphisch Liegenden) dieser durch dicke Sandsteinbänke ausgezeichneten Flyschschiefer folgt ein Wechsel von Kalksandsteinen mit Geröllmergeln und gestreiften Mergeln, welcher von einer zirka 10 m mächtigen, massigen Breccienbank überdeckt wird. Diese läßt deutlich in einer knieförmigen Wölbung den antiklinalen Abschluß der überkippten Falte hervortreten. Das tiefste sichtbare Schichtglied bildet hier ein die Breccienbank normal unterlagernder roter Mergelschiefer¹⁾. Die Schichtfolge entspricht nach ihrem Faziesbefund, insbesondere nach der Geröllzusammensetzung und der Beschaffenheit der Breccie (Woltschacher Kalk und Rudistenkalkgerölle als Einschluß) und nach dem Auftreten des Woltschacher Kalkes im Kern der Falte²⁾ dem Typus der in der südlichen Schuppe der Julischen Vorzone auftretenden Sedimenten, dem sie übrigens auch nach ihrem tektonischen Verband (als antiklinale Aufwölbung des Untergrundes innerhalb der höheren Schubmasse) zuzuzählen ist.

¹⁾ Südöstlich taucht darunter noch Woltschacher Kalk auf.

²⁾ Weiter südöstlich.

Der normal gelagerte Hangendflügel der Antiklinale läßt wieder den im Profil Tafel III, Figur 17 dargestellten Wechsel von Kalksandsteinen mit brecciösen und Streifenmergeln erkennen. Er schneidet sodann an einer flachen Störung an einem andersartigen Schichtkomplex ab. Letzterer besteht aus einem in ungezählter Wiederholung stattfindenden Wechsel sehr feinkörniger, brecciöser oder sandiger Lagen und zwischenlagernder, sich stets in gleicher Ausbildung wiederholender, roter und grüner Mergelbänke. Am Ueberschiebungskontakt sind sie stark gepreßt und in Detailfalten zusammengestaucht. Die kleinen Gerölle der Schichten scheinen aus dem Dachsteinkalke zu stammen.

Ueber das Alter dieser Sedimente konnte ich mir nur aus fazieller Analogie eine allerdings nur provisorische Anschauung bilden. Am ähnlichsten dünken mir jene Oberjuragesteine, welche in der südlichen Julischen Vorzone und in der autochthonen Vorlage durch eine ähnliche Wechsellagerung feinschichtiger Bänke mit rotem und grauem Mergelschiefer sich auszeichnen, wengleich den Gesteinen am Slemi die reiche Hornsteinführung letzterer völlig abgeht.

Es hat den Anschein, als ob die in Frage stehende Schichtfolge gegen das Hangende an der Slemi planina normal in jene Mergelgesteine übergeht, die wir in den westlicher gelegenen Profilen als die Fortsetzung der höheren Juraschichten des Plečaquerschnittes wiedererkannt haben. Sie enthalten nur wenige Meter unterhalb der Krnüberschiebung eine etwa 1 m mächtige, tektonisch stark gequetschte Einschaltung vom Aussehen der typischen roten Liasmergelkalke (siehe auch Tafel III, Figur 17).

Wenn der bei der Slemi planina entblößten Schichtfolge eine inverse Lagerung zugeschrieben wird, so kann in der gepreßten roten Mergelkalkbank eine Andeutung des Lias, in den unterlagernden (stratigraphisch höheren) grauen und roten Mergelschiefern jüngerer Sedimente der Juraserie und in den mit Breccienlagen wechselnden, rötlichen und grünlichen Mergeln Schichten des Oberjura vermutet werden. Es muß aber bezüglich letzterer auch die Annahme eines unterkretazischen Alters offen gehalten werden¹⁾. Denn es erscheint mir durchaus möglich, daß die Woltschacher Schichten der Unterkreide, die lokal rote und grüne Mergelbänke zwischen den Plattenkalken eingeschaltet besitzen, in größerer Küstennähe in ein grobkörniges und durch stärkere Beteiligung schiefriger Gesteine ausgezeichnetes Sediment übergehen könnten.

Eine Stütze für die Annahme der inversen Lagerung der Juraschichten bei der Slemi planina bilden die in der östlichen Fortsetzung der Zone erkennbaren Verhältnisse. Wie Kossmat²⁾ nachgewiesen hat, zeigt nämlich der östliche der Tolminka-Schlucht angrenzende Jurastreifen entlang seiner gesamten am Südabfall des Wocheiner Kammes verfolgbaren Erstreckung eine inverse Lagerung der Schichten.

¹⁾ Leider konnte ich einen neuerlichen Besuch der betreffenden Oertlichkeit, infolge des Zusammenbruches, nicht mehr durchführen.

²⁾ F. Kossmat, Wocheiner Tunnel.

Ich betrachte die Jurazone bei der Slemi planina als die unter den Dachsteinkalken des Wocheiner Kammes in inverser Lagerung zutage tretende, nördliche Schuppe der Julischen Vorzone. Die im Gegenflügel der überkippten Antiklinale, welche in ihrem Kern die tiefere Schuppe zum Vorschein bringt, auftretenden senonen Schichten halte ich für die tektonischen Aequivalente der nördlichen Schuppe. Ihre durch eine basale Riesenschuttbreccie gekennzeichnete Beschaffenheit, welche auf die Entstehung an einer gebirgigen Steilküste hinweist und die Geröllzusammensetzung, welche sowohl eine Entblößung der Dachsteinkalke als auch der überschobenen Juragesteine annehmen läßt, bestätigt die bereits ausgesprochene Vermutung, daß die Aufschiebung des Wocheiner Kammes auf seine jungmesozoische Vorlage bereits vor Eintritt der Senontransgression sich abgespielt hat. Die Bewegung beider Einheiten über die vorlagernde, tiefere Schuppe der Vorzone und die faltige Verbiegung der Schubmassen wäre jüngeren Bewegungsphasen zuzuschreiben.

Profil bei der Kosina planina.

(Siehe Tafel III, Figur 18.)

Die mangelhaften Aufschlüsse lassen leider keinen Schluß darüber zu, in welcher Weise der Uebergang der invers angenommenen Schichtfolge des Slemiprofils zu dem zweifelsohne normal gelagerten Komplex der Plača sich vollzieht. Die spärlichen Anrisse bei der Kosina planina zeigen im unteren Teil des Profils eine steil gestellte Schichtzone senoner Flyschgesteine, welche Einschaltungen dicker quarz- und hornsteinreicher Pflanzenreste führender Sandsteine besitzen. Die Hornsteingerölle erreichen bis Haselnußgröße. Gegen das Hangende zu gehen die Bänke in eine Quetschzone über, welche äußerst stark gepreßte und verschieferte Mergel, mit in Linse aufgelösten Sandsteinlagen enthält. Zweifelsohne geht hier eine bedeutende Störungslinie durch, die wohl als Aequivalent der Grenzüberschiebung zwischen der tieferen und höheren Schuppe der Julischen Vorzone betrachtet werden kann. Ueber der Gleitfläche folgen zunächst einige Meter starke, graue Mergelbänke, von genau derselben Beschaffenheit, wie sie im höheren Teil des Plečaprofils beobachtet wurden. Darüber baut sich eine zirka 30 m mächtige Schicht, bestehend aus roten Liasmergelkalken und hornsteinreichen, grauen Kalkmergeln auf. Sandsteine und Schiefer des Senon bilden den Abschluß des Profils. Das Profil an der Kosina planina (Tafel III, Figur 17) zeigt sowohl durch die Reduktion der Schichtmächtigkeiten als auch durch die Inversion der Sedimentfolge eine Analogie zu den Verhältnissen bei der Slemi planina. Das Auftreten starker Bänke von roten Liasmergelkalken deutet aber andererseits eine Annäherung an die Schichtfolge des Plečaprofils an.

Südbegrenzung der oberen Schuppe der Julischen Vorzone.

Für die südliche Abgrenzung der oberen Schuppe der Julischen Vorzone stehen mir aus dem Raum östlich der Pleča leider nur geringe Beobachtungen zur Verfügung. Zum großen Teil ist diese

Region unter Gehängeschutt begraben. Nordöstlich der Ortschaft Krn taucht, vermutlich als synklinaler Gegenflügel der an den Gehängen des Slemi invers bergwärts einschließenden Basis der höheren Senonschuppe, ein Band der charakteristischen roten Mergelbreccie hervor. Ich vermute, daß dessen Fortsetzung, die ich leider nicht verfolgen konnte, mit dem an den Westhängen des Slemi entlang ziehenden Band sich verbindet. Die der höheren Schuppe der Julischen Vorzone entsprechende Senonmulde würde sich demnach ostwärts ausspitzen und herausheben. Der vermutete Grenzverlauf der Schubmasse ist auf der Karte mit punktierter Linie ersichtlich gemacht. (Tafel III, Figur 4 a.)

Zusammenfassung über die Schichtfolge der oberen Schuppe der Julischen Vorzone.

Die obere Schuppe der Julischen Vorzone ist nach den dargelegten Gründen mit der Wocheiner Scholle wahrscheinlich bereits in vorsenoner Zeit durch die Aufschiebung an der Krn-Linie zu einer tektonischen Einheit verschmolzen. Die im Westen normal, im Osten invers unter diese Bewegungslinie einfallende Schichtfolge zeigt als vermutlich tiefstes Schichtglied eine nur in spärlichen Resten zutage tretenden Partie von Oolithkalk und Hierlatzkalk mit Ammoniten. Die den Liasgesteinen des Wocheiner Kammes gleichenden roten Hornsteinmergelkalke, die in großer Mächtigkeit am Aufbau der Schuppe teilnehmen, betrachte ich, im Gegensatz zu Kossinat, der sie als „Scaglia“ deutete, als Aequivalente des Unterjura. Die im Pleča-Profil und westlich davon normal überlagernden, kieseligen dunklen Schiefer und Mergel und die in deren Hangenden folgenden grauen und rötlichen Mergel werden als Vertretung des mittleren und vielleicht auch des oberen Jura aufgefaßt. Das Alter der an der Slemi planina, bei inverser Lagerung, scheinbar im Liegenden letzterer auftretenden Schichtfolge, die aus einer Wechsellagerung von brecciösen Sandsteinen und Mergeln besteht, konnte nicht sicher ermittelt werden. Es wurde die Vermutung ausgesprochen, daß hier Aequivalente des oberen Jura vorliegen. Gesteine der unteren und mittleren Kreide sind in der besprochenen Zone unbekannt. Die Schichten des Senon greifen, ähnlich wie im Krngebiet, auch hier über ein bereits vorhandenes Gebirgsrelief in weitgehendem Maße über. Eine durch rotes Zement ausgezeichnete, der Hauptsache nach ungeschichtete mergelige Breccie, oft mit ungefügten Dachstein- und Liasmergelkalkblöcken versehen, kennzeichnet die Basis der Sedimentfolge. Mergel mit spärlichen Sandsteinstreifen und lokal eingelagerte Blocklagen bilden die darüber geschichteten Bänke. Die höchsten Partien der Sedimentfolge sind in dem studierten Raume vermutlich durch Denudation bereits entfernt worden.

2. Die tiefere Schuppe der Julischen Vorzone.

Eine flache Schubbahn, deren Ausstrich aus dem Raum von Magozd über Drežnica, Kozec, gegen die Ortschaft Krn und von hier mit lappigen, vermutlich durch jüngere Querfaltung bedingten Um-

rissen gegen die Slemi planina verfolgt wurde, trennt eine höhere von einer tieferen tektonischen Einheit der Julischen Vorzone. Nach den stark abweichenden Faziesverhältnissen, welche die mesozoischen Sedimente in beiden Gebieten auszeichnen, kann das Ausmaß der Schubbewegung nicht gering eingeschätzt werden. Die Unterschiede beziehen sich in ähnlicher Weise auf fast alle hier auftretenden Formationen, die der Reihe nach kurz besprochen werden sollen, worauf die Detailschilderung der genauer studierten Profile erfolgen wird.

Trias.

(Siehe Tafel III, Figur 20.)

Die Trias tritt in der südlichen Schuppe der Vorzone als ein nicht besonders mächtiges, fast ausschließlich aus Dolomiten aufgebautes Band an der Basis der Schubmasse, entlang ihrer ganzen Erstreckung zutage. Das Gestein ist ein hellgrauer Dolomit, in meist deutliche oder undeutliche Bänke gegliedert. Die Mächtigkeit des Gesteins, die infolge der tektonischen Abgrenzung nach unten naturgemäß nicht sicher ermittelt werden kann, ist schwankend. Sie wechselt zwischen 50 m und mehreren hundert Metern.

Im Hangenden folgt (siehe Figur 19 und 20) ein allmählicher, konkordanter Uebergang in Gesteine, die dem Lias zugerechnet werden können. Das Alter der Dolomitschichten kann demnach als obertriadisch angesehen werden. Diese Auffassung wird übrigens dadurch wesentlich unterstützt, daß die Schichtfolge in der unmittelbar streichenden Fortsetzung in die Hornsteindolomitzone des Bačatales übergeht, deren Alter durch Fossilfunde und Lagerungsverhältnisse von K o s s m a t als obertriadisch (vermutlich ladinisch bis einschließlich rhätisch) festgestellt wurde. Nur die Hornsteinführung dieser obertriadischen Sedimente geht bei Annäherung an den Isonzo allmählich verloren.

Die so abweichende Dachsteinkalk-Entwicklung des Wocheiner Kammes und die Dolomitentwicklung des Bača-Isonzo-Gebietes bilden, wie schon K o s s m a t betont hat, einen sehr auffälligen stratigraphischen Unterschied in der obertriadischen Schichtfolge beider Regionen.

Lias - Jura.

Die Dolomite der oberen Trias gehen im Hangenden, meist durch Einschaltung plattiger, hornsteinführender Dolomite, in einen mächtigen, ebenfalls durch reiche Hornsteinführung ausgezeichneten Komplex von hellgrauen, hier und da brecciösen Plattenkalken über. Graugrünliche und auch rötliche Mergellagen sind in geringer, selten etwas größerer Mächtigkeit, den Kalkbänken zwischengelagert. Wenn auch stärkere Mergelzwischenlagen fehlen, so bedingen doch stets dünne Häutchen eine plattige Zerteilung des Schichtkomplexes. Diese von den italienischen Geologen unter der Bezeichnung *calcari selciferi* in die Literatur eingeführte Fazies umfaßt nicht nur die Schichtausbildung der gesamten Juraformation, sondern auch jene der unteren Kreide (Woltschacher Kalk). Im allgemeinen sind aber die Schichten des Jura gegenüber jenen der unteren Kreide durch stärkere Beimengung mergeligen Materials ausgezeichnet.

Die Untersuchung einiger Dünschliffe ergab, daß die Hornsteinplattenkalke einem foraminiferenreichen (Globigerinen-) Sediment entsprechen. Jedenfalls nehmen diese Protozoen an der Bildung der *calcarei selciferi* des Isonzogebietes einen wesentlichen Anteil. Der Foraminiferenreichtum, das meist sehr feine Korn der Ablagerung, die auf große Erstreckung gleichförmige Ausbildung der Schichten und das Fehlen aller für Küstenablagerungen bezeichnenden Fossilien lassen eine in einer gewissen Meerestiefe und in einiger Entfernung vom Strande erfolgte Bildung der Sedimente annehmen. Die, wenn auch untergeordneten, so doch selten dem Schichtkomplex ganz abgehenden klastischen Bänke (Sande und feine Konglomerate) verraten aber doch den Einfluß einer nahen Festlandsküste, von welcher zeitweise submarine Halden gröberes Sediment bis in etwas größere Tiefe hinab gelangen ließen.

Infolge der gleichartigen Faziesverhältnisse und des Fossilmangels ist eine einwandfreie Trennung der einzelnen Jurastufen unmöglich. In den genauer studierten Profilen in der Umgebung von Karfreit treten inmitten der *calcarei selciferi* von mächtigen Breccien begleitete Lagen von dunklem Mergelschiefer auf, deren Entstehung ich mit den im Dogger eingetretenen gebirgsbildenden Vorgängen (Wocheiner Kamm, autochthones Vorland!) in Zusammenhang bringen möchte. Sie hätten durch grobe Schuttfuhr in das Meeresbecken eine vermehrte Beimengung terrigenen Materials im Sediment bedingt.

Unterkreide.

Die Woltschacher Plattenkalke, die, wie Kossmat gezeigt hat, als beiläufige Aequivalente der Unterkreide anzusehen sind, schließen sich meist eng an die Schichten des Oberjura an, von denen sie infolge des allmählichen Ueberganges und der ähnlichen Fazies oft schwer abzutrennen sind. Als globigerinenreiche Sedimente sind sie, wie die Hornsteinplattenkalke des Jura, als Bildungen eines tieferen Meeresbeckens aufzufassen. Aber auch hier sprechen spärlich eingeschaltete Breccienbänke gegen die Entstehung in einer küsternen Tiefsee.

Mittlere Kreideablagerungen. Vorsenone Festlandsperiode.

An der im Kriege erbauten Straße, welche am Osthang des Vodil vrh gegen den Mrzli vrh führt, entwickeln sich aus den obersten Lagen des Woltschacher Kalkes Bänke von Hornsteinkalken und Mergeln, die mit Schichten von fein brecciösen und sandigen Kalken wechsellagern. (Siehe Tafel III, Figur 21.) Dies war in der Julischen Vorzone die einzige Stelle, an welcher zwischen den unterkretazischen Woltschacher Platten einerseits und den mit einer Basisdiskordanz transgressiv übergreifenden Senongesteinen andererseits zwischenalttrige Schichten, in allerdings nur wenig bedeutenden Lagen beobachtet werden konnten.

Daß ursprünglich eine mächtige mittelkretazische (cenomane und turone) Schichtfolge im Bereiche der südlichen Schuppe der Julischen Vorzone abgelagert wurde, beweisen die zahllosen und fast allerorts

wahrnehmbaren Gerölleinschlüsse solcher Gesteine in den Senonbildungen. Große Blöcke mit gut erhaltenen Rudistenschalen (Radioliten) und aus der Mittelkreide stammende Oolithe bauen oft zum weitaus überwiegenden Teile die Basisbreccie und die im höheren Niveau eingeschalteten grobkörnigen Lagen des Senons auf. Nach der Häufigkeit und der Größe der Gerölle zu schließen, muß der mittelkretazische Schichtkomplex einst eine ziemliche Mächtigkeit und Verbreitung besessen haben. Seine Abtragung ist nicht nur in senoner und nachsenoner Zeit erfolgt, sondern hat sich zum beträchtlichen Teil bereits vor der Transgression der obersten Kreidestufe in einer vorsenonen (oberturonen?) Festlandsperiode vollzogen. Die immer wiederkehrende transgressive Lagerung des Senons über ein erodiertes, meist aus Unterkreideschichten gebildetes Relief erweist dies mit Sicherheit.

Der Sedimentcharakter der Mittelkreide ist nach den im Senon enthaltenen Geröllern zu beurteilen als echte Strand-, beziehungsweise Seichtwasserfazies zu bezeichnen. Die sandig-brecciösen Gesteine, die oolithischen Kalke und vor allem die so ungemein häufigen Rudistenkalle mit ihren dickschaligen Fossilresten, die oft kaum eine Abrollung aufweisen, legen hiervon Zeugnis ab. Dem tieferen Meer der Unterkreide (hornsteinführender Foraminiferenkalk) folgte demnach ein rasches Seichtwerden der See nach, das in der Bildung ausgedehnter Rudistenriffe, klastischer und oolithischer Sedimente seinen Ausdruck fand. Welche Stufen in dieser mittelkretazischen Fazies vertreten sind, ließe sich nur durch fleißiges Aufsammeln und Bestimmen der so häufigen fossilführenden Gerölleinschlüsse in der senonen Breccie durchführen. Es gelang mir zwar eine beträchtliche Anzahl von Rudisteneinschlüssen, die allerdings mehr aus der autochthonen Vorzone stammen, in der diesbezüglich die gleichen Verhältnisse vorliegen, mitzubringen. Leider war es mir noch nicht möglich, die Bearbeitung des Materials durchzuführen.

Aus den von Kossmat bestimmten Fossilfunden läßt sich wohl mit einiger Sicherheit angeben, daß sowohl cenomane, als auch turone Ablagerungen darin enthalten sind.

Nach meinen Beobachtungen schaltet sich, wie bereits angedeutet wurde, zwischen die Bildungen der Turonschichten und jener des tieferen Senons eine Festlandsperiode ein, in welcher die älteren Ablagerungen einer beträchtlichen Abtragung unterworfen wurden. Es erscheint mir sehr wahrscheinlich, daß die in vorsenoner Zeit eintretende Regression des Meeres auf jene Bodenbewegungen zurückzuführen ist, die, wie schon erwähnt, in der nördlich gelegenen Zone ein vorsenones Gebirgsrelief erzeugt haben.

Senon.

Die Schichten der obersten Kreide greifen, wie in der nördlichen Schuppe der Julischen Vorzone mit einer ausgesprochenen Diskordanz über den der vorher abgelagerten, mittelkretazischen Sedimentdecke beraubten Untergrund über. Es läßt sich hier ähnlich wie in der autochthonen Vorlage nachstehende heiläufige Aufeinanderfolge der

Schichten feststellen (siehe Tafel III, Figur 16): Eine graue Breccie mit Geröllkomponenten, die aus mittelkretazischen Schichten und aus den Woltschacher Kalken stammen, bildet die Basis. Eine oder mehrere Bänke von intensiv rot gefärbtem Mergel teilen die Breccien häufig in Lagen. Ein bis über 200 m mächtiger Komplex graner (im verwitterten Zustand bräunlich gefärbter) gebänderter oder gestreifter Mergel, mit spärlichen Einlagerungen von Sandsteinbänken und gelegentlichen Geröllmergellagen, bildet das nächsthöhere Schichtglied. Echte Flyschschiefer (Wechselagerung von Quarz-Hornstein führenden Sandsteinen mit Mergeln) bauen den oberen Teil der Sedimentfolge auf. Auch hier sind wieder Kalksandsteine und brecciöse Lagen mit Rudistenkalkgeröllen eingeschaltet. Die genaue Beschreibung der Gesteinstypen soll erst bei Besprechung der autochthonen Vorlage erfolgen, da die eingehenden Beobachtungen über Zusammensetzung und Ausbildung der Senosedimente dort angestellt wurden.

Die Senongesteine der südlichen Schuppe der Julischen Vorzone sind gegenüber jener des aufgeschobenen nördlichen Streifens, erstens dadurch verschieden, daß die Geröllkomponenten ihrer Breccien, ganz überwiegend der mittelkretazischen und unterkretazischen Schichtfolge entstammen, während in der oberen Schuppe eine aus Trias- und Juraresten gebildete Seehalde vorliegt; zweitens daß die tieferen Bildungen des Senons in der unteren Schuppe über der Basisbreccie deutlich gleichmäßig gebänderte Mergelgesteine erkennen lassen, während in der höheren Schuppe an ihrer Stelle sandigmergelige Sedimente von unregelmäßiger Schichtung, oft rötlicher Färbung und mit Einlagerungen von Gesteinsdetritus auftreten. Die senonen Schichten der oberen Schuppe sind, wie bereits aus früheren Angaben hervorgeht, bei der Transgression des obersten Kreidemeeres an dem Rand eines kurz vorher gebildeten Gebirges zur Entstehung gelangt. Sie sind demnach am Julischen Küstensaume des Meeres zur Ablagerung gekommen. Die Sedimente in der südlichen Schuppe der Julischen Vorzone sind dagegen in einiger Entfernung von der einheitlichen Küstenlinie, in einem Meeresbecken entstanden, aus welchem offenbar von mittelkretazischen Schichten aufgebaute Riffe und Inseln aufragten, deren Gesteinsdetritus insbesondere in der tieferen, aber auch noch in der höheren Abteilung des Senons den Sedimenten beigemischt wurde. Die Abhängigkeit der Ablagerung von einem nahe gelegenen Strande ist auch hier durch die immer wieder eingeschalteten, grobkörnigen Lagen meist unverkennbar. Später noch zu erörternde Verhältnisse sprechen für eine Fortdauer der tektonischen Bewegungen (Schollenbewegungen) während der Entstehung der senonen Ablagerungen. Zwischen gehobenen Schollenstreifen eingesenkte Mulden füllten sich mit detritogenem Kalkschlamm an. Die an der Steilküste sich aufbauenden Schutthalden sendeten gelegentlich ihre Ausläufer bis in etwas größere Meerestiefe, wo sie in dem sich bildenden Sediment durch das Auftreten kalksandiger oder brecciöser Lagen sich kennzeichnen.

Die Schichten des oberen Senons sind vermutlich bei fort-dauernder Transgression des Meeres entstanden. Der einheitlichere Charakter des Flyschsediments in verschiedenen Zonen (autochthone

Vorlage, Julische Vorzone, Wocheiner Kamm) spricht zugunsten gleichartiger Entstehungsbedingungen, wie sie wohl bei Bildung in einem etwas tieferen, marinen Becken und bei teilweiser Ueberflutung der trennenden Inselzüge gegeben waren.

Im Bereiche der südlichen Schuppe der Julischen Vorzone konnten zwar keine das senone Alter der bezüglichen Schichten erweisenden Fossilien aufgefunden werden. Die schon in den Basis-sedimenten enthaltenen Rudistenkalkgerölle, die hier bereits auf sekundärer Lagerstätte auftreten, gehen eine beiläufige untere Altersgrenze für die sie einschließenden Schichten an. Der vollkommen gleichartige Faziescharakter mit den Senon-Inoceramen und Hippuriten führenden Sedimenten, in der angrenzenden autochthonen Vorlage, läßt ein dieses gleiches Alter unbedingt voraussetzen.

Ich gehe nun zur Besprechung der einzelnen Profile, die in der südlichen Schuppe der Julischen Vorzone genauer studiert wurden, über.

Profil Karfreit—Magozd.

(Tafel III, Figur 19 und Tafel VI, Figur 55.)

Die neue Straße, welche von Karfreit nach Drezuica gebaut wurde, gibt im Verein mit dem Fahrwege, der unterhalb letzterer nach Magozd fährt, ein gutes Bild vom Schichtenbau der südlichen Schuppe. Mit einer scharfen Störung grenzen sich die steil aufgerichteten Dachsteinkalke des Stolkammes gegen den Dolomit der südlichen Schuppe ab. Der die Basis letzterer bildende obere Triasdolomit ist ein ungeschichtetes Gestein, dessen Mächtigkeit im Profilschnitt etwa 150—200 m betragen dürfte. In seinem Hangenden lagert eine über 800 m mächtige Folge von *calcarei selcifera*.

Kossmat rechnete die gesamten über den Triasdolomiten folgenden Sedimente der Unterkreide (Woltschacher Plattenkalke) zu und nahm an der Grenze gegen erstere eine tektonische Störung an. Nun sind allerdings innerhalb der hornsteinführenden Plattenkalke und auch nahe ihrer Basis Harnische vorhanden. Die gegenwärtig klar aufgeschlossenen Verhältnisse konnten in mir jedoch nicht den Eindruck einer größeren, durchlaufenden Störung erwecken. Es scheinen hier vielmehr Gleitflächen, hervorgegangen aus Differentialbewegungen an den durch ihre Festigkeitsverhältnisse stark verschiedenen Medien (Dolomit, Plattenkalke) und innerhalb der leicht beweglichen Plattenkalke vorzuliegen.

Die Serie der *calcarei selcifera* beginnt mit einer aus dem Dolomit scheinbar hervorgehenden Partie von plattigen Kalken (und Dolomiten?), welche mit einer Einlagerung grauer, körniger Kalke versehen, in hornsteinführende Plattenkalke übergehen. Eine mehrere Meter mächtige Bank von hellgrauem Oolithkalk folgt darüber, mit wahrscheinlich von Crinoiden herrührenden, abgerollten Fossilspuren. Plattige Hornsteinkalke, welche von einer 6 m mächtigen feinkörnigen Breccienbank überdeckt werden, bilden das nächsthöhere Schichtglied. Gegen 100 m mächtige Plattenkalke, mit Mergelzwischenlagen versehen, stellenweise reich an Hornsteinen, lagern darüber.

Ich betrachte diese hornsteinreiche Schichtfolge als Vertretung des Lias. Ihr anscheinend allmähliches Hervorgehen aus den oberen Triasdolomiten und die Konkordanz mit denselben begründen meine Auffassung vom Alter dieser posttriadischen Schichten.

Im Hangenden folgt eine etwas abweichend ausgebildete Partie der *calcari selciferi*. Plattige Mergelkalke mit geringmächtigen Einlagerungen von schwarzem, erzureichem Schiefer und mit roten Hornsteinbänken, werden von einer Wechsellagerung schön geschichteter Kalke mit brecciösen Bänken überdeckt. Eine zirka 10 m mächtige, Breccieneinlagerung mit Geröllern von Oolithkalk verdient besonders hervorgehoben zu werden. Dem tieferen Schichtkomplex gegenüber zeichnet sich die ebenerwähnte Sedimentfolge durch eine stärkere Einschaltung terrigenen Materials aus, die in dem Auftreten grobklastischer Einlagerungen und in der Zwischenschaltung von Schiefen zum Ausdruck kommt. Ich vermute, daß sich hier die in den Julischen Alpen und in der autochthonen Vorlage nachweisbare mitteljurassische Gebirgsbildung in der Sedimentation widerspiegelt. Ich halte diese Gesteine daher für wahrscheinliche Aequivalente des Dogger. An nicht allzuweit entfernten Punkten müssen übrigens damals Abtragungen älterer Schichten (Trias, Lias?) stattgefunden haben, welche die Geröllkomponenten für die klastischen Bänke geliefert haben.

Eine gegen 150 m mächtige Schichtfolge, die aus einförmigen, zum Teil hornsteinführenden, zum Teil hornsteinfreien Kalken besteht, bildet den höheren Teil der als jurassisch gedeuteten Schichtfolge. Speziell gegen das Hangende sind feinkörnige, brecciöse und sandigplattige Kalke den hornsteinführenden Bänken zwischengeschaltet. Ob hier bereits oberjurassische oder noch mitteljurassische Sedimente vorliegen, läßt sich nicht entscheiden.

Das nächstjüngere Schichtglied ist ebenfalls als Hornstein-Plattenkalk entwickelt, den ich als Vertretung der Unterkreide ansehe. Mit einer groben 6 m mächtigen Breccie überlagert er die vorerwähnten jurassischen Schichten. Die Basisbreccie enthält bis über faustgroße Gerölle von Gesteinen, die zweifellos der Aufarbeitung der liegenden Sedimente entstammen. Als Gerölleinschlüsse finden sich: graue dichte Kalke, graue oolithische Kalke, feine brecciöse Kalke (nach Art der Jurakalke), graue Kalke mit Fossilspuren und Hornsteine, dann aber auch Gesteine, die wahrscheinlich der Obertrias angehören (helle Kalke und Oolith) etc.

Die Basisbreccie gibt Zeugnis von der, vor Ablagerung der der unteren Kreide zugezählten Schichten erfolgten Blosslegung jurassischer (triadischer) Gesteine, von deren in bereits verfestigtem Zustand erfolgten Abtragung und von ihrer Einbettung in das sich bildende neue Sediment. Die Lagerungsverhältnisse der Schichten und ihre Analogie mit den Woltschacher Kalken des Isonzogeobietes führt mich dazu, diesen oberen Teil der *calcari selciferi* als der Unterkreide angehörig anzusehen. Graue hornsteinführende Kalke bilden die tiefere Partie, rote, stark mergelige Gesteine, mit Einlagerungen von Hornstein-Kalkmergeln, setzen den höheren Teil der „Woltschacher“ Kalke zusammen. Rot gefärbte Mergelkalke sind auch in den weiter östlich

gelegenen Profilen innerhalb der Woltschacher Kalke zu beobachten (z. B. bei der Alpe P. 1001 westlich Pologar).

Die senonen Schichten überlagern mit einer groben Breccie, die unregelmäßig in das Liegende eingreift, die Sedimente der mutmaßlichen Unterkreide. Das an großen Blöcken reiche Gestein enthält überwiegend graue Kalke (aus Woltschacher Material), Hornstein- und Jura-Crinoidenkalke als Gerölle. Flyschgesteine mit dicken Sandsteinbänken bilden in größerer Mächtigkeit das Hangende. Vermutlich handelt es sich hier um ein transgressives Uebergreifen eines höheren Senonhorizonts, über die aus unterkretazischen Schichten gebildete Unterlage; denn die sonst überall im tieferen Senon sichtbaren, gebänderten Mergel fehlen hier vollkommen.

Folgende Erscheinung bildet eine Stütze für diese Annahme: Schon etwa einen halben Kilometer östlich treten auch diese tieferen Schichten des Senons zutage; dort ist aber der Sedimentstreifen der Woltschacher Kalke in seiner Mächtigkeit reduziert, indem der aus roten Mergelkalken bestehende höhere Teil fehlt. Letzterer ist vermutlich hier bereits in vorsenoner Zeit abgetragen worden. Bei der nachfolgenden Senontransgression lagerten sich die jüngeren Flyschschichten des Senon direkt an die höheren, damals nur an aufragenden Kuppen erhaltenen Woltschacher Schichten an.

Profil Ladra—Drežena.

(Tafel III, Figur 16 und Tafel VI, Figur 55.)

Eine gute Ergänzung des oberen Teiles der hier dargestellten geologischen Verhältnisse gibt das Profil, welches ich entlang des Ročica p. von Ladra gegen Drežena gezeichnet habe.

Ueber den durch graue Mergelbänke gegliederten hornsteinführenden Woltschacher Bänken, folgt mit einer schön aufgeschlossenen, taschenförmig in das Liegende eingreifenden Auflagerung, ein mächtiger Komplex von Breccienkalk, gegliedert durch Zwischenlagen von grauem und rotem Mergel. Das Hangende bildet eine Bank von Kalksandstein. Grobe Blöcke setzen speziell die höhere Breccienlage zusammen. Gerölle aus den Woltschacher Kalken (Hornsteingerölle!) wiegen vor. Auch mittelkretazische Rudistenkalkgerölle konnten wahrgenommen werden. Das Hangende wird von schön gehänderten Mergeln gebildet, die durch Kalksandsteinbänkchen gegliedert sind und allmählig in Flyschschichten übergehen. Sie werden sodann von der Schubfläche an der Basis der nördlichen Schuppe der Julischen Vorzone abgeschnitten (Liasdeckscholle.)

Profil Libussina und Vršno.

(Tafel II, Figur 20.)

Zwischen den beiden Orten ist die Aufschiebung der südlichen Schuppe der Julischen Vorzone auf ihre Unterlage, welche nach dem Auskeilen des Stolzuges vom autochthonen Vorland gebildet wird, prächtig erschlossen.

Grob gehauene Dolomite bilden die Basis der Schichtfolge. Sie wird von, zuerst hankigem, dann plattigem Hornstein-Dolomit über-

lagert, welcher unmerklich in eine über 100 m mächtige Folge von Hornsteinplattenkalk übergeht.

Von Wichtigkeit ist es, daß hier mit Sicherheit die regelmäßige Lagerung und die allmähliche Entwicklung der hornsteinführenden *calcarei calciferi* aus den Triasdolomiten nachgewiesen werden konnte. Es erscheint mir daher gerechtfertigt, die unmittelbar über letzteren auftretenden Schichten als Liassediment aufzufassen.

Im Hangenden folgt eine Partie von dichtem Kalk mit Hornsteinknauern, die von einer mächtigen brecciösen Kalkmauer überragt wird. Die Fortsetzung des Profils ist nach den am Fahrweg von Libussina nach Westen sichtbaren Aufschlüssen ergänzt. Brecciöse Kalke, dickbankige, sandige Kalke und spärlich hornsteinführende plattige Lagen wechseln mehrfach miteinander ab. Die Breccie, die überwiegend feinkörnig ist, deren Gerölle aber stellenweise fast Kindesfaustgröße erreichten, besteht vornehmlich aus Fragmenten von oolithischem Kalk (vermutlich Dachsteinkalk), grauem Kalk vom Aussehen der Liasgesteine, Hornsteingeröllern und anderen. Das Fehlen von mittelkretazischen Gesteinen unter den Gerölleinschlüssen, dann die Wechsellagerung mit der hornsteinführenden Gesteinsserie und ihre allmähliche Entwicklung aus derselben erweist es mit Sicherheit, daß hier nicht etwa ein senoner Breccienhorizont vorliegt. Wahrscheinlich handelt es sich um jene an Breccien reichen Schichtlagen, welche im Profil an der Straße Magozd—Karfreit als mögliche Aequivalente des mittleren Jura angesehen wurden.

Eine steile Störung schneidet die jurassische Schichtfolge gegen die nördlich vorgelagerte, gesenkte, aus Obersenon-Flyschgesteinen gebildete Zone ab.

Profil Karfreit—Ternovo.

(Tafel VI, Figur 56.).

Das Profil an der Straße, welche von Karfreit nach Serpenica führt, wurde bereits von Kossmat¹⁾ beschrieben.

Ueber den steil aufgerichteten Dachsteinkalken des Stolkanmes folgt eine schmale Einklemmung mylonitisch zertrümmerter Plattenkalke, einer Störungszone entsprechend, überlagert vom Triasdolomit der südlichen Schuppe der Julischen Vorzone. Ein Harnisch trennt den Dolomit von der nördlich angrenzenden Lage eines Oolithkalkes, welcher im Hangenden von hornsteinführenden Plattenkalken überdeckt wird. Letzterer enthält vier Einlagerungen von fein brecciösen Bänken. Eine mächtige grobe Breccie leitet ein neues, ähnliches Schichtglied ein, welches sich aus hornsteinführenden Plattenkalken mit roten Mergelzwischenlagen aufgebaut erweist. Die Breccie enthält Gerölle von: Oolithkalk, hellgrauen und dunkelgrauen dichten Kalken (Dachsteinkalken?) rötlichen Kalke, hellgelb verwitterten Kalken.

Das Auftreten des Oolith, die Lagerung unmittelbar über den Triasdolomit und unterhalb der an die Basisbreccie der Woltschacher

¹⁾ Verhandl. d. Geol. R.-A. 1906, S. 72.

Schichten im Drežnica—Magozder-Profil erinnernden grobklastischen Lagen, bestimmt mich dazu den tieferen Teil der hornsteinreichen Sedimentfolge als Lias-Jura-Aequivalent aufzufassen. Es liegt aber wohl eine tektonische Reduktion der Schichten vor, worauf auch die gut entwickelten Harnische hinweisen. Die über groben Breccien gelegenen Lagen wären dann als Unterkreide anzusehen, womit auch die Einschaltung der roten Mergelkalke (siehe Magozder-Profil) in Uebereinstimmung steht.

Eine Masse von zertrümmertem Kalk (brecciösen Kalk?) dem noch einige Hornsteinbänke folgen, bildet den Abschluß der Schichtgruppe.

Nach einer aufschlußlosen Partie folgt zweifellos als eine neue Schuppe, eine Zone von steil gestellten, dolomitischen Kalken (nach Kossmat-Dolomit) jedenfalls der Trias angehörig, welche im Hangenden von dickbankigen Hornsteinplattenkalken scheinbar konkordant überlagert wird. Diese stellt die durch den Isonzo getrennte Fortsetzung der liassisch-jurassischen Schichtfolge des Karfreit—Magozder-Profils dar. Sowie dort, folgen auch hier über letzterer als hangendes Glied der *calcarei selciferi* wieder die der unteren Kreide zugezählten roten Mergelkalke, welche in den steilen Anrissen am linken Isonzohänge zutage treten.

Die einfache Schichtfolge des Karfreit—Magozder-Profils erscheint demnach in dem, entlang der Linie Karfreit—Ternovo gelegten Schnitt in zwei Schuppen zerlegt, deren jede aus Triasdolomit (dolomitischem Kalk), Hornsteinplattenkalk des Lias-Jura und aus ähnlich ausgebildeten, durch rote Mergeleinlagerungen gekennzeichneten, mutmaßlichen Aequivalenten der Unterkreide zusammengesetzt ist. Ich betrachte beide Zonen als in stratigraphischer und tektonischer Beziehung eng zusammengehörig und durch eine jüngere Gebirgsbewegung in zwei sekundäre, steil stehende Keile gespalten.

Straßenaufschlüsse am Osthang des Slerni und Mrzli vrh.

(Tafel III, Figur 21.)

Auf dem von Kossmat in der Wocheiner Arbeit dargestellten Profil sind alle wesentlichen Erscheinungen, soweit sie nicht nach der von mir angenommenen Auflagerung einer höheren Schuppe eine abweichende Deutung erfahren, ersichtlich gemacht. An einzelnen Beobachtungen in diesem Raum sei hervorgehoben:

1. In dem Woltschacher Kalk am Osthang des Slerni ist eine einige Zentimeter starke Breccienlage den Hornsteinplattenkalken eingeschaltet.

2. Südöstlich des Slerni (P. 1487) war die Grenze zwischen den Woltschacher Kalken und den südlich anschließenden senonen Gesteinen bloßgelegt. Es zeigte sich hier wieder die transgressive, taschenförmige Einlagerung der Senonbreccie in den Woltschacher Kalk. Die Breccie enthält nebst zahlreichen aus den Woltschacher Schichten stammenden Einschlüssen, insbesondere auch Hornsteinen, sehr zahlreiche Rudistenkalk- und Oolithgerölle, vom Typus der mittelkretazischen Gesteine. Es müssen also noch zu Beginn der Senon-

überflutung in der Nähe ausgedehnte Reste mittelkretazischer Schichten vorhanden gewesen sein.

3. Die Senonbreccie wird von Senonmergeln überlagert. Bei P. 1127 tritt in sandigen Mergeln eine grobe Breccienlage mit mergeligem Bindemittel auf.

4. Der Kamm des Mrzli vrh wird von einer mächtigen, senonen Breccie gebildet, welche durch rote und graue Mergelbänke gegliedert erscheint. Sie lagert, wie bereits auf Seite 40 (Tafel III, Figur 21) geschildert wurde, transgredierend. Sie enthält Einschlüsse aus dem Untergrund, welcher zuoberst aus einer sandig, mergelig-brecciösen Schichtfolge besteht. Diese bildet das Hangende der Woltschacher Kalke und entspricht vermutlich der Basis der im übrigen bereits abgetragenen Mittelkreide. Die übergreifende Senonbreccie enthält auch hier wieder zahlreiche Einschlüsse der an Ort und Stelle bereits denudierten Rudistenkalkschichten.

5. Südlich der überkippten Synklinale des Mrzli vrh schließt sich (siehe Profil von Kossmat¹⁾) eine überkippte Antiklinale an, welche in ihrem Kern noch Juraschichten zutage bringt. Der in dem Liegendflügel auftretende Woltschacher Kalk enthält eine Breccien-einlagerung von mehreren Metern Mächtigkeit.

Die geologischen Verhältnisse im Raume bei der Dante-Grotte.

Sehr komplizierte Lagerungsverhältnisse lassen sich an der Einmündung des Zadias p. in den Tolminski p. bei der Dante-Grotte nördlich von Tolmein erkennen (siehe Tafel III, Figur 22). Zwei steil stehende Streifen von Triasdolomit, überlagert von Dachsteinkalk, die noch von untergeordneten Harnischen durchschnitten werden, sind, samt dem auflagernden Senon schuppenartig ineinander geschoben. Zur Erklärung der Tatsache, daß der Rand der nördlich angrenzenden Senonmulde direkt an den Dachsteinkalken abstößt, nahm Kossmat die Existenz einer Störung an. Die neuen, in den Fels eingesprengten Aufschlüsse in der Tolminkaschlucht, haben in der Tat eine durch zertrümmerte und zerquetschte Gesteine ausgefüllte Kluft erwiesen, welche nach der Art ihrer Ausbildung auf ein großes Bewegungsmaß deutet. Doch glaube ich, daß die komplizierten Verhältnisse nicht allein durch diese tektonische Erklärung befriedigend gelöst werden können. Die an der Straße Karfreit—Pologar oberhalb des Ausganges der Tolminkaschlucht aufgeschlossene Senonbreccie erwies sich hauptsächlich aus Dachsteinkalkmaterial aufgebaut. Durch genaue Vergleiche der nur wenige Meter voneinander entfernten Dachsteinkalk und Breccienaufschlüsse konnte dies mit hinreichender Sicherheit festgestellt werden. Daß hier tatsächlich eine Senonbreccie vorliegt, ergibt sich aus der Beobachtung, daß im Hangenden ein allmählicher, durch Kalksandstein vermittelter Uebergang in die graubraunen Mergelschiefer des Senon stattfindet. Dagegen erwies sich die über den Dachsteinkalken auf P. 551 aufgesetzte Breccienhank hauptsächlich aus unter- und mittelkretazischen Kalken (Woltschacher Kalk und

¹⁾ F. Kossmat, Wocheiner Tunnel, S. 188.

Rudistenkalkgeröllen) aufgebaut. Auch die in der Tolminkaschlucht sichtbare nördliche Breccienwand, welche von der ersteren durch eine Schieferzone getrennt ist (siehe Tafel III, Figur 22), zeigt eine Zusammensetzung aus mittelkretazischen, unterkretazischen und jurassischen (?) Geröllen. Ich schließe daraus, daß am Ausgang der Tolminkaschlucht eine Zone vorliegt, in welcher die Senontransgression über bloßgelegte Obertriassedimente erfolgte. Bei ihrer weiteren Ueberflutung wurde auch die in den angrenzenden Gegenden noch vorhandene Ueberdeckung der Trias (Jura, Unter- bis Mittelkreide) von der Meeresbrandung angegriffen, wovon die in den Breccienlagen enthaltenen Reste Zeugnis ablegen. Die ganze Schichtfolge wurde sodann, vermutlich infolge einer späteren Gebirgsbildungsphase (Querbewegung), transversal zusammengeschoben. An der Störungslinie ist auch eine kleine Scholle von Oolithkalk eingeklemmt erhalten, welche wohl den oolithischen Gesteinen der Trias entspricht.

Die Aufschlüsse in der Tolminkaschlucht sind auch dadurch interessant, daß hier, als der einzigen Stelle in der Julischen Vorzone des betrachteten Gebietes, der Uebergang aus der Dolomitfazies in die Dachsteinkalkentwicklung zu erkennen ist, was in der Verbindung megalodontenführender, hell und dunkelgrau gefärbter Dachsteinkalke mit dolomitischen Bänken zum Ausdruck kommt.

Die Aufschlüsse bei Tolmein.

Wie Kossmat eingehend dargelegt hat, ist die südlich der Tolminkaschlucht gelegene mesozoische Scholle des Tolmeiner Beckens von einer steilen Störung durchschnitten, welche, nordwest verlaufend, den Triaskalk-Dolomitzug Tolminkaschlucht—S. Marco—Polubino, von dem Dolomitstreifen Tolmeiner Schloßberg—Tolmeiner Brücke, trennt. Letzterer erscheint, wie Kossmat zeigte, gegenüber ersterem abgesunken. An den Aufschlüssen bei der Tolmeiner Brücke folgt der grob gebankte Triasdolomit ein hornsteinführender Plattendolomit, welcher auch mergelige Zwischenlagen enthält. Das Gestein erinnert an die ebenfalls die Triasdolomite überdeckenden, dolomitischen Hornsteinplatten, welche an dem im Streichen gelegenen Profil von Libussino—Vrsno als Basis der jurassischen Schichtfolge zutage treten. Auch hier kommt ihnen wohl das gleiche Alter zu. Kossmat verzeichnet in ihrem Hangenden bei der Tolmeiner Brücke noch das Auftreten mergeliger Gesteine.

Zusammenfassende Bemerkungen über die Schichtfolge der südlichen Schuppe der Julischen Vorzone.

In der südlichen Schuppe der Julischen Vorzone haben wir eine Schichtfolge kennen gelernt, die gegenüber jener der nördlichen Zone

1. durch die Vervollständigung der jungmesozoischen Sedimente (Einschaltung der Unter- und Mittelkreide),
2. durch die Dolomitfazies der oberen Trias,
3. durch das Erscheinen der eintönigen *calcarei selciferi*-Entwicklung in Lias, Jura und Unterkreide,

4. durch die spezielle Schichtausbildung des Senon, insbesondere durch das Auftreten der vorwiegend aus Unter- und Mittelkreidegeröllen zusammengesetzten Schuttbildungen sich auszeichnet.

Anzeichen eines Ueberganges aus der Dolomitfazies (Bačatalfazies) in die Dachsteinkalkentwicklung sind im Arbeitsbereiche nur in dem am Nordrande des Tolmeiner Beckens gelegenen Triasstreifen an der Tolminkamündung zu beobachten.

Der Lias geht, soweit man den aus den Lagerungsverhältnissen gezogenen Parallelisierungen vertrauen darf, scheinbar konkordant aus den Dolomiten hervor. Grob klastische Einschaltungen und terrigene Schieferlagen, innerhalb der jurassischen Hornsteinplattenkalk-Entwicklung, wurden als Anzeichen der die südlich und nördlich angrenzenden Regionen charakterisierenden, prä-oberjurassischen, Schollenbewegungen angesehen. In der Gegend von Karfreit läßt sich der oberste Teil der *calcarei selciferi*, der mit einer groben Breccienbank dem Untergrund auflagert, von der mächtigeren, tieferen Abteilung der Hornsteinplattenkalkserie abtrennen. Erstere wurden als Vertretung der Unterkreide (Woltschacher Kalk) angesehen. Im Hauptteile des kartierten Gebietes scheint ein allmählicher Uebergang Jura und Kreide zu verbinden. Die mittelkretazischen Schichten sind, wenn man von der vielleicht zugehörigen Lage am Osthang des Mrzli vrh absieht, überall und zwar hauptsächlich in der vorsenonen Festlandsperiode bereits abgetragen worden. Ihr einstiges Vorhandensein in der Ausbildung von Seichtwasserablagerungen (Rudistenriffe, Korallenriffe, Oolithkalk) ist aber durch ihre große Verbreitung als Gerölle in den Senongesteinen einwandfrei erwiesen.

Das tiefere Senon läßt in der Einschaltung einzelner grober Breccienbänke, die nur von den Steilküsten nahe gelegener Inseln stammen können, den Einfluß benachbarter, vermutlich noch in tektonischer Ausgestaltung befindlicher Landauftragungen erkennen. Andererseits erweist sich das Senon doch als etwas weiter von der einheitlichen Gebirgsküste entfernt als jenes der nördlichen Schuppe entstanden.

C. Der Stolzug.

Ein Ost—West streichender aus Dachsteinkalken und überlagernden jungmesozoischen Sedimenten aufgebauter Höhenrücken bildet den Stolzug, welcher als unmittelbare Fortsetzung des aus dem Tagliamentogebiet herüberziehenden Kamm des Mt. Maggiore bis nach Smast, östlich von Karfreit verfolgt werden kann.

Seine südliche Grenze bildet die bekannte *Frattura periadriatica Taramellis*.

Kossmät faßte den in seiner Verlängerung gelegenen Dolomitzug Karfreit—Tolmein als seine Fortsetzung auf und betrachtete demnach die letzteren südlich begrenzende Karfreit—Kirchheimer Schüßfläche als unmittelbaren Ausläufer der *Frattura periadriatica*. Meiner Ansicht nach läßt sich die Sache auch etwas anders deuten, wie im tektonischen Teil näher ausgeführt wird. Der Stolzug erscheint mir bei Ladra auszuweichen und die *Frattura periadriatica* als steil stehender

Bewegungskontakt, bald östlich davon zu erlöschen. Einige Gründe bestimmen mich dafür, der Aufschiebung des Stols an der Frattura *periadriatica* ein jüngeres Alter als der Randüberschiebung der Julischen Vorzone zuzuschreiben. Danach wäre letzterer erst in alttertiärer Zeit, aus dem Untergrund des Vorlandes eine neue Schuppe angegliedert worden.

Zunächst soll ein kurzer Ueberblick über die Ausbildung der mesozoischen Sedimente des Stols gegeben werden.

Trias.

Der Stol (siehe Tafel II, Figur 23 und 24) wird der Hauptsache nach von Dachsteinkalken gebildet, welche in einer Mächtigkeit von 400—500 m, in schön gebankten Lagen an den Südwänden des Gebirgszuges zutage treten. Ein in die Wände an der Südseite des Berges eingesprengte Straße bietet ein fast die ganze Schichtfolge querendes Profil dar.

Der allgemeine Faziescharakter der Dachsteinkalke des Stol ist von jenen des Wocheinerkammes beträchtlich verschieden. Die hellen, weißlichen Dachsteinkalke des Krnzuges, mit ihren so verbreiteten, Gastropoden reichen Lagen, konnten nicht beobachtet werden. Statt dessen waren äußerst regelmäßig gebankte, hell bis dunkelgrau gefärbte Gesteine wahrzunehmen. Die die einzelnen Kalkbänke trennenden Schichtfugen sind von grünen Mergellagen erfüllt, welche eine Stärke von einigen Millimetern bis zu einem Zentimeter (selten mehr) aufweisen. Diesen weichen Mergeln kommt ein ganz beträchtlicher Anteil am Gesamtaufbau des Gesteins zu. Da diese weniger widerstandsfähigen Lagen naturgemäß rascher verwittern, treten an den länger dem Einfluß der Atmosphärien ausgesetzten Felspartien markante Schichtfugen hervor. Die einzelnen Kalkbänke sind besonders an der oberen und unteren Seite durch einen Wechsel hell und dunkelgrauer Lagen fein gestreift. Sehr selten konnten auch fein brecciöse Partien wahrgenommen werden. Im allgemeinen erwies sich das Gestein als äußerst fossilarm. Nur Megalodontenbänke sind an einzelnen Stellen (zum Beispiel an der Straße nordöstlich Karfreit) eingeschaltet. Es liegt hier eine Faziesausbildung der oberen Trias vor, welche etwas an jene der Zlambach-Schichten der Nordalpen erinnert.

Lias—Jura.

Ueber den Dachsteinkalken folgt am Stolkamm, wie die Straßenaufschlüsse klarlegen, ein cirka 80 m mächtiger Komplex von gebankten Kalken, welchem in oftmaliger stratigraphischer Wiederholung äußerst Crinoidenreiche, grob- und feinkörnige Breccienlagen eingeschaltet sind. Die Gerölle, welche oft ganz von Crinoidenzerreißeln umflossen sind, erreichen stellenweise Kindesfaustgröße. Ihr Material ist Dachsteinkalk. Außerdem finden sich zwei unbedeutende Einschaltungen von oolithischem Gastropodenkalk und spärliche, grüne Mergelblätter. Die Grenze gegen die Dachsteinkalke ist unkonform und entspricht einer gewellten Auflagerungsfläche, an welcher grob-

brecciöse Lagen und ein oolithischer Gastropodenkalk muldenförmig den Dachsteinkalken aufsitzt. Diese an zwei, mehrere Kilometer voneinander entfernten Punkten deutlich aufgeschlossenen Verhältnisse scheinen mir infolge der Regelmäßigkeit und Seichtheit der Kerben nicht für eine tief greifende Erosionsdiskordanz zu sprechen. Eher glaube ich zur Auffassung berechtigt zu sein, daß zu Beginn des Lias durch eintretende Bodenbewegungen (oder eustatische Bewegungen des Seespiegels) der Meeresgrund in den Bereich stärkerer Strömungen gelangt ist, wodurch die Anhäufung von Sedimenten verhindert wurde und eine Undulierung der obersten Dachsteinkalkbänke erfolgt ist.

Die tiefere Partie des die Triaskalke überlagernden Komplexes zeigt noch eine gewisse Dachsteinkalkähnlichkeit, unterscheidet sich aber durch spärliche Crinoiden- und Breccienbänke. Er geht allmählig in einen mit Breccienlagen reichlich gespickten Crinoidenkalk über. An der Größe der Gerölle gibt sich deutlich der Einfluß einer nicht zu weit entfernten Küstenlinie zu erkennen. Hier hat die Brandung, an Dachsteinmauern tätig, sehr bedeutende Massen von Schutt dem Meeresbecken zugeführt.

Eine mächtigere Folge brecciöser, sandiger und an Crinoidenzerreißel reicher Hornsteinplattenkalke, die im Hangenden von an Crinoiden- und Breccienbänken armen Hornsteinplattenkalken überdeckt wird, bildet das nächst höhere Schichtglied. Die Gerölle erreichen häufig Faustgröße. Die Hornsteine treten überwiegend in den dichten Kalklagen, gelegentlich aber auch in den groben Breccienbänken zutage. Das Auftreten der Hornsteine läßt sich nicht als Argument für eine in der Tiefsee erfolgte Bildungsweise der Sedimente heranziehen. Der Reichtum an Breccien, welcher hier in den grobklastischen, nach Häufigkeit und Mächtigkeit der Geröllagen zu urteilen, in nicht besonderer Tiefe abgelagerten Sedimenten zutage tritt, spricht entschieden gegen diese Annahme.

Da abgesehen von den sehr häufigen Crinoiden keinerlei Fossilreste in dem breccienreichen Schichtkomplex aufgefunden werden konnten, läßt sich das Alter nur aus den Lagerungsverhältnissen erschliessen. Das gleichsinnige Streichen und Fallen mit den unterlagernden Dachsteinkalken und die scheinbar nur durch eine kurze Sedimentationslücke, nicht aber durch eine tief greifende Diskordanz gekennzeichnete Lagerung über letzteren, führen mich zur Auffassung, daß der fragliche Kalkkomplex seinem Alter nach an die obertriadische Schichtfolge anzuschließen ist. Ich glaube daher kaum fehl zu gehen, wenn ich ihn angesichts der Ueberdeckung durch mutmaßlich oberjurassische Sedimente als liassisch (eventuell auch mitteljurassisch) deute.

Die hornsteinfreien und hornsteinführenden Breccienplattenkalke, bilden ihrer Entstehung nach einen Komplex, dessen Charakter gewisse Aehnlichkeiten mit den in der Südschuppe der Julischen Vorzone auftretenden unteren Partien der *calcarei selciferi* erkennen lassen. Hier wie dort setzen hornsteinführende Plattenkalke mit brecciösen Lagen und mit oolithischen Partien das Gestein zusammen. Auch, allerdings nur spärliche, Crinoidenspuren waren im Profil von Karfreit—Magozd wahrzunehmen.

Anderseits erweisen sich aber die Schichten des Stolprofils, durch ihren großen Reichtum an Breccienlagen und durch das überwiegend grobe Korn der Geröllkomponenten als küstennähere Ablagerungen, als sie in der südlichen Schuppe der Julischen Vorzone vorliegen. Ihr gegenwärtig enges, räumliches Aneinandertreten ist zweifellos durch beträchtliche Gebirgsschübe bewirkt worden.

Die crinoidenreiche Hornsteinplattenkalk-Ausbildung des Lias (Mitteljura?) am Stol, steht der als Medolo-Fazies bezeichneten, bekanntlich in den Südalpen weit verbreiteten unterjurassischen Schichtentwicklung nahe.

Oberjura.

Die Untersuchung des Stolprofils (Tafel III, Figur 23) berechtigt mich, wie ich glaube, dazu, denn oberen Teil der hornsteinführenden Schichten von der tieferen Lias (Mitteljura)-Entwicklung zu trennen. Ersterer setzt mit einer lokalen taschenförmig in das Liegende eingreifenden groben Breccienbank an, welche aus Blöcken, die mit rotem Zement verkittet sind, besteht. Sie ist mit Geröllen aus dem Liegenden versehen. Die Einschlüsse stammen teils aus den unmittelbar darunter anstehenden roten Hornstein-Mergelkalken, teils aus brecciösen Crinoidenkalken, teils aus grauen Kalken. Mit den groben Breccien erscheinen fossilreiche Strandablagerungen vergesellschaftet, die aus einem Detritus von Korallen, Crinoiden, Resten dickschaliger Bivalven und Gastropoden bestehen. Es muß als besonders bemerkenswert hervorgehoben werden, daß diesen zweifelsohne in der Brandungszone entstandenen Bildungen Hornsteinbänke auf primärer Lagerstätte eingeschaltet sind. Aus den grobbrecciösen Kalken entwickelt sich ein Komplex von roten und grauen Hornsteinplattenkalken.

Ich glaube aus den Aufschlüssen entnehmen zu können, daß die mit unzweifelhaften Strandbildungen verknüpften hornsteinreichen Sedimente in transgressiver Lagerung auftreten und vermutlich der übergreifenden, oberjurassischen Schichtfolge entsprechen. In dieser Auffassung werde ich auch durch die von Stur gemachten Fossilfunde bestärkt, welcher in einem roten Hornsteinplattenkalk am Stol (Fundort Na stole) folgende oberjurassische Amoniten auffand¹⁾:

Phylloceras Hommairei

Phylloceras tatricus

Aptychus lamellosus.

Die Schichten des Oberjura zeigen übrigens auch in den benachbarten Gebieten eine übergreifende Lagerung, wie sie in früheren Kapiteln aus den Julischen Alpen (Wocheiner Kamm) und durch Kossmats Studien aus dem Ternovaner Hochkarst²⁾ erwiesen wurde.

Sedimente der Unterkreide sind vom Stolkamm nicht bekannt geworden.

¹⁾ In F. v. Hauer, Ein geologischer Durchschnitt, loc. cit. S. 332.

²⁾ F. Kossmat, Der küstenländische Hochkarst und seine tektonische Stellung. S. 92.

Oberkreide.

Auf dem flachen Kammrücken zwischen Versanja glava und Stariski vrh sitzt ein Komplex von Oberkreidesedimenten, in transgressiver Lagerung dem vorher bloßgelegten und erodierten jurassischen Untergrund auf. Die Gesteine entsprechen nach Beschaffenheit und Geröllzusammensetzung ganz den Senonbreccien des übrigen Isonzogebietes. Insbesondere die zahlreichen großen Blöcke von Rudistenkalkgeröllen, welche darin massenhaft auftreten, sind hiefür beweisend. Die Breccie enthält auch weit über kopfgroße Schollen fremder Gesteine. Ich fand in der Breccie Einschlüsse von Rudistenkalken, grauen Senonkalken, Jura-Crinoidenkalken, dunklen und roten Jurakalken und Oolithen und schließlich von Hornsteinen. An mehreren Stellen war die unregelmäßige Auflagerungsfläche der grobklastischen Senonablagerungen über das Liegende zu erkennen.

Ein zweiter Streifen von Senongesteinen, welche ich ebenfalls tektonisch an den Stolzng angliedere, ist von der Hauptzone durch eine sekundäre Störung abgetrennt. Er bildet die nördlich des Starijski gelegene Muldensenkung, an welche nordwärts eine Kuppenreihe angrenzt. Hier ist über der Basisbreccie, welche Hornsteine und Lias-crinoidenkalkgerölle führt, ein mächtiger Komplex von braunen Mergeln mit untergeordneten Breccien- und Sandsteinbänken zu erkennen.

Die Schichten des Stolzuges zeigen gegenüber der als ziemlich lückenlos erkannten mesozoischen Folge in der südlichen Schuppe der Julischen Vorzone einen ärmeren Schichtbau.

An der Grenze zwischen Trias und Lias (?) sind Anzeichen eines Sedimentationshiatus bemerkbar. Auch innerhalb des Jura macht sich eine Diskordanz geltend. Die Schichten der unteren und Mittelkreide fehlen. Der Senon greift transgredierend unmittelbar auf die jurassischen Sedimente über und läßt auch nicht jene Vollständigkeit der Profile erkennen, wie sie in der südlichen Julischen Vorzone zu beobachten ist. Wir treten mit Annäherung an den Stolzng aus dem Bereich der tieferen mesozoischen Meeresmulde deutlich an den Rand eines häufig überfluteten südlichen Festlandes der Jura- und Kreidezeit heran.

D. Das Flyschvorland mit der Matajur- und Kolovrat-Anti- und Synklinale.

Südlich der Randüberschiebung des Stols (frattura periadriatica) und südlich der Karfreit—Kirchheimer Störungslinie baut sich eine zum überwiegenden Teil aus Kreideflysch, untergeordnet auch aus Jura und Triasgesteinen zusammengesetzte Landschaft auf. Auch sie ist noch zum Teil durch eine starke Faltung ihrer Sedimente gekennzeichnet, läßt aber nicht mehr jene weitgehende Zersplitterung in Schuppen erkennen, welche das nördlich des Isonzo gelegene Gebirge charakterisiert. Sie kann daher als autochthone Vorlage den Schuppen der Julischen Alpen gegenüber gestellt werden.

Der auf dem Kartenblatt zur Darstellung gebrachte Teil des Vorlandes zerfällt in eine nördliche Zone, welcher die Matajur- und Kolovrat-Antiklinale angehört und in eine südliche Einheit, welche die transgredierenden eocänen Bildungen umfaßt. Letztere ist in stratigraphischer und tektonischer Beziehung der nördliche Ausläufer der ausgedehnten Flyschregion von Ostfriaul. Die Grenze beider Regionen ist aber keine scharfe, da sie dem lappigen Denudationsrand der transgredierenden Eocädecke entspricht.

1. Die Sedimentfolge in der Vorlage der Julischen Alpen.

Trias.

Die Trias tritt in der autochthonen Vorlage nur im Matajurgewölbe zutage. Kossmat hat gezeigt, daß ihre tiefere Partie als Hauptdolomit, der obere Teil aus Dachsteinkalken (bei 400—500 m Mächtigkeit) aufgebaut ist.

Lias, Jura im Matajurgebiet.

Die Verhältnisse, unter welchen sich der Uebergang aus der Trias in den Jura vollzieht, erinnern ebenfalls ganz an jene, welche wir im Stolzug angetroffen haben. Die Dachsteinkalke gehen in ihren hangenden Partien in Lagen über, die sich durch Einschaltung untergeordneter, mit Mergelfasern durchzogener Breccienbänke, durch das Auftreten oolithischer Lagen und durch das Vorkommen crinoidenführender Partien als höhere, selbständige Abteilung zu erkennen geben. Ob auch hier an der Basis eine unregelmäßige und unkonforme Lagerung gegenüber den eigentlichen Dachsteinkalken statt hat, konnte ich mangels entsprechender Aufschlüsse nicht ermitteln. Die Grenze zwischen Trias und dem Jura liegt auch hier, wie im Stol innerhalb einer dachsteinkalkähnlichen Fazies, wobei sich allerdings die oberen, vermutlich liassischen Lagen durch ihre abwechselnden Merkmale als zu einem höheren, an Breccien und Crinoiden reichen Schichtkomplex zugehörig erweisen. Die Verhältnisse im benachbarten Ternöwäner Hochkarst stimmen auch hiemit überein. Wie Kossmat nachgewiesen hat, zeigen die dort über den Hauptdolomit lagernden, megalodontenführenden Dachsteinkalke einen allmählichen, durch keine scharfe Faziesgrenze bezeichneten Uebergang aus der Trias in den Lias.

Wie die Profile, welche ich am Nordhang des Matajur gezeichnet habe (siehe Tafel III, Figur 25 und Tafel IV, Figur 26), erkennen lassen, gehen die erwähnten dachsteinkalkähnlichen, mit spärlichen Breccienbänken versehenen Lagen in grobe, mit Triasgesteinen nicht mehr zu verwechselnde crinoidenreiche Breccien über, welche von hornsteinführenden Plattenkalken überdeckt werden. An der Straße durch das Natisonetal folgt über letzteren Schichten noch eine gegen 100 m mächtige Lage von feinkörnigen zum Teil oolithisch aussehenden Crinoidenkalken. Das Alter der bezüglichen Schichten läßt sich, mangels an bezeichnenden Fossilfunden nur im allgemeinen als ver-

mutlich liassisch deuten, wobei natürlich ein Hinaufreichen in den Jura nicht von der Hand gewiesen werden kann. Ein Dünnschliff, den ich von einem hornsteinreichen Plattenkalk, vom Nordrand des Matajur stammend, anfertigte, zeigt, daß das Gestein aus einem Foraminiferen-Sediment hervorgegangen ist. Schon makroskopisch fallen in dem Gestein die eigentümlichen Kalkspatpünktchen, welche dem Kalk ein gesprenkeltes Aussehen geben, auf. Der Schliff zeigt, daß hier Foraminiferengehäuse in paralleler Fortwachsung von reinem Kalkspat umhüllt wurden. Es hat sich hier also eine beträchtliche, wohl durch die organischen Reste beeinflusste Umkristallisation im Gestein vollzogen.

Bezüglich Entstehung der Liassedimente gilt das, was bei Beschreibung des Stolzuges gesagt wurde. Die groben Breccienlagen mit ihren faustgroßen Geröllen und der Reichtum an Crinoidenbänken spricht auch hier für eine küstennahe Bildungsweise, zumal erstere wohl als Teile einer Seehalde zu betrachten sind.

Oberjura (?) am Matajur.

Ein einziges Schichtvorkommnis im Matajurgebiet kann — und auch dieses nur hypothetisch — dem oberen Jura zugezählt werden. Am Mte. della Colonna (Matajur Nord) tritt inmitten des Dachsteinkalk- und Liaskalkterrains eine Scholle von rotem, plattigen Mergelkalk an, welcher brecciöse Lagen mit größeren Kalkgeröllen und rote Hornsteine enthält (siehe Tafel III, Figur 25). Die Gerölle sind Dachsteinkalke oder dachsteinkalkähnliche Liaskalke (?). Die großen Gerölle zeigen nun eine ganz merkwürdige Erscheinung. Sie sind von einer bis zu mehreren Zentimeter starken Kruste von rotem Hornstein umschlossen. Sie wittern gleich den festeren Bomben, die in einem vulkanischen Tuff eingebettet sind, in den Mergelkalcken aus. Die Lagerungsverhältnisse waren leider nicht klar. Die Schichten werden von der zweifellos jüngeren, basalen Senonbreccie überdeckt. Die hornsteinführenden Lias-Crinoidenkalke sinken unter dem fraglichen Komplex hinab. Die an ganz benachbarten Punkten an ersteren und letzteren Schichten durchgeführten Messungen ergaben eine abweichende Streich- und Fallrichtung.

Rote Mergelkalke mit Hornsteinbomben: str. N. 15° O., F. 35° N.

Hornsteinführende Liasplattenkalke: str. N. 60° W., F. 20° S.

Diese beiden Schichtkomplexe scheinen, wenn man aus diesen lokalen Messungen einen Schluß ziehen darf, zueinander im Verhältnis einer diskordanten Lagerung zu stehen. Ich glaube auch, daß das beschränkte Auftreten der an Hornsteinbomben reichen Mergelkalke und die Führung grober Gerölle zugunsten eines transgressiven Auftretens der Schichten angeführt werden kann. Bezüglich ihrer Altersdeutung erscheint mir ihre Zugehörigkeit zum Oberjura am wahrscheinlichsten. Das Auftreten brecciöser Mergelkalke und die Führung roter Hornsteine konnten in ähnlicher Weise an den dem Malm zugezählten Gesteinen des Stolzuges festgestellt werden. Die transgressive Lagerung des oberen Jura im Isonzogebirge (Julische Alpen, Stol, Ternowaner Wald) wurde bereits mehrfach hervorgehoben.

Jura im Kolovrat.

Im Kolovrat hat Kossmat die Existenz einer 6 km langen Zone von Juragesteinen nachgewiesen, welche als Kern einer durch Brüche komplizierten Antiklinale innerhalb der unterkretazischen Woltschacher Schichten hervortritt. Eine mächtige Breccienbank, welche nach Kossmat Crinoiden (*Pentacrinus*) und Korallen führt¹⁾, ist ihnen eingeschaltet. Die Zone zeigt nur wenig neue Kriegsaufschlüsse.

An der Straße, welche von Hevnik südwärts zur Slemen Kapelle führt, konnte beobachtet werden, daß die Woltschacher Kalke der Unterkreide konkordant und allmählig aus der durch mächtigere rote und graugrüne Mergellagen charakterisierten tieferen jurassischen Sedimentfolge sich entwickeln. Am Wege, der von der Kuppe des Hevnik nach Südosten hinabführt, konnte ich in einem etwas tieferen Niveau eine jurassische Breccienbank auffinden, welche aus einem Wechsel fein- und grobklastischer und oolithischer Partien besteht. Die Gerölle erreichen über Nußgröße. Die Breccie wird von einem bräunlich verwitternden, morschen Kieselgestein überlagert, welches sich im Mikroskop aus konzentrisch aufgebauten Kügelchen von Hornstein zusammengefügt erwies. Ein getrübbtes Hornsteinzement ver kittet die Sphäroide.

Beiläufig 3 km nördlich des Jurastreifens am Kolovrat bilden jenseits der Randüberschiebung ähnliche hornsteinführende Jura-breccien die Kuppe des Spiha nördlich von Libussina. Man ist versucht, letztere als stratigraphische Fortsetzung der jedenfalls in größerer Küstennähe gebildeten, mächtigeren Breccienbänke am Kolovrat anzuerkennen.

Der Uebergang der oberjurassischen Schichten in die unterkretazische Gesteinsfolge konnte am klarsten in den Stellungsaufschlüssen nördlich Sv. Maria (Woltschach West) beobachtet werden. Das hier aufgenommene Detailprofil ist in Tafel IV, Figur 27 dargestellt. Der hornsteinführende Plattenkalk vom Typus des Woltschacher Kalkes nimmt gegen das Liegende starke Einschaltungen von grauem Mergelschiefer auf. Darunter schalten sich in zunehmendem Maße feinere und gröbere Breccien und zum Teil bituminöse Kalklagen mit Fossilspuren (Crinoiden - Zerreibsel?) zwischen die hornsteinführenden Plattenlagen ein. In der Schichtfolge tiefer hinabsteigend, stellen sich rote Mergelbänke ein, welche mit über Meter starken brecciosen und sandigen Kalkmergeln abwechseln. Dichte und sandige hornsteinführende Kalke mit reichlichen grauen Mergelzwischenlagen bilden in ihrem Liegenden den Uebergang zu einem mächtigen Komplex von grauen und schwärzlichen Tonschiefen, mit Einschaltungen von harten Mergeln und hornsteinführenden Plattenkalken. Dünne Lagen eines intensiv gefärbten, scharfkantig brechenden, sehr eisenreichen Mergels sind wahrzunehmen. Tiefere Schichtglieder treten im Profil nicht mehr zutage.

Auf Grund des charakteristischen Faziesbildes läßt es sich mit hinreichender Sicherheit annehmen, daß die dargestellte, etwa 150 m

¹⁾ F. Kossmat, Wocheiner Tunnel.

mächtige Sedimentfolge jurassischen Alters ist. Der konkordante Uebergang in die unterkretazischen Gesteine verweist die Bildung dieser Schichten in die Zeit des Malms. Die Gerölllagen, welche bis nußgroße Einschlüsse enthalten, deuten auf eine nicht zu weit entfernte, im Süden oder Südwesten gelegene Küste, an welcher die Brandung des Jurameeres tätig war.

Unterkreide.

Die Sedimente der Unterkreide sind meiner Ansicht nach im Matajurgebiet nicht entwickelt, nehmen dagegen am Kamm des Kolovrat ausgedehnte Strecken ein. Der Gesteinshabitus ist sehr gleichartig und einförmig. Die tieferen Lagen besitzen, wie schon Kossmat erwähnt hat, häufig mergelige Einschaltungen, welche einen Uebergang zu den Juraschichten herstellen, so daß eine scharfe Abgrenzung gegen letztere meist kaum möglich erscheint. Ungezählte Schichtfugen, die mit dünnen Mergelhäutchen, seltener mit mehreren Millimeter starken, schiefrigen Lagen erfüllt sind, zerlegen das Gestein in prächtige, mehrere Zentimeter, höchstens einige Dezimeter starke Platten. Die Dünnbankigkeit der Woltschacher Kalke hat ein günstiges Substrat für die wunderbare, allorts zu beobachtende Kleinfältelung des Gesteins geboten. Die Kalkbänke, welche überall, wenn auch in wechselnder Menge Hornsteineinschaltungen besitzen, sind, wie die Untersuchung einiger Dünnschliffe ergab, aus einem foraminiferenreichen Schlicke hervorgegangen. Sandige oder brecciöse Einschaltungen sind äußerst selten. Durch ganz besonders genaue Untersuchungen der Woltschacher Bänke auf der Höhe Bucenića (südlich Tolmein, östlich Woltschach) konnten im höheren Niveau der Schichtfolge mehrere schwache Lagen eines sandig-brecciösen Plattenkalkes zwischen den hornsteinführenden Schichten wahrgenommen werden. In Verbindung mit diesen treten auch rötlich gefärbte Kalke, mit etwas stärkeren Mergel eingelagerungen entgegen. Die Gleichartigkeit der Fazies, das feine Korn der Ablagerung und der sehr namhafte Anteil, den die Foraminiferengehäuse am Aufbau des Sediments nehmen, kann als Beweis für die Bildung in einem etwas tieferen, dem Einfluß einer unmittelbar benachbarten Küste entrückten Meeresbecken gelten.

Mittelkreide (Cenoman bis Turon).

Die Schichten des Senons enthalten in noch viel ausgedehnterem Maße als es in der südlichen Schuppe der Julischen Vorzone zu beobachten war, Gerölleinschlüsse von mittelkretazischem Rudistenkalk, welche auf die sehr große Verbreitung hinweisen, die diesen Gesteinen einst zugekommen sein muß. Zwischen den Woltschacher Platten der Unterkreide und den transgredierenden Bildungen des Senons konnten im Bereich der autochthonen Vorlage, von einer einzigen Ausnahme abgesehen, nirgends mittelkretazische Schichten wahrgenommen werden. Sie sind in einer vorsenonen Festlandsperiode fast zur Gänze der Abtragung zum Opfer gefallen. Nur in der Kovačić Planina lagert, wie das Tafel IV, Figur 28 zeigt, den Woltschacher Kalken eine mächtigere Masse von oolithischem, hellem und ungeschichtetem Kalk

auf, welche unbestimmbare Schalenreste enthält. Nach oben geht das Gestein in Bänke über, welche sich ganz aus Korallen aufgebaut erweisen. Es liegen hier zweifellos die Reste eines Korallenriffs vor. Die überlagernden grobklastischen Senonschichten (mit Inoceramen) enthalten über faustgroße Gerölle aus dem liegenden Rifffalk. Dadurch ist auch für letzteren ein vorsenones Alter erwiesen. Die Grenze der mittelkretazischen Rifffalke und Oolithe, gegen die Woltschacher Schichten der Unterkreide, war leider nicht aufgeschlossen. Die Oolithe und Korallenkalke stellen vermutlich den tiefsten noch von der Abtragung bewahrten Rest der Mittelkreide dar. Nach den in den benachbarten Gebieten gemachten Fossilfunden ist anzunehmen, daß ihnen ein cenomanes Alter zukommen dürfte.

Mehrjährige Beobachtungen, die ich speziell beim Stellungs- und Kavernenbau anstellen konnte, gaben mir immer wieder Gelegenheit die Breccien des Senon in Bezug auf ihre hauptsächlich aus den mittelkretazischen Schichten stammende Geröllgesellschaft zu untersuchen. Oolithkalke und korallenführende Gesteine, analog den eben erwähnten, waren selbst in mehreren Kubikmeter großen Blöcken häufig anzutreffen. Rudistenführende Kalkgerölle, speziell Blöcke mit Radioliten und Caprinen bilden die Hauptmasse der Breccie. Dichte sandige oder feine brecciöse, hellgraue und blaugraue Kalke, oft mit Uebergängen zu Oolithen, und schwarzgraue bituminöse Kalke und Kalkschiefer zählen ebenfalls zu den Hauptbestandteilen der Breccien.

Die radiolitenführenden Gesteine sind nach Kossmats Angaben hauptsächlich dem Turon zuzuzählen.

Die selbst bis Hausgröße erreichenden Schollen mittelkretazischer Gesteine in der Senonbreccie erweisen, daß zurzeit von deren Entstehung die Cenoman-Turon-sedimente in unmittelbarer Nähe noch Küsten bildend anzutreffen waren.

Wenn man die Tatsache in das Auge faßt, daß die Oolithe und Korallenrifffalke direkt über den Woltschacher Kalken gelagert, das Liegende der mittelkretazischen Schichtfolge repräsentieren, die Radiolitenkalke aber nach Kossmats Angaben hauptsächlich dem Turon (auch oberem Cenoman) entsprechen, so läßt sich vermuten, daß die mittelkretazische Tafel in ihrem tieferen Teil aus mutmaßlich cenomanen Oolithen und Korallenkalken und in ihrem höheren, hauptsächlich turonen Anteil aus mächtigen Rudistenkalken zusammengesetzt war.

Senon.

Die Sedimente des Senon nehmen im Gebiet der autocbthonen Vorlage den größten Raum ein. Für ihre Detailgliederung und ihre Abtrennung von den faziell ähnlich ausgebildeten Ablagerungen des Eocän habe ich sehr viel Mühe verwendet. In manchen Punkten glaube ich hierbei zu einem befriedigenden Ergebnis gelangt zu sein, während in anderen Fällen die gestellte Frage nur mit Mutmaßungen und Hypothesen beantwortet werden konnte. An dem Zuge des Selski vrh (P. 588) und Sv. Maria (P. 453) südlich Tolmein, wurde das Senon mit größtmöglicher Genauigkeit untersucht und im Maßstab 1 : 5000 kartiert. Von den hierbei erzielten Resultaten sollen nur die allgemeinen hier Erwähnung finden.

Wo die Basis der Senonsedimente sichtbar war, konnte ein transgressives Uebergreifen derselben über einen vorher aufgearbeiteten, seiner mittelkretazischen Sedimentdecke beraubten Untergrund wahrgenommen werden. Zwischen die Ablagerung der mittelkretazischen Seichtwasserbildungen und das Uebergreifen des Senonmeeres schaltet sich demnach eine ausgesprochene Festlands- und Abtragungsperiode ein.

Die petrographische Beschaffenheit der Senonsedimente.

Die Senongesteine setzen sich aus verschiedenartigen Mergeln, von im frischen Zustande blaugrauer, im verwitterten Zustande dunkelgrauer bis bräunlicher Färbung, aus roten Mergeln, aus dunkelgrauen bräunlich verwitternden Sandsteinen (reich an Quarz- und Hornsteingeröllchen) und hellgrauen Kalksandsteinen, aus sandigen Mergeln, aus Geröllmergeln und aus Breccien von feinen, mittleren und groben Korn zusammen. Letztere zeigen alle Uebergänge zu Blockschutt-ablagerungen mit durchschnittlich kopf- bis tischgroßen Komponenten an.

Die Ablagerungen sind arm an Fossilien. Die in so ungezählter Menge anzutreffenden Rudisten finden sich, von ganz geringen Ausnahmen abgesehen, sämtlich in Blöcken auf sekundärer Lagerstätte. Nur einige Hippuriten und Inoceramen, spärliche Orbitoiden, andere Foraminiferen und Wurmreste können als dem Senon zugehörige, nicht umgeschwemmte Fossilien gedeutet werden.

Gegenüber den älteren mesozoischen Schichtgruppen ist das Senon durch ganz vorwiegend klastischen Charakter ausgezeichnet. Die große Verbreitung von Trümmerschichten, deren Bestandteile lokal gewaltige Dimensionen annehmen, sind ein deutliches Kennzeichen hierfür.

a) Die Breccienkalke.

Breccienbänke von wenigen Dezimetern, bis über 100 m Mächtigkeit, sind fast allorts den mergelig sandigen Ablagerungen des Senon eingeschaltet. Die in der Literatur für diese Bildungen eingebürgerte Bezeichnung als Breccie, entspricht nicht völlig dem Aussehen der Gesteine. Es handelt sich um ein meist nur kantengerundetes, ungeschichtetes oder doch nur grobgebanktes Haufenwerk von größeren und kleineren Kalktrümmern. Der geringe Grad der Abrollung der einzelnen Gemengteile und die meist völlig fehlende Sortierung nach der Größe läßt die Bezeichnung Konglomerat hierfür nicht gut anwenden; anderseits besteht doch ein Unterschied gegenüber dem kantigen Schutt einer Gehängebreccie. In folgenden Erörterungen soll der Ausdruck Breccie beibehalten bleiben.

Wie es bei der grobklastischen Beschaffenheit der Breccie verständlich ist, wechselt ihre Ausdehnung in vertikaler und horizontaler Richtung sehr rasch. Aus diesem Grunde läßt sich auch keine bestimmte Angabe über die Anzahl der eingeschalteten größeren Bänke machen. Bei St. Lucia am Isonzo, wo das Liegende unter der Talsohle verborgen ist und das Hangende bereits denudiert ist, konnten sechs mächtigere Bänke ausgeschieden werden. Bei Luico, wo die

Schichtfolge ziemlich vollständig erhalten ist, wurden zirka zwölf Breccienlagen, am Matajurgipfel deren fünf verfolgt.

In den meisten Fällen — in der tieferen Abteilung des Senons ausnahmslos — konnte an zahlreichen Beispielen die Existenz eines Sedimentationszyklus, welcher sich mehrfach innerhalb der Senonfolge wiederholt, festgestellt werden (Tafel IV, Figur 29 und 30). Der untere Teil der Breccie ist stets aus grobklastischem Material, meist aus Blockwerk, welches jeglicher Schichtung entbehrt, zusammengesetzt. Die Grenze gegen das Liegende, welches in der Mehrzahl der Fälle von den Senonmergeln des vorigen Zyklus gebildet wird, ist scharf (siehe Tafel IV, Figur 29 und 30). Mit einer leichten Unregelmäßigkeit lagert der grobe Breccienschutt unmittelbar den fein geschichteten älteren Sedimenten auf. Sehr oft ist ein seichtes, muldenförmiges Eingreifen der Breccien in den Untergrund zu beobachten; hie und da sogar ein Abschneiden der obersten Mergelbänke des Liegenden an denselben. In den oberen Lagen der Breccien entwickelt sich aus der Schuttablagerung rasch eine meist undeutlich gebankte, grobe, bis mittelkörnige Breccie, welche von schön geschichteten, feinen Breccien und Kalksandsteinen überdeckt wird. Aus letzteren gehen ganz regelmäßig und allmählig die Hangendmergel hervor, welche in größerer Mächtigkeit den Abschluß des Zyklus bilden. (Tafel IV, Figur 29 und Tafel VI, Figur 53.)

Die Deutung, welcher die Entstehung der Breccien zugrundegelegt wird, ist für die Bildungen der Senonsedimente von Wichtigkeit.

Zweifellos sind diese Senonablagerungen an einer Steilküste, die in der Mehrzahl der Fälle aus mittelkretazischen (auch aus unterkretazischen) Schichten gebildet war, entstanden. Die Größe der geförderten Blöcke, im Maximum bis etwa zu hundert Kubikmetern und ihre regellose Aneinanderfügung, weist auf einen nur wenige Kilometer entfernten Ursprungsort der Geröllmassen und auf ein bedeutendes Gefälle der Förderbahn hin. Zur Erklärung der Breccienbildung erinnern wir uns der Tatsache, daß in den angrenzenden Julischen Alpen vorseonene Gebirgsbewegungen angenommen werden konnten, welche ein unregelmäßig gestaltetes Landrelief erzeugt und in vorseonener Zeit den Küstensaum weit nach Süden verschoben hatten. Das vordringende Meer des Senon fand dann einen sehr wechsellagerten, schon tektonisch vorbereiteten und von der Erosion zertalten Untergrund vor. Hieraus mußte sich schon die Entstehung einer von Ort zu Ort wechselnden an grobklastischen Einlagerungen reichen Sedimentfolge ergeben. Die im Allgemeinen doch bedeutende, stellenweise über 20 km lange Erstreckung der Blockschuttbreccien, lassen aber annehmen, daß noch allgemeinere Faktoren, als etwa lokale Gehänggrutschungen ihre Bildung veranlaßt haben. Die scharfe Liegendengrenze der Breccien, welche den Sedimentszyklus stets nach unten begrenzt, läßt vermuten, daß irgend welche, plötzlich einsetzende diastrophische Vorgänge das Ende der Mergelsedimentation und die Entstehung eines großen submarinen Schuttstroms hervorgerufen haben. Es liegt nahe anzunehmen, daß auch noch während der Entstehung der Senonsedimente die tektonischen Bewegungen andauert haben und durch eine Schrägstellung der Scholle, vielleicht auch durch

Bewegungen an Brüchen, ein Abbröckeln ausgedehnter Berghänge und die Formung der Brecciensedimente aus denselben hervorgerufen haben.

Einige andere Erscheinungen fügen sich dieser Deutung ein.

Die schwach unregelmäßige Liegendgrenze der Breccienbänke kann kaum als echte Diskordanz aufgefaßt werden; denn abgesehen davon, daß ein so oftmaliger Wechsel von Land und Meer unwahrscheinlich wäre, fehlen Kerben, die 1—2 m Tiefe übersteigen. Zwischengeschaltete Landbildungen konnten ebenfalls nirgends wahrgenommen werden. Die überlagernden Breccien sind nicht aus den den Grund der „Transgressions“-Fläche bildenden Schichten, sondern aus dem entfernteren Küstenland entnommenen Material erbaut. Dies Alles spricht gegen die Annahme, daß durch das Uebergreifen der Breccienlagen eine echte Transgression angezeigt wird.

Wenn man bedenkt, daß bei Bildung der Breccienbänke die unmittelbar vorher entstandenen Kreidemergel sich in noch schwach verfestigten Zustand befunden haben müssen, so war bei Eintritt einer Schrägstellung der Scholle die Möglichkeit zu Rutschungen der oberen Sedimentlagen unter dem Einfluß der submarinen Schuttbewegung sicherlich ganz besonders gegeben. Die sichtbaren kleinen Unregelmäßigkeiten an der Basis der Breccie sind durch solche Gleitungen am Meeresgrunde, die vor und während der Schuttbewegungen sich eingestellt hatten, zu erklären.

Ein mergeliges Zement verkittet die Breccie und nimmt unter Umständen beträchtlichen Anteil an ihrem Aufbau. In manchen Fällen schwimmen die Gerölle geradezu in einer Mergelhülle. Es kann vermutet werden, daß hier nicht nur von der Küste zugeführter Schlamm, sondern auch umgelagertes Material der damals noch lockeren Basismergel vorliegt. Ein unzweideutiges Beispiel für eine Rutschung von Untergrundmergeln gibt eine Scholle von gebändertem Mergel, welche zwischen den beiden Insonzobrücken bei St. Lucia inmitten der grobklastischen Breccienablagerung eingebettet ist. Sie muß an einem höher gelegenen Punkt losgebrochen und in der Schuttmasse fortbewegt worden sein.

Die aus der groben Breccie hervorgehenden feinkörnigen Breccien und Kalksandsteine lassen schon durch das Einsetzen der Schichtung, durch eine Sonderung des Materiales nach der Korngröße in den einzelnen Bänken und durch das Fehlen des groben Blockschuttes den Einfluß einer Aufbereitung der Gemengteile an der Küste erkennen. Es liegen hier die nachträglich durch Brandung und Wellenbewegung aufgearbeiteten, umgelagerten und beckenwärts verfrachteten Geröllmassen vor, welche aus den durch tektonische Bewegungen eingeleiteten Gehängeabbrüchen an der Steilküste des Senonmeeres gebildet wurden. Die Tafel IV, Figur 29 zeigt den Uebergang der groben Schuttbreccie in die gebankten feinen Breccien und Kalksandsteine und schließlich in die weicheren, rückgewitterten Hangendmergel.

Entsprechend ihrer Entstehung als submarine Schutthalden zeigen die Breccienlagen ein rasches Anschwellen und Ansdünnen, obgleich ihre Längserstreckung meist als eine recht beträchtliche bezeichnet werden kann. Auch eine Zerteilung der Bänke durch Blockschiefer-

lagen und ein Wiederverschmelzen derselben zu einer einheitlichen Kalkschuttablagerung ist zu erkennen. Am Küstenabfall wechselten offenbar Streifen, an denen vorwiegend Materialaufstapelung erfolgte, mit Streifen, an welchen hauptsächlich Schutttransport stattfand, ab. Im Detail sind solche Erscheinungen in dem Profil oberhalb St. Lucia, westlich des Isonzo (Tafel VI, Figur 53) zu erkennen. Die nördlich und oberhalb St. Lucia zirka 15 m starke Breccienbank am mittleren Berghang, schwillt gegen Süden rasch zu mehr als dreifacher Mächtigkeit an. Dabei fügt sich bei der Ortschaft Kozmarice eine tiefere Bank an der Unterseite der Hauptbreccienlage, von dieser durch eine Mergelpartie getrennt, an. Letztere enthält spärliche Einlagerungen von grau und rötlich gefärbten brecciösen Mergeln und geht in einen Blockmergel über, welcher sich nur durch starkes Vorherrschen des Bindemittels gegenüber den Liegenden und Hangenden, ebenfalls durch Mergelzement ausgezeichneten Breccienbänken unterscheidet. Die obere und untere Kalklage verschmelzen hier fast miteinander. Diesen Aufschlüssen ist zu entnehmen, daß sich am Meeresgrunde Rinnen oder Mulden, vielleicht durch Rutschungen entstanden, vorgefunden haben, welche sich schon früher mit Schuttmaterial ausfüllten, während erst im Laufe der Zeit ein geschlossener Schuttmantel sich über den ganzen Küstenabfall ausbreitete. Außerhalb der Rinnen hielt anfänglich die Sedimentation sandig mergeliger Schichten an.

Das komplizierte Ineinandergreifen verschiedenartiger Sedimente bewirkt, daß im Verein mit der nachträglichen, bedeutenden, durch tektonische Schuppungen erzeugten Komplikation das ursprüngliche Faziesbild oft nur mehr schwer zu enträtseln ist.

3) Mergelsteine.

Der verbreitetste Gesteinstypus im Senon ist ein im frischen Zustande hellgrauer, bis stahlblauer, im verwitterten Zustande grau-grünlich bis bräunlicher, gebänderter Mergel, welcher in wechselnder Mächtigkeit (von einigen Metern, bis über 100 m) die normale Zwischenlage der Breccienbänke bildet. Das markanteste Merkmal dieser Schichten ist ihre charakteristische Bänderung, welche erst im verwitterten Zustande deutlich zutage tritt. Aus einer Anzahl von Messungen ergab sich, daß die Breite der Schichtbänder im Durchschnitt 6 cm beträgt. Im Allgemeinen zeichnen sich die Bänder durch eine auffällige Konstanz ihrer Mächtigkeit aus, wenn auch die einzelnen Lagen sich im Detail niemals völlig gleichen.

Der Bau jeder Schichte¹⁾ ist asymmetrisch: die Basis des Bandes ist durch etwas gröberes (fein sandiges) Material ausgezeichnet. Darüber wird das Korn feiner und geht im Hangenden in eine im verwitterten Zustande hellgrau gefärbte, sehr feinkörnige Gesteinsmasse über. Nun setzt mit einer scharfen Grenze wieder ein neues Band ein, mit einer feinsandigen Lage beginnend. So folgen in vielen Profilen in gleichartigem Wechsel oft über 1000 Bänder übereinander.

¹⁾ Nach mikroskopischer Untersuchung.

Speziell die feueren Lagen der Bänder sind fast überall von Röhrenchen oder runden Partikelchen durchsetzt, welche mit einem etwas helleren (noch stärker zerkleinerten) Gesteinsmehl ausgefüllt sind. Sie treten besonders bei der Verwitterung des Gesteins hervor. Es handelt sich hier wohl um Bohrgänge von Würmern (oder anderen Organismen?), welche nach der Häufigkeit der Zeichnung auf den Schichten zu schließen, in ungeheuren Mengen den Schlammgrund durchwühlt haben müssen. Unterhalb St. Lucia finden sich übrigens in den Bändermergeln gut erhaltene Reste von Wurmröhren, welche auf einige Bänke verteilt, in großer Menge nachgewiesen werden konnten.

Im Mikroskop erwiesen sich die feinsandigen, basalen Partien jedes einzelnen Mergelbandes aus Quarz, Kalkspat und Glimmerplättchen und viel Erzkörnchen gebildet, welche sich jeweils auf eine jedenfalls durch Strömungen erzeugte, flach gewellte Oberfläche aufgelagert haben. Diese untere Grenze ist auch im Dünnschliff scharf und deutlich. Nach oben zeigt das Band einen Uebergang in den feineren Teil, der aus einer staubartigen, mit Quarz- und Erzplättchen versehenen Masse besteht, wobei durch sekundäre Schichtung eine mehrfache Aufeinanderfolge von Lagen etwas verschiedener Feinkörnigkeit zu beobachten ist.

Die Basis jedes Bandes ist zweifellos bei plötzlichem Eintreten einer stärkeren Strömung entstanden, welche im Staude war etwas grobkörniges Sediment bis an den Bildungsort der Schichten zu transportieren. Dann fand jeweils mit Schwankungen, die durch sekundäre Ursachen bedingt gewesen sein müssen, ein Abflauen in der Stärke der Strömung statt, was in der Ablagerung eines sehr feinkörnigen Kalktonschlammes zum Ausdruck kommt.

Diese im gleichen Rythmus sich wiederholende Erscheinung, zwingt zur Annahme einer gleichartigen Entstehungsursache. Sie kann meiner Ansicht nach, am besten in einem rythmischen Wechsel der fluviatilen Einflüsse in den Meeresbuchten erklärt werden. Zu Zeiten, da die Flüsse größere Wassermengen und daher auch größere Transportkraft besessen haben, werden sie auch ihren größeren Schutt an der Meeresküste weiter vorgeschoben und den submarinen Strömungen etwas grobkörniges Material zum Transport überantwortet haben. Die untergeordnete Schichtung in den Bändern könnte jahreszeitlichen Einflüssen oder ähnlichen sekundären Ursachen entsprechen.

Auf jeden Fall ist der Sedimentationsrythmus, der in der Gesteinsbänderung der Mergel zum Ausdruck kommt und der vermutlich auf klimatische Ursachen zurückzuführen ist, scharf von jenem Zyklus getrennt zu halten, der durch tektonische Vorgänge bedingt, mehrfachen Wechsel von Breccien- und Mergelzonen zur Erscheinung bringt.

7) Rote Mergel.

Rote Mergel finden sich in fast allen Niveaus den Senonsedimenten eingeschaltet. Es lassen sich alle Uebergänge von den normalen grauen Bändermergeln über rötlich gefärbte Sedimente zu intensiv roten Schichten erkennen. Die größte Verbreitung besitzen

rot gefärbte Mergelgesteine an der Basis des senonen Schichtkomplexes. Sie sind hier den basalen Breccienlagen zwischen geschaltet. Das Isonzoprofil zeigt sie bei St. Lucia, wie es bereits Koss mat beschrieben hat und wie ich es in meinen Profilen (Tafel IV, Figur 29 und Tafel VI, Figur 53) in allen Details zur Darstellung gebracht habe, im malerischen Canon, in grell gefärbten Wänden erschlossen. Auch auf Sv. Maria (Punkt 453), am Südabfall des Kolovrat (zwischen Crai und Ravna) und anderen Orten treten sie in gleicher stratigraphischer Position zutage. Ich glaube, daß ihre Entstehung mit dem transgressiven Uebergreifen des Senonneeres im Zusammenhang steht, wobei die lateritische Verwitterungsdecke der unter den Meeresspiegel versinkenden Küstenlandschaft im größeren Ausmaß dem Sediment beigemischt wurde¹⁾.

Die Profile am Nordhang des Matajur zeigen in klarer Weise die nahen Beziehungen, welche zwischen den normalen grauen Bändermergeln und den rot gefärbten Sedimenten bestehen. Wie Tafel IV, Fig. 26 erkennen läßt, transgrediert hier ein etwas höheres Niveau des Senons direkt über Jurakalk; dabei sind die Schichten in der Nähe ihrer Auflagerung an das ältere Gebirge, als rote Mergel mit spärlichen Breccienlagen ausgebildet. Die Bänderung ist undeutlich. Allmählich wird die rote Färbung schwächer, eine Bänderung tritt ein und bei einer Entfernung von beiläufig 2 km von der Anlagerungsstelle sind aus den längs ihrer ganzen Erstreckung verfolgaren Bänken echte graue Bändermergel hervorgegangen. Nur ein Hauch rötlicher Färbung haftet einzelnen Bändern noch an. Diese Beobachtung bestätigt die Vermutung, daß die Rotfärbung des Sedimentes mit der Einschwemmung roter Verwitterungsprodukte von der Küste her, über welche das Meer vordrang, im Zusammenhang steht.

In einer roten Mergellage, welche den Bändermergeln am Nordosthang der Kote 588 eingeschaltet war, fanden sich auch Foraminiferenreste.

5) Kalksandsteine.

Die Kalksandsteine bilden, wie schon erwähnt, meist das Hangende der groben Breccien, von welchen sie sich nicht nur durch das feine Korn, sondern auch durch die nie fehlende Detailschichtung und Plattung unterscheiden. Ihre Farbe ist im frischen Zustande eine blaugraue, im verwitterten Zustand eine hellgraue. Ein Dünnschliff zeigt, daß das Gestein überwiegend aus Kalkspatthlätchen, dann aus Quarzkörnern, Muskowitschuppen und Erzkörnchen zusammengesetzt ist.

Kalksandsteinbänke, häufig in feine, bis mittelkörnige Breccien übergehend, sind allerorts in oft nur einige Zentimeter, häufig mehrere Dezimeter, manchmal auch etliche Meter starken Bänken den grauen und roten Mergeln des Senons eingeschaltet. Wie auch ihr rasches Auskeilen und Anschwellen zeigt, verdanken sie dann jedenfalls mehr lokalen Ursachen ihre Entstehung. Gehäugerutschungen oder ähnliche Erscheinungen mögen von Zeit zu Zeit ein Vordringen dieser größeren Sedimente bis in etwas größere Tiefe bewirkt haben.

¹⁾ Es sei hier daran erinnert, daß auch die über die Dachsteinkalke transgressiv übergreifenden Oberjurabreccien rotes Mergelzement aufweisen.

e) Streifenmergel und Geröllmergel (Blockmergel).

Von den normalen Bändermergeln weicht ein anderer, ziemlich verbreiteter, mergeliger Gesteinstypus durch die Art seiner Schichtung deutlich ab. Statt der breiten Bänder sind hier feine Streifen von einigen Millimetern bis höchstens etwa 1 cm Stärke wahrzunehmen. Auch hier ist wieder der bei den Bändergesteinen beschriebene Sedimentationsrhythmus zu erkennen, welcher in dem Auftreten gröberer Lagen an der Unterseite, feinerer an der Oberseite jeder Bank zum Ausdruck kommt. Wie ich aus zahlreichen Beobachtungen entnehmen konnte, steht das Auftreten dieser Sedimente mit dem Erscheinen von Geröllmergeln, in welche sehr häufig ein allmählicher Uebergang zu bemerken ist, in engem Zusammenhang. Letztere zeigen in einem mergeligen Bindemittel Gerölllagen oder auch nur einzelne Gerölle eingeschaltet. Die Gerölleinschlüsse wittern leicht aus dem Substrat heraus und verleihen durch die Hohlräume, welche an ihrer Stelle zurückbleiben, dem Gestein ein luckiges Aussehen. Häufig wird man erst durch genaueres Zusehen der vereinzelt kleinen Kalkkörnchen in den Streifenmergeln gewahr. Wie die auf Punkt 588 genauer studierten Profile zeigen (siehe Tafel VI, Figur 53), findet häufig ein unmerklicher Uebergang aus den Geröll- und Streifenmergeln in die Bändermergel statt.

Die Geröllmergel kamen, wie es scheint, an jenen Stellen zur Ablagerung, wo sich am Meeresgrund längere Zeiten schuttführende Bahnen erhalten konnten und woselbst sich der raschere Wechsel in der Sedimentzufuhr in schmäler Streifenschichtung ausprägen konnte. Die in den etwas strandferner gelegenen Sedimenten deutliche, breitere Bänderung wurde hier jedenfalls durch in kürzeren Perioden erfolgende, mehr lokale, schichtbildende Einflüsse verdeckt. Das häufige Auftreten von roten Mergeln in Verbindung mit den Streifen- und Geröllmergeln, steht im Einklang mit den Faktoren, die für die Bildung letzterer als wirksam angenommen wurden.

Die asymmetrisch gestaltete Bänderung der Mergelgesteine ist ein gutes Mittel, um normale und inverse Lagerung der Schichten erkennen zu können. Liegt, innerhalb des Bandes, die durch fein sandiges Material gekennzeichnete Partie zu unterst, das feinstmergelige Substrat dagegen an der oberen Seite des Bandes, so ergibt sich eine normale, im entgegengesetzten Falle eine überkippte Lagerung der Schichten. Auf diese Weise konnte in vielen Fällen eine einwandfreie Entscheidung über die Lagerung der Sedimente gewonnen werden.

c) Flyschsandsteine und Mergel.

In der höheren Abteilung des Senons bilden Flyschgesteine das vorzüglichste Schichtglied. Diese Sedimente bestehen aus einer ziemlich regelmäßigen Wechsellagerung von härteren Sandstein- und weicheren Mergelbänken, welche im frischen Zustande eine graue, im verwitterten eine bräunliche Färbung aufweisen. Den Bändermergeln gegenüber zeichnen sich die Flyschgesteine durch das starke Vordringen des sandigen Materials und durch die scharfe Grenze, mit welcher die ungezählten Sandsteinbänke sowohl nach unten als auch

nach oben abschneiden, aus. Die für die Bändermergel charakteristische Asymmetrie im Lagenbau fehlt den Flyschgesteinen. Die mehrere Zentimeter oder selbst einige Dezimeter starken Sandsteinbänke sind gegen die Mergelzwischenlagen beiderseits gleich scharf begrenzt und erweisen sich gegenüber letzteren als selbständige Schichtlagen.

Der eintönige Wechsel von Mergeln und braunen Flyschsandsteinen, welcher diese Fazies charakterisiert, wird häufig von Einlagerungen grober Breccien und Kalksandsteinen unterbrochen.

Für die Entstehung der Flyschsedimente einerseits, der gebänderten Mergelschichten andererseits dünkt mir folgende Deutung am einleuchtendsten: Die Bändermergel sind vorwiegend am Anfang der Transgression nahe der Küste unter dem Einfluß fluviatiler Strömungen entstanden. In den einzelnen Mergelbändern spiegelt sich das plötzliche Vordringen fluviatiler Strömungen mit ihrem feinsandigen Material, das durch sekundäre Schwankungen unterbrochen wird, wieder. Der Flysch dagegen ist, bei weitgehender Transgression des Meeres, aus einem durch Meeresströmungen zum Teil weit hergebrachten, über weite Strecken verfrachteten, den lokalen Einflüssen mehr entzogenem Sedimentmaterial hervorgegangen. Seine Ausbreitung erfolgte unabhängiger von lokalen Ursachen. So scharf Bändermergel und Flysch auch in ihrer typischen Ausbildung voneinander geschieden sind, finden sich naturgemäß doch auch alle Uebergänge, welche die Zuweisung zu einer oder der anderen Faziesbildung oft als problematisch erscheinen lassen.

Die Aufeinanderfolge der Senonbildungen.

Die Senonschichten der autochthonen Vorlage lassen im allgemeinen folgende stratigraphische Gliederung erkennen:

1. Die Basis bildet, falls nicht höhere Schichtglieder unmittelbar über das ältere Gebirge transgredieren (Matajur) ein mächtiger durch rote und graue Mergelzwischenlagen gegliederter, brecciöser Schichtkomplex mit sandigen Kalken. Kossmat¹⁾ fand darin eine Hippuritenbank bei St. Lucia. Die Hippuriten können als einzige Fossilien, die auf primärer Lagerstätte entdeckt wurden, gelten. Sie sprechen für ein untersenones Alter der Lage.

2. Ein über 200 m mächtiger Komplex von grauen Bändermergeln mit Einschaltung von zwei oder mehreren groben Breccienbänken, Geröll- und Streifenmergeln, bildet das nächsthöhere Schichtglied.

An Fossilien sind bekannt: Hippuriten, welche Kossmat in denselben aufgefunden hat und die für ein höheres senones Alter sprechen; Inoceramen, von Kossmat im Bereich des Kartenblattes an zwei Stellen, von mir an vier weiteren Stellen aufgefunden. Sie gehören nach Kossmat obersenonen Formen an.

Schließlich Foraminiferen und Wurmreste.

3. Flyschmergel und Sandsteine mit eingelagerten Kalksandstein- und Breccienbänken bilden das mächtige Hangende der Senonablagerungen. An Fossilien sind nur die Orbitoidenfunde vom Matajur-gipfel und vom Dobročnik zu erwähnen, welche das kretazische Alter

¹⁾ Wocheintunnel S. 58.

dieses Sediments sicherstellen, eine Deutung, die übrigens auch in den Lagerungsverhältnissen eine volle Stütze findet. Im Profil von Ciginj bildet ein höherer Bändermergelhorizont ihr Hangendes. (Siehe Taf. V, Fig. 42 und 43.)

Eine Feststellung der Unterstufen des Senons ist angesichts der geringen Anzahl von Fossilfunden undurchführbar.

Eocän.

Das Eocän ist in dem kartierten Raum in Flyschfazies entwickelt. Die Eocängesteine zeigen in ihrem faziellen Bild deutlich eine große Analogie mit den obersenonen Flyschbildungen. Bei Betrachtung des Gesamtbildes der Eocänfolge fällt der treppenförmig abgestufte Bau der Berghänge in die Augen, eine Erscheinung, die auf einen ziemlich regelmäßigen, oftmals sich wiederholenden Wechsel mehrere Meter starker, brecciössandiger Bänke und mergeliger Zwischenlagen zurückzuführen ist. Die prächtigen Terrassenhänge, welche zum Beispiel der am Südfuß des Matajur gelegene Mt. Cau und Mt. Cragouza (siehe Tafel IV, Fig. 34 und 32, Taf. III, Fig. 25), dann die Stufenhänge, welche der Hrad vrh und die angrenzenden Berge darbieten, geben ein schönes Beispiel hierfür. Im Gegensatz hierzu sind die Senon-sedimente durch unregelmäßige, meist mächtigere Breccienlagen gekennzeichnet, die durch stärkere Mergelmassen getrennt werden. Im Eocän finden sich ferner hier und da eigentümliche, sehr helle, splinterig zerfallende Mergel, vom Aussehen hydraulischer Mergel vor. Im Bereiche des kartierten Gebietes habe ich sie, in einer stärkeren Lage im Matajurgebiet (am Mt. Cragouza) angetroffen. Außerhalb desselben sind sie im Isonzotal, wo sie schon Kossmat besprochen hat und auch im Natisonetal, wo ich sie in größerer Mächtigkeit bei St. Pietro al Natisono auffand, anzutreffen.

Für die Abtrennung des Eocäns, wie ich sie auf beiliegenden Karten durchgeführt habe und die ich im Matajurgebiet und im westlichen Kolovrat gesichert betrachte, waren die Lagerungsverhältnisse von entscheidender Bedeutung. Wie auf den Profilen Taf. III, Fig. 25 und Tafel IV, Figur 34, 35, 36 zu ersehen ist, sind die Schichten des Alttertiärs von jenen der Oberkreide durch eine sehr scharfe Diskordanz geschieden. Die flachen oder mäßig geneigten Bänke des Paläogens ziehen sich in übergreifender Lagerung über die steil aufgerichteten Senon-Flyschbänke hinweg. Diese im Terraiu in großer Deutlichkeit sichtbaren Verhältnisse lassen sich nur unter der Annahme erklären, daß die Ausbildung der Matajur- und Kolovratantiklinale der Hauptsache nach bereits in vorsenoner Zeit vollendet war. An der Matajurstraße (am Breča vrh) war die diskordante Auflagerungsstelle des Eocäns tatsächlich erschlossen. (Taf. IV, Fig. 33 und Taf. II, Fig. 4 c.) Es war das Uebergreifen flacher Flyschbänke mit einer lokalen Konglomeratbasis über den steiler gelagerten und wellig erodierten Senonflysch wahrzunehmen. Die prächtigen Aufschlüsse ließen keinen Zweifel an der primären (nicht tektonischen) Natur der Diskordanz und ihrer Bedeutung. In der zeitlichen Lücke, welche sich zwischen der im obersten Senon entstandenen Ablagerung des Kreideflysches und der mit vermutlich untermitteleocänen Bildungen übergreifenden Schichten des Alttertiärs

einschaltet, muß eine wichtige gebirgsbildende Phase verlegt werden¹⁾. Sie dürfte die Zeit des Paläocäns (und des unteren Eocäns [?]) umfassen. Das gewaltige Zurückweichen des Meeres, welches damals in der liburnischen Stufe erfolgte, wodurch der Küstensaum zeitweise weit nach Süden verdrängt wurde, steht wohl mit dem Aufleben dieser großen gebirgsbewegenden Vorgänge in ursächlichem Zusammenhange.

Wie wir es bereits in klarer Weise beim Oberjura und dann beim Senon erkannt haben, so bedeckte auch das Meer des Eocän in transgressivem Uebergreifen ein vorhandenes Gebirgsrelief. Die Flyschschichten des Alttertiärs gelangten daher wohl über einer sinkenden Küste zum Absatz.

Ich vermute, daß der erwähnte, oftmalige Wechsel von grobklastischen Breccien und Kalksandsteinen mit Mergeln darauf zurückzuführen ist, daß erstere bei eintretenden Senkungen oder Meeres-transgression? als Seehalde an der im morphologischen Anfangsstadium ihrer Entwicklung befindlichen Strandplattform gebildet wurden, während die Mergelzwischenlagen bei dem jeweilig längeren Stillstand der Senkung (Transgression), beim Ausreifen der Küstenform entstanden wären. Dies würde auf ähnliche Unterbrechungen in der Bewegung des Erdfesten (Seospiegel) deuten, wie sie an den häufig so deutlich übereinander geschalteten marinen Erosionsterrassen vieler rezenter oder jungtertiärer Küstenstriche zu beobachten sind.

Die Frage nach der Abgrenzung von Kreide und Eocän am Nordrand der Flyschzone von Friaul war bekanntlich durch längere Zeit eine kontroverse Frage. Die italienischen Forscher waren geneigt, alle in Flyschfazies entwickelten Sedimente als pseudokretazische Ablagerungen dem Eocän zuzuzählen, während umgekehrt Stur infolge des Auftretens rudistenführender Blöcke in den fraglichen Bildungen nur das Vorhandensein kretazischer Sedimente anerkennen wollte. Kossmat's Untersuchungen ist, in Ergänzung Hauers richtiger Vermutungen der Nachweis zu danken, daß zwar ein großer Teil der von Stur als oberkretazisch gedeuteten Ablagerungen, im Sinne der italienischen Geologen als alttertiär anzusehen ist, daß aber im mittleren Isonzogebirge auch eine der Oberkreide angehörige Flyschfazies entwickelt ist. Die genaue Abgrenzung beider konnte bisher, speziell im Matajurgebiet, nur hypothetisch durchgeführt werden. Insbesondere boten die in der Fazies an das Eocän anschließenden orbitoidenführenden Schichten des Matajurgipfels und jene von Dobročnik bei St. Lucia Schwierigkeiten für die Abtrennung beider Komplexe.

Meine Studien weisen nun auf Grund der stellenweise klaren Lagerungsverhältnisse, die zumeist auf italienischem Boden sichtbar, Kossmat seinerzeit nicht zugänglich waren, und auf Grund einzelner Inoceramenfunde, den kretazischen Bildungen einen größeren Raum zu, als von seiten dieses Forschers und von italienischen Fachgenossen angenommen wurde. Die von Dainelli und Kossmat auf Grund des Faziesbildes als Eozän aufgefaßten Schichten des Isonzotales in

¹⁾ Diese hat meiner Ansicht nach auch die beiden Schuppen der Julischen Vorzone erzeugt.

der Depression Kärfreit—Robić, betrachte ich als Aequivalente der obersenonen Flyschfolge. Als Beweis gilt mir insbesondere die normale und enge stratigraphische Verknüpfung mit den in ihrem tieferen Teile hervortretenden inoceramführenden Bändermergeln bei Mlinsko, dann die fazielle Analogie und die gleichartigen Lagerungsverhältnisse, welche diese Schichten mit den sicher kretazischen Flyschablagerungen des angrenzenden Matajursüdhanges aufweisen. Im Matajurgebiet gaben die Lagerungsverhältnisse unzweideutigen Aufschluß.

Der von Dainelli in seinem prächtigen Werk „L'Eocene Friulano“ abgebildete Kontakt zwischen „Kreide und Eocän“ entspricht tatsächlich nicht diesem, sondern zeigt die Grenze zwischen den hornsteinführenden Jnrakalken und den transgredierenden Sedimenten des Senons.

Im westlichen und mittleren Kolovrat gaben die Lagerungsverhältnisse noch genügend Anhaltspunkte für die Abtrennung des flacher lagernden, gewellten Eocäns von den steiler einschließenden, grobklotzigen Kreidebänken. Nur im östlichen Teil, im Raum zwischen Torrento Judrio und Isonzo, bei St. Lucia—Selo, mußte die Trennung hypothetisch durchgeführt werden.

2. Die wichtigsten Profile in der autochthonen Vorzone.

Das Profil vom Natisonetal wurde bereits bei Besprechung der Juraschichten erwähnt.

a) Matajur-Querprofil.

Auf Tafel III, Figur 25 ist ein in Nordsüdrichtung über den Matajur gezeichneter Querschnitt ersichtlich. Ueber die bereits erwähnten Hornsteinmergelkalke des Oberjura (?), die sich vermutlich tektonisch gegen die Dachsteinkalk-Liasschichten abgrenzen, baut sich die senone Sedimentfolge auf. Ihre massige Basisbreccie, welche plattige und feinschichtige Lagen eingeschaltet enthält, läßt Geröll-einschlüsse von roten Jurahornsteinen, von Kalken, die Liasgesteinen gleichen, dann zahlreichen korallenführenden, oolithischen und Rudistenkalken (Mittelkreide!) erkennen. Einige Meter roter und grauer Mergel lagern auf. Eine schmale Breccienbank leitet den überlagernden echten Kreideflysch ein, welcher zwei mächtigere und zwei schmalere Einschaltungen von Breccienkalk enthält. Der Raum zwischen diesen grobklastischen Bänken wird hauptsächlich von einer Wechsellagerung kalksandiger und auch fein brecciöser Schichten mit Mergellagen gebildet, welche auch den Gipfel des 1602 m hohen Berges aufbauen. Hier fand K o s s m a t seinerzeit Orbitoidenreste, die nach S c h u b e r t s Bestimmung als Formen der obersten Kreide anzusehen sind. Hierdurch ist auch auf paläontologischem Wege die aus den Lagerungsverhältnissen klar hervorgehende Zugehörigkeit dieser Ablagerungen zum Senon bekräftigt worden. An dem Profil, Tafel IV, Figur 34, ist das flache Absinken des Kreideflysches gegen Süden und sein Untertauchen unter die transgredierende Eocändecke zu erkennen. Am Nordrande wird, wie K o s s m a t gezeigt hat, das Matajurgewölbe durch eine markante Störung (Bruch von Robić) abgeschnitten, an welcher Flyschgesteine, die meinen Untersuchungen zufolge noch der Oberkreide angehören, an den Dachsteinkalken abstoßen.

An dem vom Matajur nach Süden ausstrahlenden Rücken, der Punkt 1075 trägt, ist abermals das Uebergreifen der flach geneigten Eocädecke über die steil aufgerichteten Oberkreidelagen in Klarheit sichtbar. Die Skizze auf Tafel IV, Figur 32 soll dies versinnbildlichen.

b) Matajur-Längsprofil.

(Tafel IV, Figur 26.)

An einem Längsschnitt, welcher am Nordabfall des Matajur gezogen wird, sind die Transgressionserscheinungen des Senons in klarer Weise zu überblicken. Die am Mt. della Colonna mächtige Basisbreccie des Senons nimmt gegen Osten hin an Mächtigkeit ab, indem der jurassische Untergrund hier höher aufragt und keilt schließlich auf einige hundert Meter Länge sogar ganz aus. Gegen den Mrzli vrh (P. 1356) schwillt sie dann neuerdings wieder zu großer Stärke an. Die der Breccie auflagernden roten Mergel nehmen ostwärts an Mächtigkeit zu und gehen allmählich in nur mehr rot angehauchte, dann grau gefärbte Bändermergel über. Eine höhere, die Grenze gegen den Flysch bildende Breccie, beginnt unterhalb des Matajurgipfels nur als eine kaum 1 m breite Zwischenlage und schwillt gegen Osten hin rasch zu einer über 10 m mächtigen Kalkbank an, welche vom P. 1467 bis zum Mrzli vrh verfolgt werden kann.

c) Querprofil am Osthang des Matajur.

Das Profil, Tafel VI, Figur 54, bildet die Senonschichtfolge in ziemlicher Vollständigkeit ab. Im Liegenden der am Nordhang des Matajur transgredierenden Sedimente kommen ostwärts noch mächtigere, tiefere Schichten zum Vorschein, welche aus einer mehrfachen Wechsellagerung von Bändermergeln und Breccienkalk bestehen. An der mit einem Stern (*) bezeichneten Stelle fand ich an der Straße von Luico nach Perati einen großen *Inoceramus*rest, der somit das kretazische Alter der Sedimente bekräftigt. Diese tieferen Breccienbänke erwiesen sich in noch ausgedehnterem Maße, wie die höher gelegenen aus zum Teil sehr grobem Blockwerk zusammengesetzt. Große Schollen eines grauen, mit Schalenresten versehenen Kalkes, viel Rudistenkalkblöcke, oolithische und fein brecciöse Kalke, sämtliche wohl der Mittelkreide entstammend, schließlich dachsteinkalkähnliche Gesteine fügen sich zur groben Breccie zusammen. Die am Robičer Bruch abgesunkene, nördlich gelegene Scholle zeigt in einer Antiklinale oberhalb Idersko, ummantelt von Flyschgesteinen, wieder das Auftauchen der *Inoceramen*führenden Bändermergel. An der Straße südlich von Idersko (nordöstlich P. 335) fand ich vor Erreichen der Krümmungsstelle der Straße den deutlichen Abdruck eines *Inoceramus* (*).

Am Mte. Cragonca sind über dem Senon Reste der transgredierenden Eocädecke erhalten, welche gegen Tercimonte sich rasch gegen das Tal absenkt und in großer Mächtigkeit die Gehänge am Torrente Riecca und Torrento Amburna aufbaut.

Die Aufschlüsse, welche die Matajurstraße an den Gehängen des Mte. Cragonca darbietet, sind auf Tafel IV, Figur 33 im Detail zu ersehen. Das Profil verläuft der Hauptsache nach in den Flyschgesteinen der Oberkreide, welche durch zwei Breccienbänke gegliedert

sind. Die Geröllkomponenten der Breccien bestehen aus hornsteinführenden Plattenkalken (Jura bis Unterkreide?), fein brecciösen Kalken vom Aussehen der Liasgesteine des Matajur, grauen Dachsteinkalken, hellen Mergelkalken und in sehr beträchtlichem Ausmaß aus Rudistenkalken und dunklen Kalken der Mittelkreide. Die Transgressionsstelle des Eocäns, welche auch auf der Tafel II, Figur 4c ersichtlich ist, zeigt unmittelbar an der Ueberlagerungsstelle eine kaum einen Meter mächtige Bank von ganz schwach verfestigtem Kalkschotter, welche taschenförmig in das Liegende eingreift und welcher einer am Land gebildeten, voreocänen Gehängeschuttfüllung entspricht. Die auflagernden Eocänflyschsandsteine und Mergel unterscheiden sich in petrographischer Hinsicht kaum von unterlagernden Oberkreideselementen; nur eine Einlagerung von hellen, kantig zerfallenden Mergeln, vom Aussehen hydraulischer Mergel in ersteren, bildet eine in Senongesteinen nicht vorkommende Sedimentart. Die Breccien, die im Eocän meist in geringerer Mächtigkeit und in größerer Anzahl als im Senon aufzutreten pflegen, sind, da sie hauptsächlich durch Umlagerung letzterer entstanden sind, von ähnlicher Geröllzusammensetzung wie diese.

Ich beobachtete in der Eocänbreccie folgende Komponenten: Hellgraue Mergelkalke, schwarze Kalke, dunkelgraue und lichte Kalke, fein brecciöse Kalke, Rudistenkalkblöcke und große Blöcke von dunklen, brecciösen Kalken.

d) Profil Kuk—Monte St. Martino.

(Tafel IV, Figur 35.)

Die Woltschacher Kalke der Unterkreide bilden den Kammrücken des Kuk. Gegen Ravna ist an der Straße der Kontakt mit den diskordant aufgelagerten Gesteinen des Senons entblößt. Eine über 100 m mächtige Masse von groben Breccien mit Geröllen von Hornsteinen und grauen Kalken der Unterkreide und mit Rudisten-, fein brecciösen- und dunkelblaugrauen Kalkgeröllen aus der Mittelkreide bildet die Basis. Eine Wechsellagerung von grauen Mergeln, mit 3—10 m mächtigen Breccienbänken setzt bei steiler oder selbst überkippter Lagerung das Hangende zusammen. In Verbindung mit der Basisbreccie und auch mit einer höheren Lage treten Schollen von unregelmäßiger Begrenzung zutage, die aus Schalenresten (Chamiden?) führenden, hellgrauen, muschelbrechenden Kalken bestehen. Petrographisch idente Gesteine erscheinen auch in der anlagernden Breccie als Gerölleinschlüsse. Ich halte es für das Wahrscheinlichste, daß diese bis zu 30 m Längenausdehnung aufweisenden Massen Blöcke darstellen, die an der Küste des Meeres zum Abbruch gelangt und in das ohnedies sehr grobklastische Sediment eingebacken wurden.

Die durch Breccienbänke ausgezeichneten Mergel gehen gegen Süden im Hangend in Flyschgesteine über, welche bei P. 1077 eine Synklinale bilden. Die am Südabfall dieser Höhe auftretenden Mergel- und Sandsteinbänke, mit Einschaltung brecciöser Lagen, betrachte ich als den normalen Gegenflügel dieser Mulde. Bei P. 877 (südlich der Kuppe La Glava) beginnt das transgredierende Eocän, welches mit seinen

schwach geneigten Bänken den oberen Teil des Höhenrückens bei Topolo aufbaut.

An den unteren Hängen des Monte S. Martino sind, entsprechend den Verhältnissen am Südflügel des Matajurgewölbes, nur mehr die jüngsten Flyschschichten des Senons mit ihren eingeschalteten Breccienbänken sichtbar. Betrachtet man vom Breza vrh den Verlauf der Bänke, so tritt die diskordante Auflagerung der flach gelagerten Eocänsedimente, welche am Gipfel des Monte S. Martino eine mächtige Kuppe brecciöser und kalksandiger Gesteine tragen, sinnfällig zutage.

e) Profil von St. Maria.

(Punkt 751 bis Punkt 1192.)

Das Profil läßt die transgressive Lagebeziehung des Eocäns zur Kreide erkennen. In der Skizze Tafel IV, Figur 31 sind die Verhältnisse im Detail dargestellt. Die Senonsedimente sind meiner Deutung nach auch hier synklinal gelagert und lassen an ihrem zur Kolovratantiklinale aufsteigenden Nordflügel die Breccienkalke des Senons mit einer Einschaltung intensiv roter Mergel und die Wolt-schacher Kalke der Unterkreide hervortreten. Den steil aufgerichteten Senonbänken stehen die nur leicht zusammengebogenen gewellten Eocänschichten gegenüber, welche aus einem Wechsel von Flyschsandsteinen und Breccienbänken (mit Kalksandsteinen) bestehen. Mit Annäherung an die Stelle, wo das Alttertiär an die Kreide sich anlagert, nehmen im ersteren die sandigmergeligen Zwischenschichten der Bänke an Mächtigkeit ab. Die Breccien und Kalkbänke schwellen hingegen an und vereinigen sich schließlich in unmittelbarer Nähe des Kontaktes zu einer geschlossenen, mächtigen Kalkmauer. Es erhellt hieraus, daß zur Bildungszeit des Eocäns in unmittelbarer Küstennähe eine Seehalde aus Kalkschutt sich aufgebaut hat, während schon in einigen hundert Metern Entfernung von der Küste eine Wechsel-lagerung brecciöser Bänke mit feineren mergeligsandigen Sedimenten zur Entwicklung kam.

f) Profil Punkt 1144 - Prapotnizza - S. Volfango.

(Tafel IV-V, Figur 38, 39.)

Das Profil wurde mit besonderer Genauigkeit untersucht, da eine neu angelegte Straße klare Aufschlüsse darbot. Ueber den Wolt-schacher Kalken der Unterkreide folgt, mit der auf Tafel V, Figur 30, im Detail dargestellten transgressiven Lagerung der basale Breccienkalk des Senons durch eine mächtige Lage roter Mergel (mit Breccienbänken) zweigeteilt. Die Einlagerung der intensiv gefärbten, roten Mergel in diesem tieferen Breccienzuge konnte auf eine Erstreckung von circa 6 km kontinuierlich verfolgt werden.

Aus dem basalen Breccienzuge entwickelt sich ein zirka 50 m mächtiger Komplex von Flyschgesteinen (Sandstein- und Mergelbänken), welche zwei Einlagerungen von Breccienkalk und eine aus zirka zwölf Bänkchen bestehende Zwischenschicht von Kalksandstein aufweisen. Mächtigere Bändermergel lagern darüber, welche nach oben in Sandsteine und Mergel (Flyschgestein) übergehen, mit ihnen wechsel-

lagern und spärliche Einschaltungen kleinerer brecciöser und sandiger Bänke enthalten.

Mit einer deutlichen, scharfen Grenze (sekundären Diskordanz) lagert eine mächtige, aus grobem Kalkschutt bestehende Breccie darüber, hauptsächlich aus Mittelkreidegeröllen aufgebaut. Sie ist die Fortsetzung der im vorerwähnten Profil den Synklinalkern einschließenden Kalkhänke. Im Profilschnitt ist die Synklinale in sekundäre Schuppen zerlegt. Sie läßt in ihrem Kern Flyschschiefer erkennen.

Ganz ähnlich wie beim vorigen Profil grenzt sich auch hier das gewellte Eocän von der steiler aufgerichteten Kreidezone ab. Die Eocänsedimente bestehen aus einer Wechsellagerung von meist nur 5—7 m mächtigen Breccienbänken mit Kalksandsteinen, Flyschgesteinen und gebänderten Mergeln. Die deutlichen Straßenaufschlüsse sind aus Taf. IV—V, Fig. 38, ersichtlich. An mehreren Punkten konnte ich grobbrecciöse Kalke und Kalksandsteine vom Typus der Senonablagerungen als Gerölleinschlüsse innerhalb der alttertiären Blockablagerungen erkennen. Letztere sind tatsächlich aus einer Aufarbeitung jungkretazischer Gesteine hervorgegangen. Am sinnfälligsten kommt diese Erscheinung an einer höheren Breccienlage zum Ausdruck, welche auf einer Kammböhe von S. Volfango erhalten ist. Es ist eine chaotisch durcheinandergewürfelte Masse von Kalk- und Schieferschollen (vom Typus der Senongesteine), wie sie wohl nur bei einer raschen Schuttbewegung am Meeresgrunde entstanden sein kann. Häufig war ein taschenförmiges Eingreifen in den Untergrund wahrzunehmen, an benachbarten Punkten entwickelt sich aber die Blockablagerung allmählich aus der Unterlage. Selbst mehrere Kubikmeter große Schollen von gestreiften Mergeln und Breccienkalken, wie sie im Senon vorkommen, treten als Blockeinschlüsse in der Schuttmasse auf. Diese Gesteine müssen zur Zeit ihres Transportes sich bereits im verfestigten Zustande befunden haben. Andererseits wieder entwickeln sich aus der normalen Breccie Sedimente, die sich als eine innige Verknüpfung von Breccienkalklinsen mit Mergelfetzen zu erkennen geben, wobei man den Eindruck gewinnt, daß eine gleichzeitige Ablagerung beider erfolgt ist. Hier handelt es sich entweder um eocäne Bildungen, die durch submarine Rutschungen in noch unverfestigtem oder schwach verfestigtem Zustande losgerissen und nach Mischung und Durchbewegung wieder zum Absatz gelangten oder aber um unter ähnlichen Verhältnissen gründlich umgelagerte und aufbereitete Oberkreidematerialien. Erstere Annahme erscheint mir wahrscheinlicher.

g) Profil Punkt 1044, — La Cima—Clabuzzaro.

(Tafel IV, Figur 36.)

Ist dem vorigen Profil der Hauptsache nach analog. Die Synklinale an der La Cima ist normal ausgebildet und läßt über dem Breccienkalk auf beiden Flügeln Geröllmergel und Kalksandsteinbänke erkennen, welche im Kern Flyschgesteine einschließen.

h) Profil an der Westseite des Torrente Judrio.

(Tafel IV, Figur 37.)

Das Profil, welches das Westgehänge des Torrente Judrio dar-
bietet, ist in seinem nördlichen Teil den vorerwähnten Querschnitten
ähnlich. Die in mehrfacher Schuppung im Tal des Torrente Judrio,
südlich der Synklinalzone (-Fortsetzung der Mulde von Ravna—La Cima)
auftretenden Kalkbänke betrachte ich nach ihrer Beschaffenheit als
noch zum Senon gehörig und als stratigraphisches Aequivalent der
Kalkmauern an der La Cima. Sie sind von letzterer auf tektonischem
Wege getrennt. In ihrem Hangenden baut sich in großer Mächtigkeit
eine einformige, nur durch spärliche Breccien- oder Kalksandstein-
bänke gegliederte Folge sandig-mergeliger Gesteine auf, welche teils
als Streifenmergel und feiner Geröllmergel, teils als echter Flysch
ausgebildet ist. Beide Schichtarten gehen ineinander über und
erscheinen oft in Wechsellagerung.

Der Senon zeigt an diesen Profilen demnach dieselbe Folge, wie
wir sie schon im Matajurgebiet wahrgenommen haben: über der
basalen Breccie lagert eine Zone gebänderter Mergelgesteine mit
Breccienkalkeinlagerungen, die von einer einige hundert Meter
mächtigen Flyschfazies (mit Breccien- und Kalksandsteinbänken)
überdeckt wird.

i) Straßenprofil Punkt 896, Siemen Kapelle—Dugo.

(Tafel V, Figur 40.)

Der tiefere (nördliche) Teil des Profils entspricht dem vorher
erwähnten; nur die roten und grünlichen Mergel, welche weiter
westlich dem basalen Breccienkalk zwischengeschaltet erscheinen, sind
hier auf eine nur 1 m starke, grüne Mergellage reduziert. Im Han-
genden der gebänderten Mergel (welche nach oben Sandsteinbänke
aufnehmen) lagert eine mächtige, saiger aufgerichtete und in Schuppen
zerteilte Breccienkalkmauer, welche die Fortsetzung der weiter östlich
die Jezakuppe bildenden Gesteinsmassen darstellt. Grob und ungefügt
ist das Blockwerk, das sie aufbaut. Sie enthält einige Kubikmeter
große Schollen von Mittelkreidekalk. Betrachtet man die saigere
Hauptkalkmauer, so fällt auf, daß sie gegen oben hin breiter wird
und daher eine keilartige Form erkennen läßt. Ich glaube, daß diese
Erscheinung nicht auf tektonischen Einfluß zurückzuführen ist, sondern
einem primären Anschwellen der Schutthalde entspricht, aus welcher
sie hervorgegangen ist; eine Erscheinung, die bei ihrer Entstehung
aus einer Seehalde nicht befremden kann. Gegen Süden grenzt sie
sich durch eine Quetschzone gegen die angrenzenden Streifen- und
Geröllmergel der Flyschserie tektonisch ab.

j) Ježa - Längsprofil.

(Tafel V, Figur 41.)

Die Erklärung des Baues der Ježa ist eine der schwierigsten
und kompliziertesten Fragen, die in der autochthonen Vorzone zu
lösen sind. Ueber die Bedeutung der Tektonik soll später gesprochen

werden. In stratigraphischer Beziehung erweist sich die bis zu mehreren Hundert Metern Mächtigkeit anschwellende Kalkmauer der Ježa als die Fortsetzung der die Synklinale Ravna—La Cima begrenzenden Breccienlagen. Ihre Beschaffenheit ist durch einen Straßenbau in ihrer ganzen Erstreckung erschlossen. Es ist ein ungebanktes Trümmerwerk mit hauptsächlich aus der Mittelkreide stammenden Gerölleinschlüssen, welches die Riesenbreccie aufbaut. Insbesondere ist das Auftreten zahlloser schöner Rudistenkalke, Radiolitenkalke, Oolithkalke, fein brecciöser Kalke, dunkelgrauer bituminöser Kalke und Kalkmergel, sämtliche vermutlich der Mittelkreide entstammend, und hornsteinführender, grauer Kalke der Unterkreide wahrzunehmen. An drei Stellen konnten hausgroße Schollen an der Basis der Breccie beobachtet werden (s. Taf. V, Fig. 41), welche an der Steilküste abgestürzte Blöcke darstellen dürften. Sie bestehen aus dunklen, feinsbrecciösen Kalken, von zum Teil oolithischer Struktur mit Korallenresten (mittelkretazisch).

Sehr auffällig ist die große Mächtigkeit der Kalkmauer der Ježa. Ich zweifle nicht, daß sie einen der ursprünglichen Küste sehr nahe gelegenen Teil der Seehalde darstellt. Bei Betrachtung der mächtigen Kalkbildungen der Ježa wird man sich klar bewußt, daß hier ganz gewaltige Massen, speziell mittelkretazischer Sedimente der Abtragung zum Opfer gefallen waren. Die Zunahmen in der Mächtigkeit der Ablagerung gegen Nordosten weist auf eine von dieser Richtung her erfolgte Aufschüttung der Breccie.

k) Straßenprofil Vegrinški—Bertin.

(Tafel V—VI, Figur 48.)

Die Südhänge der Ježa werden von höheren Senongesteinen gebildet, die teils in Flyschfazies, teils als Streifen- und Geröllmergel, teils als Bändermergel entwickelt sind. Der mächtigere, tiefere Komplex dieser Obersenonfolge wird von echtem Flysch mit feinen Sandsteinbänken zusammengesetzt. In seinem Hangenden lagert durch Wechsellagerung verbunden, ein überwiegend als Streifenmergel und Geröllmergel ausgebildeter Komplex, welcher schließlich auf P. 835 im Raume von Jesenjāk als jüngstes Schichtglied eine bändermergelartig ausgebildete Masse trägt. Die Schichten sind stark gestört und in sekundäre Schuppen und unzählige Liegendfalten gelegt. Erstere werden besonders an den eingeschalteten Breccienbänken deutlich.

Ich rechne die hier auftretenden Schichten sämtlich noch zur oberen Kreide. 1. Weil sie eine enge Verknüpfung mit den sicher kretazischen Mergeln und Kalken bei Ciginj zeigen und aus diesen sich allmählich und konkordant entwickeln (siehe Taf. V, Fig. 42); 2. weil ihre Fortsetzung am Torrente Judrio in die sicher kretazischen Schichten der La Cima-Synklinale hineinstreicht und sich so als deren Verlängerung erweist; 3. weil sie noch stärkere Störungen aufweisen, als sie in den sicheren Eocänbildungen der Nachbarschaft nachgewiesen werden konnten; 4. weil erst an den südlicher gelegenen Ostry kras und Hrad vrh die an Breccienbänken reichen Eocänsedimente auftreten, welche dort eine transgressive Abgrenzung gegen diese hier

der Kreide zugerechnete Schichten vermuten lassen. Ihre vielfältige Gliederung durch schmale Breccien- und Kalksandsteinbänke bietet ein Unterscheidungsmerkmal gegenüber den größeren Kreidebildungen; 5. weil in der streichenden Fortsetzung dieser Schichten bei Dobročnik Kreideorbitoiden aufgefunden wurden.

l) Profil Ježa—Jesenjak Punkt 431 bei Ciginj.

(Tafel V, Figur 42)

Figur 42 gibt ein vollständiges Profil vom tieferen Senon bis in hohe Lagen dieses Komplexes. Die mächtige im unteren Teil des Profils auftretende Breccie, welche hier durch tektonische Schuppung dreifach übereinander geschaltet erscheint, ist mit den Kalken von Ciginj zu identifizieren. In ihrem Liegenden taucht ein Komplex von Bändermergeln mit roten und grünen Geröllmergeln auf, in welchem ich, im Anstieg zu Punkt 431 einen schlecht erhaltenen Inoceramenrest auffand. Die Gesteine entsprechen der Lagerung nach den schon von Kossmat erwähnten Inoceramenmergeln nördlich von Ciginj. Auch über den als Riesenbreccien angebildeten Kalkwänden treten gebänderte Mergel auf, die in rot geflamme Bändermergel übergehen. Eine geringer mächtige Breccieneinlage begrenzt sie im Hangenden. Eine mächtige Flyschfolge, bestehend aus dickbankigen Sandsteinen mit Mergeln, roten Mergeln, roten und grauen Geröllmergeln und Kalksandsteinen baut das Gehänge bis zum Geböfste Unter-Jesenjak auf. Zwischen dem unteren und dem oberen Gehöfste von Jesenjak setzen Bändermergel mit spärlichen Sandsteinbänken die Senonschichtfolge zusammen und lassen sich in tektonisch stärker beanspruchtem Zustand bis hart an den Südrand der Ježa verfolgen, wo sie mit anormalem Kontakt von einer Teilschuppe der Ježamasse überdeckt werden.

m) Profil Ježa(Süd)—Bertin—Varda vrh.

(Tafel V, Figur 44.)

Dieses etwas schematisierte Profil zeigt die höhere Senonschichtfolge, welche sich an die Ježa-Kalkmauer südwärts anschließt. Unter den Geröll- und Streifenmergeln, die sich tektonisch vom Ježakalk abgrenzen, nimmt ein Flyschkomplex den Raum bis zum Varda vrh ein. Er besitzt eine Einschaltung einer Kalkmauer.

n) Profil westlich Selo.

(Tafel V, Figur 45.)

Dieses Profil zeigt im Detail an der Reichsstraße westlich Selo das Nord gerichtete Absinken der tieferen Senonbildungen. Die Buchstaben am Profil beziehen sich auf die gleichen Schichten des nächsten Profils.

o) Profil Selo—Jasne.

(Tafel V, Figur 46.)

Hier sind die schönen Aufschlüsse, welche der Graben, der von Jasne gegen Selo führt, dargestellt. Es zeigt sich klar, daß zwischen

den tieferen, vorwiegend brecciös ausgebildeten, den mittleren mergelig-brecciösen und den oberen rein flyschartig entwickelten Sedimenten Konkordanz herrscht und daß die Abtrennung eines etwa höheren, eocänen Anteils von einer oberkretazischen Basis nicht durchführbar ist.

p) Straßenprofil Varda vrh—Cible vrh.

(Tafel VI, Figur 48.)

Inmitten des Flyschkomplexes zieht sich eine durch Mergellagen geteilte Breccienbank hin, welche die Kuppe des Varda vrh bildet. Die Breccie enthält überkopfgroße Gerölle und ist reich an Mergelzwischenlagen (sie ist zum Teil geröllmergelartig). Die Grenze der unteren Bank gegen ihr Liegendes ist, im Gegensatz zu den in den tieferen Senonschichten stets wahrzunehmenden Verhältnissen unscharf, indem durch Geröllmergellagen ein Uebergang in das Liegende vermittelt wird. Die obere Bank grenzt sich sowohl gegen das Liegende als auch gegen das Hangende tektonisch ab.

q) Querprofil am Osthange der Ježa.

(Tafel V, Figur 47.)

Ueber dem Woltschacher Kalk liegt auch hier wieder der mächtige hasale Breccienkalk durch eine dünne Lage eines graugrünen, sandigen Mergels geteilt. Infolge einer sekundären Schuppung erscheint die Breccie in verdoppelter Anordnung. In ihrem Hangenden baut sich im normalen stratigraphischen Verbande ein mächtiger Mergelkomplex auf, welcher nicht unweit des Profildurchschnittes in schönen gebänderten Gesteinen Inoceramenreste geliefert hat. An seiner Basis ist eine zirka 30 m mächtige Lage von Flysch mit roten Mergelbänken, von einer mittelkörnigen Breccie bedeckt, entwickelt. Diese schmale Flyschzone, welche die basale Breccie unmittelbar überlagert, konnte entlang des Kolovratrückens von Trinco, über Crai, Slomenkapelle (siehe Taf. V, Fig. 39) bis gegen Woltschach verfolgt werden, wobei sich gegen Osten hin im zunehmenden Maße rote Mergel zwischen die Sandsteinbänke einschalten. Dadurch wird der Uebergang in die durch Kalksandsteinbänke gegliederten roten Mergel vermittelt, die östlich von Woltschach in der Isonzoschlucht bei St. Lucia, in gleicher stratigraphischer Position, die basalen Breccien des Senous überlagern (siehe Tafel VII [Tabelle] und Tafel VI, Figur 53).

In dem beschriebenen Profilschnitt ist den Bändermergeln ein höheres Breccienkalkniveau eingeschaltet. Es verbindet sich mit den Kalkbänken oberhalb Ciginj. Der Ježakalk bildet, wie ich glaube, als eine tektonisch eingeschobene Masse den Abschluß des Profiles. An seiner Südseite treten, durch einen tektonischen Kontakt getrennt, Flyschgesteine zutage.

r) Profil im Graben westlich Ciginj.

(Tafel V, Figur 48.)

Dieses Profil gibt den besten Aufschluß über den Aufbau des Osthanges des Ježarückens. Die tiefsten Senonschichten liegen unter

der Talsohle. Den Bändermergeln, die die unmittelbare Fortsetzung der Inoceramenmergel von Woltschach darstellen, lagert mit scharf begrenztem, basalem Kontakt eine mächtige Breccienlage (zirka 15 m stark) auf, welche als die Fortsetzung der auf dem vorigen Profil ersichtlichen, dem Mergelkomplex eingelagerten Geröllzone zu betrachten ist. Geröllmergel bilden in ihrem Hangenden den Uebergang zum höheren Komplex gebänderter Mergelgesteine, welcher nach oben in rot gefärbte Mergel mit Einlagerungen von Kalksandstein übergeht. Eine höhere, gering mächtigere Breccienlage trennt die Bändermergel von dem auflagernden, durch Sandsteinbänke ausgezeichneten Kreidefysch. Sowohl die untere mächtige, als die obere unbedeutende Breccienlage zeigen das normale, asymmetrische Profil mit scharfer, unregelmäßiger Begrenzung im Liegenden und mit allmählichem Uebergang in das Hangende, wie wir es auch anderwärts an diesen Schichten wahrgenommen haben. Die Breccien enthalten hauptsächlich Gerölle aus den Mittelkreideschichten, und zwar überwiegend Oolithkalke; dann schöne Rudistenkalke (Radiolitenkalke), blangraue Kalke, graue sandige Kalke etc. Ein über 2 $\frac{1}{2}$ m langer Einschluß von grauem Mittelkreidekalk, welcher der unteren Breccie eingeschaltet ist, verdient hervorgehoben zu werden.

s) Profil Sv. Maria--Selski vrh (Punkt 588).

(Tafel VI, Figur 51.)

Dieses Profil ist den Resultaten meiner an anderen Stellen noch ausführlicher zu publizierenden Detailaufnahmen entnommen. Den Nordhang von Sv. Maria bilden Oberjuraschichten, welche konkordant von den Woltschacher Kalken der Unterkreide überdeckt werden (siehe Taf. VI, Fig. 27). Eine mächtige Breccienmauer leitet die Senosedimentfolge ein. Diese klastischen Bildungen sind durch eine Störung von der Unterkreide getrennt. Die obersten Bänke der Woltschacher Kalke erhalten unter der Auflagerung ein auffälliges Aussehen; sie werden brecciös und sind von Harnischen durchzogen. Innerhalb der einzelnen Platten erscheint die Bank treppenartig verschoben und zerknittert, eine Erscheinung, die besonders an den eingelagerten Hornsteinen deutlich wird. Es handelt sich hier sicherlich um tektonische Breccien, um eine Verschiebung und Verquetschung von Woltschacher Kalkplatten.

Die basale Senoubreccie ist ebenso wie am Kolovratkamm durch ihre homogene Beschaffenheit, durch das Vorhandensein eines kalkigen Bindemittels und durch die Einschaltung feinkörniger Lagen gekennzeichnet. Im letzteren Falle zeigt ihre Masse öfters infolge der hellen und dunklen kleinen Gerölleinschlüsse ein gesprenkeltes, granitähnliches Aussehen. Aber auch hier treten immer wieder Einschaltungen grobkörniger Lagen auf, welche bis über kopfgroße Einschlüsse von Rudistenkalken und Woltschacher Kalken (graue Kalk- und Hornsteingerölle!) enthalten. Eine mehrere Meter mächtige Lage von rot und grün gefärbtem Mergel und Geröllmergel ist dieser Breccie in ihrem höheren Teil eingeschaltet. Die Einschlüsse im roten Geröllmergel bestehen hauptsächlich aus oolithischem Kalk der Mittelkreide. Die

Mergel erwiesen sich lokal reich an Pyrit. Ein gegen 100 m mächtiger Komplex von grauem Bändermergel bildet das nächst jüngere Schichtglied. Er ist die Fortsetzung der Inoceramen führenden Mergelgesteine am Woltschach.

Eine bis 60 m mächtige, schroffe Mauer von Breccienkalk baut sich darüber auf, welche als Aequivalent der unteren Kalkmauern oberhalb Ciginj zu betrachten ist. Die Zusammensetzung der Breccie ist grob. Ueberwiegend ist sie aus Mittelkreidegesteinen, darunter prächtigen Rudistenkalkblöcken gebildet. Am Westhang von Sv. Maria sind mehrfach hausgroße Schollen von Oolithkalk und mehrere Kubikmeter große Fetzen von Rudistenkalk in der Breccie wahrzunehmen. Der Reichtum an fossilführenden Rudistenkalken, die hier auf sekundärer Lagerstätte die Senongesteine bilden, ist unerschöpflich. Nach oben geht die Breccie in eine geringmächtige Lage von grauem Mergel über, welche als Kern einer synklinalen Einschaltung eine größere Partie von Geröllmergeln und Breccienkalken enthält. In diesen Gesteinen liegt eine ursprüngliche Mischung von groben Kalkblöcken und Mergelmaterial vor: Hier sind einzelne große Kalktrümmer in eine gestreifte Mergelbasis eingebettet; dort umhüllt ein mergeliges Zement eine Blocklage; anderswo schließen sich die Gerölle zu einer kompakten Kalkbank mit mergeligem Zement zusammen.

Dieser höhere Teil des Profils von Sv. Maria kann als eine einheitliche, nur durch untergeordnete und unregelmäßige Beimischung mergeligen Sedimentmaterials unterbrochene, gewaltige Anhäufung von Kalkschutt betrachtet werden. Die Größe der Geröllkomponenten zeigt ebenso wie die Mächtigkeit und unsortierte Lagerung der Geröllmassen die Nähe der Küste an, von der das Material seinen Ursprung genommen haben muß. Der Strand war nach den Blöcken zu urteilen, der Hauptsache nach aus Mittelkreideschichten aufgebaut.

Die Fortsetzung des Profils führt zum Ban des Selski vrh (Punkt 588), welcher bei mehrjähriger, minutiöser Begehung eine Fülle tektonischer und stratigraphischer Details zutage gefördert hat, die auf dem folgenden Profil dargestellt sind.

t) Profil Punkt 509—Osthang des Selski vrh -Selo.

(Tafel VI, Figur 53.)¹⁾

Der Wotschacher Kalk tritt im Nordteil des Profils an einer Störung direkt mit dem Flyschschichten des höheren Senons in Berührung. Unter letzteren taucht bei nordwärts gerichtetem Einfallen der Bändermergelkomplex hervor, welcher die bereits mehrfach erwähnte Einlagerung einer groben Schuttbreccie enthält. Im Liegenden der Bändermergel wölbt sich bei den Isonzobrücken von St. Lucia ein tiefer Breccienkalk auf, unter welchem, wie bereits Kossmat gezeigt hat, rote und graugrüne Mergel mit Kalksandsteinbänken hervortauchen. (Mit Mächtigkeit von zirka 40 m.) Eine aus großem Blockwerk zusammengesetzte, zirka 5 m starke Kalklage ist ihnen einge-

¹⁾ Auszug aus dem im Maßstab 1 : 5000 gezeichneten Profil, welches an anderer Stelle veröffentlicht werden wird.

schaltet. Als tiefstes Schichtglied wird am Isonzo eine Breccienbank angeschnitten, welche die von Kossmat entdeckten Hippuriten enthält, die das Alter dieser Lage als dem Untersenon zugehörig feststellen lassen. Die höheren Senonsedimente, die am Osthang des Selski vrh entblößt sind, zeigen ein interessantes Faziesbild. In einer etwa nordwestlich verlaufenden, quer über den Selski vrh streichenden Zone ist eine besonders starke Anhäufung grobklastischen Materials in dieser höheren Sedimentfolge wahrzunehmen. Die Hauptbreccienbank (über den unteren Bändermergeln) schwillt zu mehr als doppelter Mächtigkeit an. Die Bändermergel, die sonst in ihrem Hangenden folgen, sind durch Geröllmergel, Streifenmergel und Kalksandsteine ersetzt und weisen eine auf diese Zone beschränkte, nach beiden Seiten hin auskeilende Einschaltung einer bis über 30 m mächtigen Breccienmasse auf. Eine rasche Zunahme in der Mächtigkeit der klastischen Schichten und das Ausspitzen der Mergel einschaltungen zwischen diesen ist wahrzunehmen. Es scheint hier eine Stelle im Meeresgrund vorzuliegen, entlang welcher durch längere Zeit eine lebhaft gesteigerte Schuttbewegung und Ablagerung erfolgte, die in der Anhäufung mächtiger, grobklastischer Sedimente ihren Ausdruck fand, während gleichzeitig in der Nachbarschaft überwiegend mergelige Sedimente sich bildeten.

Das Profil bei St. Lucia zeigt deutlich den mindestens viermal sich wiederholenden Sedimentationszyklus im Senon, der jeweils mit dem scharfen Einsetzen einer groben Schuttbreccie anhebt. Verfolgen wir das Profil von St. Lucia südwärts, so senken sich die höheren Senonschichten wieder in Form einer Kniefalte zum Isonzo herab. In der über der mächtigen Breccienkalkmauer gelagerten Partie von oberem Bändermergel konnte ich an dem vom Isonzo ausgewaschenen Felsen unterhalb des Steges, der von Dobročnik über den Fluß führt, gut erhaltene Wurmreste auffinden. In den angrenzenden Breccien-schichten fand Kossmat beim Orte Dobročnik Orbitoiden, die nach Schuberts Untersuchung diese Schichten in einen höheren Senonhorizont verweisen.

Der südliche Teil des Profils läßt als Gegenflügel der bei St. Lucia—Dobročnik untertauchenden Schichten, bei Selo die Basis des Senon wieder hervortreten. Ueber dem Woltschacher Kalk der Unterkreide lagert, transgressiv übergreifend und Gerölle von Rudisten- und Woltschacher Kalk enthaltend, eine Basisbreccie mit ihren kopfgroßen Komponenten. Die in dieser Breccie auftretenden, von Kossmat schon erwähnten fossilreichen Partien mit Chamiden-Querschnitten wurden von ihm als Reste cenomaner Schichten gedeutet¹⁾. Die Fossilien entstammen aber größeren Kalkgeröllen in der Breccie, befinden sich also nicht auf primärer Lagerstätte. Auch hier lagert daher das Senon mit einer Diskordanz über der Unterkreide.

Die erwähnte Breccie geht gegen oben in deutlich plattige, sandige Kalke über, die von einer mächtigen Mauer geklüfteter, kaum geschichteter sandiger Kalke bedeckt werden. Eine Wechsellagerung plattiger, sandiger Kalke mit brecciösen Lagen bildet ihr Hangendes.

¹⁾ F. Kossmat, Der küstenländische Hochkarst etc. S. 98.

In deren obersten Partien sind drei Bänke von graugrünen sandigen Mergeln eingeschaltet. Dieser zirka 150 m mächtige Kalkkomplex, der bereits an der Basis Gerölle aus der Mittelkreide enthält und daher zur Gänze dem Senon zuzuzählen ist, entspricht seiner Beschaffenheit und Lagerung nach vollkommen dem basalen Horizont von Sv. Maria und jenem des Kolovratprofils. Die Einschaltung stärkerer feinsandiger Kalke und plattiger Gesteinslagen deutet wohl bereits den Uebergang aus der grobklastischen Senonfazies des mittleren Isonzgebietes in die durch dichte und sandige Kalke charakterisierten Oberkreideschichten des Görzer Hochkarstes an.

Eine mehrere Meter mächtige Lage von gebändertem Mergel überdeckt den basalen Breccienkomplex. Mit einer schwachen Diskordanz greift eine höhere, lockerer gefügte (zum Teil mit mergeligem Zement versehene!) zirka 25 m mächtige grobe Breccie über ihn hinweg. Ueber tischgroße Rudistenblöcke sind darin als Einschlüsse, von den Fluten des Isonzo prächtig angeschliffen, wahrzunehmen. Kalksandsteine vermitteln den Uebergang zum auflagernden Bänderschieferkomplex des Selski vrh, bis zu welchem wir, von Norden her kommend, den Profilschnitt bereits beschrieben haben.

Die Senonschichten in der Umgebung von St. Lucia zeigen auf Grund obiger Angaben nachstehende Sedimentfolge: 1. als Basis eine mächtige, grobe, zum Teil sehr homogene Breccie mit Hippuritenresten (von Kossmat und mir bei Selo wahrgenommen); 2. einen allmählichen Uebergang aus der Breccie in sandig-plattige, ungeschichtete Kalke mit untergeordneten Breccienlagen; im höheren Teil Einschaltungen von graugrünen sandigen Mergeln (untersene Hippuritenfunde in der Isonzoschlucht bei St. Lucia); 3. ein Komplex roter Mergel und grauer Bändermergel mit Kalksandsteinbänken und untergeordneten, zum Teil rot zementierten Breccienlagen. Eine mächtige 15—20 m starke, grobklastische Schuttbreccie mit schwachwelliger Auflagerung („Rutschungs“-Diskordanz in der Isonzoschlucht bei Selo und St. Lucia); 4. den unteren Bändermergelhorizont (Inoceramenfunde von St. Lucia); 5. eine den unteren Bändermergeln aufgelagerte, 10—40 m mächtige Breccie mit schwachwelliger Basisfläche (Orbitoidenfunde von Dobročnik und Obersenon-Hippuritenbank von Lom); 6. den oberen Bändermergelhorizont, manchmal durch rote Mergel, Geröllmergel, Streifenmergel mit Kalksandstein- und Breccienbänken vertreten. Nach oben hin nimmt er allmählich Sandsteinbänke auf und geht in die Flyschfazies über (Reste von Wurmröhren bei Dobročnik); 7. eine mehrere 100 m mächtige Folge von Flyschgesteinen mit Breccienbänken, ebenfalls mit Geröllmergeln, Streifenmergeln und Kalksandsteinen eng verbunden (Äquivalent der orbitoidenführenden Flyschgesteine des Matajurgebietes).

a) Profil an der Kovačič planina (Punkt 824).

(Tafel IV, Figur 28.)

Ein durch neue Aufschlüsse deutlich sichtbares Profil an dem westlich von Woltschach gelegenen Rücken sei noch kurz erwähnt.

Der tiefere Teil des Profiles wurde bereits auf Seite 58 besprochen. Im Hangenden der vermutlich cenomanen Korallenkalk lagert ein feinkörniger (granitähnlicher) Breccienkalk, welcher der basalen Breccie des Kolovratprofiles entspricht. Darüber folgt ein Wechsel von Breccien- und Kalksandsteinbänken mit rötlichen oder graugrünen Mergellagen, welcher sodann von mächtigem Bändermergel überdeckt wird, der an einer Störung gegen letztere abgesunken ist (siehe Figur 52). In diesem Mergel fand ich bei P. 824 einen wohl erhaltenen *Inoceramus*rest.

E. Jungtertiäre Ablagerungen.

Jungtertiäre Ablagerungen mariner oder lakustrer Natur sind im Bereich des Kartenblattes nicht bekannt geworden. Als eine neogene Landbildung möchte ich eine sehr stark verfestigte, auf dem Felsporn des Kozljak (P. 1602), am Südabfall des Krn erhalten gebliebene Gehängebreccie auffassen. Sie kann nur zu einer Zeit entstanden sein, da in dieser Höhe eine Ebenheit oder doch wenigstens ein sehr flaches Gehänge dem Krnabfall vorgelagert war; also vermutlich in einer Epoche, in welcher sich noch das allgemeine Talniveau in dieser Höhe befunden hat. Aus den an anderem Orte darzulegenden morphologischen Studienergebnissen, schließe ich, daß die Höhenlage, in welcher die Breccie auftritt, für ein jungtertiäres, und zwar wahrscheinlich miocänes Alter ihrer Bildungszeit spricht¹⁾.

F. Diluvialbildungen und Alluvium.

Die Diluvialgeschichte des mittleren Isonzgebietes soll in einer speziellen Arbeit dargelegt werden. Hier werden nur insoweit Angaben Platz finden, um den geologischen Ausscheidungen auf der beigegebenen Karte eine Erläuterung zu geben.

Die Quartärablagerungen bestehen aus Moränen, aus fluviatilen und limnischen Konglomeraten und Schottern und aus teils verfestigten und teils unverfestigten Gehängeschuttbildungen.

a) Aeltere (interglaziale?) Konglomerate und jüngere glaziale, fluviatile Konglomerate.

α) Bei der Eisenbahnstation St. Lucia, dann bei Dolje (westlich Tolmein) und bei Svina (westlich Karfreit) war bereits durch Kossmats und Brückners²⁾ Untersuchungen ein nagelflubartiges, stark verfestigtes, tief verwittertes Konglomerat bekannt geworden, welches Brückner als Präwürmbildung deutete. Meine Untersuchungen ergaben dessen weitere Verbreitung auch im Isonzotale zwischen St. Lucia und Auzza, von wo es bisher noch nicht bekannt war. Auch im Tolminkatal bei Pologar fand ich es auf.

Wo die Moränen des Isonzogletschers mit diesen Konglomeraten in Berührung treten, lagern erstere stets darüber. Die schönen Auf-

¹⁾ Es besteht aber auch die Möglichkeit, daß es sich hier um einen terrassenartig angelagerten Rest von Senon handelt.

²⁾ Brückner, Alpen im Eiszeitalter, S. 1057. Er erwähnt außerdem ähnliche Konglomerate von Robič, Idersko und Selisče. Die Konglomerate von St. Lucia deutete Brückner als Hochterrassenschotter.

schlüsse bei Svina, bei Pologar und Dolje zeigen dies deutlich. Die Moräne enthält auch sehr häufig Blockeinschlüsse aus dem Konglomerat. Das Konglomerat ist daher zweifellos älter als die der Würmeiszeit zuzurechnenden Moränen.

β) Abwärts St. Lucia ist im Isonzotal eine jüngere fluviale Quartärablagerung (auf der Karte mit roten Ringelchen bezeichnet) entwickelt, der die Isonzotalterrasse bis Görz zum großen Teil angehört. Auch diese Ablagerungen müssen der Hauptsache nach noch vor Eintritt des Höchststandes der Würmvereisung sich gebildet haben, da deren Moränen sowohl bei St. Lucia—Dobročnik als auch bei Selo die Konglomeratterrasse bedecken. Erst in den obersten Lagen dieses Konglomerats stellen sich umgelagerte, gekritzte, Geschiebe ein. Die Beschaffenheit dieser jüngeren Konglomerate ist von jener der älteren Nagelflue sehr verschieden. Die Geschiebe sind hier viel lockerer aneinandergesetzt; Schotterlagen sind häufig eingeschaltet. Die Geröllzusammensetzung weist ebenfalls bezeichnende Unterschiede auf.

Fast allerorts sind große und kleine Blöcke des älteren Konglomerats als Gerölleinschlüsse im jüngeren erhalten. Die Lagerungsverhältnisse im Isonzotal unterhalb St. Lucia zeigen auch, daß die jüngeren Konglomerate in einer Talrinne zur Ablagerung gekommen waren, welche bis etwas unter die Basis der älteren Nagelflue eingeschnitten war. Letztere ist nur in spärlichen Resten der Abtragung entgangen.

Zwischen die Entstehung der älteren Nagelflue und des jüngeren Konglomerats schaltet sich eine Zeit der Tiefenerosion des Isonzo ein. Diese Tatsache, dann der bedeutend stärkere Grad der Verfestigung der Nagelflue gegenüber dem Würmkonglomerat, das Auftreten hohler Geschiebe in ersterer, das Vorkommen von Nagelfluegeröllen in einer dem heutigen Zustande der Nagelflue vollkommen gleichen Beschaffenheit in dem jüngeren glazialen Konglomerat auch weit oberhalb der Jungendmoränen, ihr Auftreten und andere allgemeine Erwägungen bestimmen mich dazu, der Nagelflue ein höheres, interglaziales Alter zuzuschreiben.

b) Ältere Bergsturzmassen.

Bei Svina (westlich Karfreit) tritt im Liegenden der Moräne, im Hangenden des interglazialen Konglomerates eine Bergsturzmasse zutage, welche ein bedeutendes Areal zwischen diesem Ort und Sužid einnimmt. Sie wurde bereits von Gumprecht¹⁾ in ihrer Bedeutung richtig erkannt. Seine Angaben werden von Brückner²⁾ berichtigt und erweitert.

Neue Aufschlüsse zeigen unzweideutig an, daß die Bergsturzmasse, welche vom Matajur stammt, älter als die Würmvereisung ist, deren Moränen darüber hinweggreifen. Auch die morphologischen Verhältnisse, die eine Auflösung der Bergsturzmassen in eine Rundhöckerlandschaft erkennen lassen, sprechen für ihre Bildung vor Eintritt der letzten Vereisung.

¹⁾ O. Gumprecht's. Der mittlere Isonzo etc. Zeitschrift für wissenschaftliche Geographie VII. Leipzig 1886.

²⁾ (A. Penck), und E. Brückner, Alpen in Eiszeitalter.

Nördlich Dreženca bildet eine Gehängebreccie die Oberfläche einer glazial zugerundeten Kuppe. Die ziemlich starke Verfestigung der Masse, ihr isoliertes Auftreten auf einer die Umgebung etwas überhöhenden Kuppe und insbesondere die morphologischen Verhältnisse weisen darauf hin, daß auch diese Breccie vor dem Herannahen der letzten Eiszeit entstanden ist.

c) Moränen.

Die Verbreitung von Moränen wurde bereits von Brückner und Taramelli ermittelt. Kossmat gab einige Ergänzungen. Als nennenswerte eigene Resultate seien hervorgehoben 1. die Auffindung von Moränenresten im Stolkamm, die westlich des Starijski vrh bis gegen 1200 m hinaufreichen und anzeigen, daß ein Ueberfließen dieses Bergrückens von Norden her stattgefunden hat. 2. Das Vorkommen von höher gelegenen Moränen, am Südfall des Punkt 588 nordöstlich von Selo, bis zur Seehöhe von 400 m. Es wäre nicht unmöglich, daß in den genannten, die Hauptmasse der Moränenzüge etwas überhöhenden Ablagerungen spärliche Reste von Moränen vorlägen, die einer älteren Vereisung zuzuschreiben wären.

3. Die Auffindung eines kleinen, durch schön gekritzte Geschiebe ausgezeichneten Moränenwalls im Krngebiet (siehe Karte Taf. II, Fig. 2) nordöstlich des Rudeci Rob, in 1600 m Seehöhe. Auch 600 m unterhalb, am Wege von der planina Lasce zur Planina na prodih sind Moränenreste sichtbar.

Es handelt sich hier um Ablagerungen von Rückzugsstadien, bei ersteren wahrscheinlich um solche des Daunstadiums.

d) Glaziale Seeablagerungen.

Die Endmoränen im Zungenbecken von St. Lucia sind in drei Staffeln hintereinander angeordnet¹⁾. Jeder Wall entspricht wohl einem neuerlichen Vordringen des Eises, welches auf einen Rückzug des Gletschers gefolgt ist. In dem hierbei vom Eise frei werdenden Teil des Zungenbeckens sammelten sich beim jeweiligen Abschmelzen des Gletschers stehende Wasser an und gaben Anlaß zur Bildung schräg geschichteter, limnischer Schotter und Konglomerate. Solche lassen sich sowohl über den äußeren und im Liegenden des mittleren Walles, als auch über den mittleren und unter dem innersten Moränenwall nachweisen. Der steil geschichteten Seehalde sind schwach geneigte Bänke von Bänderton eingeschaltet. Die erwähnten Seeablagerungen entsprechen ihrem Bildungsalter nach beiläufig dem Höchststand der Würmvereisung.

e) Spätglaziale Konglomerate und Schotter.

(Siehe Tafel II, Figur 1 und 3.)

Das Tolmeiner Becken wird von einer ausgebreiteten Konglomeratdecke eingenommen, welche durch ihre Lagerung über den Wurmmoränen, durch ihre zum Teil noch ungestörte Oberfläche,

¹⁾ Flußaufwärts folgen im Becken von Tolmein—Woltschach noch weitere Moränenwälle.

durch den schwachen Grad ihrer Verfestigung und durch ihr frisches Aussehen ein jüngeres (spätglaziales) Alter kundgibt. Ihrer Ablagerung müssen bereits starke Abtragungen der echten, glazialen Bildungen vorangegangen sein.

Die größte Verbreitung besitzt ein durch Schrägschichtung ausgezeichnetes Konglomeratniveau. Die ausgedehnte Terrassenfläche, auf welcher sich der Ort Tolmein erhebt und die sich von hier nach Polubino und Prapetno erstreckt, gehört ihm an. Deutlich delta-geschichtete Konglomeratbänke sind sowohl an den Tolminkawänden bei Tolmein, als auch bei Prapetno hrdo und besonders am Südhang oberhalb des dem Isonzo zufließenden Godela p. wahrzunehmen.

Oestlich Karfreit tritt im Isonzotal bei Idersko und Ladra terrassenbildendes Konglomerat mit fluviatiler Schichtung zutage, welches sich deutlich jünger als die letzte Eisbedeckung dieses Raumes erweist. Nach Brückner zeigen seine tiefsten Teile Schrägschichtung. Ich betrachte diese Bildungen nach ihrer Höhenlage (bis 240 m aufsteigend) als tal-aufwärts gelegene fluviale Vertretung der limnischen Konglomeratdecke des Tolmeiner Beckens, soweit nicht in ihrem basalen Teile auch hier limnische Bildungen vorliegen. Ich vermute, daß die Schotterterrasse, auf welcher der Ort Karfreit steht, die dieselbe Höhenlage wie jene von Idersko und Ladra aufweist, auch hierher zu zählen ist, ebenso wie ein kleiner Konglomeratrest unter dem jungen Bergsturz von Robič.

Als gleichaltrige Sedimente betrachte ich ferner drei im Isonzotal unterhalb St. Lucia aufgefundenen Reste von zum Teil prächtig deltageschichteten Konglomeraten und von Bändertonen. Beim Eisenbahntunnel von Dobročnik zeigt sich nachstehendes Bild: In eine Furche, welche in die mit der Würmvereisung zusammenhängende Konglomerataufschüttung, etwa 50 m tief eingeschnitten wurde, ist eine Masse von Bänderton, Sand und Schotter eingelagert. Die Basis dieser jüngeren, nach dem Auftreten der Bändertonlagen zu schließen limnischen Ablagerung, befindet sich zirka 25 m über dem Niveau des Isonzo. Oestlich von Selo sind am Abhang zum Isonzo steil fallende (schräg geschichtete) lockere Konglomeratschichten aufgeschlossen, welche sich als zweifellos jünger gegenüber den glazialen Konglomeraten und Moräne, denen sie angelagert sind, erweisen. Auch hier muß der Bildung der limnischen Ablagerung bereits eine kräftige Abtragung der glazialen Schotterdecke vorangegangen sein.

Schließlich konnte ich nördlich Auzza in ähnlicher Position eine scheinbar den glazialen Konglomeraten eingelagerte Seeablagung (?) wahrnehmen. Dieses Vorkommen und jenes bei Selo ist sehr bemerkenswert. Durch das Auftreten außerhalb des Endmoränengürtels wird angezeigt, daß der Seespiegel kaum durch einen Wall des Isonzogletschers gestaut gewesen sein kann. Seine Entstehung dürfte durch andere Ursachen bedingt gewesen sein.

f) Postglaziale Bildungen.

Ganz unverfestigte oder doch nur schwach verbundene Schotterbänke bilden bei Karfreit, Tolmein und St. Lucia ein tieferes Terrassensystem am Isonzo. Bei Karfreit ist die postglaziale Terrasse in die höhere Terrasse des Spätglazials eingeschaltet. Gumprecht

hat sie bereits kurz geschildert¹⁾. Die Terrasse bildet die Ebenheit gegen Idersko und ist aus sehr grobem Material zusammengesetzt. Sie ist meiner Ansicht nach die Fortsetzung der gleichartig ausgebildeten lokalen Schotter- und Konglomeratterrasse, welche im Isonzotal nördlich von Karfreit die Ebenheit bei P. 246 (südl. Magozd) schafft.

Im Tolmeiner Becken ist eine einzige jüngere Terrasse besonders deutlich ausgeprägt, auf welcher die Kapelle St. Ulrich steht. Auch die Terrasse von Modreje und die tiefere Terrasse von Modreja (im Becken von St. Lucia) gehören hierher. Die Bildung dieser Aufschüttungsterrassen war, wie sich an der Einmündung des Tolminkabaches in den Isonzo unzweifelhaft feststellen ließ, durch einen großen Murgang (Bergsturz) bedingt, der, vermutlich vom Ostabhang des Vodil vrh stammend, eine hauptsächlich aus Dachsteinkalken bestehende, mit Riesenblöcken gespickte Schuttmasse im Isonzotal bis an die Enge von St. Lucia hin ausbreitete. Der Blockschutt ist im Isonzotal auf eine Erstreckung von 3 km zu verfolgen. Durch diese plötzliche Aufschüttung wurde damals der Isonzo in seinem oberhalb der Tolminkamündung gelegenen Teil gestaut und zur Aufschüttung der Schotterterrasse von St. Ulrich genötigt.

Jüngere sekundäre Terrassen sind hie und da in kleinen Resten und in verschiedener Höhenlage dem Isonzolauf entlang wahrzunehmen. Sie hängen mit der Tiefenerosion des Flusses im Tolmeiner Becken und jenem von St. Lucia zusammen, die seit der letzten durch die Muhre veranlaßten Aufschüttungsepoche ununterbrochen erfolgte. Sie vermitteln unmerklich den Uebergang zu den auch heute noch bei Hochwasser vom Isonzo überfluteten Terrassenböden, welche also noch in Bildung begriffen, streckenweise den Fluß in größerer Breite, dann aber wieder nur in schmalen Leisten begleiten oder auch ganz aussetzen.

g) Jüngere Gehängeschuttbildungen.

Breite Strecken werden vom Gehängeschutt zugedeckt. Der Steilabfall des Krn wird von einem Mantel von Schuttbildungen eingehüllt, die in ihrem tieferen Teile häufig verfestigte Bänke aufweisen. Doch auch letztere sind im allgemeinen zweifelsohne jünger als die Eiszeit.

Das rasche Fortschreiten der Gehängeschuttbildung läßt sich in schöner Weise an dem Nordabfall des Punktes 509 (südlich Tolmein) beobachten, wo der Isonzo an den leicht zerstörbaren Woltschacher Wänden mächtig annagt und immer neue Schutförderung in tief einschneidenden Runsen hervorruft.

An den aus den Mergeln der Kreide bestehenden Bergen ist, wenn die Gehänge flacher werden, meist stärkerer Kriechschutt entwickelt. So sind die West- und Norhänge des Punktes 588 (westlich St. Lucia) oft bis zu mehreren Metern Tiefe von solchem gleitenden Gehängeschutt verhüllt, der den anstehenden Fels dann oft auf große Erstreckung nicht hervortreten läßt.

Die Verbreitung der zusammenhängenden Flächen, die vom Gehängeschutt bedeckt sind, ist aus der beigegebenen Kartenskizze Tafel II, Figur 3 (Maßstab 1:25.000) zu entnehmen.

¹⁾ O. Gumprecht, loc. cit.

III. Tektonik des mittleren Isonzogebietes.

A. Der Schuppenbau der Julischen Alpen.

Aus dem stratigraphischen Befund wurde, in Erweiterung von Kossmats Annahme, der Schluß gezogen, daß ein gewaltiger Schuppenbau den Südrand der Julischen Alpen beherrscht. Sechs tektonische Einheiten wurden unterschieden:

An der Lužnicaüberschiebung ist die nordöstliche Schuppe des Wocheiner Kammes (I) über die südwestliche Schuppe (II) bewegt worden.

An der Krn—Kobla-Ueberschiebung lagert letztere (II) über der nördlichen Schuppe der Julischen Vorzone (Plečaeinheit III).

Diese ist auf die südliche Schuppe der Julischen Vorzone (IV) an der Dreznicaüberschiebung hinaufbewegt worden.

An einer neuen Störung tritt der Stolz (V) unter oder neben letzterer hervor.

An der *frattura periadriatica* überlagert schließlich der Stol (V) mit Ueberschiebungskontakt die autochthone Flyschvorlage (VI) (siehe tektonische Skizze Tafel II, Figur 4 a).

Die Lužnicaüberschiebung (1), welche die mitteltriadischen Dolomite der höchsten Einheit mit den Jurakreidgesteinen der südwestlichen Schuppe des Wocheiner Kammes in anormalen Kontakt bringt, ist in der Lužnicasenke, einem prächtigen Hochtal östlich des Krn, schön erschlossen. Am Rudeži Rob (siehe Tafel III, Figur 8 und 9) sind die Kalke im Kontakt gepreßt und gequetscht und von Harnischen durchzogen. Fetzen von rötlichem, vermutlich oberjurassischem Breccienkalk, sind an der Schubbahn eingeklemmt. Die Gleitfläche fällt mit 35° gegen NO ein (siehe auch Tafel II, Figur 2).

Bemerkenswert ist der bogenförmige, gegen Südwesten konvexe Verlauf der Lužnicaüberschiebung.

Die Krnüberschiebung (2) tritt an dem Kontrast zwischen den triadischen Kalkmauern und den unterlagernden jurassischen Sedimenten im Terrain äußerst klar hervor. Sowohl unter dem Kožljak als auch an der Sleme pl. bildet eine stark gequetschte und verschieferte Mergelpartie die Unterlage der Schubbahn. Die Krnbewegungsfläche ist im westlichen Teile sehr flach; gegen die Sleme pl. wird sie steiler und zeigt ein mit 45° gegen Nordost gerichtetes Einfallen.

Im stratigraphischen Teile wurde bereits hervorgehoben, daß ich die Triasmasse des Polounik als die stratigraphische Fortsetzung der südwestlichen Schuppe des Wocheiner Kammes (Krnmasse) auffasse, während Kossmat dieselbe als eine vorgelagerte, aus der Kreide der Julischen Vorzone auftauchende Antiklinale betrachtete. Die Beobachtungen, die ich im Sattel, wo Krn und Polounik aneinander treten, gemacht habe, bestimmen mich zu meiner abweichenden Deutung.

Folgende Gründe führen mich zur Auffassung, daß der Polounik die Fortsetzung der südwestlichen Schuppe des Wocheiner Kammes darstellt, von welcher er sich, wie ich glaube, nur durch eine jüngere antiklinale Aufwölbung von nordwestlicher Streichrichtung abhebt:

1. Die vollkommen fazielle Analogie zwischen den Dachsteinkalken des Polounik und des Krns.

2. Es ist unmöglich, daß die im Raum des Sattels Planina za Kraju hochragenden und flachgelagerten Dachsteinkalkmauern des Polounik unter die zwischen diesem Berge und den Krnzug durchstreichende Jurazone hinabtauchen. Zur Erklärung dieses Phänomens müßte die Existenz einer nordwestlich streichenden, steilen Verwerfung zwischen der Polouniktrias und der nördlich angrenzenden Zone angenommen werden. Eine ebensolche müßte aber auch für den Ost- und Südostrad des Polounik vorausgesetzt werden, da auch hier die mächtigen Dachsteinkalke bei einem nur mittleren Einfallen (durchschnittlich 30—40° nach mehrfachen Messungen am Ostrand) nicht vollständig unter die in nur einige hundert Meter Entfernung¹⁾ entblößten Liasmergelkalke untertauchen können. Das Vorhandensein dieser Dislokationen, die mindestens 1000 m Sprunghöhe aufweisen müßten, erscheint mir sehr unwahrscheinlich. Vielmehr gewann ich den Eindruck, daß die flachgelagerten oder mäßig geneigten Dachsteinkalke des östlichsten Polounik die angrenzende Juraserie überlagern und sich über diese hinweg mit der Krntrias verbinden.

3. Daß die Trias des Polounik tatsächlich der Jurazone aufgeschoben ist, zeigen die auf Tafel VI, Figur 56 dargestellten Verhältnisse bei P. 1270. Hier greifen die mit dem Polounik zusammenhängenden Dachsteinkalke über die unter ihnen in einer Terrainmulde hervortretenden Juramergel hinweg.

Das auf Tafel III, Figur 13 abgebildete Profil, welches einige hundert Meter nordwestlich vom vorigen gezeichnet wurde, läßt über den Juramergeln und Kalken (rote Hornsteinkalke mit einer oolithischen Crinoidenbank[!]) eine Deckscholle von Dachsteinkalk erkennen, welche letztere eine nur durch wenige Meter unterbrochene Verbindung zwischen dem Dachsteinkalk des Polounik und jenem des Wocheiner Kammes herstellt. Die tiefere Decke tritt hier somit in einer antiklinalen Aufwölbung unter den Dachsteinkalken hervor (Sattelfenster im Sinne Hahns).

Es läge nun sehr nahe, in Ausdeutung dieser Ergebnisse die Tektonik des Flitscher Beckens, das von Kossmat als nischenförmige, synklinale Einfaltung aufgefaßt wurde, durch einen Deckenbau zu erklären: Die am Rande des Beckens auftretenden Jura-gesteine könnten als Fortsetzung der Plödecke (= nördl. Schuppe der Julischen Vorzone), die im Innern des Kessels zutage tretenden Senonschichten als eine tiefere Schubmasse (= südl. Schuppe der Julischen Vorzone) aufgefaßt werden. Da mir leider die Untersuchung des Flitscher Beckens nicht möglich war, kann ich für oder gegen diese Annahme aus eigener Anschauung keine Belege beibringen. Ich möchte jedoch darauf hinweisen, daß diese scheinbar sehr naheliegende Auffassung auf Grund Kossmats Angaben nicht ohne weiteres angenommen werden kann. Denn, wie Kossmat mehrfach hervorgehoben hat, schießen die Dachsteinkalke des Canin, welche den Nordwestrand des Flitscher Beckens bilden, mit steiler Neigung gegen Südosten ein und werden hierbei von Jura- und Kreidebildungen überdeckt. Sollten die Kreideschichten des Flitscher Beckens im Sinne

¹⁾ Im gleichen und sogar tieferen Niveau.

Kossmats zur Gänze der synklinalen Einfaltung aus dem Hangenden angehören, so müßte zwischen ihnen und der Polounik-Krntrias sowie deren Jurabasis eine dem Deckenschub gegenüber jüngere Störung durchlaufen, welche als streichende Fortsetzung der Mojstrokalinie aufgefaßt werden könnte. An dieser hätte sich beim südöstlichen Absinken der Caninmasse gegen den Polounik die Kreidemulde von Flitsch als bedeutende Einklemmung erhalten.

Mag nun diese oder eine andere Auffassung zu Recht bestehen, auf jeden Fall erscheint mir die Deutung des Flitscher Beckens durch die Auffassung der Polounikmasse als einer Deckscholle, welche über die an ihrem Nordostrande lokal als Sattelfenster zutage tretende Jurazone aufgeschoben ist, nicht mehr in derselben Einfachheit, wie nach Kossmats Erklärung.

Die Entstehung der Krnüberschiebung betrachte ich als das Erzeugnis der mittelkretazischen (vorsenonen) Gebirgsbewegungen, wie bereits im stratigraphischen Teil auseinandergesetzt wurde. Jüngere Störungen haben meiner Ansicht nach in Form einer antiklinalen Wölbung den Polounik erzeugt und seine durch ein sekundäres Sattelfenster bedingte Ahtrennung von der Wocheiner Scholle und vielleicht auch die Einklemmung der Kreideschichten in der Nische von Flitsch hervorgerufen.

Die Krnüberschiebung würde dieser Auffassung nach unter dem Polounik durchlaufen und am Südrande verdeckt durch jüngere, transgressive Senonsedimente sich in jene Gleitfläche fortsetzen, an welcher westlich des Isonzos bei Saga die Dachsteinkalke der Caninmasse über die Suovitsynklinale sich aufschieben¹⁾.

Dieser hier vorgetragenen Auffassung kann aber, da mir leider keine eigenen Beobachtungen über das Flitschergebiet zur Verfügung stehen, nur der Charakter einer Hypothese zugesprochen werden.

a) Die Plečaüberschiebung.

An der Plečalinie schieben sich Juragesteine mit einer schwach geneigten Bewegungsfläche über die zu oberst aus Senonflysch bestehende Unterlage. Beim Auskeilen der Juraschichten gegen Westen (gegen den Polounik) verläuft die Ueberschiebung innerhalb des Senonkomplexes, ist aber auch hier durch das Aueinandertreten verschiedenartiger Faziesbezirke deutlich.

Die zwischen der Krn- und Plečaüberschiebung eingeschlossene Schichtfolge besitzt im westlichen und mittleren Teil des kartierten Raumes eine normale Lagerung, geht aber, wie es scheint, gegen die Sleme planina (bei der Kosina pl.) in eine invers unter die Dachsteinkalke des Wocheiner Kammes einschließende Sedimentfolge über. Letztere Lagerungsform herrscht Kossmats²⁾ Untersuchungen zufolge auch in dem unmittelbar angrenzenden östlichen Teil der Vorlage des Wocheiner Kammes. Bei Drežniča ist die durch Schubfetzen

¹⁾ Siehe F. Kossmat, Beobachtungen über den Gebirgsbau des mittleren Isonzogebietes. Verh. d. geol. R.-A. 1908, S. 70 - 72, und O. Marinelli, Dintorni di Tarcento. Firenze 1902.

²⁾ F. Kossmat, Geologie des Wocheiner Tunnels. S. 117.

von Crinoiden- und Oolithkalk und durch eine Deckscholle markierte Ueberschiebung in zwei sekundäre Gleitflächen gespalten. Bei der Brücke östlich Drežniča ist die gut aufgeschlossene Ueberschiebung (der unteren Teilschuppe) durch stark gequetschte Senongesteine markiert.

Oestlich der Pleča ist der Schubkontakt bei der Kosina planina mit stark gepreßten, aus gequetschten, umgewandelten Kreidgesteinen schön sichtbar (siehe Tafel III, Figur 18).

Westlich Sleme planina gibt sich die Plečaüberschiebung ebenfalls durch eine Zone intensiver Gesteinsdurchbewegung (Phyllitisation, Linsenbildung etc.) kund (siehe Tafel III, Figur 16). Hier wird eine nachträgliche Faltung der Ueberschiebung angenommen. Der starke Fazieskontrast, der zwischen den Sedimenten der nördlichen Schuppe der Julischen Vorzone einerseits, jenen der südlichen Schuppe anderseits besteht und in der starken Verschiedenheit der Liassedimente seinen deutlichsten Ausdruck findet, läßt eine beträchtliche Förderweite der Plečaüberschiebung annehmen.

b) Die Karfreit--Kirchheimer Schubfläche.

An dieser Gleitfläche bewegt sich die südliche Schuppe der Julischen Vorzone über das autochthone Vorland. Kosmat sah die Fortsetzung der Kirchheimer Störungslinie gegen Westen in der Stolorandüberschiebung, welche bekanntlich als Verlängerung der Frattura periadriatica Tarameillis anzusehen ist. Auf Grund meiner Studien möchte ich jedoch einer anderen Auffassung den Vorzug geben.

Der durch Dachsteinkalkentwicklung in der Obertrias und durch crinoidenreiche Juraschichten gekennzeichnete Stolzweg keilt bei Ladra östlich Karfreit aus. Seine orographische Verlängerung bildet eine obertriadische Dolomitzone, welche von einer abweichend ausgebildeten Juraserie bedeckt wird. Ich glaube, daß diese nicht die tektonische Fortsetzung des Stolzuges darstellt, sondern daß hier die nach Süden vorgeschobene Verlängerung des Dolomitweges des Volnik (= südliche Schuppe der Julischen Vorzone) vorliegt, welchem sie sich sowohl nach ihrem stratigraphischen Bild, als auch durch die Lagebeziehung zugehörig erweist. Während also westlich Ladra der Stolzweg an die autochthone Flyschzone herantritt, grenzt östlich dieses Ortes der Dolomit der südlichen Schuppe der Julischen Vorzone direkt an diese an. Der Stolzweg endet dieser Auffassung zufolge bei Ladra östlich von Karfreit. Die Südbegrenzung der Julischen Vorzone, welche von Osten her bis Ladra durch die Kirchheimer Ueberschiebungslinie gegeben war, erfährt bei diesem Orte eine Knickung und setzt sich als jüngere, bruchfaltenähnliche Absenkungslinie, welche die Dolomitbasis der Julischen Vorzone vom Stolzweg trennt, nordwärts verschoben — über den Isonzo nach Westen fort.

Die (Karfreit)—Kirchheimer Ueberschiebung ist am klarsten zwischen Libussina und Vrsno erschlossen (siehe Tafel III, Figur 20), wo helle Dolomite der Obertrias ganz flach den zerknitterten, eingefalteten Flyschbänken des Senons sich auflagern.

Der bereits im stratigraphischen Teil erwähnte Faziesunterschied, der zwischen den Sedimenten des Stolzweges (bzw. der autoch-

thonen Vorlage) und zwischen jenen der aufgeschobenen Schuppe der Julischen Vorzone besteht, spricht zugunsten der Auffassung, daß hier der Ausstrich einer nicht unbedeutenden Schubfläche vorliegt.

c) Stolrandüberschiebung.

Der Stol lagert mit einer Randüberschiebung dem Flyschvorland auf. Der Kontakt ist zumeist durch mächtige Schutthalden verdeckt. Das Ausmaß der Ueberschiebung dürfte kein bedeutendes gewesen sein:

1. weil die Ueberschiebung schon bei Karfreit, wie ich annehme, in eine steile Randstörung übergeht und jenseits Ladra vermutlich als vertikaler Sprung in der Schichtplatte der Julischen Vorzone erlischt;

2. weil die Faziesverhältnisse am Stol mit jenen im Matajur eine auffallende Aehnlichkeit aufweisen, was auf ursprünglich nahe gelegene Bildungsräume der Sedimente beider Gebiete deutet (gleichartige Dachsteinkalkfazies, hornsteinführende Liasbreccien und Crinoidenkalke, grobbrecciöse Oberjuraschichten? mit roten Hornsteinen, Transgression des Senons über Jura).

Ein Ueberblick über den Bau der Julischen Alpen zeigt, daß die Sedimentplatte an der Lužniča-, Krn-, Pleča-, Karfreit—Kirchheimer- und Stolrandüberschiebung in zum Teil flachem Zusammenschub auf bedeutend engeren Raum zusammengepreßt wurde, als sie ursprünglich inne hatte.

d) Das Alter der Schubbewegungen.

Die Bewegung des Wocheiner Kammes über die Julische Vorzone an der Krnüberschiebung ist jünger als die mitbewegten Oberjuraschichten und vermutlich älter als das Senon. Als Gründe für letzteres können gelten:

1. daß das Senon über ein vorhandenes Gebirgsrelief mit einer groben, stellenweise über 100 m mächtigen Schuttbreccie transgrediert, die sowohl Dachsteinkalk- als auch Lias(Jura)kalkgerölle, welche letztere vermutlich aus der bereits damals vorhandenen, überschobenen Unterlage stammen, enthält (Polounik Südraud, Sleme—Leskovca planina);

2. daß die Verbreitung der transgredierenden Senonschichten in jener Gegend ein Triasjuragebirge vermuten läßt, welches durch die Aufschiebung des Wocheiner Kammes über eine Juravorlage gebildet wurde;

3. daß entlang der Krnüberschiebung und ihrer östlichen Fortsetzung keine Kreidesedimente auftreten, was doch, falls die Ueberschiebung jünger als Kreide wäre, erwartet werden sollte.

Das Alter der Krnüberschiebung läßt sich daher, wie ich glaube, als postoberjurassisch und präsenon deuten.

Da in unmittelbar vorsenoner Zeit eine allgemeine Regression des Meeres aus dem mittleren Isonzogegebiet beobachtet werden kann und da in der Sedimentfolge der Nachbargebiete zwischen dem Oberjura und der Mittelkreide (einschließlich) keine bedeutende Diskordanz nachweisbar ist, so kann die Bewegungsphase wohl beiläufig in das oberste Turon (oder in das tiefste Senon) verlegt werden.

Die Plečaüberschiebung und die Karfreit—Kirchheimer Schublinie sind, wie sich aus der Beteiligung oberkretazischer Sedimente am Schuppenbau ergibt, jünger als Senon.

Die Verhältnisse in der Flyschvorlage haben sowohl im Matajur- als auch im Kolovratgebiet gezeigt, daß der Großteil der Gebirgsbewegung dort voreocänen Alters ist. Kossmat hat bereits darauf hingewiesen, daß die Auffaltung der Matajur- und Kolovratantiklinale als Begleiterscheinung der Schubbewegung in den Julischen Alpen betrachtet werden müsse.

Aus der gleichen Ueberlegung und aus der Tatsache, daß Eocänsedimente an die Pleča- und an die Karfreit—Kirchheimer Schublinie nicht herantreten, glaube ich den Schluß ableiten zu können, daß die Gebirgsbewegungen an den beiden Störungslinien sich bereits in voreocänen Zeit vollzogen haben.

Die markante Regression des Meeres aus dem Isonzogebiet zur Zeit der liburnischen Stufe ist wohl als Begleiterscheinung dieser tektonischen Bewegungen zu deuten.

Nun verbleibt noch die Feststellung des Alters der Stolrandüberschiebung. Wie die Berichte der italienischen Geologen (speziell Marinelli) zeigen, tauchen in der Fortsetzung dieser Störung an der Frattura periadriatica Eocänsedimente unter die Triaskalke. Die Ueberschiebung ist posteocänen, vormiocänen oder miocänen¹⁾ Alters. Auch für das Isonzogebiet, hat diese Altersdeutung der Frattura große Wahrscheinlichkeit. Die Schuppe des Stol scheint sich demnach erst nach der in präeocänen Zeit erfolgten Aufschiebung der Julischen Vorzone aus der Flyschvorlage herausgehoben und über letztere randlich überbogen zu haben. Ostwärts nimmt die Stolrandstörung einen steilen, bruchfaltenähnlichen Charakter an und scheint als jüngerer Sprung, der die bereits aufgeschobene Julische Vorzone durchsetzt hat, in dieser zu erlöschen.

Ueber das Alter der Lužnicaüberschiebung, die ich ebenfalls als jüngere, mutmaßlich posteocäne Bewegungsfläche deuten möchte, wird im folgenden noch gesprochen werden.

B. Tektonik des Kreideflyschgebietes in der autochthonen Vorlage.

Der Bau der autochthonen Vorlage wird von der domartigen Matajurwölbung und von dem weitreichenden Antiklinalzug des Kolovrat beherrscht. Sie sind, wie schon mehrfach hervorgehoben wurde, der Hauptsache nach voreocänen Alters. (Siehe Tafel III, Figur 25 und Tafel IV, Figur 31—35.) Die Matajurwölbung, welche im Norden durch den von Kossmat nachgewiesenen Bruch Robič—Luico (Livek) abgeschnitten wird, läßt im Natisonedurchbruch die tiefsten Schichten (Hauptdolomitgewölbe!) hervortreten und senkt sich ostwärts rasch ab. Im Tale des das ganze Gewölbe südlich Luico querenden Trt. Riecca sind keine tieferen Schichten als jene des unteren Senons entblößt. Der Verlauf der Bänke zeigt auch hier

¹⁾ Marinelli (loc. cit. S. 108) nimmt an, daß die „periadriatischen Bruchfalten“ schon am Beginn des Miocäns als einfache Falten bestanden haben, ihren „Bruch“-Charakter aber erst nach Ende des Mittelmiocäns erhalten haben.

in klarer Weise die weitgespannte Wölbung. Ostwärts von hier ist an der La Glava (Punkt 933) der Nordflügel der Matajurfalte noch deutlich, während der Südschenkel am tieferen Gehänge des Mt. San Martino unter dem transgredierenden Eocän in den konstant nach Süd einschließenden Kreideflyschbänken hervortritt.

Noch weiter östlich wird der Bau durch das übergreifende Eocän fast ganz verhüllt. Nur an dem Höhenrücken, nordöstlich Topolo (Mt. Nagunach) glaube ich an dem Verlauf der Kalkbänke eine Antiklinale erkennen zu können.

Aus diesen Angaben geht hervor, daß die Fortsetzung der Matajurwölbung nicht etwa in der Kolovratantiklinale gesucht werden darf, sondern daß sie südwärts letzterer durchstreicht. Zwischen beiden läuft eine Muldenzone durch, welche bereits halbwegs zwischen Idersko und Luico (nördlich Golobi) an dem synklinalen Abschluß der Senonkalkbänke, die einen Kern von Flyschgesteinen einschließen, sichtbar wird. Sie setzt sodann, nach Süden abgebogen, östlich Luico über Punkt 1077 (südlich Grn. Ravna) gegen Drenchia und weiterhin über Punkt 990 (La Cima) zur Ježa fort. Ihr Ende liegt an der Höhe Sv. Maria bei Tolmein.

Diese Synklinale, welche ich wegen ihrer engen Verbindung mit der Kolovratantiklinale als Kolovratmulde bezeichnen möchte, entspricht einer Falte mit saigerem oder überkipptem Nordflügel und mit steil fallendem oder manchmal auch senkrecht aufgerichtetem Südflügel. Im Raume der Kuppe La Glava bezeichnen zwei Kalkbänke, welche Flyschsandsteine in der Mitte einschließen, den Verlauf der Mulde. Am klarsten ist der synklinale Bau nördlich Clabuzzaro an dem Höhenrücken, der Punkt 990 (La Cima) trägt, zu ersehen. Bei vollkommen symmetrischem Bau der Mulde enthält der Kern auch hier Flyschgesteine. Der zur Kolovratantiklinale aufsteigende Nordschenkel der Mulde ist zwischen Trinco und Crai in überkippter Lagerung (Taf. VI, Fig. 50) sichtbar. Mit 30° nördlicher Neigung schließen die Bändermergel *invers* unter den basalen Breccienkalk des Senons ein. Zwischen Crai, Punkt 942, Woltschach und Sv. Maria schwankt die Schichtstellung um die vertikale Lage.

Die Kolovratantiklinale, deren Kern, wie Kossmat nachgewiesen hat, aus Juraschichten gebildet wird, ist bereits südlich Idersko durch das Auftauchen der inoceramführenden Bändermergelzone aus der obersenonen Flyschregion kenntlich.

Bei Golobi—Luico erfährt sie eine Knickung und setzt sich südwärts verbogen in WNW-Richtung über den Kolovratrücken (Kuk, Punkt 1114) bis Sv. Maria (östlich Woltschach) fort. An einer neuerlichen Knickungsstelle durch Ausquetschung reduziert, geht sie nördlich St. Luzia über den Isonzo und tritt jenseits dieses Flusses, südwärts verschoben, als prächtige antiklinale Wölbung auf der Anhöhe Punkt 654, welche von der Bača durchsägt wird, zutage. Der Nordflügel des Kolovratgewölbes ist meist durch die Alluvionen des Isonzotales verdeckt. Am Hevnik und an der Kovačič planina (nordwestlich Woltschach) ist, wie Kossmat gezeigt hat und wie es meine Begehungen bestätigen konnten, der Nordflügel der Antiklinale, aus Senon bestehend, gegen den aus Juraschichten gebildeten Kern abgesunken.

Im östlichen Teil des kartierten Raumes läßt sich südlich der Kolovratsynklinale eine weitere Sattelzone nachweisen, welche als die durch das transgredierende Eocän unterbrochene Fortsetzung der Matajurfalte angesehen werden kann. Ich nenne sie nach dem Auftreten am Selski vrh (P. 588) „Selskiantiklinale“. Sie tritt als mehrfach geschuppte Antiklinale schon am Torrente Judrio (Tafel IV, Figur 37) zutage. Zahlreiche Detailschuppen im Senonflysch zwischen Vogrinki und Cance entsprechen ihrem mehrfach in Teillamellen aufgelösten Nordflügel, während der antiklinale Abschluß der Falte mit dem fast saiger aufgerichteten südlichen Schenkel im obersten Teil des Lepenkales (bei Cance) sichtbar wird (Taf. V, Fig. 44). Die prächtige Kniefalte (mit überkipptem Südflügel) bei P. 434, südlich von Ciginj und der von mir genau studierte Sattel am Selski vrh (P. 588) entsprechen der normalen Fortsetzung dieser Falte. Mannigfaltige Detailkomplifikationen, die der Bau der Antiklinale auf P. 588 erkennen läßt, sind aus dem Profil Tafel VI, Figur 53 zu ersehen.

Die Aufschlüsse am Westhang des Selski vrh, welche in dieser Arbeit nicht abgebildet sind, haben ergeben, daß die harte, zirka 25 m mächtige Breccienbank, welche den Bändermergela eingeschaltet ist, die knieförmige Biegung nicht ungebrochen mitmachen konnte. Sie zerlegte sich bei der faltigen Krümmung in vier eisschollenartig übereinander gelagerte Kalkkeile, zwischen welchen junge Schichten eingeklemmt erscheinen. Quetschzonen mit Harnischen durchziehen das Gestein.

Der flacher ansteigende Nordschenkel der Selskiantiklinale zeigt intensivste Druckwirkungen. Die Kalkbank ist auf tektonischem Wege in schmale Linsen ausgewalzt und die anlagernden Mergel sind zu stark gequetschten Schiefergesteinen gepreßt. Letztere erscheinen von unzähligen, kleinen, linsenförmig ausgezogenen Schubsetzen von Breccienkalk durchflochten.

Am Osthang des Selski vrh hat, wie Tafel VI, Figur 53 zeigt, die Wirkung der Druckkräfte nicht zu einer vollständigen schuppigen Auflösung der Falte geführt, sondern nur eine S-förmige Knickung derselben erzeugt. Das Profil läßt an der eingeschalteten Breccienbank diese Kniefalte der „Selskiantiklinale“ erkennen. Obwohl es nicht zu einer vollständigen Lösung des Schichtzusammenhanges gekommen ist, hat doch an der unteren Krümmungsstelle der S-Falte ein Zerreißen der Breccienbank stattgefunden. Unter Einschiebung eines Kalksplitters stellt sich hier der hangende Schenkel der Falte senkrecht auf den Liegendschenkel. Zwischen letzterem und dem Kalksplitter ist eine Partie von allmählich ausspitzenden Bändermergeln eingepreßt, welche eine Metamorphose zu einem phyllitähnlichen Gestein erkennen läßt. Der saigere Antiklinalschenkel wird, wie die in prächtiger Weise am Isonzo entblößten Felswände zeigen, von zwei schwach geneigten Verschiebungsklüften durchsetzt, welche die Schichtfolge zweifelsohne erst nach ihrer Steilstellung betroffen und deren eigentümliche Zerstückelung erzeugt haben. Auch der obere, schon innerhalb der Flyschfazies des höheren Senons gelegene Kalk zeigt ähnliche Verschuppungserscheinungen. Im aufsteigenden Schenkel ist er in drei durch Quetschzonen getrennte

Lamellen zusammengeschoben. Die Stelle des Antiklinalscheitels ist etwa 1 km gegenüber jenem der tieferen Bank südwärts gerückt. Hier tritt eine vierfach übereinander gelagerte Kalkplatte zutage, welche aber nach den klaren Aufschlüssen der Schuppung einer einzigen (höchstens zweier) Bank entsprechen. Der unterste dieser Kalkkeile zeigt dann in einer prächtigen Kniefalte das Vorhandensein des antiklinalen Gewölbes, welches auch noch im absteigenden Ast durch sekundäre Schuppung verdoppelt erscheint (Tafel VI, Figur 53).

Im Nordflügel der Antiklinale sinken die Schichten flacher ab, wie überhaupt der nördliche Teil des Selski vrh (P. 588) durch ein mäßiges Einfallen des Schichtsystems gegen die Kolovratantiklinale beherrscht wird.

Im Kern der Selskiantiklinale treten in der Isonzoschlucht zwischen St. Luzia und Dobročnik zwei sekundäre Gewölbe zutage, in welchen Schichten des tieferen Senons emportauchen (siehe Tafel VI, Figur 53 und Tafel IV, Figur 29).

Der Südflügel der Wölbungen ist steil. Fast saiger schießen die Senongesteine in der Isonzoschlucht unter die Talsohle ein. Die beiden sekundären Gewölbe werden an der synklinalen Berührungsstelle von einem Bruch mit zirka 30 m Sprunghöhe zerschnitten.

Die Biegung der Kalkmauer wird von den Bändermergeln nicht ganz gleichartig mitgemacht. In letzteren vollzieht sich der nötige Ausgleich der Massen bei der Faltung in Form seitlicher Schiebungen, die an zahlreichen, flachfallenden Harnischklüften ersichtlich sind. So entsteht zwischen den Bändermergeln und der Breccie und auch innerhalb ersterer eine tektonische Diskordanz, welche, wie Tafel IV, Figur 29 zeigt, überall den Detailbau der Bändermergelzonen beherrscht. Unzählige Gleitflächen, welche oft schmale Streifen steiler aufgerichteter Mergelpartien zwischen sich einschließen, geben Zeugnis von der intensiven Durchbewegung dieses für eine eigentliche Faltung nicht besonders geeigneten Schichtgliedes.

Aus den mitgeteilten Profilen am Selski vrh geht hervor, daß sich an die Selskiantiklinale südwärts eine Mulde anschließt, welche einen saigeren Nordschenkel (mit Komplikationen) und einen flach ansteigenden Südschenkel erkennen läßt. Ich möchte die Mulde nach ihrer östlichen Fortsetzung, wo sie Kossmat¹⁾ beschrieben hat, als Lomsynklinale bezeichnen. Sie zeigt noch mancherlei interessante tektonische Details. Innerhalb der Lommelde folgt einer sekundären, durch einen Bruch zerschnittenen Wölbung östlich Selo eine scharfe Einfaltung von Bändermergeln (siehe Tafel VI, Figur 53), an welche von Süden her eine Schuppe des liegenden Breccienkalks aufgepreßt ist. Auch die in der Isonzoschlucht bei Selo auftauchenden Breccienkalke zeigen untergeordnete Schuppungen.

Die bei Selo nach Süden ansteigenden Kalkbänke stellen bereits den Südschenkel der „Lomsynklinale“ dar, welcher sich hier zu einer neuen Antiklinale emporwölbt, deren Existenz Kossmat erwiesen hat. Sie bringt in ihrem Kern bei Doblar (bereits außerhalb der Karte gelegen) sogar Oberjuragesteine zutage.

¹⁾ F. Kossmat, Görzer Hochkarst, S. 107.

Die oberhalb Doblar, auf der Höhe des Hrad vrh auftretenden, regelmäßig abgestuften Kalksandsteine und Breccien gehören aber zweifellos bereits dem transgredierenden Eocän an.

Die Verhältnisse am Selski vrh-Profil gehen demnach ein an untergeordneten Störungen überreiches Bild.

Im großen und ganzen ist der Drang des Gebirges nach Süden unverkennbar. Sowohl die Kniefalten, mit steilem Süd- und flacherem Nordschenkel als auch die meisten Schuppen und Gleitflächen weisen auf ein Ueberwiegen der von Norden her wirksamen Bewegungskräfte hin.

Ähnliche Verhältnisse herrschen auch in dem angrenzenden Teil des Kolovratgebiets. Die Straße, welche von Vogrinski über Cance und Bertin bis zum Hrad vrh erbaut wurde, gibt ungezählte Beispiele von Detailkomplikationen (siehe Taf. VI, Fig. 48). Das Gesetz der Stauchfaltengröße läßt sich hier an vielen Musterbeispielen beobachten¹⁾. Während die eingeschalteten Breccienbänke Wölbungen von größerer Spannweite bilden, sind die Flyschsandsteine zwischen ihnen zu scharfen und engen Falten zusammengepreßt.

Die Mächtigkeit der Flyschfolge am Südhang des Ježarückens ist zweifellos einer vielfachen Schuppung zuzuschreiben. Denn ganz gleichartig ausgebildete, wenige Meter mächtige Kalkbänkchen kehren, durch Harnische und zerquetschte Schieferpartien geschieden, in mehrfacher Wiederholung wieder (Taf. VI, Fig. 48). Bei der gleitenden und rollenden Bewegung, welche der ganze Komplex erlitten hat, muß es stellenweise zu einem vollständigen Zusammenklappen einzelner kleiner Faltelemente und zu ihrer Loslösung aus dem Schichtzusammenhange gekommen sein. Denn sehr häufig sind gefaltete, lose Linsen von Kalksandsteinen und Breccien zwischen die sie mantelartig umfließenden, herumgefalteten Flyschschiefer eingebakken. (Siehe Taf. V—VI, Fig. 48.)

Ein schönes Beispiel dieser Art ist auf Tafel VI, Figur 49 dargestellt. Es stammt aus dem mittleren Teil des Kolovratrückens und stellt einen Aufschluß in den senonen Mergeln an der Straße Crai—Prapotnizza dar. Die auch hier stark durchbewegte Schichtfolge enthält eine vollkommen zusammengeklappte, schwimmende Scholle von Kalksandstein im Mergel. Aus all diesen Erscheinungen geht klar hervor, daß der Grad der Gesteinsdurchbewegung, welcher der Flyschzone im Kolovrat zukommt, als ein recht beträchtlicher bezeichnet werden muß.

Aus den hier mitgeteilten Beobachtungen und Profilen ist die einseitige Richtung des Faltenbaus im Kolovrat deutlich zu ersehen. Die tausendfachen Flyschfältelchen und kleinen Schuppen lassen ebenso wie der Verlauf der großen Bänke die gegen Süd gerichtete Bewegung des Gebirges erkennen.

Im Matajurgebiet sind die Anzeichen der Gesteinsdurchbewegung geringer. Aber auch hier lassen sich gelegentlich interessante, tektonische Details beobachten. An der Straße SW von Luico sind enggefaltete (Differentialfaltung!) Kalksandsteinbänke des Obersenons

¹⁾ B. Sander, Tschermacks Min.-petr. Mitt. Bd. XXX, d. R. 3—4, S. 282. Jahrbuch d. Geol. Staatsanstalt, 1920, 70. Bd., 1. u. 2. Hft. (Dr. A. Winkler.) 13

sichtbar. (Taf. IV, Fig. 33 und Tafel VI, Figur 54.) Es gibt schöne Beispiele vom Gesetz der Stauchfaltengröße in Gesteinen, welche dem oberem Flysch an der Matajurstraße angehören. Eine sekundäre Schuppung in der oberen Schichtfolge des Matajurgewölbes, verbunden mit Einklemmung und intensiver Durchklüftung und Pressung der Flyschgesteine ist an derselben Straße nahe der Sljeme planina wahrzunehmen (siehe Taf. IV, Fig. 33).

Eine interessante Detailsaltung zeigen die Schichten unter dem Matajurgipfel, welche auf Tafel IV, Figur 26 zu ersehen ist. Die tieferen Schichten des Profils zeigen eine geringfügige, schuppige Aufschiebung des östlichen über den westlichen Flügel, welche Störung aber gegen das Hangende in eine Kniefalte übergeht, die in prächtiger Weise an drei der Schichtfolge eingeschalteten Breccienbänken erkennbar ist.

Die tektonischen Detailstrukturen im Senon der Vorlage.

Bei genauer Betrachtung der tektonischen Detailstruktur des Gebirges enthüllen sich erst jene unzähligen, an und für sich unbedeutenden, in ihrer Gesamtheit aber doch wesentlichen und bezeichnenden Störungen, die gleich einem viel verästelten Gader das Schichtsystem durchflechten.

Als der aus Schichten wechselnden Festigkeit und Zusammensetzung gebildete Komplex (Breccienkalke, Kalksandsteine, Flyschsandsteine, Bändermergel) einer Faltung und Schiebung unterlag, mußten naturgemäß schon aus der ungleichartigen Fähigkeit der Biegung nachzugeben, zahlreiche Differentialverschiebungen eintreten.

Wie ich aus den Detailbeobachtungen bei St. Lucia entnehmen konnte, haben hier die Bändermergel die breite Wölbung der unterlagernden Kalkplatte nicht in homologer Weise mitgemacht, sondern sind von der Tendenz beherrscht, in flachen Gleitbewegungen die durch die Faltung des Untergrundes angeregte Massenverschiebung auszugleichen. Zahllose Gleitflächen bezeichnen die Bewegungsbahnen. Sehr häufig sind zwischen den meist flach verlaufenden Verschiebungsclüften schmale Streifen steiler geneigter Schichten eingeschaltet. (Taf. IV, Fig. 29.) Die Kalksandsteine wurden bei dieser Bewegung häufig in einzelne Linsen abgeschnürt oder in perlschnurartig aneinandergereihte Linsenketten umgeformt. Es liegen hier wohl Anzeichen einer Dehnung der Schichtfolge bei der antiklinalen Biegung vor, der die Bändermergel durch Auseinandergleiten, die massigeren Kalksandsteinbänke aber nur durch eine Abschnürung in Linsen nachgehen konnten.

Wie schon aus der starken Verbreitung der Gleitflächen hervorgeht, neigen die Bändermergel des Senons im allgemeinen wenig zur Differentialfaltung. Wohl sind hier und da auch echte Faltungen in denselben wahrzunehmen, doch handelt es sich hier nur um gelegentliche Vorkommnisse. Die Ursache hierfür liegt zweifellos darin, daß die Verschiedenheit der einzelnen Schichten, die im Bändermergel meist erst im verwitterten Zustand deutlich hervortreten, zu gering ist, um eine Schicht für Schicht erfolgende Ablösung der ein-

zelenen Lagen voneinander zuzulassen. Die einwirkenden Druckkräfte fanden günstigere Wirkungsbedingungen durch Auflösung des Gesteinskomplexes in größere Lamellen und in einer gleitenden Bewegung derselben gegeneinander vor.

Im Gegensatz hierzu zeigen die Flyschgesteine des höheren Senons fast immer eine ausgezeichnete Differentialfaltung, welche hier bei dem scharfen Wechsel der durch verschiedenen Festigkeitsgrad ausgezeichneten Mergel- und Sandsteinlagen prächtige Ansatzpunkte für ihre angreifenden Druckkräfte fand.

Wie schon oft hervorgehoben wurde, herrscht an der Grenze zwischen dem Breccienkalk des Senons und seiner senonen Mergelbasis meist ein durch schwach unregelmäßiges Eingreifen der Schuttmasse in die Basis gekennzeichnete normaler Kontakt. Da aber die Breccie gegenüber ihrer Unterlage einen durch keinerlei Uebergangsbildungen gemilderten, scharfen Wechsel in der Festigkeit und Zusammensetzung des Materials erkennen läßt, war entlang der Grenze beider bei Eintritt der Gebirgsbewegung begreiflicherweise besonders die Möglichkeit zur Entstehung differentieller Gleitbewegungen gegeben. So sieht man denn sehr häufig, trotz des primären Kontaktes zwischen Breccie und Mergelbasis innerhalb letzterer, und zwar oft nur einige Zentimeter unter der Auflagerung der Breccie, einen oder mehrere Harnische durchziehen, an welchen sich der Ausgleich der Gleitbewegungen vollzogen hat. Anders als die Bändermergel reagierten die Streifenmergel und Geröllmergel auf die einwirkenden Druckkräfte. Diese dünn geschichteten Lagen — die Streifen sind höchstens 1 cm breit — neigen in sehr ausgedehntem Maße zur Differentialfaltung. Die wirren und krausen Fältelchen, welche oft an Holzstruktur erinnern, und die das bekannte Anschwellen der Mächtigkeit in den Mulden und Sätteln, die Ausdünnung in den Schenkeln erkennen lassen, deuten auf eine halbplastische Umfaltung dieser Schichten. Häufig schmiegen sich die gestreiften Mergel förmlich um die eingelagerten Gerölle herum.

C. Jüngere Bewegungen in den Julischen Alpen und ihrer Vorlage. Umbildung des Schuppenbaues.

Die Schubbahnen, an welchen sich der Schuppenbau der Julischen Alpen vollzogen hat, besitzen zwar im großen und ganzen eine flache Lage. In gewissen Zonen aber erscheinen steil angerichtete, ja sogar überkippte Gleitflächen, welche meiner Ansicht nach durch jüngere Gebirgsbewegungen in diese Lage gelangt sind.

Am markantesten treten die jungen Bewegungen in Form einer nachträglichen, doppelten Knickung des Julischen Alpenkörpers und seiner Vorlage zutage (siehe Taf. VI, Fig. 57).

Die Erscheinungen, welche diese Knickung begleiten, insbesondere das plötzliche Abschneiden von weitreichenden Schichtzügen und tektonischen Elementen, die Aufrichtung von älteren Bewegungskontakten an derselben und der Zusammenhang mit der Faltung der Eocängebiete sprechen gegen die Annahme, daß die Knickung etwa gleichzeitig mit der Hauptschubbewegung sich vollzogen hätte.

Die westliche der beiden Knickungen liegt bei Ladra—Luico, die östliche bei Tolmein—St. Luzia.

a) Die westliche Knickung.

Die westliche Knickung kann aus folgenden Momenten erschlossen werden:

1. Der WNW streichende Triasdolomit-Jurastreifen Ternovo—Isonzotal (nördlich Karfreit) erfährt nördlich Ladra eine plötzliche Ablenkung und setzt sich um 1 km gegen Süden verschoben in OSO-Richtung in das Tolmeiner Becken fort.

2. Der dieser Dolomitjurazone als Hangendes zugehörige Kreidestreifen zeigt zwischen Drežnica und Koseč eine transversale Aufbiegung der Schichtplatte, die an dem zum Streichen queren Verlauf der basalen Breccienbank des Senons zum Ausdruck kommt. Eine kleine Querstörung (siehe Tafel II, Figur 2) ist damit verbunden.

3. Gleichzeitig erscheinen die Schichtbänke an der Knickungsstelle eingebogen, indem ein Absinken, teils mit Störungen verbunden, gegen den östlich der Knickung gelegenen Gebirgstheil sich vollzieht.

4. Die lange WNW streichende Kolovratantiklinale zeigt bei Luico eine plötzliche Abbiegung gegen Norden und setzt dann wieder in der alten Richtung im schlecht erschlossenen Flyschterrain südlich Idersko als weniger bedeutende Aufwölbung fort. Sie erleidet also dort, wo die Julische Vorzone der Knickung unterliegt, ebenfalls eine deutliche Abbiegung im Streichen.

5. Dasselbe gilt von der südlich anschließenden Kolovratsynklinale, die bei Perati eine Beugung von etwa 1 km gegen Süden erfährt.

Diese Erscheinungen reichen meiner Ansicht nach hin, um das Vorhandensein einer die Julischen Alpen und ihre Vorlage querenden Knickung zu beweisen.

b) Begleiterscheinungen der westlichen Knickung.

Einige andere Erscheinungen sind bei der Erklärung dieses Phänomens noch zu beachten:

Die Schichten erfahren mit Annäherung an die Knickung eine rasche Steilstellung, wodurch auch ältere Bewegungskontakte aufgerichtet werden. So zeigt der Stolzug an der Frattura periadriatica meist nur mäßige Neigungen. Bei Karfreit richten sich jedoch seine Bänke und die Randkluft senkrecht auf und erreichen in dieser Lagerung die östlich Karfreit gelegene Knickungsstelle. Ebenso zeigen die Schichten des Dolomitjurazuges, die östlich der Knickung und auch weiter westlich eine flache, zum Teil sogar söhliche Lagerung aufweisen, in der Nähe der Biegung eine Aufrichtung zur Vertikalen. Der ursprünglich auch hier sicherlich flache Schubkontakt der Julischen Vorzone gelangte durch die sekundäre Aufrichtung, verbunden mit Gleitbewegungen an den Gesteinen des Stolzuges, in jene eigentümliche steile Lage, welche er gegenwärtig aufweist (s. Tafel VI, Figur 55).

Von der Biegungsstelle gehen verschiedene Längsstörungen aus, welche bei zumeist steilem Verlauf eine schollenartige Verschiebung hervorrufen. Jene, welche östlich von Ladra in der Fortsetzung der Stolrandkluft gelegen ist, wurde bereits hervorgehoben.

Es wurde ferner früher erwähnt, daß die nördlich Karfreit mit senkrecht aufgerichteten Schichten das Isonzotal querende südliche Schuppe der Julischen Vorzone in zwei Teilschuppen zutage tritt, welche durch vertikale Dislokationen voneinander getrennt sind (siehe Taf. VI, Fig. 56).

Auch der Stolzug wird nördlich Karfreit (östlich des Starisjki vrh) an einer vertikalen Störung, die durch mehrere Meter mylonitisierte, gequetschte und mit Kalkspatadern durchzogene Gesteinsbänke deutlich wird in zwei fast senkrecht stehende Keile gespalten. (Tafel III, Figur 24.) Kreidgesteine stoßen an derselben gegen Lias, weiter östlich Dachsteinkalke gegen Lias ab. Diese Störungen finden sich auffällig an jenen Stellen, an welchen mit Annäherung an die Oertlichkeit stärkster Biegung eine Ablenkung aus dem ostwestlichen Verlauf der flachgelagerten Bänke in die senkrecht sich aufrichtende Westnordwest streichende Schichtfolge der Knickungszone sich vollzieht, wie sie bereits am Isonzodurchbruch bei Karfreit vorherrscht.

Die Aufrichtung des Schichtkomplexes nahe der stärksten Beugung und die durch Längsdislokationen erfolgende Zersplitterung und Ineinanderschlebung erscheinen nur als Begleiterscheinung der Knickung.

Demselben Phänomen ist, wie ich glaube, auch noch das auffällige Vorspringen des Jurazuges der Pleča zuzuzählen, welches mit der transversalen Biegung der Schichtplatte bei der Knickung von Ladra korrespondiert. Vermutlich ist auch die durch Teilschubflächen hervorgerufene Verdoppelung der Plečeschubmasse bei Drežniča (siehe S. 31) demselben Bewegungsvorgang anzureihen.

Ueber die Beziehung der Polounikfaltung und der vorgelagerten Schuppen von Drežniča zur Knickung des Julischen Alpenstranges wird noch gesprochen werden.

Das breite mit Alluvionen erfüllte Isonzotal verhüllt auf 2 km Erstreckung die Fortsetzung der Knickungsachse.

Jenseits der Furche strahlt dort, wo Kolovrat- und Matajur-antiklinale ihre Abbiegung erfahren, wieder eine deutliche Störung gegen Westen aus. Es ist der von Kossmat nachgewiesene „Matajurbruch“, an welchem der Nordflügel des Gewölbes gegenüber dem südlichen abgesunken ist.

Zweifelsohne ist das sehr steile Einschließen der sonst flacher gelagerten Senonbänke der Matajurwölbung bei Perati—Luico auf die unmittelbare Nähe dieser durchziehenden Dislokation zurückzuführen. Sowohl die Dachsteinkalke als auch die einzelnen Bänke des transgressiven Senons streichen ostwärts der Reihe nach an die Matajurstörung ab (siehe Taf. II, Figur 4).

In dem Breccienkalkzug (Senon), welcher im Südschenkel der Kolovratsynklinale zutage tritt, war nördlich Golobi eine mit der transversalen Biegung zusammenhängende Verkeilung (Verschuppung) der steil aufgerichteten Lagen zu erkennen. Vielleicht ist auch die auf S. 98 erwähnte kleine Kniefalte am Matajurgipfel, welche durch ihren Verlauf auf einen quer wirkenden Druck hinweist, als Folgeerscheinung der transversalen Knickung des Gebirges aufzufassen.

Aus den hier mitgeteilten Erscheinungen erhellt die Bedeutung, welche der Einwirkung dieser die Julischen Alpen und ihre Vorlage

durchsetzenden Querbewegungen für das tektonische Bild des Gebirges zukommt. Die Knickungen scheinen mir jenen Bewegungsvorgängen zu entsprechen, welche kürzlich O. Ampferer¹⁾ für Faltungen in Anspruch genommen hat, die durch eine neuerliche Gebirgsbewegung mit abweichender Streichrichtung in einem bereits vorher gefalteten Gebiet zur Ausbildung gelangt sind und einer Umfaltung mit senkrechter Achse entsprechen.

c) Die östliche Knickung.

Die zwischen Idersko und Tolmein fast Ostwest streichenden Züge der Julischen Vorzone und der Kolovratantiklinale, erfahren in der Gegend des Isonzoknies bei St. Lucia eine neuerliche deutliche Knickung, welche sowohl in dem nördlich, als auch in dem südlich des Tolmeiner Beckens gelagerten Gebirgsast konstatiert werden kann.

Im südlichen Teil des Gebirges fällt die stärkste Knickungsstelle in den Raum zwischen Woltschach und St. Lucia.

Der im allgemeinen ungestörte Verlauf des Südflügels der Kolovratantiklinale erfährt östlich Woltschach ein geändertes tektonisches Bild, welches in einer Knickung der Falte mit Abbiegung gegen Süden und in einer vollkommenen Reduktion des Südschenkels an der Knickungsstelle zum Ausdruck kommt. Der Reihe nach stoßen die einzelnen Schichtglieder des Senons mit anormalem Kontakt an den Woltschacher Kalken der Unterkreide, beziehungsweise nach Ausquetschung dieser an den aufgepreßten Oberjurasedimenten ab. So streicht zunächst der etwa 80 m mächtige basale Breccienkomplex des Senons, östlich der Kirchenhöhe Sv. Maria aus. Gegen Punkt 232 folgt das tektonische Auskeilen der aufgelagerten Bändermergel und höheren Breccienkalke; bei Modrejce schließlich treten die Flyschschichten des Obersenons unmittelbar mit den unterkretazischen Woltschacher Schichten, beziehungsweise mit dem Oberjura in Kontakt.

Der Einfluß der Knickung macht sich bereits westlich Woltschach in der auf Tafel II, Figur 3 klar ersichtlichen, tektonischen Verdoppelung des basalen senonen Breccienkalkzuges (beziehungsweise Woltschacher Kalkzuges) deutlich bemerkbar. Am Nordhang von Sv. Maria herrscht ein durch prächtige Mylonite gekennzeichneter tektonischer Kontakt (Taf. VI, Fig. 51) zwischen den Woltschacher Schichten und dem auflagernden Senon vor. Letzteres ist hier in drei bis vierfacher Verkeilung bei senkrechter Schichtstellung transversal ineinander und in die Unterkreide eingeschoben. Die transversale Biegung der aufgerichteten Sedimentplatte hat demnach nicht nur eine Beugung der Schichtfolge erzeugt, sondern auch an und nahe der Knickungsstelle eine Ineinanderschiebung steilstehender, vom Hauptstamm der Gesteinsmasse absplittrenden Schuppenkeile hervorgerufen. Hierdurch erscheint der Woltschacher Kalk auf der kurzen Distanz zwischen Modrejce und Sv. Maria um zirka 1 km weiter nach Süden gerückt, als es nach seinem bisherigen Schichtverlauf der Fall sein sollte.

¹⁾ O. Ampferer, Ueber die Bedeutung von Kerben für den Verlauf tektonischer Gestaltungen. Verh. d. geol. R.-A. 1919, Nr. 5

Bei Modrejce, wo der Woltschacher Kalk (Oberjura) in vollständiger Querrichtung die obersenenen Schichten abschneidet, tritt die Transversalbewegung am deutlichsten zutage und hier sind auch die stärksten Druckwirkungen zu beobachten. Von der Höhe des Selski vrh (Punkt 588) sinken die im Nordschenkel der Selskiantiklinale flacher gelagerten Senonbänke mit rasch zunehmender Steilheit gegen die Knickungslinie bei Modrejce—Sv. Maria ab. Gegen letzteren Ort hin grenzen sie sich in fast saigerer Stellung gegen die Störung ab (Taf. VI, Fig. 53). Eine isoklinale Mulde mit einem Kerh von Flyschgesteinen wird an dem Verlauf der Breccienbänke deutlich.

Unmittelbar an der Störung sind hier die Flyschgesteine der Oberkreide in eine mächtige mylonitische Masse umgewandelt. Das Gestein ist tiefgründigst und intensivst zertrümmert und zerrüttet, stellenweise zu einem lettenschmiereähnlichen Material zerquetscht und von zahlreichen Harnischen und Kalkspatadern durchzogen.

Die eingelagerten Breccienbänke sind oft derart mylonitisch umgewandelt und von Kalkspatadern durchsetzt, daß die ursprüngliche Breccienstruktur nur mehr andeutungsweise erkennbar ist.

Die eingeschalteten Sandsteinbänkchen sind in Linsen aufgelöst.

In diesem Gestein wurden bis zur Tiefe von 20—30 m drei Tunnels eingebaut, welche trotz Ueberdeckung durch eine 15—20 m mächtige Gesteinsmasse infolge fortdauernder Deckeneinbrüche nur bei Anwendung großer Vorsicht mit beträchtlichem Aufwand an Zeit und Mühe ausgebaut werden konnten. So groß ist der Grad der mylonitischen Zertrümmerung des Gesteines!

Eine ähnliche Metamorphose ist auch an den Straßenaufschlüssen, die vom Orte Modrejce gegen die Höhe P. 588 hinaufführen, in der Nähe der Knickung wahrzunehmen.

Das Gestein ist auch hier in seiner Festigkeit stark vermindert, mylonitisiert, mit phyllitischen Häutchen versehen und von Kalkspatadern durchzogen. Die massigeren Breccienbänke, welche naturgemäß den Druckeinwirkungen gegenüber mehr Widerstand entgegensetzen konnten, sind von Harnischen und von einem Netz von Kalkspatadern durchzogen.

Intensive Detailfaltung und Windung der um die vertikale Lage schwankenden Flyschgesteine, welche sich um tektonisch oder primär eingeschaltete Geröllagen förmlich herumschmiegen, vervollständigen das Bild der hier zu beobachtenden Druckwirkungen. Diese kommen aber am prägnantesten in den Geröllmergeln zum Ausdruck. Kleinere, mittlere und selbst überkopfgroße Gerölle von Mittelkreidekalk sind lagenweise primär den Flyschmergeln eingeschaltet. Unter der Druckeinwirkung sind die Gerölle fast durchwegs in platte Fladen ausgewalzt oder doch wenigstens in der allgemeinen Schieferungsebene in die Länge und Breite ausgepreßt. Es lassen sich hier schöne Musterexemplare an tektonisch gequetschten Geröllen aufsammeln.

Eine ausgedehnte Moränendecke verhüllt die unmittelbare westliche Fortsetzung der gequetschten Gesteinszone. Oestlich Kozmarice zeigen Aufschlüsse, welche einige hundert Meter von der Knickung entfernt liegen, an der Aufrichtung und Verschuppung der Kalkzüge und insbesondere an dem Auftreten von Quetschzonen den Einfluß

dieser bedeutenden Störung an. Unmittelbar an letzterer war am Südostabfall der Punkt 453 durch Kavernenbau im Profil erschlossen, wo den hier gegen die Woltschacher Kalke ausstreichenden senonen Mergeln und Breccien eine Partie von ebenfalls senonem Breccienkalk als Schuppe aufgeschoben ist.

Diese Erscheinung deutet, ebenso wie die erwähnte benachbarte Ineinanderschiebung der basalen Senonschichten auf Sv. Maria auf den Seitenschub, welcher an der Knickung wirksam war und welcher uns auch noch bei der Erklärung der Ježastruktur beschäftigen wird.

Eine auf Tafel II, Figur 3 sichtbare, die Schichtfolge am Westhang von Sv. Maria (P. 453) querende Verschiebung, deren Ausmaß auf 150 m geschätzt wird, betrachte ich als zu diesen Bewegungsvorgängen organisch zugehörig. Die östliche Partie ist an derselben gegenüber der westlichen gegen Süden vorgeschoben.

Die Fortsetzung der Knickung von Modreja ist ostwärts durch die Quartärsedimente des glazialen Zungenbeckens von St. Lucia verhüllt. Erst 2 km östlich dieses Ortes ist bei Bača di Modreja die Fortsetzung der Störung, welche hier schon ausklingt, sichtbar. Die den Woltschacher Kalk überdeckenden Schichten des basalen Senons schießen steil gegen die Bewegungslinie ein. Man gewinnt hier den Eindruck einer Bruchfalte. Eng gepreßte, gequetschte und mit linsenförmigen tektonischen Breccieneinschaltungen versehene Senonsedimente sind hier an der Straße Bača di Modreja—Idria di Bača entblößt.

Schon bei St. Lucia beginnt ein System jüngerer, später noch zu besprechender Brüche (siehe Tafel VI und Figur 57), welche unter dem Namen Idrianerdislokation bekannt sind.

Wenngleich sie zum Teil (bei Lucia) mit dem Verlauf der Knickungslinie fast zusammenfallen, sind sie meiner Ansicht nach nicht mit derselben zu identifizieren. Es scheint mir hier eine Zone vorzuliegen, in welcher an nahegelegenen Stellen sowohl ältere bruchfaltenähnliche Bewegungen (Knickung), als auch jüngere, rein vertikale Gebirgsstörungen zum Ausleben gelangten, erstere in alttertiärer, letztere in jungtertiärer Zeit.

An der Kovačič planina und am Hevnik (westlich Woltschach) hat Kossmat die Existenz von zwei Längsdislokationen angenommen (siehe Tafel II, Figur 3). Meine Begehungen zeigten auch das Vorhandensein einer Querdislokation (siehe auch Tafel VI, Figur 52).

Daraus ergibt sich, daß auch von der Knickung von Woltschach—St. Lucia, ähnlich wie bei Karfreit und Luico, gegen Westen hin Längsdislokationen sich abspalten, an welchen sich ebenso wie dort, eine Absenkung des Nordflügels vollzieht. [Es sei nur auf die gegen das Innere des Gebirges gerichtete Senkung an der Störung am Starisjki vrh, am Spiha und an dem Matajurbruch hingewiesen.]

An der großen Knickung von St. Lucia—Woltschach erscheint lokal sogar der den Kern der Kolovratantiklinale bildende Jura vermittle eines mehr oder weniger mächtigen, mylonitisierten Bandes von Woltschacher Kalk unmittelbar an die Gesteine des Obersenons auf- und angepreßt. Die fehlenden Schichtglieder sind teils in mylonitische Lagen zertrümmert, teils in splitterähnlichen Keilen transversal

zusammengeschoben, jedenfalls aber auch in bedeutendem Maße tektonisch abgeschoben.

Der nördliche Teil der Knickung im Tolmeiner Becken ist an dem natürlichen Profil, welches die Tolminkaschlucht nördlich Tolmein gewährt, am besten zu ersehen.

Die Knickung tritt im Großen in einem deutlichen Vordringen der Julischen Vorzone gegen Süden, welche im Tolmeiner Becken sich vollzieht, in die Augen.

Während noch im Profil des Mrzli vrh die mesozoische Schichtfolge eine sehr flache Lagerung aufweist, erfährt sie mit Annäherung an die Tolminka eine rasche Aufrichtung, welche zur Saigerstellung der Dachsteinkalke an der Durchbruchsstelle dieses Flusses führt.

Wie schon auf S. 48 erwähnt wurde, ist bei der Dantegrotte (Tolminkaschlucht) ein tektonisch verdoppelter, saiger aufgerichteter Zug von Triaskalk und Dolomit vorhanden, welcher auch gegen die nördlich angrenzende Kreidemulde, wie schon Kossmat angenommen hat und wie ich klar zeigen kann, eine tektonische Abgrenzung besitzt. Eine durch Schubfetzen von Kalk und stark gequetschte Mergel gekennzeichnete Störung ist in einer steilen Runse oberhalb der Tolminkaschlucht deutlich erschlossen (siehe Taf. III, Fig. 22). Das tektonische Bild, welches hier zutage tritt, erinnert auffällig an jenes der Knickung östlich von Karfreit, wo ebenfalls eine ähnliche tektonische Verdoppelung des Triaszuges wahrzunehmen war.

Ich glaube, daß auch hier die Erscheinung am besten durch eine in Verbindung mit der Knickung eingetretene, transversale Ineinanderschiebung der steil aufgerichteten Schollen erklärt werden kann. Durch die Knickung wird die noch am Mrzli vrh WNW streichende Schichtfolge in die NW-Richtung umgebogen. Parallel hierzu erscheinen am NO-Abfall des Vodil vrh die Schichten zu sekundären, an der Tolminka prächtig erschlossenen NW streichenden Antiklinal- und Synklinalzügen verbogen. Betrachtet man das von Kossmat in der Arbeit über den „Wocheinertunnel“ dargestellte Karteubild, so ergibt sich, daß das Vordringen der transversalen Triasschuppen am Krajski vrh sich auffällig als Begleiterscheinung der Gebirgsknickung deuten läßt. Kossmat selbst hat übrigens auf die Beziehungen dieser Bewegungslinie zu den Störungen am Tolminkadurchbruch hingedeutet. Bezüglich der Details sie auf seine Darstellung verwiesen (loc. cit. S. 125).

Die Aufschiebung des Krajski vrh geht westwärts nach Kossmat in die Perblaantiklinale über. Letztere übersetzt die Tolminka südlich Pologar. Als ihre Fortsetzung ist jedenfalls die Antiklinale südlich Sleme planina anzusehen, in welcher ich eine jüngere Verfaltung der oberen Schuppe der Julischen Vorzone mit der unteren erblicke.

Auf diese Weise fügen sich der Vorschub der Julischen Alpen im Tolmeiner Becken, die Aufrichtung der Schichten und ihre transversale Schuppung an der Tolminka, die nordwestlich streichenden schrägen Antiklinalen am Tolminski potok und am Slemi und schließlich die Querbewegung am Krajski vrh als Begleiterscheinung der Knickung einem einheitlichen Bewegungsbild ein. Erinnern wir

uns noch der früher an der Kolovratantiklinale und ihrer Oberkreide-
umhüllung beobachteten Querbewegung und Auspressung, so gewinnen
wir einen Ueberblick über eines der interessantesten, tektonischen
Phänomene, dessen Entstehung ich zur Gänze der jüngeren post-
eocänen Faltungsphase zuschreiben möchte.

d) Die Entstehung der Ježa.

Ich glaube, daß ich erst auf Grund dieser allgemeinen Resultate
daran gehen kann, den Bau der Ježa (Punkt 929) zu besprechen.
Genaue Begehungen, welchen vielfaches Ueberdenken der Beobach-
tungsergebnisse nachfolgte, hat mir endlich eine Erklärung nahegelegt,
welche für die hier nicht klaren tektonischen Verhältnisse eine halb-
wegs plausible Deutung zu bieten scheint.

Die Ježa zeigt an dem Profil westlich von Ciginj an ihrer Basis
(Taf. V, Fig. 42 und Fig. 43) Inoceramen führende Bändermergel,
darüber eine zirka 20 m mächtige Breccienbank, abermals von Bänder-
mergel (und rotem Mergel) überlagert. Eine höhere zweite Breccien-
bank leitet sodann die Flyschfolge ein. (Flyschsandsteine und Mergel,
Geröllmergel, rote Mergel, Kalksandsteine und Breccien.)

Eine sehr mächtige Mauer von Breccienkalk (einige 100 Meter)
bildet als dritte Breccie den obersten Teil des Berges. Wenn man
die Verhältnisse in der westlichen Fortsetzung der Ježa (bei Clabuzzaro
und bei Punkt 990) in Betracht zieht, so erscheint dieser oberste
„Ježakalk“ als die streichende Fortsetzung der die Synklinale der
„La Cima“ einschließenden Kalkbänke (Taf. II, Fig. 3, Taf. IV, Fig.
36—37). Seine stratigraphische Position würde demnach mit der eben-
falls mächtigen obersten Breccie von Modrejce (Taf. VI, Fig. 53)
übereinstimmen, die wie jene über einem mächtigen Komplex von
Bändermergel lagert. In beiden Gebieten bilden echte Flyschgesteine
das Hangende.

Anderseits ist der „Ježakalk“ an der Ježa selbst (Profil gegen
Ciginj) scheinbar noch über den Gesteinen gelegen, die die Fort-
setzung der Kalkmauern von Modrejce und ihrer Auflagerung bilden.

Soll die angenommene Identität beider Kalkzüge zu Recht
bestehen, so muß daher der obere „Ježakalk“ eine auf tektonischem
Wege aufgeschobene Masse darstellen.

In letzterer Auffassung wurde ich noch durch Untersuchung der
Aufschlüsse am Südhang der Ježa (westlich Jesenjok) bestärkt.

Die auf Tafel V, Figur 42 dargestellten Verhältnisse zeigen
die hier auftretenden Flyschgesteine von einer Kalkscholle, welche
dem unmittelbar angrenzenden Ježakalk angehört, überlagert. Eine
Partie stark gequetschter in Lettenschiefer umgewandelter Mergel
bildet an der Grenze einen Schubkontakt. Die Harnische, welche im
Kalk auftreten, weisen auf den Striemen auf eine OW gerichtete
Längsbewegung hin. Im Liegenden der aufgeschobenen Kalkpartie
sind die Flyschschichten zu engen Falten zusammengepreßt, gestaut
und mit tektonisch eingeschobenen Kalksandsteinlinsen und mit
eckigen Breccienkalktrümmern versehen. Man gewinnt hier den

Eindruck, daß ein durch starke Druckwirkungen ausgezeichneter, tektonischer Kontakt vorliegt.

Die Unterseite der Hauptkalkmauer der Ježa war leider sonst nur an wenigen Punkten erschlossen. Am Wege, der von Punkt 428 hinaufführt, konnte an einer Stelle, wo die Grenze zwischen Kalk und Flysch halbwegs aufgeschlossen war, eine Quetschzone beobachtet werden (Taf. V, Fig. 47)¹⁾.

Am Kammrücken der Ježa ist an der neuerbauten Straße die unmittelbare Unterlage der Breccienmauer erschlossen. Sie besteht aus stark verquetschten und verdrückten Mergeln, so daß die Annahme einer tektonischen Abgrenzung des Ježakalkes gegen sein Liegendes auch auf Grund dieser Aufschlüsse nicht von der Hand zu weisen ist. (Taf. V, Fig. 41.)

Am Westabfall des Ježarückens gegen den Trt. Judrio erscheint, wie bereits erwähnt wurde, die Fortsetzung der Ježakalkmauer in drei senkrecht ineinandergeschobenen Keilen (Taf. V, Fig. 40).

Durch genaue Beobachtung der Kontaktverhältnisse ergab sich unzweifelhaft, daß der südliche, saigere bis überkippte Kalkkeil, der die knieförmige Wölbung der Kolovratantiklinale zum Ausdruck bringt, normal seinem Liegenden auflagert, während gegen das Hangende eine durch eine Lage von gequetschtem Schiefer gekennzeichnete Störung die Grenze zu den überlagernden Flyschgesteinen bildet.

Die beiden anderen steilstehenden Keile sind, wie die deutlich aufgeschlossenen Kontakte erweisen, in den Bändermergelkomplex eingeschoben²⁾.

Die Verschuppung der Ježakalke ist, wie das rasche Erlöschen der Keile im Streichen zeigt, jedenfalls auf eine transversale Schuppung des bereits steil stehenden Schichtkomplexes zurückzuführen³⁾. Die Annahme, daß hier eine normale, erst nachträglich aufgerichtete, dreifache Schuppung vorläge, würde ein viel bedeutenderes Bewegungsmaß zur Erklärung erfordern und ist daher unwahrscheinlich.

Von Wichtigkeit ist die Tatsache, welche aus der Kartenskizze Tafel II, Figur 3, hervorgeht, daß die Fortsetzung jener tieferen Kalkmauer, welche am Abhang der Ježa oberhalb Ciginj die Wände bildet, in ihrem weiteren Verlauf gegen Nordwesten sich allmählich dem oberen „Ježakalk“ nähert und schließlich mit steiler Lagerung an dieser mächtigen, flacher gelagerten Breccienmauer abstößt.

Das plötzliche Ende dieses Kalkes unter dem Ježakalk erweckt den Eindruck entweder eines transgressiven oder eines auf tektonischem Wege erfolgenden anormalen Uebergreifens des letzteren. Die tektonische Erklärung erscheint mir wahrscheinlicher.

Ich glaube, aus den erwähnten Erscheinungen, insbesondere aus der im Liegenden des Ježakalkes auftretenden Quetschzone und aus

¹⁾ Die Striemen weisen auf Längsbewegung.

²⁾ Die Feststellung der normalen oder inversen Lagerung der Schichten auf Grund der Lage der Bänder im Mergel bot hierbei eine gute Hilfe.

³⁾ Statt der am Ostgehänge des Trt. Judrio sichtbaren drei Breccienkeile, ist am Westhang dieses Tälchens nur mehr eine einzige Breccienbank vorhanden, welche den Abschluß der Kolovratmulde erkennen läßt.

den Verhältnissen am Torrente Judrio den Schluß ableiten zu können, daß die obere Masse der Ježa ihrer Unterlage tektonisch aufgeschoben ist. Die Schubbewegung kann aber nicht als normale Ueberschiebung, sondern als seitlicher Einschub aufgefaßt werden.

Der Vorgang war meiner Auffassung nach etwa folgender:

Bei der Knickung, welche die bereits steil aufgerichteten Sedimente der Kolovratfalte zwischen Sv. Maria und Bača betroffen hat, fand dort, wie beschrieben wurde, eine Verschiebung der tieferen Senonschichten statt, was besonders in der dreifachen Verteilung von Sv. Maria zum Ausdruck kommt.

Die höheren Schichtglieder des Senons (zum Teil auch die tieferen) müssen im Südflügel der Kolovratantiklinale durch Ausquetschung und tektonischen Abschub beseitigt worden sein, da doch im Raume Sv. Maria—Modrejce der Jurakern der Kolovratantiklinale unmittelbar dem Nordflügel der Selskiantiklinale auflagert.

Es erscheint mir nun ganz natürlich, daß unter dem Einfluß des querwirkenden Druckes, welcher die Knickung erzeugte, die ausgequetschten Schichtglieder im Sinne der transversalen Verkürzung seitwärts (westwärts) und etwas nach vorn (südwärts) verschoben wurden. Sie wurden hierbei an ihrem Ost-, Nord- und Südrand wie ein Splitter ganz von ihrem Untergrunde abgelöst und über diesen seitlich hinwegbewegt. Gegen Westen hin erfolgte die Abgrenzung des bewegten Streifens durch transversale Schuppung mit ihrer unmittelbaren westlichen Fortsetzung (Torrente Judrio, Taf. IV, Fig. 37, Taf. V, Fig. 40).

Durch diese Annahme erklärt sich sowohl das eigentümliche Auftreten der Ježakalke über ihren mutmaßlichen stratigraphischen Äquivalenten, das Abstoßen der Kalkmauer von Ciginj an diesen, die starken tektonischen Einwirkungen in der Umrandung des Ježakalkes und die transversale Schuppung am Torrente Judrio. Die fazielle Ähnlichkeit zwischen dem oberen „Ježakalk“ und dem obersten Kalk von Modrejce gewinnt nach dieser Auffassung Bedeutung. Der Ježakalk wäre als die nach der Seite (und vorwärts) geschobene, abgequetschte, stratigraphische Fortsetzung der Breccienkalkwand von Modrejce anzusehen. Er wäre seiner Bildungsweise nach noch näher am Strande als letztere entstanden und daher auch von bedeutenderer Mächtigkeit. Durch den Schub sind die mächtigen küstennahen Breccien unmittelbar über die als gleichaltrig angesehenen, geringmächtigeren, in etwas größerer Entfernung von der Küste entstandenen Breccienlagen (oberhalb Ciginj) zu liegen gekommen.

Die interessante tektonische Komplikation, die die Ježa enthält, erscheint mir als Begleiterscheinung der Gebirgsknickung im Tolmeiner Becken. Der aus mächtigen Breccienkalken bestehende Oberbau der Ježa wurde als ein an der Biegungsstelle ausgequetschter, seitwärts verschobener Splitter aufgefaßt.

An der Knickungsstelle zwischen Sv. Maria und Modrejce ist an dem durch intensivste Druckwirkungen ausgezeichneten anormalen Kontakt von Oberjura (Unterkreide) und Senon die Narbe zu sehen, aus welcher die hier fehlenden Zwischenglieder der Kolovratsynklinale vermutlich seitlich ausgepreßt wurden.

e) Sekundäre Knickung bei Crai.

Eine zwar nur unbedeutende, aber der klaren Aufschlußverhältnisse halber interessante Knickung ist in der senonen Schichtfolge westlich des Torrente Judrio (östlich Crai) wahrzunehmen.

Wie auf Tafel II, Figur 3 zu ersehen ist, erleiden sowohl der basale Breccienkalk, als auch die eingelagerten roten Mergel, letztere unter Stauerscheinungen und sekundären Gleitharnischen, und die aufgelagerten Kalkbreccien, Sandsteine und Mergel bei vertikaler Schichtlagerung eine rechtwinklige Biegung im Streichen.

Auch bei der Slemenkapelle (P. 869) ist das Auftreten einer kleinen Querstörung sichtbar (siehe Tafel II, Figur 3). Die Verschiebungsfäche streicht nordsüdlich und fällt mit 50° gegen Osten ein. Verquetschte Mergel bilden die Grenze beider Gesteine.

f) Das Verhalten des Polounik zu den jüngeren Querbewegungen.

Der Polounik wurde, wie dargelegt wurde, bereits in vorsenoner Zeit auf seine Juravorlage aufgeschoben und sodann von der Transgression des Senons getroffen.

In postsenoner Zeit wurde der Polounik sodann einer neuerlichen Faltung unterworfen und samt der aufgelagerten Kreide über seine Vorlage hinaufgeschoben (siehe Tafel VI, Figur 56 und 57).

Die sekundäre Antiklinale, welche zwischen Polounik und Krnmasse am Sattel bei der Alpe Dol sichtbar ist, zeigt eine diagonal zum allgemeinen Streichen verlaufende, NW gerichtete Faltung. Hier kam der schräg wirkende Gebirgsdruck, der in seine Komponenten zerlegt die Knickungen erzeugt hat, in reiner Ausbildung zur Geltung.

Die Entstehung der Antiklinale zwischen Polounik und Krn scheint mir in entfernterer Hinsicht eine gewisse Beziehung zur Gebirgsknickung bei Karfreit zu besitzen. Denkt man sich nämlich den östlich der Knickung gelegenen Gebirgstheil, der nach Süden vorgebogen wurde, in seine ursprüngliche Lage gegen Norden zurückverlegt, so glättet sich auch diese Antiklinale bei der Einheitlichkeit der Krnplatte zu einer flachen Schichttafel aus.

Die diagonale Antiklinale und die diagonale Biegung weisen auf einen ursächlichen Zusammenhang hin. Ähnlich ist die Rolle der Perbla-Slemeantiklinale zur Knickung von Tolmein.

Zwei sekundäre Teilschuppen kennzeichnen bei Drežniča die nördliche Schuppe der Julischen Vorzone. Die obere Teilschuppe ist bei Drežniča und Ravna steil aufgerichtet, indem sie hier eine antiklinale Aufwölbung erleidet.

Der Verfaltung der Drežničashuppen ist, da sie die in postsenoner Zeit entstandenen Schubflächen versteilt hat, ein jugendliches, vermutlich posteocänes Alter zuzuschreiben. Sie erscheint mir ebenso wie die Antiklinale zwischen Polounik und Krn und die Perbla-Slemeantiklinale als Kompensationsfaltung für die gleichzeitige, im unmittelbar angrenzenden, östlichen Raum erfolgende Gebirgsknickung.

g) Die Bewegung an der Luzničaüberschiebung.

Die Luzničaüberschiebung, an welcher mitteltriadische Dolomite über Dachsteinkalke, Jura und Kreide aufgeschoben sind, zieht in bogenförmiger Verlauf durch den Wocheiner Kamm. Sie ist post-senonen Alters. Ihr in der Haupterstreckung nordwestliches Streichen erinnert an die jüngeren schrägen Verfaltungen bei der Alpe Dol, bei der Slome planina etc. In dem Umbiegen in die fast rein nördliche Richtung, welches im westlichen Teil ihres Verlaufes stattfindet, zeigt sich das Vorhandensein eines quer wirkenden Gebirgsdruckes. Ich möchte daher glauben, daß auch die Luzničaüberschiebung jenen jüngeren, posteocänen Bewegungen anzureihen ist, welche in dem ursprünglich O—W gefalteten Gebirge durch schräg durchsetzende Spannungen veranlaßt wurden.

h) Jüngere Bewegungen im Wocheiner Kamm.

Eine markante Störung, an welcher die Dolomite der nördlichen Schuppe des Wocheiner Kammes gegen die nördlich angrenzende Dachsteinkalkregion abstoßen, zieht bei NW—WNW-Streichen durch die sonst einförmige Plateaulandschaft. Es liegt ein steiler Kontakt vor, welcher nach der starken Schleppung der Dolomitbänke am besten als Bruchfalte bezeichnet wird (siehe Tafel VI, Figur 54).

Sind die Dachsteinkalke der nördlich gelegenen Plateauregion die an der Bruchfalte gehobene Fortsetzung der unter die Luzničaüberschiebung einsinkenden Dachsteinkalke des Krn, so entspricht die Dolomitschuppe einem sonst in der Umgebung nicht mehr erhaltenen, zugeschobenen, infolge der Einklemmung konservierten Deckschollenrest.

Die Herkunftsregion müßte noch nördlich der geschlossenen Dachsteinkalkplatte gesucht werden. Ihr Ursprung könnte in den von Teller und Kossmat kurz beschriebenen komplizierten Schuppen nördlich des Wocheiner Sees gelegen sein.

Nun sind aber, wie mir Herr Geheimrat Kossmat mitzuteilen die Güte hatte, dort die Verhältnisse für die Annahme einer eventuellen Herkunft der „Dolomitdecke“ sehr ungünstig. Wollte man aber trotzdem dieser Auffassung zuneigen, so müßte eine bedeutende Decke, welche einen Großteil der Julischen Alpen überbrücken würde, angenommen werden.

Mehr Wahrscheinlichkeit hat aber meiner Ansicht nach die Auffassung für sich, daß an der erwähnten Bruchfalte eine Absenkung des nördlichen (Dachsteinkalk-) Flügels erfolgt ist. Dann wären die Dachsteinkalke der nördlichen Plateauregion das normale stratigraphische Hangende der Dolomite der oberen Schuppe des Wocheiner Kammes.

Da die Bruchfalte mehr ein nordwestliches Streichen, die Randüberschiebung des Wocheiner Kammes (Krnüberschiebung) dagegen mehr ostwestliches Streichen aufweist, tritt erstere einige Kilometer

¹⁾ F. Kossmat, Geologie des Wocheiner Tunnels, S. 138.

östlich des Tolminkatales an den Rand des Wocheiner Kammes aus und schneidet letztere Linie.

Am Hruševce vrh (östlich des Tolminkatales bei Pologar) erscheint die Dolomitdecke nur mehr als ein schmaler steilfallender Keil zwischen den Dachsteinkalken der südlichen Schuppe des Wocheiner Kammes und zwischen der jenseits der Bruchfalte gelegenen nördlichen Plateauregion eingeschaltet.

Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Geheimrat Kossmat treten noch weiter östlich im Liegenden der Dachsteinkalke der südlichen Schuppe (zwischen dieser und der Krnüberschiebung) Dolomite (als normales Liegendes) zutage. Dies legt eine engere Aneinanderreihung der oberen und tieferen Schuppe des Wocheiner Kammes nahe, wie es durch obige Annahme versucht wurde.

Ich möchte glauben, daß durch jüngere Gebirgsbewegungen eine Zerteilung der ursprünglich einheitlichen, südbewegten Wocheiner-masse derart erfolgte, daß von dem Raum östlich des Tolminkatales angefangen bis über das Krngebiet hinaus, sich eine sekundäre Schuppe vom Untergrund abgelöst hat, die sich in südwestlicher und westlicher Richtung über ihr Vorland bewegte. Nachfolgende Bruchfaltung, welche die julische Platte ergriff, bewirkte sodann die Absenkung des Nordteiles der Schuppe.

Ueber das Alter der Bruchfalte lassen sich im Bereiche des Kartenblattes keine Feststellungen machen. In dem unmittelbar östlich angrenzenden Raum sind jüngere Bewegungsphasen aus dem Anteil oligocäner Sedimente am Gebirgsbau kenntlich. Wie die Angaben Kossmats erkennen lassen, ist nur wenige Kilometer vom Ausstrich unserer Bruchfalte entfernt eine bruchfaltenähnliche Einklemmung oligocäner Schichten in den Dachsteinkalken wahrzunehmen.

Im Profilschnitt durch den Wocheiner Tunnel ist, wie Kossmats Bilder zeigen, auch die gegenwärtig steile Lagerung der Dachsteinkalke zum beträchtlichen Teil auf postoligocäne Bewegungen¹⁾ zurückzuführen.

Vermutlich gehört die Faltung und Einklemmung des Wocheiner Oligocäns und die Ausbildung der Bruchfalte in der Julischen Platte (nördlich des Krngebietes) derselben Epoche an.

Als Begleiterscheinung der Bruchfalte betrachte ich die parallel zur letzterer nachweisbare, in den steil aufgerichteten Dachsteinkalken des Velki Lemeš und Potoče sichtbare Einklemmung von Liasgesteinen zwischen den Triasbänken.

Tafel VI, Figur 55 gibt ein Bild von der komplizierten Einquetschung der Liasedimente; eine Einklemmung besitzt deutliche W-Form. Auch Quersprünge spielen bei dieser komplizierten Detailstruktur eine Rolle.

i) Sekundäre Sprünge im Wocheiner Kamm.

Im Dachsteinkalkgebiet der südlichen Schuppe des Wocheiner Kammes konnte ich eine Anzahl sekundärer Sprünge erkennen.

¹⁾ Womit natürlich der Ansicht Kossmats, daß der Schuppenbau dieses Gebirgsabschnittes älterer Entstehung ist, keineswegs entgegengetreten werden soll. Vgl. hierzu Kossmat, loc. cit. S. 198.

Am Kozljak ist an einer solchen Störung ein Absinken des südlichen Flügels um zirka 60 m zu konstatieren. Das Streichen des Bruches ist nordwestlich. Oestlich des Kozljak ist an dem Absitzen der Triasjuragrenze ein nordöstlich streichender Sprung mit Senkung des südwestlichen Flügels sichtbar. Eine ähnliche Störung kerbt den Ueberschiebungsrand westlich der Sljeme planina. Ein NW streichender Bruch mit Senkung des nordöstlichen Flügels durchsetzt den Kammrücken von P. 2163 (östlich Krn). Eine sehr auffällige NO streichende Querverschiebung mit scheinbarer Senkung des östlichen Flügels, welcher also bei dem Vorhandensein nördlichen Fallens südwärts verschoben wurde, quert westlich P. 1862 das Hochtal der Luzniča. Sekundäre NW und NO streichende Störungen sind hier auch an der Grenze zwischen Liasmergelkalken und Oberjurabreccien bemerkbar. Es liegen hier wohl nur Differentialbewegungen zwischen diesen schon ursprünglich mit steilem Kontakt aneinandergelagerten, in ihren Festigkeitsverhältnissen stark verschiedenen Medien vor.

Das Sprungsystem zeigt das Vorherrschende von nordwestlich und nordöstlich streichenden Bewegungsklüften.

Das Alter der Brüche läßt sich nur insoweit feststellen, als es zweifelsohne jünger als der Ueberschiebungsbau ist¹⁾.

j) Die Falten des Eocänflyschgebietes.

Das Eocängebiet von Ostfriaul, welches auf meiner Karte nur mehr in seinem nördlichsten Teil sichtbar wird, ist in eine Anzahl von Faltenwellen gelegt, welche sich durch einen nordwestlichen Verlauf auszeichnen.

Im Matajurgebiet streichen die schräge heranziehenden Flyschwellen deutlich an den bereits vorhandenen, älteren ostwestlichen Kreidefalten aus.

Ich konnte südlich des Matajurs folgende tektonische Elemente im Eocän wahrnehmen (Tafel II, Figur 4a):

Am Mt. Cragonza und bei der Sljeme planina fallen die Eocänbänke gewissermaßen als Südflügel einer breiten Antiklinale (1) [Hemiantiklinale] von dem steiler aufgerichteten Kreidebänken ab. Gegen Δ 888 (M. Cau) wird ihre Lagerung plötzlich steiler. Die Bänke bilden, deutlich wahrnehmbar, südwestlich dieses Berges die Synklinale von Tercimonte (2); südwestlich von ihr steigt wieder eine Antiklinale empor (3).

Oestlich des Trt. Riecca ist die Fortsetzung von 3 an dem Ansteigen der Eocänbänke gegen P. 740 oberhalb Grimacco (bereits außerhalb der Karte) zu beobachten. Die Verlängerung der Tercimontesynklinale (2) ist an dem Gegeneinanderfallen der Kalkbänke beim Sattel zwischen P. 740 und Mt. San Martino wahrnehmbar (siehe Tafel IV, Figur 35).

Aus dem westlich des Trt. Riecca, bei P. 888 sichtbaren knieförmigen Abbiegen der Eocänkalkbänke entwickelt sich östlich dieses

¹⁾ Verschiebung der Luzničaüberschiebung, Krnüberschiebung etc.

Flusses am Mt. S. Martino eine sekundäre Antiklinale (1 b), der nördlich eine untergeordnete Synklinale (1 a) vorlagert.

Südlich des Kolovratrückens ist das hier ebenfalls an den steiler geneigten Kreideschichten diskordant abstoßende Eocän in schöne Kleinfaltungen gelegt, welche auch hier an den eingelagerten Breccienbänken im Terrain hervortreten. Man gewinnt den Eindruck, als sei das Eocän dem stärker gestörten Senon gegenüber gewissermaßen nur von einem sekundären Faltungsimpuls betroffen worden, welcher eine Wellung der den Kreideschichten angelagerten Sedimentplatten erzeugte.

Auf der Kuppe südlich Lase ist eine kleine Antiklinale ersichtlich, welche auch auf dem nächstöstlichen Rücken P. 814 (bei Prapotnizza) hervortritt. Ihr folgt südlich eine Synklinale, die zwischen Mt. S. Maria und Lase, beziehungsweise zwischen Propotnizza und S. Volfango durchzieht. Sowohl am Mt. S. Maria als auch bei S. Volfango schließt sich ein tafelartig gelagerter Sedimentstreifen südlich an. Am Ostry Kras (P. 649) sind innerhalb des Eocäns Anzeichen einer Antiklinale mit flachem Nord- und steilem Südfügel ersichtlich. Der Kern liegt nördlich von Pusno. Vielleicht liegt hier die Fortsetzung der Antiklinale von Propotnizza vor. Am Ostry Kras und östlich des Lepenktales am Hrad vrh, schließt sich südwärts wieder eine Sedimentzone mit flacher, tafelartiger Lagerung an. Die fast horizontalen Eocänbänke die vom Globočak bis nach Auzza ziehen und die ebenso gelagerten Bänke am Hrad vrh sind hierher zu zählen.

Auch am Hrad vrh glaube ich das Abstoßen der flach gelagerten Eocänbänke, an den steiler gelagerten Kreideschichten vermuten zu können.

k) Beziehungen der Eocänfaltung zu den gebirgsbildenden Vorgängen in den Julischen Alpen.

Die transgredierenden Sedimente des Eocäns sind demnach nicht nur von einem beträchtlich geringeren Ausmaß faltender und schiebender Kräfte ergriffen worden, sondern sind auch in bezug auf den Verlauf ihrer Faltelemente unabhängig von der Richtung der vor-eocänen Gebirgsbildung in den angrenzenden Julischen Alpen.

Die dem dinarischen System zugehörigen NW streichenden Flyschwellen laufen an dem alpinen, OW streichenden Gebirgssystem einfach aus.

Ich glaube, daß die den älteren Störungen gegenüber in abweichender Richtung erfolgende posteocäne Faltung, welche die Flyschwellen erzeugte, gleichzeitig die Veranlassung für die im Matajur und Kolovratgebiet, sowie in den Julischen Alpen hervortretenden jüngeren Bewegungen gewesen ist. Insbesondere wäre ihrem Einfluß die doppelte Knickung des Julischen Gebirgskörpers zuzuschreiben.

Diese jüngere Faltung kann dem älteren alpinen Faltenwurf gegenüber als eine diagonale bezeichnet werden. Bei Zerlegung in ihre Komponenten ergibt sich eine Raumverkürzung sowohl in der Richtung von Nord nach Süd als auch in der hierzu senkrechten Richtung.

In den Julischen Alpen und in der autochthonen Vorlage konnte infolge des bereits vorhandenen ostwestlichen Faltenbaues eine diagonale Wellung meist nicht Platz greifen. Nur hie und da treten auch querstreichende Antiklinalen hervor. (Sleme planina, Dol planina etc.) Meist zerlegten sich die in dinarischem Sinn angreifenden gebirgsbildenden Kräfte in eine in der Richtung NS wirksame Komponente und in eine hierzu senkrechte OW faltende Druckkraft. Erstere erzeugte eine Verstärkung (engere Zusammenpressung) der älteren alpinen Faltungen, eine Steilstellung früherer Bewegungskontakte unter Entwicklung von Bruchfalten usw., letztere aber die doppelte Knickung des Julischen Gebirgskörpers und die bogenförmige Aufschiebung an der Lužnica-Gleitbahn.

Die bereits vorhandenen, ostwestlich geordneten Gebirgsstrukturen begünstigten die Auswahl der geschilderten Komponenten, welche nach dem Gesetze möglicher Energieersparnis im allgemeinen am ehesten die günstigsten Ansatzpunkte für die neu auflebende Faltung geboten haben.

Das interessante Wechselspiel von Quer- und Längsfaltung sowie von diagonalen Störungen, welches Kossmat in seiner Studie über „Die adriatische Umrandung der alpinen Faltenregion“ in so klarer Weise zum Ausdruck gebracht hat und welches auch die Julischen Alpen in dem von mir untersuchten Teil beherrscht, scheint mir das Charakteristikum der jüngeren, posteocänen Faltungsphase darzustellen. Diesen Bewegungen stehen meiner Auffassung nach die älteren weitgreifenden, an flachen Schubbahnen erfolgten, schuppen- oder deckenförmigen Gleitungen gegenüber, welchen das Isonzogebirge die Grundzüge seiner Gebirgsstruktur verdankt. Ihre Richtung ist bei einheitlichem Verlauf eine echt alpine (ostwest- bis westnordwestliche).

Diese geschilderten Verhältnisse sind für das Problem betreffend die Beziehungen der Alpen zu den Dinariden von Interesse:

Die dinarischen Wellen von Ostfriaul lenken nicht in die alpine Streichrichtung ein. Sie laufen an den im alpinen Sinn streichenden Bewegungslinien der Julischen Alpen und ihrer Vorlage aus. Die im dinarischen Sinn wirksamen gebirgsbildenden Spannungen treten jedoch in die Julischen Alpen ein und unterwerfen, sich in ihre Komponenten zerlegend, das bereits in alpinem Sinn gefaltete Gebirge einem Wechselspiel von Quer-, Längs- und Diagonalfaltung.

So entsteht im Bauplan des Isonzogebirges ein nur schwer aufzuhellendes Strukturbild.

1) Jüngere Brüche.

Im Isonzoprofil zwischen St. Lucia und Selo sind drei größere Sprünge erkennbar, welche die gefalteten Schichtmassen durchsetzen. An denselben hat sich jeweils eine Senkung des nördlichen Flügels vollzogen. Die Störungen können als Ausläufer des sich hier zersplitternden Idrianerbruches angesehen werden, der bekanntlich von Idria in Krain bis an den Isonzo durch Kossmats Studien verfolgt werden kann. Wie Kossmats Untersuchungen ergeben haben, fanden

an dieser Störung noch in pliocäner Zeit Gebirgsbewegungen statt, welche eine ungleichmäßige Hebung der südlichen Scholle bewirkt haben.

Das Uebergreifen eines von mir in das Interglazial (älteres Inter-Glazial?) gestellten Konglomerats über einen hierhergehörigen Sprung an der Einmündungsstelle der Idria in den Isonzo zeigt, daß an dieser Stelle die Störungen bereits in älterer quartärer Zeit zur Ruhe gekommen waren. Ihre erste Anlage reicht, wie morphologische Studien erkennen lassen, in vorpliocäne Zeit zurück.

Im allgemeinen ändern die tektonischen Bewegungen im Isonzogebirge in den aufeinanderfolgenden Zeiträumen insofern ihren Charakter, als an Stelle des älteren, tangentiellen Gebirgsschubs in zunehmendem Maße Faltung, Bruchfaltung und schließlich eine Bruchbewegung tritt. Die vertikalen Bewegungstendenzen lösen die auf starken Seitendruck hinweisenden Kraftäußerungen allmählich ab.

m) Cleavage.

Die Senonschichten des Isonzogeirges sind, vornehmlich im Gebiet von St. Lucia häufig von Cleavage (Transversalschieferung) durchsetzt. Oft sind die Bändermergel des Senons in dünnplattige Lagen zerlegt. Es ist hierbei ganz gleichgültig, welche Lagerung die Mergelgesteine aufweisen. Ohne Rücksicht darauf, ob sie horizontal liegen, schwächere oder stärkere Schichtneigungen aufweisen oder in Falten gelegt sind, setzt die Durchklüftung mit konstantem Streichen durch den Gesteinskomplex hindurch.

Die Cleavage erweist sich hierdurch der Faltung gegenüber als jüngerer Bewegungsvorgang. Besonders deutlich tritt dieses Faktum an einer zwischen Breccienkalk keilartig eingepreßten Mergelpartie am Isonzo bei Drobočnik zutage. Der eingequetschte Mergel wird ebenso wie die angrenzende Hauptmasse der Mergel in gleicher Weise von der Cleavage durchsetzt. Durch ein starkes Hervortreten der Cleavage kann die ursprüngliche Gesteinsschichtung völlig verwischt werden. Letztere ist oft nur mehr andeutungsweise zu erschließen.

Das schönste Beispiel hierfür bietet das durch besonders starke Cleavage ausgezeichnete Bändermergelgestein südlich der Isonzobrücke von St. Lucia.

Die Cleavage hat hier zu einer vollkommenen Verschieferung der Mergelgesteine geführt, welche in dem Auftreten wellig gebogener, gut Schieferhäutchen überzogener Gesteinslamellen und in einer fast dänzlichen Verwischung der Schichtung zum Ausdruck kommt.

Die starke Entwicklung der Druckklüftung gerade an dieser Stelle steht zweifelsohne mit dem Auftreten der erwähnten Bruchstörung in Zusammenhang. (Idrianerbruch.) Denn die Stärke der Cleavage nimmt augenscheinlich mit Annäherung an letztere zu. Unmittelbar an ihr ist eine Lage von Lettenschiefer entwickelt.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich das Resultat, daß die Anshildung der Cleavage mit der jüngeren mehr schollenartigen Bewegung des Gebirges in ursächlichem Zusammenhang stehen dürfte. Ich glaube, daß die Differentialbewegungen, welche die Cleavage er-

zeugt haben, auf dieselben Druckkräfte zurückgehen, welche die steile Verschiebung der Schollen an den Brüchen bedingt haben. Es scheinen eben letztere nicht ohne jegliche Betätigung tangentieller Druckkräfte vor sich gegangen zu sein.

Während in den älteren Bewegungsphasen an den Störungen (Bruchfalten) durch Mitwirkung seitlicher Spannungen noch eine Einfaltung oder Einklemmung von Gebirgsteilen erfolgen konnte, war in der Zeit des Ausklügens der faltenden Kräfte der Impuls nicht mehr befähigt, einen nennenswerten seitlichen Zusammenschub hervorzurufen.

Die Cleavage, welche einem differentiellen, auf unzähligen kleinsten Verschiebungen beruhenden Ausgleich der angehäuften Druckspannungen entspricht, tritt an dessen Stelle. Sie kommt nur lokal an Stellen stärkerer Druckauslösung zur Entwicklung.

Im Senongebiet von St. Lucia habe ich mehrere 100 Messungen über Streichen und Verflächen von Schichtung und Cleavage angestellt. Es ergab sich, daß in der überwiegenden Mehrzahl der Fälle die Schichtung ein westnordwestliches (bis ostwestliches), die Cleavage hingegen ein nordwestliches Streichen aufweist. Die Druckklüftung durchsetzt also in schrägem Verlauf das bereits in etwas abweichender Richtung gefaltete Gebirge. Dieses sichere Ergebnis fügt sich den früher erzielten Resultaten gut ein, wonach die ältere Faltung im alpinen Sinne (O—W-Streichen!) erfolgte, während die jüngeren Faltungen, beziehungsweise die an sie anschließenden Störungen durch dinarisches (nordwestliches) Streichen ihrer Elemente gekennzeichnet sind.

IV. Zusammenfassung.

A. Stratigraphie.

Der Schichtenbau des Isonzogeirges zeigt eine in den verschiedenen Zonen wechselnd zusammengesetzte Schichtfolge.

In dem Wocheiner Kamm folgt über mutmaßlich ladinisch-karnischem Dolomit ein gegen 800 m mächtiger Dachsteinkalk, dessen oberste Bänke, durch rote und grüne Mergellagen gegliedert, wohl schon den Uebergang zum tieferen Lias darstellen. Konkordant aufgelagerte, hornsteinführende rote Mergelkalke und Kalkmergel bilden die Hauptmasse des Lias (und unteren Doggers?).

Eine grobklastische Breccie des Oberjura greift mit einem den Acanthicusschichten des Kimmeridge angehörigen Niveau diskordant über ein durch mitteljurassische Gebirgsbildung entstandenes Relief über. Auch die Sedimente des Senons transgredieren über Dachsteinkalk.

Die Schichtfolge ist lückenhaft.

Die Sedimente der nördlichen Schuppe der Julischen Vorzone zeigen keine Trias. Ueber den als Basis zutage tretenden, hornsteinreichen Globigerinenkalken des Lias und (Dogger?) folgen dem Dogger

zugerechnete Kiesel-Hornsteinbänke führende, quarzhaltige Tonschiefer, die von einem mächtigen Komplex roter und grauer Mergel bedeckt werden (Mittel-Oberjura?).

Das Senon lagert transgressiv über Wocheiner Kamm und nördlicher Schuppe mit einer groben Schuttbreccie an einem alten Gebirgsrelief (Geröllkalke von Dachsteinkalk!).

In der südlichen Schuppe der Julischen Vorzone wird die Sedimentfolge reichhaltiger. Ueber den obertriadischen Dolomiten folgen jedenfalls schon dem Lias zugehörige plattige Hornsteindolomite, dann mächtige Hornsteinplattenkalke mit Oolithen und Breccienbänken. Ein höherer, an Breccienlagen reicherer Hornsteinplattenkalkkomplex wurde als Vertretung des Dogger und Malm angesehen. Der stellenweise mit einer Basisbreccie einsetzende oberste Teil der hornsteinführenden Plattenkalke wurde nach seiner Lagerung und nach fazieller Analogie den Woltschacher Kalken der unteren Kreide parallelisiert. Mittelkreide ist höchstens in Spuren vorhanden. Ihre Verbreitung auf sekundärer Lagerstätte in den Geröllbildungen des Senons erweist das seinerzeitige Vorhandensein hierhergehöriger Ablagerungen. Das Senon greift stets mit einer Basisbreccie über den vorher aufgearbeiteten und seiner mittelkretazischen Bedeckung beraubten Untergrund über. Es läßt eine Teilung in eine tiefere, vorwiegend mergelig-brecciöse und in eine höhere fälschartige Abteilung erkennen.

Die Sedimentfolge in der südlichen Schuppe ist infolge der scheinbar lückenlosen Juraentwicklung und der Einschaltung der allerdings in voreocäner Zeit wieder abgetragenen Mittelkreide, reichhaltiger als jene der nördlichen Einheiten. Andererseits deuten aber die im Jura auftretenden Breccienbänke auf eine nicht weit entfernte südliche Küste in dieser Zeit hin.

Im Stolzug tritt letztere Erscheinung noch deutlicher hervor: Ueber den Dachsteinkalken baut sich in welliger Auflagerung ein zum Teil grobbrecciöses, crinoidenreiches Sediment auf, welches in hornsteinführende Crinoidenbreccien übergeht.

Ich halte die Bildung für Lias (Dogger?). Mit Strandbreccien übergreifende, hornsteinführende, rote und graue Plattenkalke betrachte ich als Vertretung des Oberjura. Transgredierende Senonbildungen entsprechen dem höchsten Schichtglied.

Im Matajurgebiet bildet Hauptdolomit und Dachsteinkalk das tiefste Schichtglied. Die überlagernden, an Breccien und Crinoidenbänken reichen Kalke betrachte ich als Vertretung des unteren (mittleren?) Jura. Ein lokales Vorkommnis von brecciösem, rotem Mergelkalk mit rotem Hornstein kann vielleicht als Aequivalent des Oberjura gelten.

Das Senon greift wieder mit verschiedenen Horizonten transgressiv bis auf Dachsteinkalk über.

Im Kolovratgebit besitzt die hornsteinführende Jurakalkserie eine Einschaltung eines mächtigeren grobbrecciösen Kalkes (Dogger oder Malm?). Die Oberjuraschichten zeigen eine Wechsellagerung von Ton und Mergelschiefern mit sandigen Hornsteinplattenkalken, wobei ein allmählicher Uebergang zu den unterkretazischen Woltschacher Hornsteinplattenkalken stattfindet. Mittelkretazische Schichten (Ceno-

man?) sind nur in der Form von Oolithen und Korallenkalken auf der Kovaciëplanina unter dem transgredierenden Senon entwickelt. Letzteres lagert überall mit einer durchgreifenden Erosionsdiskordanz dem in einer vorangegangenen (oberturonen?) Festlandsperiode erodierten Untergrund auf.

Mächtige Breccien und rote Mergel bilden die Basis des Senons. Graue Bändermergel mit Breccienbänken lagern darüber; Flyschgesteine setzen den oberen Teil der Schichtfolge zusammen.

Die Sedimente des Eocäns greifen im Matajur- und Kolovratgebiet über den Rand eines paleocänen Gebirgskörpers transgressiv hinweg. In fazieller Hinsicht ist das Eocän von den Flyschbildungen des Senons nur schwer abzutrennen.¹⁾

Ein Ueberblick über die Sedimentationsverhältnisse des Isonzogeirges im jüngeren Mesozoikum zeigt folgendes:

In Jura läßt sich im allgemeinen eine tiefere Depression in der Julischen Vorzone erkennen, welche zwischen einer durch eine deutliche Diskordanz an der Basis des Oberjura ausgezeichneten nördlichen (Wocheiner Kamm) und südlichen Region (Ternowaner Wald—Matajur) eingeschaltet war. In der Unteren Kreide lag die tiefere Depression weiter südwärts, wo die mächtigen, foraminiferenreichen Woltschacher Hornsteinkalke sich bildeten.

In der mittleren Kreide (Cenoman, Turon) sind nur Seichtwasserbildungen (Rudistenriffe, Korallenriffe, Oolithe) im Isonzogeirge verbreitet. Eine ausgeprägte Festlandsperiode schaltet sich zwischen letztere und die stets transgressiv übergreifenden Senonbildungen ein. Ihr Einfluß reichte nicht weit über das studierte Gebiet hinaus. Denn in der Gegend von Görz ist bereits eine lückenlose, marine Vertretung der ganzen Kreide nachgewiesen.

Die liburnisch-alteocäne Festlandsperiode trennt im mittleren Isonzogeirge die Ablagerungen des Senons von den nur an den Rändern des Gebirges übergreifenden Eocänschichten. Diese stellen das jüngste am Gebirgsbau beteiligte Sediment dar.

Die Geschichte des mittleren Isonzogeirgetes ist somit durch das Auftreten von drei markanten Festlandsperioden, einer voroberjurassischen (mitteljurassischen), einer vorsenonen (oberturonen) und einer voruntermitteleocänen (liburnischen) gekennzeichnet. Die Schichten des Oberjura, des Senons und des Unter-Mittleocäns zeichnen sich durch ausgeprägte Transgressionserscheinungen aus. An der Basis des Lias wurde ein Seichterwerden des Meeres vermutet.

B. Der Gebirgsbau.

Die geologische Aufnahme des mittleren Isonzogeirgetes hat ergeben, daß der Bau dieses Gebirges von in längeren Zeiträumen sich vollziehenden, verschiedenartigen Wirkungen tektonischer Kräfte erzeugt wurde. Als älteste Gebirgshewegung kann jene angesehen werden,

¹⁾ Nach A. Fabiani: *Il Paleogene del Veneto* (Mem. dell' ist. Geol. d. R. Univ. Padova 1915, Bd. III.) S. 124—128 ist im Bereiche des Matajurstocks (Natisoneetal) unter- und mitteleocän paläontologisch nachgewiesen.

die in mitteljurassischer Zeit eine Schrägstellung der Sedimentplatte bewirkt hat.

Dem Schuppenbau, welchen der Südabfall der Julischen Alpen erkennen läßt, wurde im Gegensatz zur bisherigen Auffassung ein prä-eocänes Alter zugeschrieben.

Die Bewegung an der Krnüberschiebung wurde als präsenon (oberturon?), die Störung an der Karfreit—Kirchheimer Schubfläche und an der Plečaüberschiebung als postsenon-prämitteleocän angenommen.

Die Stolmasse wurde als selbständige, vorgelagerte Schuppe betrachtet und ihre Randüberschiebung, die Fortsetzung der Frattura periadriatica, nicht in die Karfreit—Kirchheimer Schublinie verlängert, sondern östlich Karfreit erlöschend angenommen. Ihr Entstehungsalter ist posteocän.

In der Kolovrat- und Matajurwölbung konnte der im wesentlichen voreocäne Bau mit Sicherheit festgestellt werden.

In der Richtung von Norden nach Süden wurden hier folgende tektonische Elemente festgestellt:

1. die Kolovratantiklinale mit saigerem oder überkipptem Südschenkel;
2. die Kolovratsynklinale, stark gestaut;
3. die Matajurantiklinale, als deren durch das Eocän unterbrochene Fortsetzung die Selskiantiklinale angenommen wurde;
4. Die Lomsynklinale.

Im Detail zeigt der Bau, speziell im Osten, durch das Auftreten starker Schuppung und Differentialfaltung eine tiefgreifende Durchbewegung des Gesteinsgefüges.

Die meist in flacherer Lagerung transgredierenden Eocänbildungen erscheinen gewissermaßen nur durch einen sekundären Kraftimpuls in Faltenwellen gelegt.

Der starke Fazieskontrast, der in den Schuppen der Julischen Alpen zutage tritt und speziell zwischen oberer und unterer Schuppe der Vorzone in die Augen springt, begünstigt die Annahme einer gewissen Förderweite der Schubbahn.

Indessen liegt kein Anhaltspunkt vor, eigentliche Fernüberschiebungen für die Erklärung der Faziesgegensätze heranziehen zu müssen. Vielmehr deuten, wie schon Kossmat hervorgehoben hat, gewisse innerhalb der Schuppen sich vollziehende Aenderungen im Sedimentcharakter auf ziemlich raschen Wechsel in der Fazies. Wohl aber sind die Uebergangsglieder durch Ueberschiebungsvorgänge verdeckt, wodurch die Unterschiede in der auch primär rasch sich wandelnden Fazies noch bedeutend verstärkt wurden.

Die posteocänen Flyschwellen von Friaul zeigen im Gegensatz zu den ostwestlich verlaufenden Schubflächen der Julischen Alpen, der Matajur- und Kolovratautiklinale einen deutlich dinarischen, NW—SO gerichteten Verlauf. Sie streichen an letzterem diagonal ab.

Diese jüngeren, dinarischen Bewegungen haben meiner Ansicht nach auch in den Julischen Alpen die Spuren ihrer Wirksamkeit

hinterlassen. Das markanteste Merkmal ist eine doppelte Knickung der Julischen Vorzone und ihrer Vorlage, welche Erscheinung mit einem ganzen Komplex interessanter, tektonischer Detailphänomene verknüpft ist. Auch die bogenförmig verlaufende Lužničauberschiebung fügt sich diesem Bewegungssystem ein.

Schließlich wurden als zugehörige (posteoocäne) Bewegungen nebst der in der Nähe der Knickungsstelle erfolgenden Aufrichtung und Steilstellung des Schichtkomplexes sekundäre Verfaltungen und Einklemmungen der Julischen Schuppen, insbesondere aber die Ueberschiebung des Stols an der Frattura periadriatica angesehen.

Noch jüngere vermutlich postoligocäne Störungen knüpfen sich an Brüche und Bruchfalten. Sie unterscheiden sich von den älteren Bewegungslinien durch das Abschneiden älterer, tektonischer Elemente und durch ihre steilen Kontakte. Gewöhnlich zeichnen sie sich durch eine Absenkung ihres Nordflügels aus (Smogarbruchfalte, Störung am Spiha, Matajurbruch, Idrianerbrüche etc.). An einzelnen Brüchen haben die Bewegungen noch im Pliocän angedauert, wie sich aus dem Studium der Morphologie ergibt.

Die im Becken von St. Lucia in den Kreidemergeln weit verbreitete Cleavage wurde mit den abnehmenden Wirkungen geringer tangentieller Druckkräfte am Idrianerstörungssystem in Zusammenhang gebracht. Sie zeigt in diesem „alpin“ gefalteten Gebiet „dinarisches“ Streichen.

Aus all diesen Ergebnissen kann der Schluß gezogen werden, daß die Grundlage des Gebirgsbaues der Julischen Alpen und ihrer Vorlage auf in alpiner (N—S) Richtung wirksame Druckkräfte zurückzuführen ist, welche einen weitgehenden Schuppen- oder Deckenbau erzeugt haben. Jüngere, in dinarischer Richtung tätige, gebirgsbildende Kräfte haben später die NW streichenden Wellen des Friauler Flysch entstehen lassen und dem Gebirgskörper der Julischen Alpen den letzten Stempel in den Grundzügen der Entwicklung aufgedrückt, was in einem Ineinanderreifen von dinarisch streichenden Elementen mit zur älteren Faltung quer und längsgerichteten Bewegungen zum Ausdruck kommt.

So interessant und bedeutungsvoll auch das posteoocäne Störungssystem für die Gebirgsstruktur der Julischen Alpen gewesen ist, kann es doch an Bewegungsausmaß nicht mit den viel weitergehenden tangentiellen Verschiebungen der Gesteinskörper, die den kretazischen Schuppenbau geschaffen haben, in Vergleich gesetzt werden.

Wenn ich die Ergebnisse meiner Arbeit, die zuerst unter schwierigen Verhältnissen im Wirbel der Kampffront als minutiöse Detailarbeit begonnen wurde, dann aber, nachdem der Druck der feindlichen Uehernacht vom Isonzo gewichen war, in Ruhe und mit einem Ausblick auf weitere Räume fortgeführt werden konnte, überblicke, so fühle ich trotz der aufgewendeten Mühe mancherlei Lücken, die sich in der Darstellung dieser so interessanten Arbeitsfelder auftun: Manche Rekognoszierung, manche Ergänzung und Ueherprüfung ward in meinen Arbeitsplan eingestellt. Sie mußten angesichts der eingetretenen politischen Ereignisse unterbleiben.

Da nun auch für absehbare Zeiten keine Aussicht vorhanden ist, das mittlere Isonzgebiet zum Zwecke geologischer Forschungen betreten zu können, entschloß ich mich, die immerhin bereits stark angewachsenen Beobachtungen und ihre Deutung in vorliegender Arbeit zu veröffentlichen.

Mögen einmal die Zeiten wiederkehren, in der diese Stätten gewaltiger Kämpfe — in wessen Besitz sie schließlich auch verbleiben sollten — dem allgemeinen Wettbewerb friedlicher Forschung eröffnet werden, damit auch das hier entworfene Strukturbild des Isonzgebirges seine Erweiterung, Bereicherung und Berichtigung erfahre.

Abgeschlossen zu Kapfenstein im August 1919.



Inhaltsverzeichnis.

	Seite
I. Einleitung	11 [1]
Die hauptsächlichsten Vorarbeiten	12 [2]
Literaturverzeichnis	15 [5]
Umgrenzung des darzustellenden Raumes, Umfang der Arbeit	16 [6]
Die zonare Gliederung des Isonzgebietes	16 [6]
II. Die Schichtfolge des mittleren Isonzgebietes	17 [7]
A. Die Schichtfolge des Wocheiner Kammes	17 [7]
1. Die Stratigraphie der südwestlichen Schuppe des Wocheiner Kammes	17 [7]
Trias	17 [7]
Lias und Jura	18 [8]
Oberkreide	22 [12]
2. Der Schichtenbau der Nordostschuppe des Wocheiner Kammes	23 [13]
Triasdolomit (Schlerndolomit?)	24 [14]
Dachsteinkalke	24 [14]
Lias	24 [14]
B. Die Julische Vorzone	25 [15]
1. Obere Schuppe der Julischen Vorzone	26 [16]
Plečaprofil	27 [17]
Die nordwestliche Fortsetzung der Lias-Jura-Zone der Pleča	29 [19]
Der Polonnik	30 [20]
Die Schuppen von Drežnica	31 [21]
Die nördliche Fortsetzung der Plečaschuppe	33 [23]
Profil zwischen Sleme planina und Leskovec planina	34 [24]
Profil am Slemi (P. 1487) und bei der Sleme planina	35 [25]
Profil bei der Kosina planina	37 [27]
Südbegrenzung der oberen Schuppe der Julischen Vorzone	37 [27]
Zusammenfassung über die Schichtfolge der oberen Schuppe der Julischen Vorzone	38 [28]
2. Die tiefere Schuppe der Julischen Vorzone	38 [28]
Trias	39 [29]
Lias—Jura	39 [29]
Unterkreide	40 [30]
Mittelkreideablagerungen. Vrsenone Festlandsperiode	40 [30]
Senon	41 [31]
Profil Karfreit—Magozd	43 [33]
Profil Ladra—Dreženca	45 [35]
Profil von Libussina und Vrsno	45 [35]
Profil Karfreit—Ternovo	46 [36]

	Seite
Straßenaufschlüsse am Osthang des Slemi und Mrzli vrh	47 [37]
Die geologischen Verhältnisse im Raume bei der Dante-Grotte	48 [38]
Die Aufschlüsse bei Tolmein	49 [39]
Zusammenfassende Bemerkungen über die Schichtfolge der südlichen Schuppen der Julischen Vorzone	49 [39]
C. Der Stolzbug	50 [40]
Trias	51 [41]
Lias—Jura	51 [41]
Oberjura	53 [43]
Oberkreide	54 [44]
D. Das Flyschvorland mit der Matajur- und Kolovrat-Anti- und Synklinale	54 [44]
1. Die Sedimentfolge in der Vorlage der Julischen Alpen	55 [45]
Trias	55 [45]
Lias, Jura im Matajurgebiet	55 [45]
Oberjura (?) am Matajur	56 [46]
Jura im Kolovrat	57 [47]
Unterkreide	58 [48]
Mittelkreide (Cenoman bis Turon)	58 [48]
Senon	59 [49]
Die petrographische Beschaffenheit der Senosedimente	60 [50]
α) Die Breccienkälke	60 [50]
β) Mergelsteine	63 [53]
γ) Rote Mergel	64 [54]
δ) Kalksandsteine	65 [55]
ε) Streifenmergel und Geröllmergel (Blockmergel)	66 [56]
ζ) Flyschsandsteine und Mergel	66 [56]
Die Aufeinanderfolge der Senonbildungen	67 [57]
Eocän	68 [58]
2. Die wichtigsten Profile in der autochthonen Vorzone	70 [60]
α) Matajur-Querprofil	70 [60]
β) Matajur-Längsprofil	71 [61]
γ) Querprofil am Osthang des Matajur	71 [61]
δ) Profil Kuk—Monte St. Martino	73 [63]
ε) Profil von St. Maria	73 [63]
f) Profil Punkt 1144—Prapotnizza—S. Volfango	73 [63]
g) Profil Punkt 1044, La Cima—Clabuzzaro	74 [64]
h) Profil an der Westseite des Torrente Judrio	75 [65]
i) Straßenprofil Punkt 896, Slemen Kapelle—Dugo	75 [65]
j) Ježa-Längsprofil	75 [65]
k) Straßenprofil Vogrinski—Bertin	76 [66]
l) Profil Ježa—Jesenjak Punkt 431 bei Ciginj	77 [67]
m) Profil Ježa, Süd—Bertin—Varda vrh	77 [67]
n) Profil westlich Selo	77 [67]
o) Profil Selo—Jasne	77 [67]
p) Straßenprofil Varda vrh—Gible vrh	78 [68]
q) Querprofil am Osthange der Ježa	78 [68]
r) Profil im Graben westlich Ciginj	78 [68]
s) Profil Sv. Maria—Selski vrh (Punkt 688)	79 [69]

	Seite
t) Profil Punkt 509—Osthang des Selski vrh—Selo	80 [70]
u) Profil an der Kovacic planina (Punkt 824)	82 [72]
<i>E.</i> Jungtertiäre Ablagerungen	83 [73]
<i>F.</i> Diluvialbildungen und Alluvium	83 [73]
a) Aeltere (interglaziale?) Konglomerate und jüngere glaziale, fluviatile Konglomerate	83 [73]
b) Aeltere Bergsturzmassen	84 [74]
c) Moränen	85 [75]
d) Glaziale Seeablagerungen	85 [75]
e) Spätglaziale Konglomerate und Schotter	85 [75]
f) Postglaziale Bildungen	86 [76]
g) Jüngere Gehängeschuttbildungen	87 [77]
III. Tektonik des mittleren Isonzgebietes	88 [78]
<i>A.</i> Der Schuppenbau der Julischen Alpen	88 [78]
a) Die Pleißäberschiebung	90 [80]
b) Die Karfreit—Kirchheimer Schubfläche	91 [81]
c) Stolrandüberschiebung	92 [82]
d) Das Alter der Schubbewegungen	92 [82]
<i>B.</i> Tektonik des Kreideflyschgebietes in der autochthonen Vorlage .	93 [83]
Die tektonischen Detailstrukturen im Senon der Vorlage	98 [88]
<i>C.</i> Jüngere Bewegungen in den Julischen Alpen und ihrer Vorlage. Umbildung des Schuppenbaues	99 [89]
a) Die westliche Knickung	100 [90]
b) Begleiterscheinungen der westlichen Knickung	100 [90]
c) Die östliche Knickung	102 [92]
d) Die Entstehung der Ježa	106 [96]
e) Sekundäre Knickung bei Crui	109 [99]
f) Das Verhalten des Polounik zu den jüngeren Querbewegungen	109 [99]
g) Die Bewegung an der Luzničaüberschiebung	110 [100]
h) Jüngere Bewegungen im Wocheiner Kamm	110 [100]
i) Die Falten des Eocänflyschgebietes	111 [101]
j) Beziehungen der Eocänfaltung zu den gebirgsbildenden Vor- gängen in den Julischen Alpen	112 [102]
k) Jüngere Brüche	113 [103]
l) Cleavage	114 [104]
IV. Zusammenfassung	116 [105]
<i>A.</i> Stratigraphie	116 [105]
<i>B.</i> Der Gebirgsbau	118 [108]

Erklärung zu Tafel II (I).

Fig. 4 b. Hochtal der Luzniča.

<i>DK</i> = Dachsteinkalk	}	Krndecke
<i>L</i> = rote Hornsteinkalke und Mergel. Lias (Jura ?)		
<i>Fl</i> = Flyschsandstein des Senon	}	Dolomitschuppe
<i>MK + D</i> = Schlierndolomit mit Kalkbasis		
<i>1-1</i> = Luzničaüberschiebung		
<i>2-2</i> = Sekundärer Bruch		

Fig. 4 c. Eocäntransgressionsstelle an der Matajurstraße.

<i>Fl</i> = Senonflysch	}	Eocän
<i>I-I</i> = Transgressionsfläche		
<i>Kg</i> = Kalkkonglomerat		
<i>Sch</i> = lockerer Schotter		

Tafel II. (I)

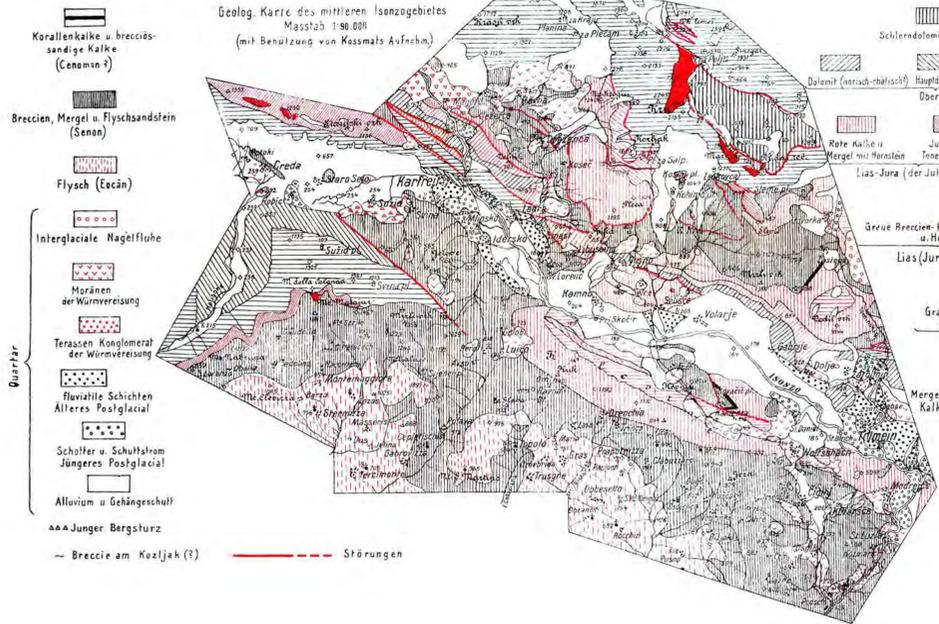


Fig. 2.
Geologische Karte des Krnggebietes
Masstab 1:30.000.

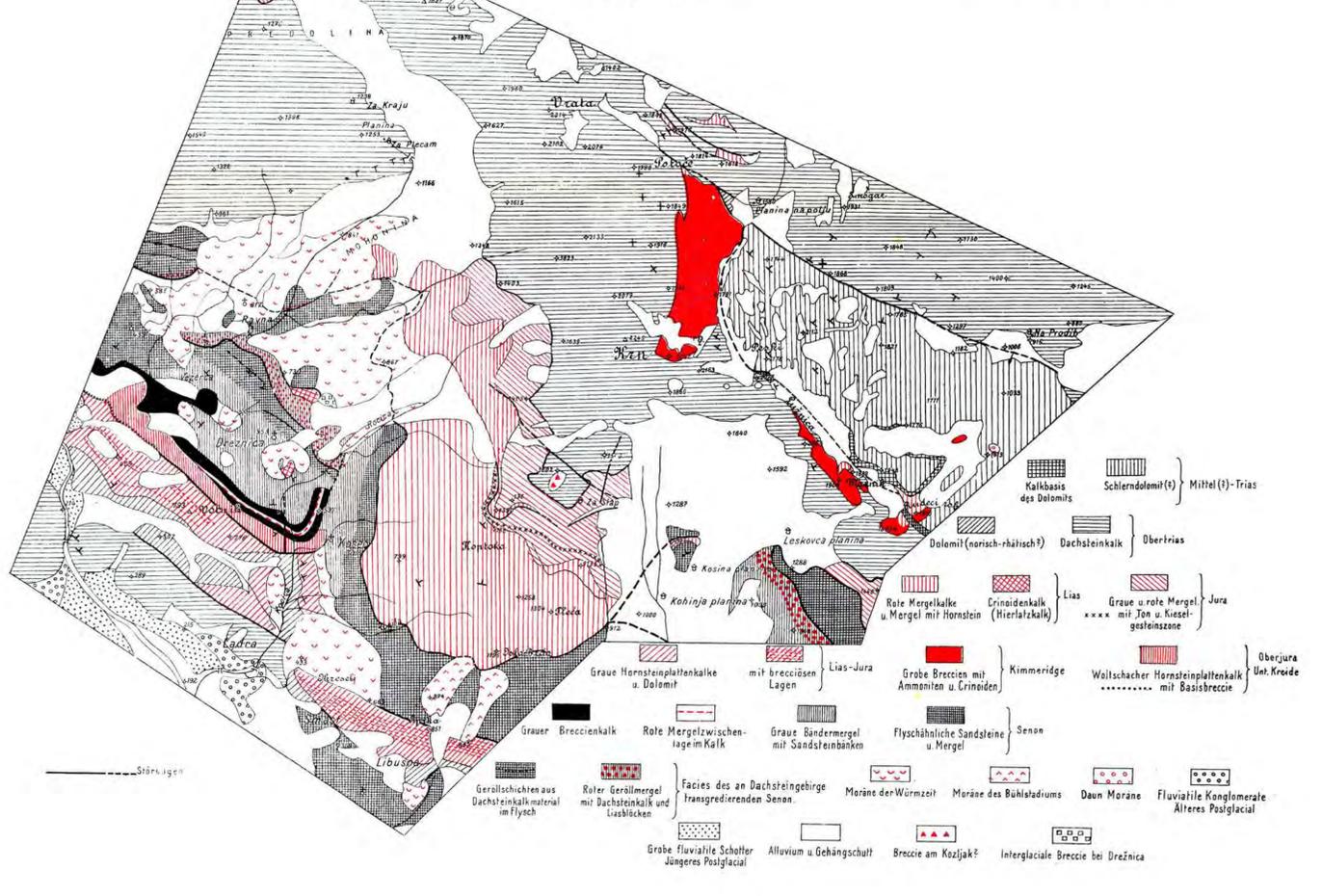


Fig. 3.
Geolog. Kartenskizze des Kolovratrückens u. der Berge am Isonzo-Knie von St. Lucia
Masstab 1:30.000.

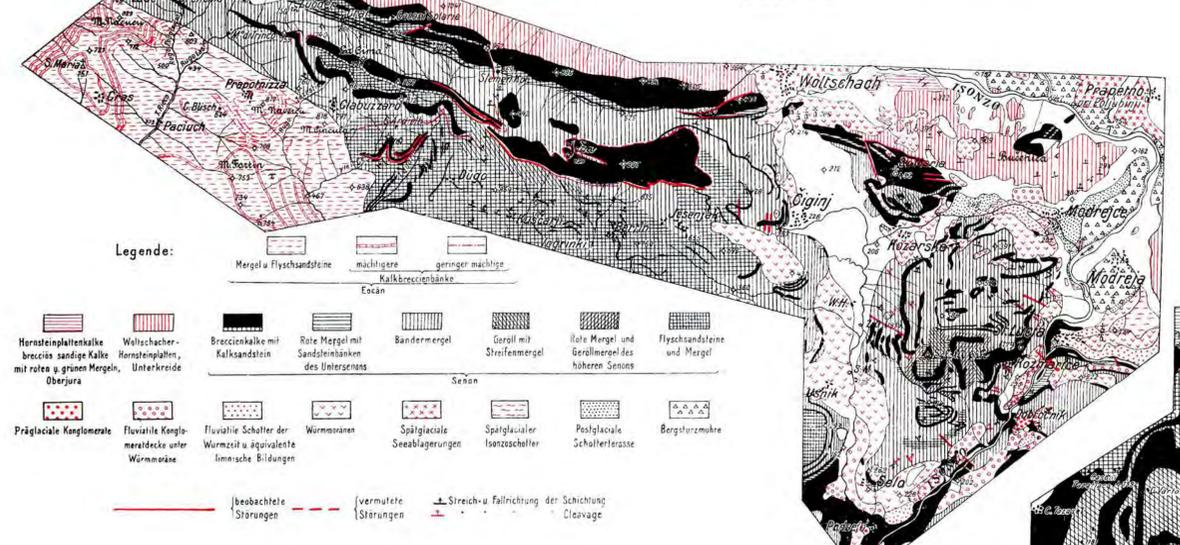


Fig. 4.

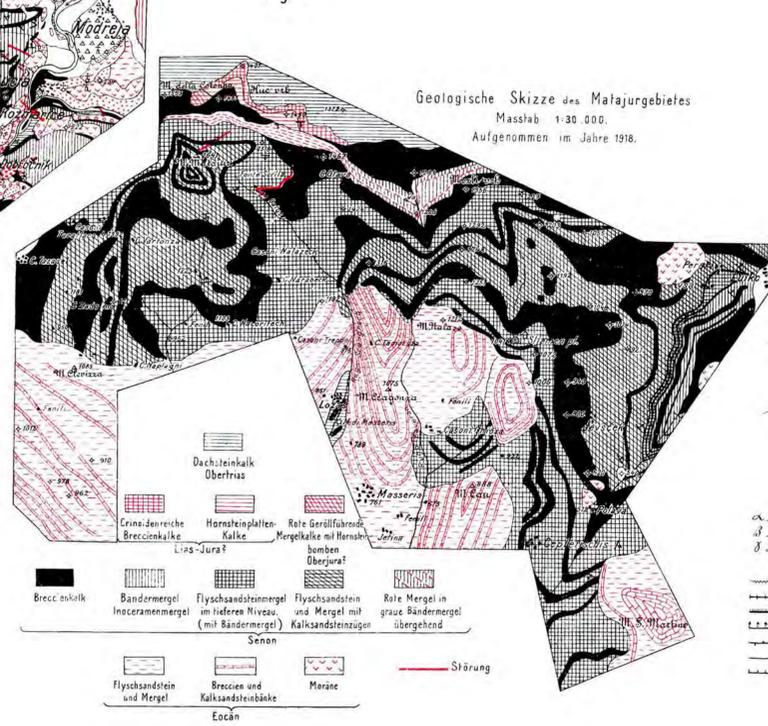


Fig. 4a.

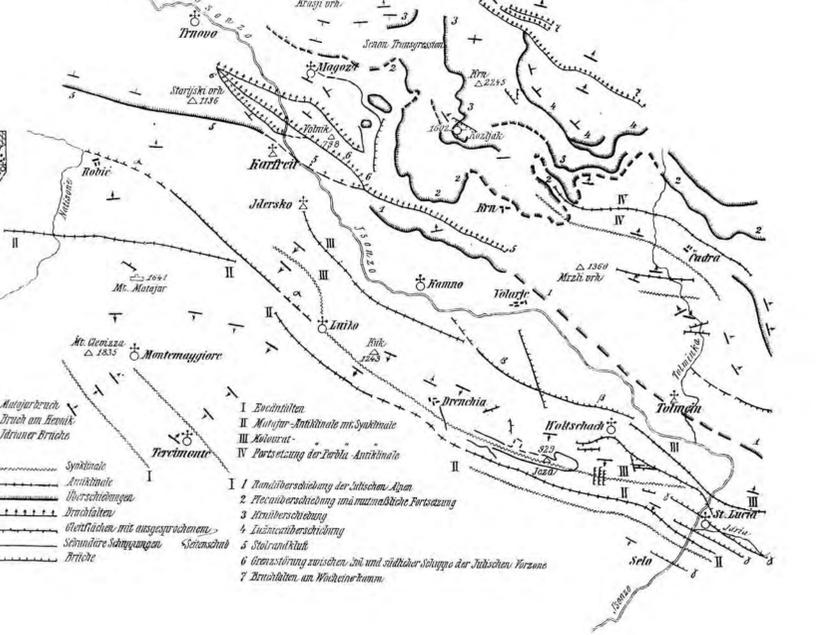


Fig. 4c

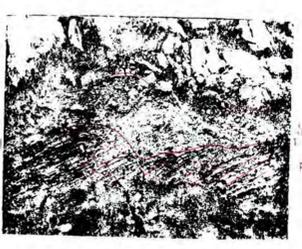


Fig. 4b



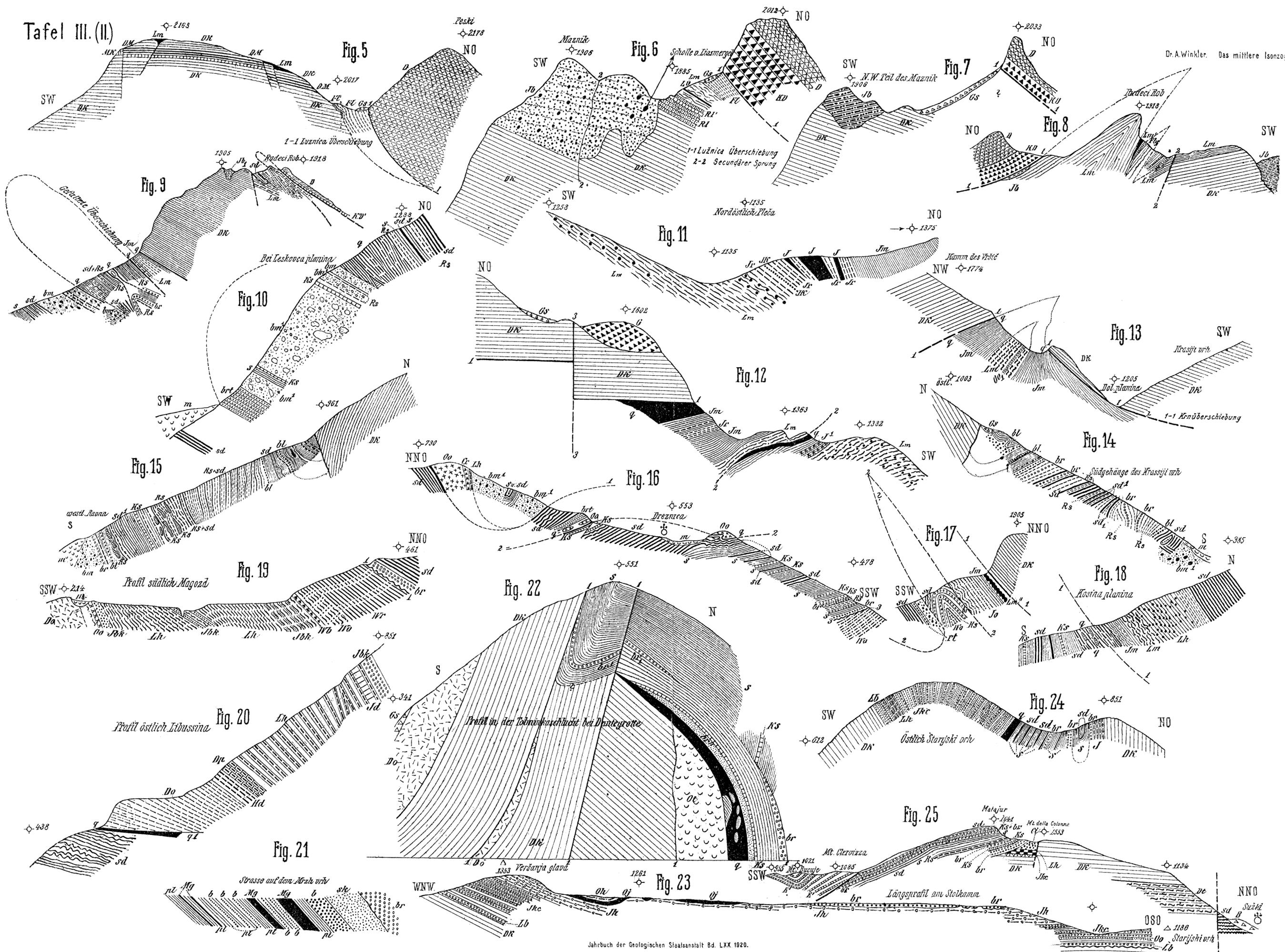
Erklärung zu Tafel III (II).

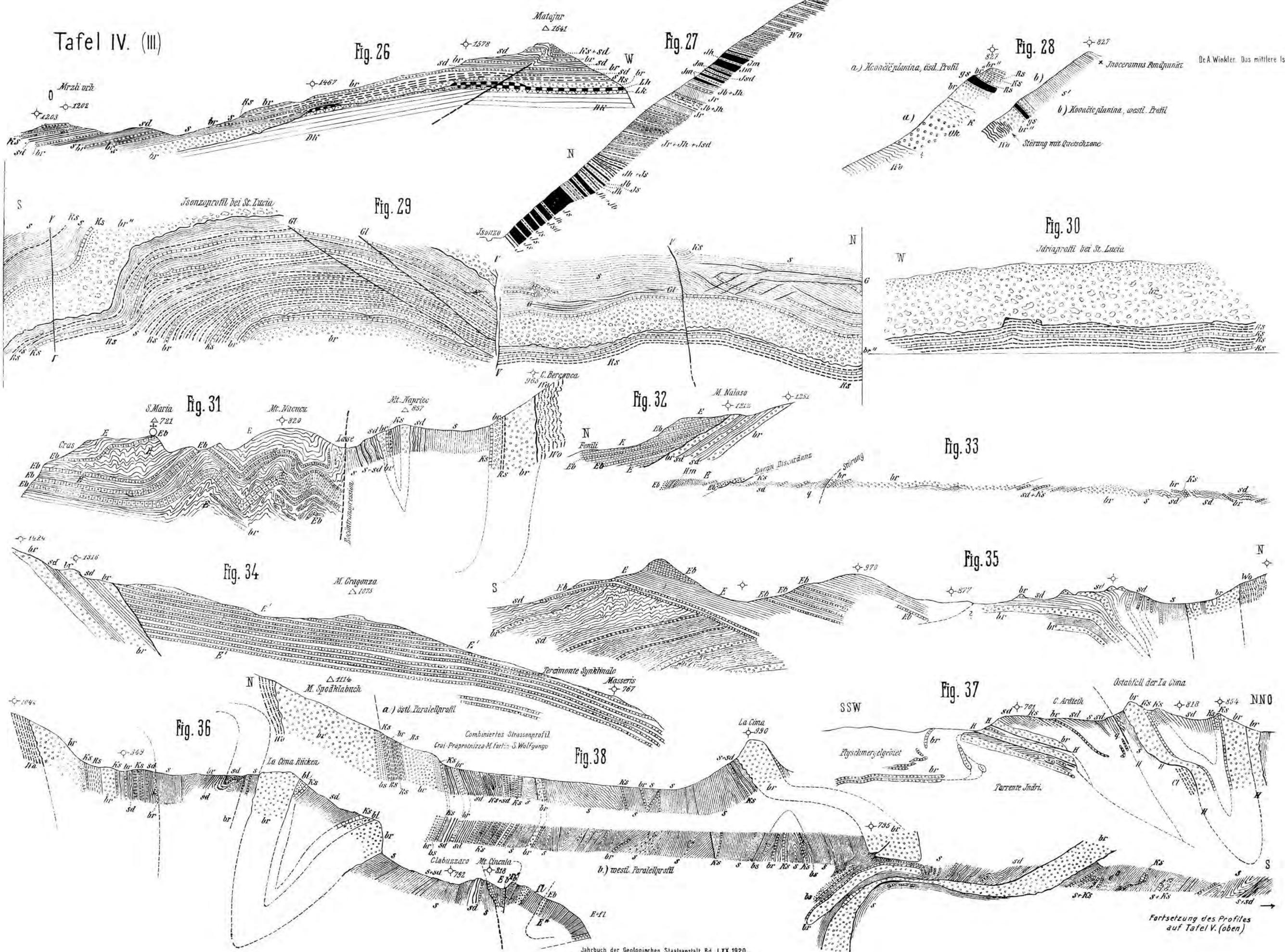
Allgemeines:

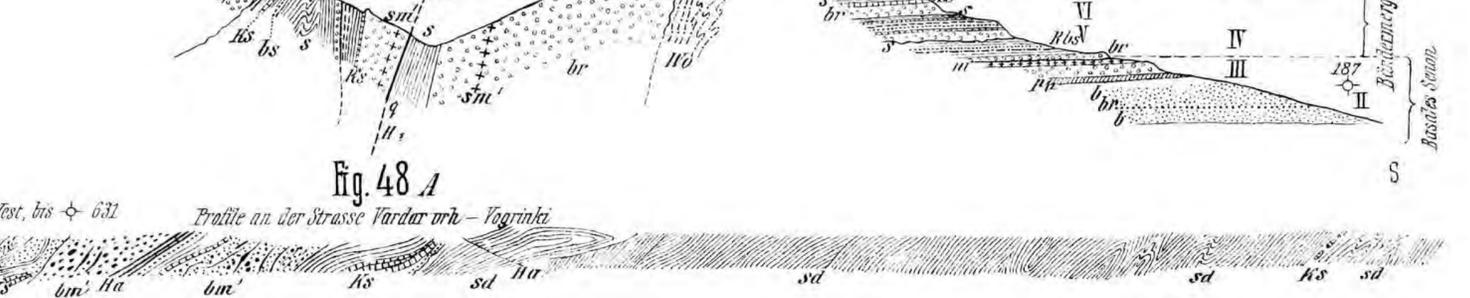
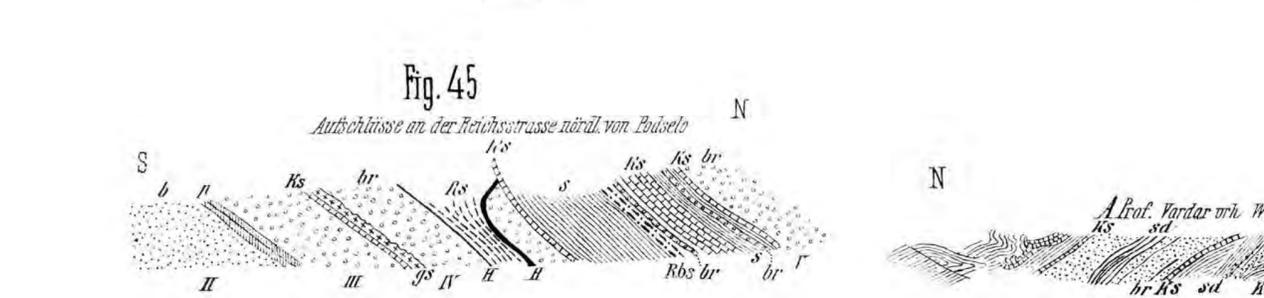
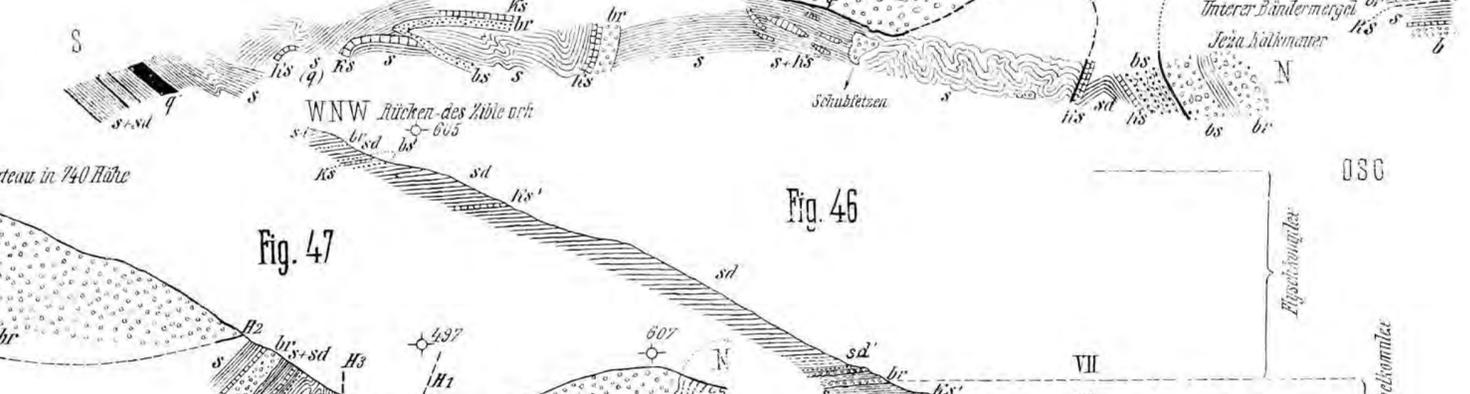
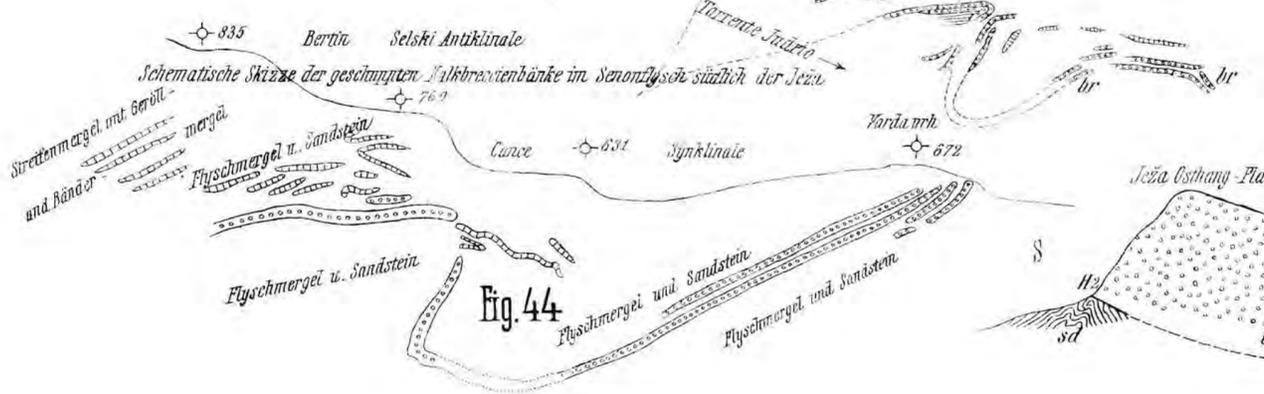
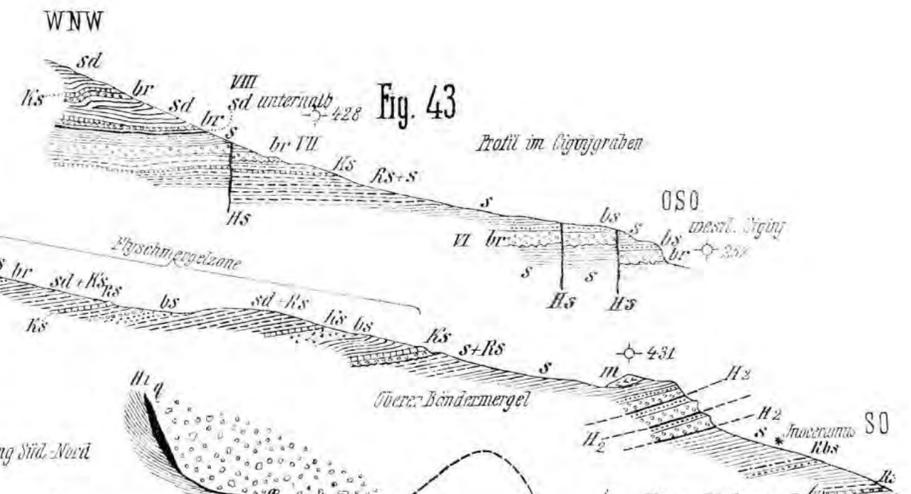
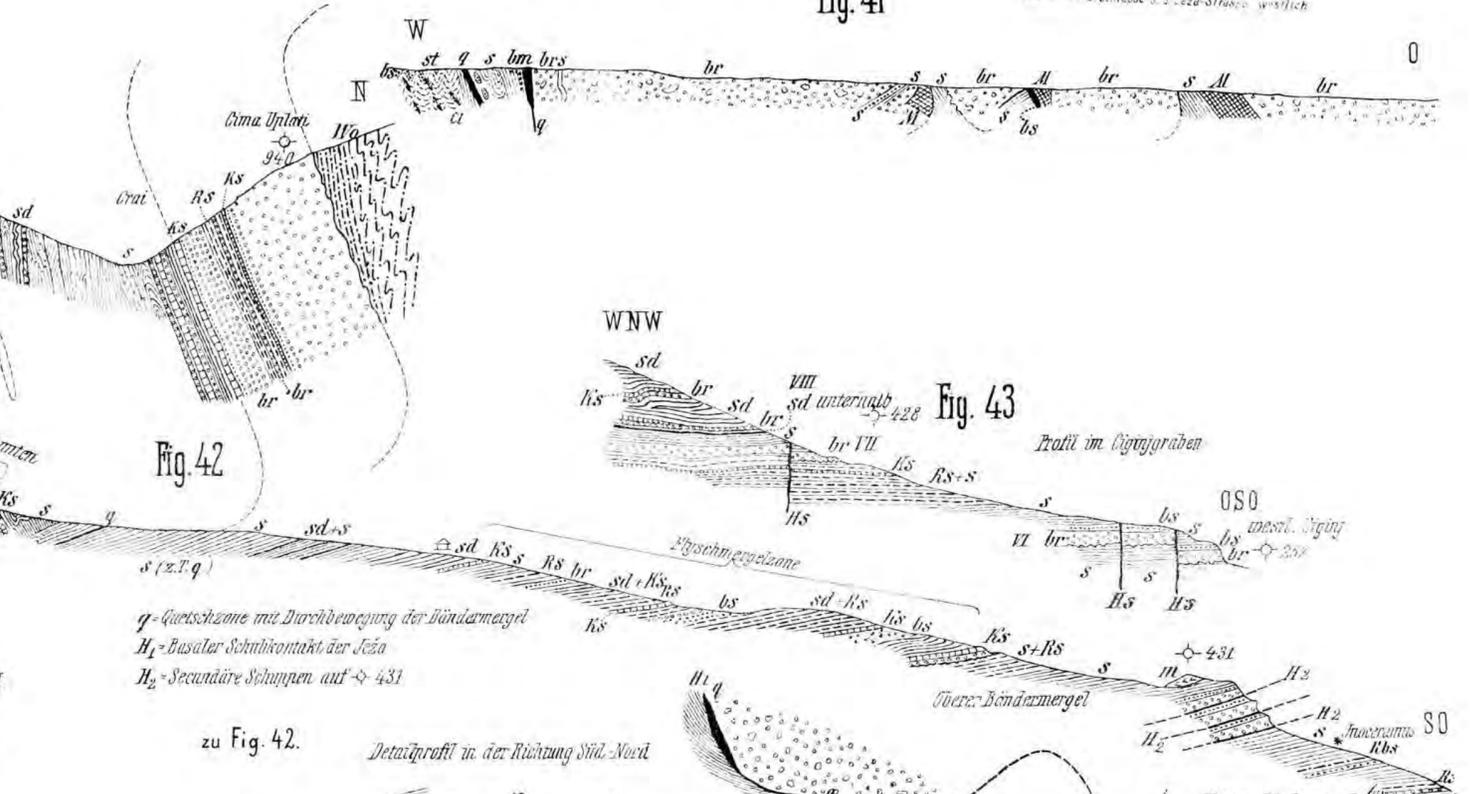
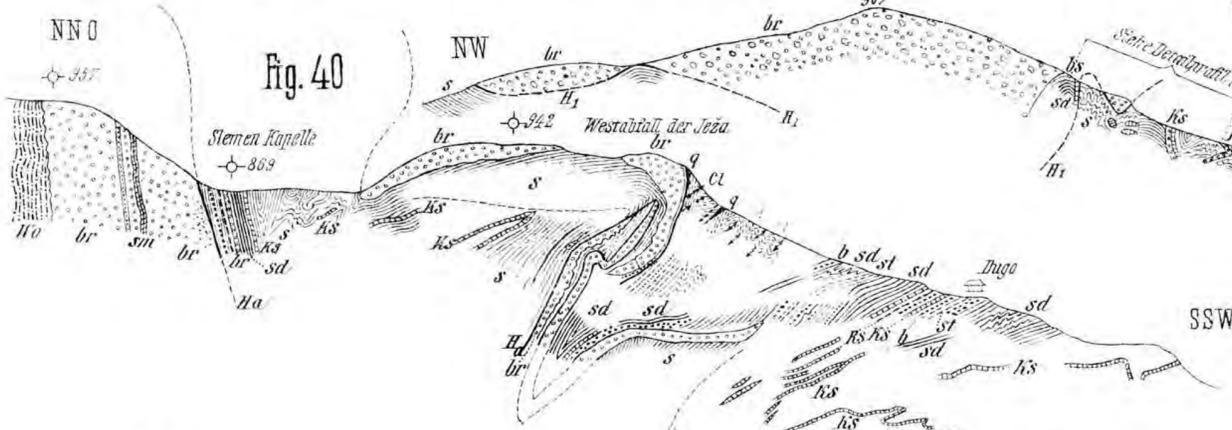
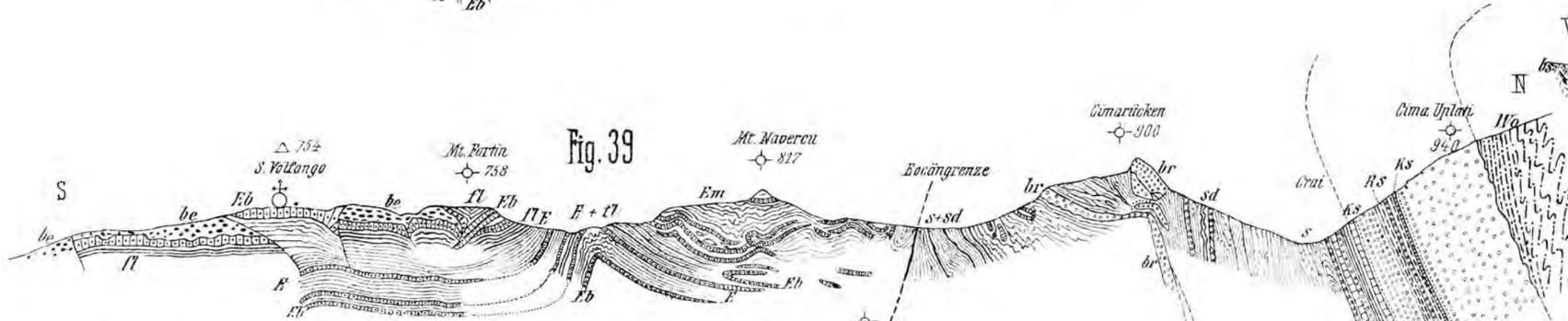
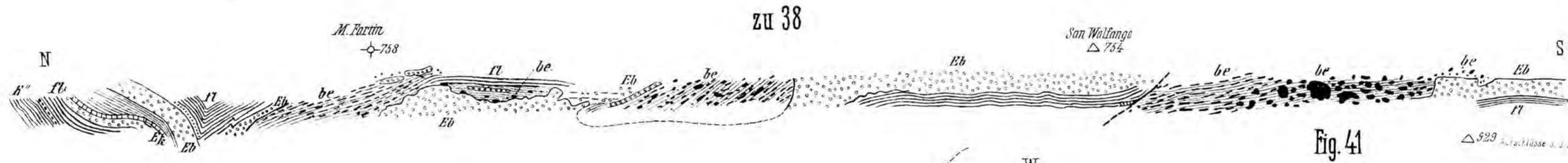
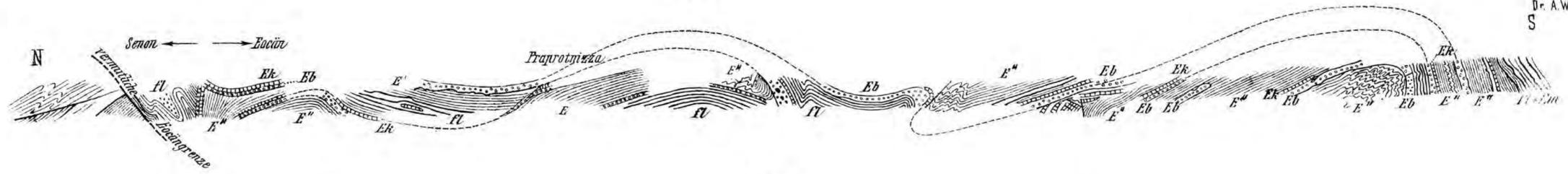
<i>D</i> = Schlerndolomit	<i>Dt</i> = Hauptdolomit	}	Trias
<i>KD</i> = Kalkbasis des Schlerndolomit	<i>Do</i> = obertriadischer Dolomit		
<i>MK</i> = massige Kalkbank	<i>Dk</i> = Dachsteinkalk		
<i>DM</i> = Dachsteinbänke mit roten und grünen Mergelzwischenlagen		}	Grenzschichten zwischen Trias u. Lias (Unter-Lias?)
<i>Ri</i> = rötliche Crinoidenkalke		}	Lias- (Mittel-Jura?)
<i>Ri'</i> = helle Kalkbank mit Gastropodendurchschnitten			
<i>Cr</i> = heller Crinoidenkalk			
<i>Lm</i> = rote Mergelkalke mit Hornstein			
<i>Lv</i> = violette Mergel			
<i>Lb</i> = basale Geröllage		}	Lias-Jura
<i>Oo</i> = Oolith			
<i>Lh</i> = Hornsteinplattenkalke			
<i>Jkc</i> = Breccienkalke mit Crinoiden			
<i>Jh</i> = Hornsteinplattenkalke mit Breccienlagen			
<i>Jd</i> = massige Kalkbank		}	Jura
<i>Jbk</i> = Breccienlagen			
<i>Jm</i> = graue Mergel	<i>J</i> = dunkle Tonschiefer		
<i>Jr</i> = rote Mergellagen	<i>Jk</i> = Kieselage		
<i>J₁</i> = Ton- und Kieselzone			
<i>Jb</i> = grobe Breccien des Kimmeridge		}	Ober-Jura
<i>Oj</i> = grobbrecciöse Lagen mit Strandfossilien			
<i>Oh</i> = rote und graue Hornsteinplattenkalke			
<i>Oi</i> (?) = rote, geröllführende Mergelkalke mit Hornsteinbomben			
<i>Wb</i> = basale, grobe Breccie			
<i>Wo</i> = graue Hornsteinplattenkalke		}	Unter-Kreide (Woltschacher Kalk)
<i>Wr</i> = rote und graue Mergelkalke mit Hornstein.			
<i>pi</i> = plattige Kalke		}	Grenzschichten über dem Woltschacher Kalk am Mrzli vrh (Cenoman?) auf Fig. 21
<i>Mg</i> = grüne Mergellagen			
<i>b</i> = brecciöse Lagen			
<i>sk</i> = sandige Kalke			
<i>bi</i> = grobe Kalkbreccie			
<i>bm</i> (<i>bm'</i>) = grober, roter, ungeschichteter Blockmergel mit Dachsteinkalk und Jurageröllen		}	Senon
<i>brt</i> = feinkörniger, roter Blockmergel, geschichtet			
<i>Rs</i> = rote Mergel			
<i>Ks</i> = Kalksandsteine			
<i>s</i> = graue Mergel			
<i>sd</i> = Flyschsandsteine und Mergel			
<i>bl</i> = Blocklage mit Dachsteinkalktrümmern			
<i>E'</i> = Eocänflysch mit Breccienbänken = Eocän			
<i>g</i> = alte Gehängebreccie	<i>gs</i> = Gehängeschutt		
<i>m</i> = Moräne	<i>q</i> = Quetschzone mit Harnisch		

Spezielle Erklärungen:

zu Fig. 7-8 . . .	1-1 =	Lužnicaüberschiebung	
	2-2 =	sekundärer Sprung	
zu Fig. 12	1-1 =	Krnüberschiebung	
	2-2 =	sekundäre Schuppung	
	3-3 =	sekundärer Sprung	
zu Fig. 16	1-1 =	}	Schuppen der Drežnicaüberschiebung
	2-2 =		
zu Fig. 17, Schema	1-1 =	Krnüberschiebung	
	2-2 =	Annahme einer Faltung der Drežnicaüberschiebung	
zu Fig. 18	1	Quetschzone an der Schubbahn	
zu Fig. 19		Transgressionsbasis des Senon	
zu Fig. 20	1	Randüberschiebung der Julischen Vorzone	
zu Fig. 22	1-1 =	steile Schuppenkeile	







Schematische Skizze der geschilderten Kalkbreitenbänke im Senontysch südlich der Jeza

Stettenmergel mit Geröll und Bändermergel

Flyschmergel u. Sandstein

Flyschmergel u. Sandstein

Flyschmergel und Sandstein

Curce

Synklinale

Vardar vrh

Jeza Osthang-Plateau in 740 Höhe

q - Quarzzone mit Durchbewegung der Bändermergel

H₁ - Basaler Schichtkontakt der Jeza

H₂ - Sekundäre Schichten auf 431

Erklärung zu Tafel VI (V), Figur 54—56.

<i>Do</i> = Schlerndolomit	}	Trias
<i>Do'</i> = obertriadischer Dolomit		
<i>Dk</i> = Dachsteinkalk		
<i>L</i> = rote, mergelige Plattenkalke mit Hornsteinen	}	Lias
<i>L''</i> = auf Figur 54 die oberen, hornsteinreichen Partien durch diese Signatur besonders ausgeschieden		
<i>L'</i> = Crinoidenkalk von Drežnica	}	Jura
<i>Jk</i> = graue und rote Mergel mit Ton und Kieselzonen		
<i>Lh</i> = graue Hornsteinplattenkalke (und Dolomite)		
<i>Jb</i> = Geröllagen in <i>Lh</i>		
<i>J</i> = gequetschte Plattenkalke		
<i>Wb</i> = Basisbreccie des Woltschacher Kalks	}	Unterkreide
<i>W</i> = Woltschacher Hornsteinplattenkalk		
<i>br</i> = Breccienkalk	}	Senon
<i>s</i> = Bändermergel		
<i>Rs</i> = roter Mergel		
<i>sd</i> = Flyschsandstein und Mergel		
<i>b</i> = roter Blockmergel		
<i>Dbr</i> = Breccie aus Dachsteinkalkblockwerk		
<i>Ks</i> = Kalksandstein		
<i>E</i> = Eocänflysch mit Breccienkalk- und Sandsteinbänken		
<i>f</i> = spätglaziales Konglomerat von Idersko		

Schichttabelle des mittleren Isonzogegebietes.

Stufe	Vorlage der Schubdecken		Stolzug	Julische Vorzone		Wocheiner Kamm
	Kolovrat	Matajur		Südliche Schuppe	Nördliche Schuppe	
Holozän	Jüngste Terrassenbildungen des Isonzo. Rezente Gehängeschutthalden, speziell im Woltschacher Kalk	Jüngste Terrassenbildungen des Isonzo, des Natisono und ihrer Nebenbäche. Gehängeschuttbildungen	Große Gehängeschuttbildungen am Süabhäng des Rückens	Gehängeschuttbildungen speziell in Jura und Unterkreide	Gehängeschuttbildungen	Gewaltige Schuttbalden der Dachsteinkalkwände
Zwischenstadium	Schuttbildungen, Terrasse von Modreja — Modrejce mit Bergsturzmaure. Isonzoterrasse von St. Ulrich	Schuttkegel von Kamno. Lokalterrasse am Isonzo. Tiefere aus grobem, konglomerierten Schutt bestehende Terrasse von Karfreit	Fluviatile Isonzoterrasse aus grobem, konglomeriertem Schutt	Schwach verfestigte Gehängeschuttbildungen		Wildbachschuttrasse bei Pologar
Spätglazial	Limnische Terrassenkonglomerate des Tolmeiner Beckens bei St. Lucia und Selo. Fluviatile Terrassen	Fluviatile Terrassenkonglomerat und Schotter (mit limnischer Basis) im Becken von Idersko. Terrassenschotter und Konglomerat bei Karfreit. Konglomerat unter Bergsturz bei Robič	—	Limnisch-fluviatile Terrasse an der Tolminka nördlich Tolmein	—	Daun? Moräne im Krn-Gebiet
Letzte Glazialzeit	Wümmoränen. Dreifacher Endmoränenkranz mit korrespondierenden limnischen Ablagerungen im Zungenbecken	Wümmoränen				—
Unmittelbar vor der letzten Glazialzeit und beim Anwachsen der Würmgletscher	Fluviatile Isonzoschotter und Konglomerate im Becken von St. Lucia, bei Selo und Auzza. Fluvial-limnische Schotter im Idriatal	—	—	—	—	—
Präwürm (Letztes Interglazial?)	—	Aeltere Bergsturzmasse am Matajur-Nordhang (Svina bis Sužid) unter Moräne	—	Stark verfestigte Gehängebreccie. (Drežnica Nord)	—	—
Aeltere Eiszeit?	Hochgelegene Moränenreste? (oder Würm?)	—	Moräne am Starijski vrh in 1200 m Höhe (oder Würm?)	—	—	—
Aelteres Interglazial	Fluviatile Nagelfluhe im Becken von Tolmein — St. Lucia und zwischen Selo und Auzza (mit hohlen Geschieben)	Fluviatile Nagelfluhe von Svina	—	Fluviatile Nagelfluhe von Dolje, Nagelfluhartige Wildbachablagerung von Čadra	—	—
Jungtertiär?	—	—	—	—	—	Breccienkalk von Kozljak (verfestigte Gehängebreccie)
Eocän	Oftmaliger Wechsel von brecciosen und kalksandigen Bänken mit Flyschsandsteinen und Mergeln	Oftmaliger Wechsel von brecciosen und kalksandigen Bänken mit Flyschsandsteinen und Mergeln, Zementmergeln	—	—	—	—
Obersenon	Flyschsandsteine und Mergel mit groben Kalkbreccien, Kalksandsteinen, Geröll- u. Streifenmergeln	Flyschsandsteine und Mergel durch grobe Kalkbreccien gegliedert. Kalksandsteinzüge	—	Flyschsandsteine und Mergel mit Geröll- und Streifenmergeln	Transgredierende Flyschsandsteine und Mergel	
Tieferes Senon	Inoceramen-Bändermergel durch Riesenbreccienlagen und durch Kalksandsteine gegliedert. Riesenbreccien mit roten Mergeln und Kalksandsteinen wechselnd. Basisbreccie mit sandigen Kalken	Riesenbreccien und grobe Breccien mit Inoceramen-Bändermergeln und Kalksandsteinen wechselnd. Basisbreccie	Transgredierende grobe Basisbreccie	Bändermergel, Geröll- und Streifenmergel mit Kalksandsteinbänken. Basisbreccie durch rote Mergelbänke gegliedert.	Transgredierende Triasgeröllführende Schichten, rote und graue Mergel und Sandsteine. Rote mergelige Basisbreccie	
Untere Oberkreide (Cenoman bis Turon?)	Oolith und Korallenriffkalk auf der Kovačić pl.	—	—	Breccienkalke, sandige Kalke und Mergel im Hangenden des Woltschacher Kalkes?	—	—
Unterkreide	Woltschacher Hornsteinplattenkalk	—	—	Woltschacher Hornsteinplattenkalk	—	—
Oberjura	Hornsteinführende, zum Teil breccios-sandige Kalke, rote und graue Mergel und Tone im Liegenden des Woltschacher Kalkes	Rote Geröll-Mergelkalke mit Hornsteinbomben (transgredierend?)	Rote und graue Hornsteinplattenkalke, fossilreiche grobe Breccien	Vermutlich oberer Teil der Hornstein führenden Plattenkalkserie mit brecciosen und Mergelzwischenlagen	?	Transgredierende Riesenbreccie des Kimmeridge. Crinoiden- und Ammonitenkalk
Mitteljura	Mächtige Breccienkalkwand am Nordhang des Kuk (vielleicht schon Basis des Oberjura)	?	?	Vermutlich mittlerer, an Breccien reicher Teil der Hornsteinplattenkalkserie, mit Tonzwischenlagen	Tone, Kieselgesteine und eisen-schüssige Lagen	—
Lias	—	Hornsteinplattenkalke, Crinoiden führende Dachsteinkalk-Geröllbreccien	Hornsteinplattenkalke. Crinoiden führende Breccien mit Hornsteinplattenkalcken. Crinoiden führende, dichte und brecciose Kalke	Unterer Teil der Hornsteinplattenkalkserie mit Breccien. Plattige Hornsteindolomite	Rote Globigerinenkalke und Mergelkalke, zum Teil Hornstein führend. Crinoidenkalk und Hornsteinkalk von Drežnica	Rote Globigerinenkalke und Kalkmergel, mit roten und violetten Mergeln, zum Teil Hornstein führend. Rötliche Crinoidenkalke mit Erzknochen (Manganerzrinden). (Eventuell oberste Dachsteinkalkbänke mit roten u. grünen Mergeln)
Obertrias	—	Dachsteinkalk. Hauptdolomit	Dachsteinkalk	Dolomit	—	Dachsteinkalk
Mitteltrias	—	—	—	(Amphyclinenschichten des Bačagebiets)	—	Schlerndolomit

Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges zwischen Sterzing und Meran.

Von Dr. Bruno Sander.

Mit 1 Tafel (Nr. IX).

Unter Schneeberger Zug ist jener breite Gesteinsstreifen zu verstehen, welchen schon Teller auf seinen Karten zwischen Sterzing und der Texelgruppe bei Meran inmitten der Gneise und Glimmerschiefer hervorhebt. Pichler und Teller haben nach Feldaufnahmen den Schneeberger Zug als dasselbe wie „Pfitscherschiefer“ und wie „Kalkphyllite der Schieferhülle“ bezeichnet. Damit vereinbar sind die Kartenskizzen Termiers 1903 und E. Suess' (Antlitz der Erde III/2), während Frechs Karte (Wissenschaftl. Ergänzungshefte des D.-Oest. Alpenvereins II, 1, 1905) und ein Hauptprofil Termiers 1905 (II auf Tafel VIII, Bull. soc. géol. 4^o s. tome V) den Schneeberger Zug zu den Oetztaler—Stubai Schiefen ziehen und durch Färbung in Gegensatz zur Schieferhülle bringen, wenn auch Termier in seinem Profil über die Hochwilde das Wort „Kalkphyllit“ gesetzt hat. E. Suess hat „vermutungsweise“ (Antlitz der Erde III/2, pag. 193) im Schneeberger Zug, nicht wie Termier südlich davon, eine Fortsetzung des Tauerfensters gesucht und eine Neubearbeitung dessen, was hier Schneeberger Zug genannt wird, für wünschenswert erklärt. Becke und Grubenmann haben da und dort die Gleichartigkeit der Metamorphose an hochkristalliner Schieferhülle und Gliedern des Schneeberger Zuges betont, ebenso Weinschenk. C. Diener hat sich gegen die Aequivalenz mit der Schieferhülle ausgesprochen. Das bei früheren Gelegenheiten beschriebene Gesteinsmaterial dieses Zuges ist unverkennbar Untere Schieferhülle der Hohen Tauern nach Material, Metamorphose und den Beziehungen zwischen Kleingefüge und Tektonik. In seinem Baue aber gliedert sich der Schneeberger Zug wie folgt an das Tauernwestende.

Die westlichste Aufwölbung der Tauern ist zwischen Archer und Wöhr im äußeren Pfitschtal zusammen mit Unterer Schieferhülle angeschnitten, im Pfitschtalausgang bereits vom Kalkphyllit überdeckt und damit endgültig gegen Westen untergetaucht. Dieser Kalkphyllit liegt südlich vom Pfitschtal zwischen Sprechenstein und Valgenein sowie noch ein Stück weit gegen Osten auf Maulser Gneisen etc. mit Unterer Schieferhülle. Aber ebenso wie weiter im Osten (Speikbodendecke im Lappachtal) ändert sich das Verhältnis des Kalk-

phyllits zum „Altkristallin“ auch schon im Meridian von Sterzing. Der Kalkphyllit taucht südlich des Mareiterbaches im Talausgang unter die Fortsetzung der Maulser Gneise; nördlich des Mareiterbaches (zwischen Sterzing und Mareit) unter die Glimmerschiefer des Roßkopfs; zwischen Sterzing und dem Brenner unter die Pferscher Glimmerschiefer. Auch der über der Unteren Schieferhülle der Tauern folgende Kalkphyllit taucht also gegen Westen endgültig unter.

Ueber diesem Kalkphyllit liegt im Westen nun abermals typische Untere Schieferhülle, aber nicht als tektonische Fortsetzung der über den Tauerngneisen liegenden Unteren Schieferhülle und mit dieser übertags nicht zusammenhängend. Sondern es handelt sich um die in ihrer Metamorphose und ihren Gliedern typische Untere Schieferhülle, wie sie auch am Südrand der Kalkphyllite (Vals, Pfunders, Mühlwald) an der Grenze gegen die Maulser Gneise auftritt und fast allenthalben (mit Ausnahme des Meridians von Mauls) über dem Kalkphyllit der Tauernhülle liegt. So an den Bergen beiderseits des Pferschtalausgangs begleitet von Tribulaundolomit und Stubai Glimmerschiefern. Und so auch, mit Telferweissen-Tribulaun in ein und dasselbe tektonische Niveau gehörig, jene zahlreichen, meist auch von „Altkristallin“ begleiteten, im Grade ihrer „Tauernkristallisation“ verschiedenen Einfaltungen in den Kalkphyllit von denen ich hier nur Weißespitz, Kalkwandstange-Griesscharte und die entsprechenden Vorkommen in der Tuxerzone (Schöberspitze etc.) nenne.

Diese Untere Schieferhülle ist also nach Material und Metamorphose, nicht aber ihrer tektonischen Stellung nach, der Hülle der Tauerngneise gleichzusetzen. Wir verfolgen sie nun als Schneeberger Zug gegen Westen im allgemeinen ohne Tauerngneis, aber immer mit den engsten Beziehungen (Uebergänge) zum Altkristallin, bis sie sich in der Texelgruppe als komplizierte Syncline mit gefalteten Falten aus den Oetztaler Gneisen heraushebt.

Es wurden also hisher folgende Einheiten unterschieden, mit dem Tiefsten beginnend:

1. Tauerngneise und ihre Untere Schieferhülle;
2. Kalkphyllit;
3. Untere Schieferhülle und Altkristallin (Rensenzone bei Mauls, Schneeberger Zug, Tribulaungruppe).

Innerhalb von 3 ist die Untere Schieferhülle bisweilen mit dem Altkristallin durch petrographische Uebergänge verbunden und verfaltet.

Das tektonische Verhältnis zwischen den beiden wechselt wie folgt:

Bei Sterzing folgen die der Unteren Schieferhülle nahestehenden Granatglimmerschiefer soweit aufgeschlossen sogleich über dem Kalkphyllit. Gegen Norden (Gossensaß—Brenner) liegt zwischen Kalkphyllit und der typischen Unteren Schieferhülle (Roßkopf—Telferweissen—Tribulaun) das Stubai Altkristallin in Gestalt der Pferscher Glimmerschiefer. Was ich am Roßkopf bei Sterzing und über dem Dolomit des Tribulaun nach Material und Metamorphose Unter-Schieferhülle nennen muß, das liegt zu beiden Seiten des Pferscher-

tales bereits mitsamt dem Tribulaundolomit über Altkristallin. Demnach ist hier die Folge der tektonischen Einheiten von unten nach oben:

1. Tauernhülle;
2. Kalkphyllit;
- 3 a. Altkristallin;
- 3 b. Untere Schieferhülle.

Diese allgemeine Folge gilt zwischen Sterzing und Brenner.

Aber schon im Gehänge Telferweissen—Mareit (zwischen Wieslehen und Hochparigg am Nordgehänge des Mareiterbaches) sehen wir die Untere Schieferhülle jene andere Stellung einnehmen, welche nun für den ganzen Nordrand des Schneeberger Zuges die herrschende wird: Die Untere Schieferhülle fällt gegen Norden unter das Altkristallin.

Wir haben im Meridian der Telferweissen die Folge:

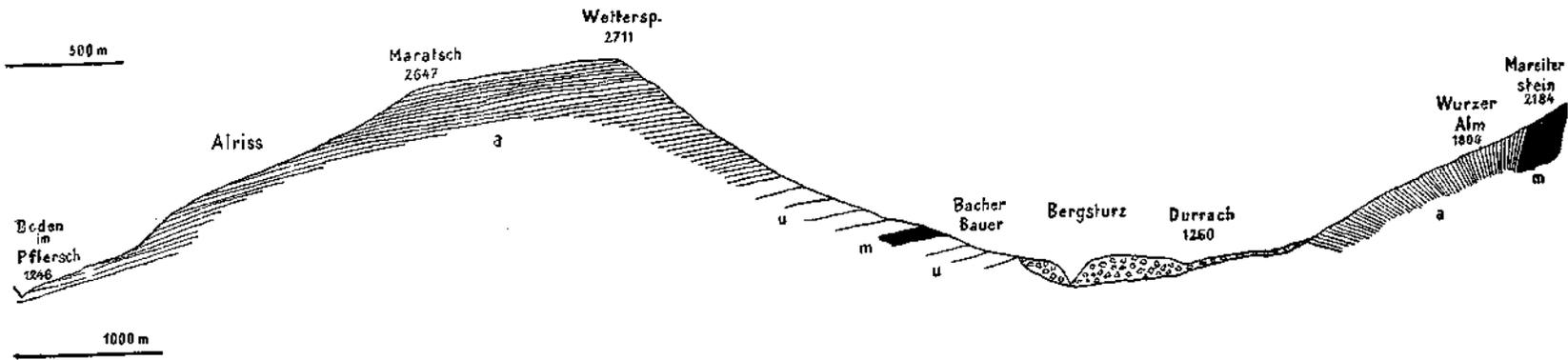
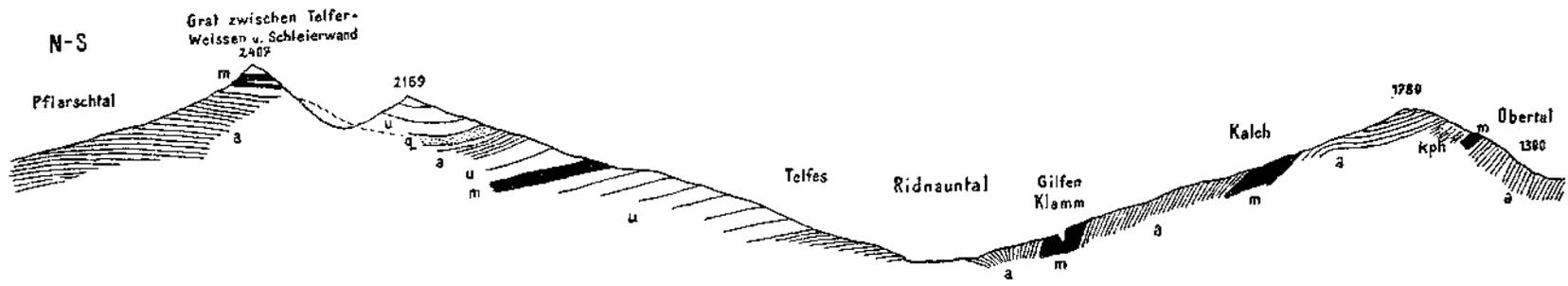
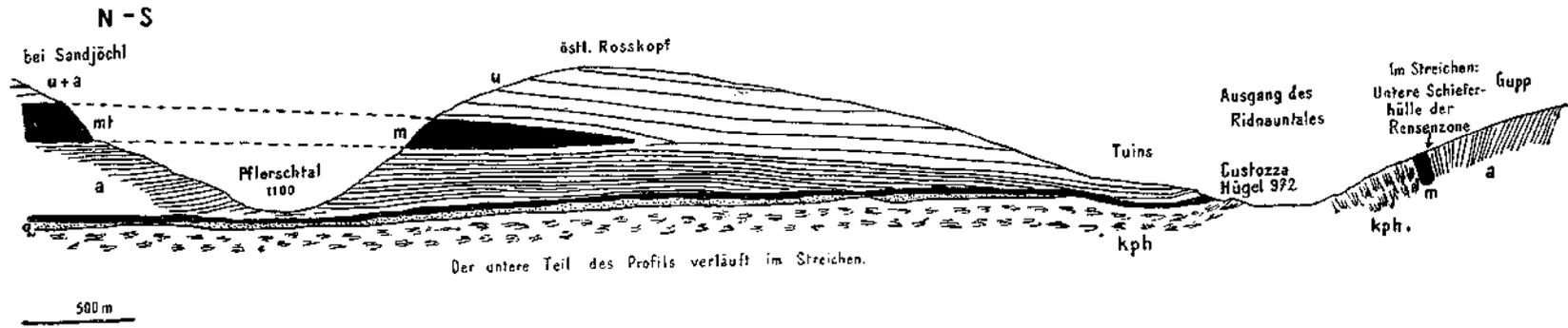
2. Kalkphyllit;
3. Untere Schieferhülle;
- 3 a. Altkristallin;
- 3 b. Untere Schieferhülle.

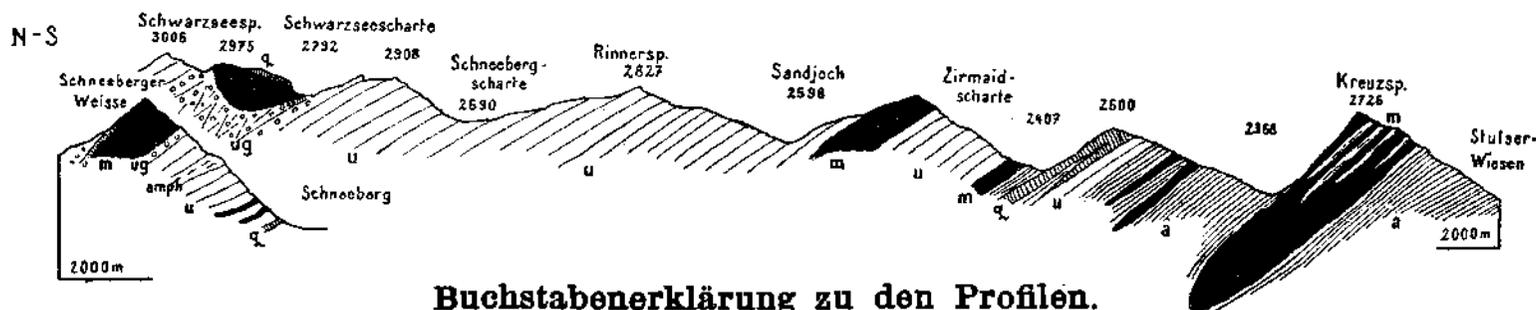
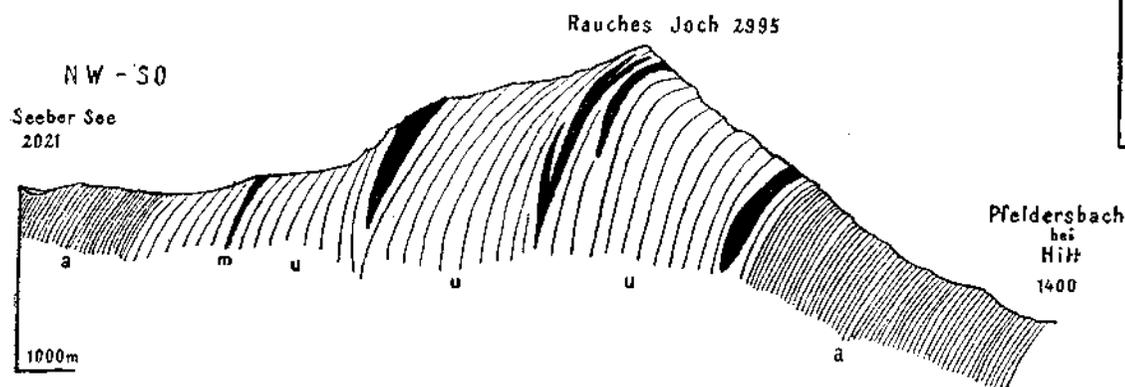
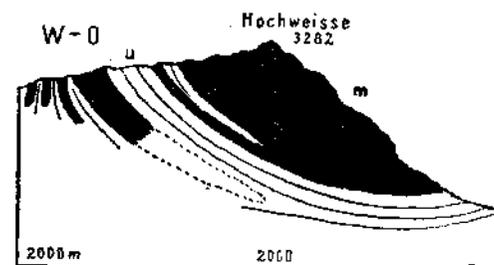
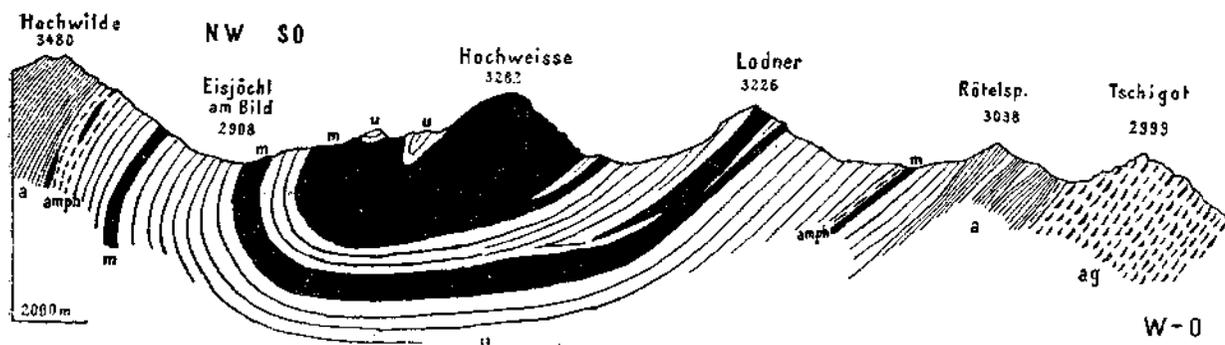
Westlich der Telferweissen entfällt 3 b.

Am Südrande des Schneeberger Zuges ist das tektonische Verhältnis zwischen Altkristallin und Unterer Schieferhülle folgendes:

Oestlich vom Eisack und ganz besonders im Meridian von Mauls liegen mit Nordfallen der ganzen Folge Kalkphyllite auf Unterer Schieferhülle und Altkristallin. Dies gilt gegen Osten bis sich im Mühlwaldertale die altkristalline Speikbodendecke vom Süden auf den Kalkphyllit legt. Gegen Westen aber gilt dies bis zum Meridian von Mauls. Schon westlich des Eisack (Einsiedel—Thumburg) sinkt der umgefaltete Kalkphyllit mit gegen West einfallender Achse unter die Fortsetzung des Altkristallins und der Unteren Schieferhülle von Mauls her, wobei die Untere Schieferhülle zwar feststellbar ist, aber sehr gegen das Altkristallin zurücktritt, bis sie im Weiterstreichen an der Zirmaid-scharte wieder mit allen charakteristischen Gliedern deutlich wird. Während aber im Osten bei Mühlwald die Ueberwallung des Kalkphyllites durch das Altkristallin durch eine klare Deckfalte erfolgt, wirkt es hier zunächst beirrend, daß die überwallenden Schiefer steil stehen oder nach Norden einfallen, also zuletzt durch N—S-Bewegung der oberen Niveaus orientiert wurden. Dieses Nordfallen der Unteren Schieferhülle über gleichgerichteten liegenden Gneisen bleibt für den ganzen Südrand des Schneeberger Zuges bezeichnend, bis in die Texelgruppe.

Welches ist nun das tektonische Verhältnis der Unteren Schieferhülle des Schneeberger Zuges zum Kalkphyllit der Tauern, welcher östlich von Sterzing geradeso auf dem südlichen Altkristallin liegt, wie westlich von Sterzing die Schneeberger Gesteine mit Mitgliedern, unter welchen die höher metamorphen Pfunderer Phyllite unschwer





Buchstabenerklärung zu den Profilen.

u = „Tauernkristalline“ Schiefer der Unteren Schieferhülle (im stratigraphischen Sinne).
 ug = Geröllgneise derselben.
 m = Tuxermarmor und Pfitscherdolomit der Unteren Schieferhülle (im stratigraphischen Sinne).

amph = Amphibolit.
 q = Quarzit.
 a = Gneise, Phyllitgneise u. Glimmerschiefer des Altkristallin.
 kph = Kalkphyllit.
 ag = Augengneis des Tschigot.

zu finden sind? So daß es vielleicht nahe läge, den Schneeberger Zug als die höher metamorphe Fortsetzung der Phyllitmulde des Meridians von Mauls zu betrachten.

Die aus dem Sterzinger Becken erwähnten Verhältnisse zeigen, daß letzteres nicht zutrifft. Der Schneeberger Zug ist tektonisch weder die Fortsetzung einer Schieferhüllemulde der Tauern noch einer antiklinen Tauernwölbung, sondern eine höchst komplizierte Syncline hochkristalliner Tauerngesteine im Altkristallin, unter welchem bei Sterzing die Tauerngesteine der eigentlichen Tauern verschwinden.

Die Marmorlager des Terrains sind gefaltet, als Falten mit nachweisbaren Scharnieren wieder gefaltet und tektonisch derart wiederholt, gewalzt und linsig deformiert, daß auch nach abgeschlossener Aufnahme nicht feststeht, ob diese Marmore und Dolomite vor ihrer Deformation zusammenhingen.

Daß die Marmorlager in der Regel nicht einmal bis zu den hochgelegenen Talsohlen in die Tiefe setzen, daß sie oft mit spitzen oder stumpfen Scharnieren (Texel) gegen unten enden, ist nicht von einer zwischen die südlichen und nördlichen Gneise geschalteten Decke zu erwarten, sondern von einem Areal, das bereits auf den Gneisen lag, als diese das Areal in die jetzige Form des Schneeberger Zuges einengten, abermals verfalteten (Texel—Pfelderstal) und durch Bewegungen aus Nordwest gegen Südost die isoklingefalteten Serien gegen Südost umlegten. So daß sie jetzt zwischen nördliche und südliche Gneise geklemmt mit denselben gegen Nordwest fallen, mit ihnen veraltet und tektonisch gemischt, ohne die tieferen Talböden zu erreichen. Daß hierbei die Deformationen des Kleingefüges von der „Tauernkristallisation“ überdauert sind, sowie der fließende stetige Charakter der größeren hierhergehörigen Deformationen und endlich die Umlegung der steilgestellten isoklinen Serien gegen Südost weist darauf, daß dieser letzte tektonische Akt unter bedeutender Belastung und mit Bewegung der höheren, belastenden Niveaus gegen Südost und Ost vor sich ging.

In der Texelgruppe wird es deutlich, daß dieser letzte tektonische Akt bereits tektonisch vervielfältigte, kompliziert verfaltete Marmorlagen vorgefunden hat, wie der feinere Bau der Mulde von Hochweisse und Lodner beweist und ihre Faltung zu isoklinen Marmorserien im Pfelderstal. Auch diese vorangehende Phase zeigt alle Charaktere der Tiefentektonik.

Die letzte tektonische Phase, wie oben charakterisiert, fand also ein bereits unter Belastung intensiv gefaltetes Areal vor. Diese vorangehende, wenn auch wahrscheinlich nicht viel ältere Faltungsphase möchte ich neben die nordwärts gerichteten Teildeckenbildungen in der unteren Tauernhülle und neben die Ueberwallungen des Kalkphyllites durch nordwärts bewegtes Altkristallin (Speikbodendecke, Sterzing) stellen und weiter neben die Bildung der Decken am Brenner und neben die Komplikation der beiderseits vom Pflerschtal auf Altkristallin liegenden mit Tribulaundolomit verfalteten Unteren Schieferhülle.

Die letzte tektonische Phase welche den Schneeberger Zug mit Ausnahme des Texel zwischen die Gneise klemmte und bog und nach Süd und Ost umlegte, während an einzelnen Stellen, wie im hintersten Pfosental eine hierzu korrele Querschieferung entstand, diese letzte Phase stelle ich neben die anderen Anzeichen von Bewegung gegen Süd und Ost und von ostwestlich orientierten Drucken, wie sie die Alpenknickung vielfach kennzeichnen.

Solche deutliche Zeichen ostwestlich orientierten Druckes sind Falten im Streichen (z. B. zwischen Kematen und St. Kathrein im Schualstal, allenthalben südlich vom Schneeberger Zug), ferner quer zum O—W-Streichen der steilgestellten Schichten erfolgte gänzliche Umfaltung und linsiger Bau sowie feinste Umfältelung. Diese Umstellung der Schieferung, welche je nach dem Ausmaße der Umfaltung größere Einlagen verquert oder mitumstellt, hat viel Anteil an dem Verlauf der Schieferung am Westende des Schneeberger Zuges. Und es kann hiernach dieser Verlauf um so weniger als Beweis des Auftauchens der Tauernwölbung als Fenster gelten, als sich die charakteristischen Glieder der Unteren Schieferhülle in der Texelgruppe deutlich aus den Gneisen herausheben. Das Streichen und Fallen der Schichten im Schneeberger Zug und in seiner Umrandung läßt derzeit nur noch Bewegung gegen Osten und Süden erschließen.

Für die Frage, ob die Untere Schieferhülle des Schneeberger Gesteinszuges vor der älteren tektonischen Phase auf den alten Gneisen gelegen seien oder unter den alten Gneisen, ergibt das Westende des Schneeberger Zuges nicht die erwartete einfache Entscheidung. Eine sehr steile Wölbung aus Kristallin (mit Greinerschiefern!), an welcher nachweislich Umstellung der Schieferung durch O—W-Druck beteiligt ist, trägt über sich die schüsselartig sich öffnende Mulde aus den verfalteten Marmoren der Texelgruppe.

Aber alles in allem scheint mir der Umstand, daß in allen Profilen die Marmore untief eingefaltet sind, dafür zu entscheiden, daß die Untere Schieferhülle des Schneeberger Zuges zur Zeit der älteren tektonischen Phase auf den Gneisen lagen, zwischen welche sie heute geklemmt sind ebenso wie die Untere Schieferhülle Roßkopf—Tribulaun auf dem Altkristallin liegt und daß sie in der ersten tektonischen Phase unter derselben Belastung wie jene deformiert wurden, welche freilich hier im Süden, wie es auch in den Tauern gilt, der stärkeren Umkristallisation entsprechend mächtiger gewesen sein mag.

Es ist wahrscheinlich, aber nicht mehr nachzuweisen, daß die erste tektonische Phase sowie in der Unteren Schieferhülle der Tauern nordwärtsgerichtete Teildeckenbewegungen mit sich brachte und hierher auch noch die über dem Tribulaundolomit liegende Serie mit stärker und wenig metamorphen Gliedern der Unteren Schieferhülle (im stratigraphischen Sinne) zu zählen sei.

Wir haben dann diese Folge westlich von den Hohen Tauern von unten nach oben:

1. Tauerngneis und Hülle;
2. Kalkphyllit;
3. Altkristallin;
4. Schneeberger Gesteine und Roßkopf—Tribulaun.

Es ergibt sich für die Deckentheorie die Frage, wie weit sich der unter das Altkristallin einfallende Kalkphyllit gegen West fortsetzt. Nachdem ich bei fortschreitender Aufnahme stets an Stelle der schematisierten großen zusammenhängenden Decken Teildecken ohne rekonstruierbaren Zusammenhang sogar mit sich kreuzenden Bahnen (z. B. einander überholende Wirbel) bei gleicher Bewegungsrichtung treten sah und auch der Wechsel in der Bewegungsrichtung das Bild großer zusammenhängender Decken oft zerstört, sehe ich von der a priori-Annahme unterirdischen direkten Zusammenhanges zwischen dem Kalkphyllit der Tauern und des Engadins ab. Untere Schieferhülle liegt sowohl auf den Tauerngneisen als auf dem Altkristallin und ich betrachte sie trotz mancher Verfaltungen beiderseits als relativ autochthon, das heißt als lediglich mit ihrem normalen Liegenden verfaltet und darauf verschoben. Aber auch sicheres Brennermesozoikum liegt sowohl auf Altkristallin (Brenner, Mauls), als in die Schieferhülle der Tauern eingefaltet vor (Tuxerzone, Kalkwandstange und Brenner). Sicheres Brennermesozoikum findet man sowohl mit der Unteren Tauernhülle (z. B. Kalkwand—Griesscharte, Tuxer Zone), als mit den Kalkphylliten verfaltet (z. B. Weissespitz bei Gossensaß, Tuxer Zone). Ein tatsächlicher, ununterbrochener Zusammenhang mit dem auf Altkristallin liegenden Tribulaunmesozoikum besteht heute nirgends mehr.

Von dem in die Untere Tauernhülle eingefalteten „Brennermesozoikum“ nehme ich als wahrscheinlich an, daß es der Unteren Schieferhülle angehört. Dagegen scheint mir das zum Teil sehr tief in den Kalkphyllit gefaltete (Schmirntal am Brenner), zum Teil nur auf den Kämmen der Kalkphyllitherge schwimmende Brennermesozoikum aus einem höheren tektonischen Niveau in die Kalkphyllitdecken mehr oder weniger tief einbezogen. So scheint mir Weissespitz bei Gossensaß mit Schleierberg zu verbinden, die Falten der Schöberspitze und Napfspitze in der Tuxerzone scheinen ebenfalls von oben in den Kalkphyllit zu tauchen, ebenso zahlreiche andere.

Ob diese Lappen je als eine Decke über dem Kalkphyllit zusammenhängen oder getrennte tektonische Transporte der Tiefe waren, ist nicht mehr zu unterscheiden. Gegen die Auffassung, daß sie den Kalkphyllit transgredierte, spricht ihre häufige Begleitung durch „Altkristallin“. Man findet sie im Kalkphyllit von seiner Bildungszeit (als tektonische Fazies) her eingefaltet, mit Altkristallin und Quarzphyllit ebenfalls stets verfaltet und verknetet, aber wahrscheinlich auch primär verbunden (Mauls, Tribulaun, Tarntalerkögel).

Ich betrachte sie hiernach nicht als zum Teil auf den ostalpinen Fensterrahmen überfaltetes Lepontin und nicht als in Ostalpin eingewickelter Lepontin, wohl aber als Zeugen von tektonischen Transporten über dem Kalkphyllit und stelle sie trotz der fehlenden direkten Verbindung ungefähr in das tektonische Niveau der „Unteren Schieferhülle mit Altkristallin“.

Untere Schieferhülle (paläomesozoisch) findet sich also verbunden und verfaltet:

1. Mit den Tauerngneisen (nordwärts bewegte Deckfalten);
2. mit den Kalkphylliten (meh: oder weniger tiefe Einfaltungen von oben, bisweilen nachweislich nordwärts bewegt; altkristalline Begleiter). (Bewegungen nach Nord und Süd [Ost]);
3. mit Quarzphyllit;
4. mit Altkristallin.

1 bis 4 bedeutet, von unten nach oben die durch das Untertauchen der Faltungsachsen gegen Westen angedeutete tektonische Folge. Die Tauernkristallisation ist am vorherrschendsten in 1; maximale Granitisation (und Ueberlastung?). In 2—4 sehr verschieden, wobei tektonischer Transport von und zu den Kristallisationsgelegenheiten eine bei den einzelnen Vorkommen wechselnde Rolle spielt.

Das Areal des Schneeberger Zuges vor seiner in den oben erwähnten zwei tektonischen Phasen erfolgten Komplikation dürfte sich von den Tauern nur durch geringere Nähe der Granite unterscheiden haben und ist die Vertretung von ehemaligem Altkristallin unter den Tauerngneisen ebenso anzunehmen, wie die Vertretung von Tauerngneisen im „Altkristallin mit Unterer Schieferhülle“ im Schneeberger Zug.

Für die Auffassung, daß der Schneeberger Zug vor seiner Ueberfaltung gegen Süden, kurz vor der letzten tektonischen Phase auf den „alten Gneisen“ lag, sprechen noch weitere Umstände. An den breiten Stellen des Streifens wird die Aequivalenz seines südlichen und nördlichen Randes durch Auftreten derselben buntwechselnden Glieder der Untersten Schieferhülle deutlich, während die Mitte des Streifens von eintönigeren Greinerschiefern erfüllt ist. Die eigentliche Manigfaltigkeit der durch die Tauernkristallisation geschaffenen Schiefer zeigt sich im Schneeberger Zug ebenso deutlich an der Grenze gegen die „alten Gneise“ wie in den Tauern an der Grenze gegen die Tauerngneise. Und wenn wir im Profil über die Zirmaidscharte an Stelle der flach N-fallenden alten Gneise den Hochfeilergneis denken, so wird es deutlich, daß darüber auf das genaueste die unterste Schieferhülle mit den Marmoren etc. und darüber erst ganz wie am Hochfeiler die Masse der Greinerschiefer mit Tauerngrenzgneisen folgt; so auch über dem Schneeberger Marmor etc. im Kaindstollen.

Zusammenfassung.

Der Schneeberger Zug entspricht in seinem Gesteinsmaterial, dessen Metamorphose (Tauernkristallisation) tektonischer Fazies und wahrscheinlich auch in dessen tektonischer Komplikation während einer ersten tektonischen Phase sehr vollkommen der Unteren Schieferhülle der Hohen Tauern.

Die Gesteine des Schneeberger Zuges verhalten sich, was Reihenfolge und zunehmende Metamorphose anlangt, zu den „alten Gneisen“ so wie die Untere Schieferhülle zu den Gneisen des Tauernwestendes.

Dieser Umstand sowie der Umstand, daß die typischen Gesteine (Marmore etc.) am Nordrand und Südrand des symmetrisch gebauten Schneeberger Zuges mit ihren Scharnieren nur untief eindringen und sich am Westende des Zuges ganz aus den Gneisen heben, spricht dafür, daß die Schneeberger Gesteine vor der zweiten tektonischen Phase auf den sie heute umrandenden Gneisen lagen.

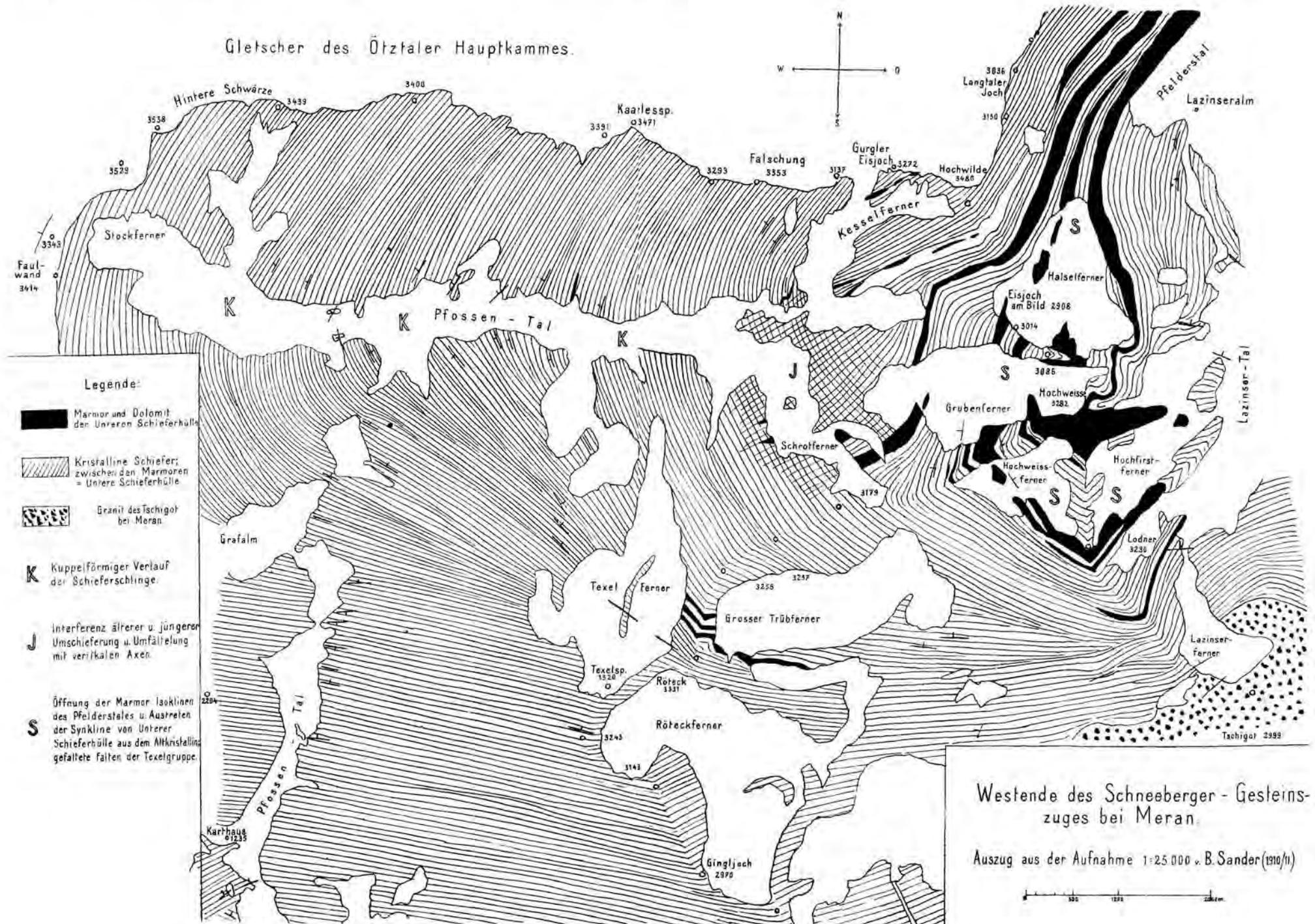
Die zweite tektonische Phase, ebenfalls von der Tauernkristallisation zeitlich überholt, hat die Schneeberger Gesteine in eine komplizierte Mulde verfaltet und gegen Süden umgelegt, ebenso wie das randliche Altkristallin. Ferner hat die zweite tektonische Phase zahlreiche Zeugnisse ostwestlich orientierter Drucke hinterlassen.

Die letzte bisher endgültige Tektonik ist unter südwärts und ostwärts bewegten Belastungen interferierend mit der Tauernkristallisation geprägt und dieser letzten tektonischen Phase entspricht das heute meßbare Streichen und Fallen.

Tektonisch ist der Schneeberger Gesteinszug keine ununterbrochene Fortsetzung der Tauern, welche ihn unterteufen. Wie weit an letzterem Umstand Bewegung gegen Osten beteiligt ist, bleibt fraglich. Hier sowohl wie vielfach am Tauernwestende spricht gegen diese Annahme bedeutende, korrelat zum faltenden meridionalen Druck erfolgte Ost-West-Streckung der Gesteine, welche von der Tauernkristallisation überholt wurde und welcher kein im Ausmaße nur annähernd vergleichbares Zeichen ostwestlich gerichteten Druckes entspricht (weder Kleingefüge, noch Scharniere, noch Zeichen von Ueberschiebungen).

Neben die Untere Schieferhülle mit Altkristallin werden hier Einfaltungen von Breunermesozoikum in Kalkphyllit gestellt und auch Einfaltungen hochkristalliner Schiefer von oben in den nördlichen Quarzphyllit, welcher, selbst eine tektonische Fazies, den Schwazer Augengneis und viele andere Tektonite der Grauwackenzone enthält, zu deren Erklärung nur tektonische Bewegungen großen Ausmaßes nicht etwa lokale Pressungen ausreichen.

Wie weit sich das Westeinfallen tektonisch übereinander wiederholter Einheiten östlich vom Zillertal fortsetzt, bleibt dahingestellt.



Zur Tektonik des obersteirischen Karbonzuges bei Thörl und Turnau.

Von E. Spengler.

Mit einer geologischen Karte und 10 Profilen (Tafel Nr. VIII).

Der südöstliche Teil des mir zur Aufnahme zugewiesenen Spezialkartenblattes Eisenerz — Wildalpe — Aflenz enthält ein 13 km langes Stück des im ganzen etwa 70 km langen Streifens von Karbongesteinen, welcher sich aus dem Trastale bei Trofaiach bis über Gloggnitz hinaus verfolgen läßt, wo derselbe unter dem Miocän des Wiener Beckens verschwindet.

Wenn es sich hier also nur um ein aus einer längeren, einheitlichen, tektonischen Zone willkürlich herausgeschnittenes Stück handelt, so habe ich mich doch entschlossen, die Detailbeobachtungen, welche ich daselbst vornehmen konnte, zu veröffentlichen, da die östliche und westliche Fortsetzung dieses Streifens auf anderen Kartenblättern liegt und ich daher in absehbarer Zeit kaum die Möglichkeit haben werde, diesen Streifen in seiner ganzen Länge zu verfolgen. Ich bin mir aber vollständig darüber klar, daß ein volles Verständnis des Baues dieser Zone erst nach genauer Kenntnis ihres gesamten Verlaufes möglich ist.

Als D. Stur im Jahre 1871 seine „Geologie der Steiermark“ veröffentlichte, war ihm die Tatsache, daß der den Gneiszug Floning—Zebereralpe im Norden begleitende Zug von Kalken und Graphit-schiefern der Karbonformation angehört, noch unbekannt; doch zeigt seine Karte der Steiermark, daß er über die Verteilung von Gneis, Kalken und Schiefen im Stübmingtonale bereits sehr gut orientiert war. Auch war ihm bereits bekannt, daß der Kalkzug zwischen Palbersdorf und Hinterberg eine Unterbrechung erfährt — den westlich dieser Unterbrechung gelegenen Teil des Kalkzuges rechnet er dem „körnigen Kalk“, also dem Archaikum zu, während er den östlich derselben gelegenen Teil auf der Karte als Silurkalk ausscheidet, aber im Text¹⁾ auch ein eozoisches Alter desselben nicht ganz ausschließt.

Das Verdienst, das karbonene Alter dieses Zuges erkannt zu haben, gebührt M. Vacek²⁾, der, gestützt auf die Funde von karbonen Pflanzenresten im Preßnitzgraben bei St. Michael und am Semmering

¹⁾ D. Stur, Geologie der Steiermark, p. 110.

²⁾ M. Vacek, Ueber den geologischen Bau der Centralalpen zwischen Enns und Mur. Verh. geol. Reichsanstalt 1886, p. 78. — Ueber die geologischen Verhältnisse des Flußgebietes der unteren Mürz. Verh. geol. Reichsanstalt 1886, p. 460

durch Stur¹⁾ und Toulal²⁾, sowohl den Kalk als den graphitführenden Schiefer der Karbonformation zurechnet. Die von Vacek aufgenommene Karte wurde zwar selbst nicht publiziert, aber H. Vettters³⁾ hat auf Grund derselben eine Kartenskizze in kleinerem Maßstabe veröffentlicht, welche zwar durch die Abtrennung des Blasseneckporphyroides („Blasseneckgneis“ bei Vacek) vom wirklichen Gneis des Floningzuges einen wesentlichen Fortschritt bedeutet, aber doch die Verhältnisse bei Thörl und Palbersdorf nicht ganz zutreffend darstellt.

Das einfachste und am leichtesten zugängliche Profil durch den Karbonstreifen auf Blatt Eisenerz—Wildalpe—Aflenz ist dasjenige von Thörl (Profil VI). L. Kober⁴⁾ gibt für das Karbon von Thörl folgende Schichtfolge an:

Silbersberggrauwacke,
Graphitschiefer,
Oberkarboner Schiefer,
Unterkarboner Kalk,
Quarzit,
Glimmerschiefer.

Den granatenführenden Glimmerschiefer, welcher vollständig den sonst in den kristallinen Gebieten des Mur- und Mürzgebietes auftretenden Glimmerschiefern gleicht, möchte ich samt den Gneisen und Amphiboliten des Floningzuges dem alten ostalpinen Grundgebirge zurechnen, auf dessen Gliederung hier nicht eingegangen werden soll. Aber immerhin ist bemerkenswert, daß der Glimmerschiefer vorwiegend — aber nicht ausschließlich — an der Grenze gegen den Quarzit und Kalk auftritt.

Der Quarzit ist von weißer oder grünlicher Farbe und zeigt häufig einen mehr oder minder deutlichen Serizitbelag auf den Schichtflächen. Wie der Aufschluß am Bahnhofe Thörl zeigt, nehmen seine obersten, unmittelbar an den Kalk grenzenden Lagen den Charakter eines Serizitschiefers an. Der Quarzit besitzt bei Thörl eine Mächtigkeit von etwa 200 m und steht fast vollständig saiger, wie bereits das Profil bei Gaulhofer und Stiny⁵⁾ erkennen läßt.

Darüber folgen nun, gleichfalls nahezu saiger stehend (70—80° südfallend) die meist blauweiß gebänderten, seltener rötlichen, leicht kristallinen Kalke, welche die auffallende Talenge an der Vereinigung des Stübmüngbaches mit dem St. Ilgner Bach bilden, von dem kleinen Tunnel bei der Station Thörl durchbohrt werden und die Ruine Schachenstein tragen. Auch diese Kalke besitzen eine Mächtigkeit von etwa 200 m.

¹⁾ D. Stur, Funde von unterkarbonischen Pflanzen der Schatzlarer Schichten am Nordrand der Centralkette in den nordöstlichen Alpen. Jahrb. geol. Reichsanstalt 1888. p. 189.

²⁾ F. Toulal, Beiträge zur Kenntnis der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen. Verh. geol. Reichsanstalt 1877, p. 240.

³⁾ H. Vettters, Die Trofajachlinie. Verh. geol. Reichsanstalt 1911, p. 159.

⁴⁾ L. Kober, Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschriften der Wiener Akademie der Wissensch. 1912, p. 6.

⁵⁾ K. Gaulhofer und J. Stiny, Die Parschluger Senke. Mitteil. der geol. Gesellschaft in Wien IV (1912), p. 339.

Unmittelbar hinter der Ruine Schachenstein setzt mit 75° Südfallen der Karbonschiefer ein. Es sind dünnplattige Schiefer, welche durch den großen Reichtum an fein verteilten Glimmerblättchen etwas an Werfener Schiefer erinnern, von diesen sich aber durch ihre schwarze Farbe unterscheiden, die sie ihrem Graphitgehalte verdanken. Auch der Grad der Metamorphose ist kein wesentlich höherer als gelegentlich bei Werfener Schiefen, d. h. eine solche ist höchstens nur spurenweise in Form von schwachen Serizithäutchen vorhanden. Stellenweise tritt hier eine feine, runzelartige Fältelung auf den Schichtflächen auf. Die graphitführenden Karbonschiefer lassen sich im Terrain ungemein leicht verfolgen, da sich sämtliche in ihrem Bereiche angelegten Aecker durch ihre auffallend grauschwarze Farbe auszeichnen. Er gleicht den feinkörnigeren Partien des von Toul¹⁾, Mohr²⁾ und Redlich³⁾ beschriebenen „Pflanzenkarbons“ vom Semmering einerseits, den von Heritsch⁴⁾ aus der Grauwackenzone des Paltentales eingehend geschilderten Graphitschiefern andererseits und muß daher zweifellos auch dem Oberkarbon zugerechnet werden, obwohl er bei Thörl noch keine Fossilien geliefert hat. Die von Kober hier vorgenommene Trennung in „Oberkarbone Schiefer“ und „Graphitschiefer“ erscheint unberechtigt, da schon die unmittelbar über dem Kalke folgenden Schiefer reich an Graphit sind.

Verfolgt man nun das Profil von der Ruine Schachenstein bis zum Gipfel des Schöckels (859 m), so bemerkt man, daß die Schiefer bald ein steiles Nordfallen annehmen, das sich gegen oben immer mehr verflacht. Es schalten sich — ohne scharfe Grenze — Bänke von stärker metamorphen, phyllitischen, aber auch durch Graphit dunkel gefärbten Schiefen ein und zwischen 740 und 800 m Höhe haben die Gesteine des Südgebänges des Schöckels vollständig den Charakter der aus der Gloggnitzer Gegend beschriebenen Silbersberggrauwacke angenommen. Einzelne Bänke gleichen mehr den Silbersbergphylliten, andere den feinkörnigeren Partien des Silbersbergkonglomerates Mohrs⁵⁾. Auch Heritsch⁶⁾ beschreibt petrographisch ganz übereinstimmende Konglomerate aus dem Verbande des Karbons im Paltentale. Ebenso wie dort besteht auch das Gestein bei Thörl im wesentlichen aus Quarzgeröllen, die indessen hier kaum Erbsengröße erreichen. Auch die Art und Weise der mechanischen Deformierung ist dieselbe wie am Silbersberg und im Paltental: Die Quarzgerölle sind plattgedrückt, ja linsenförmig ausgewalzt, so daß das Gestein an Querbruch ein grobflaseriges Gefüge besitzt⁷⁾, unter

¹⁾ F. Toul^a, Geologische Untersuchungen in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen. Denkschr. der Wiener Akademie d. Wissensch. L. Bd., p. 133.

²⁾ H. Mohr, Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. Mitteil. der geol. Gesellsch. in Wien III (1910), p. 138.

³⁾ K. Redlich, Das Karbon des Semmering und seine Magnesite. Mitteil. der geol. Gesellsch. in Wien VII (1914), p. 205.

⁴⁾ F. Heritsch, Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paltentales. Mitteil. des naturwiss. Vereines f. Steiermark 1912, p. 72—74.

⁵⁾ H. Mohr, l. c. p. 119.

⁶⁾ F. Heritsch, l. c. p. 45—49.

⁷⁾ Diese flaserige Struktur hat wohl M. Vacek veranlaßt, das Gestein des Schöckels als „Gneis“ zu kartieren, den H. Vettors (Trofajachlinie, Karte p. 159.) als Blasseneckporphyroid umgedeutet hat.

dem Mikroskop zeigen die Quarze undulöse Auslöschung und Böhmische Streifung. Die sehr schmalen Zwischenräume zwischen den Quarzgeröllen sind in Serizit verwandelt, der sich den einzelnen Geröllen gleichmäßig anschmiegt und enthalten, wie der Dünnschliff zeigt, reichlich Graphit, was ebenso wie die stratigraphische Verknüpfung sehr für die primäre Zusammengehörigkeit mit den Graphitschiefern spricht. Im Hangenden der Konglomerate erscheinen am Gipfel des Schöckels wieder normale Graphitschiefer.

Konglomerate und Graphitschiefer bilden die „graphitführende Serie“ im Sinne von F. Heritsch¹⁾.

Mohr²⁾ hat dem Unterschiede in der Metamorphose zwischen dem „Pflanzenkarbon“ und dem die Silbersberggrauwacke führenden „Magnesitkarbon“ eine solche Bedeutung beigelegt, daß er an der Grenze zwischen beiden eine Deckenüberschiebung annimmt. Doch scheinen mir — wie aus obiger Darstellung hervorgeht — wenigstens bei Thörl Graphitschiefer und Silbersberggrauwacken so eng miteinander verknüpft zu sein, daß ich nicht an das Vorhandensein einer größeren Schubfläche zwischen beiden glauben kann und möchte mich der Ansicht Redlichs³⁾ anschließen, daß im Semmeringgebiete an dieser Stelle höchstens eine ganz lokale Schubfläche vorliegt.

Weiter gegen Norden verschwindet die sich gegen oben immer flacher legende „graphitführende Serie“ unmittelbar südlich des Bauernhauses „Fotz“ unter den jungtertiären und diluvialen Bildungen des Aflenzer Beckens. Erst nördlich des „Jörgbauer“ und „Distler“ tauchen unter diesen mächtige, nordfallende Quarzphyllite empor, die sich von den Schieferu der „graphitführenden Serie“ durch den Mangel an Graphit und eine etwas stärkere Metamorphose unterscheiden; auch in diesen Phylliten treten stellenweise konglomeratische Bänke vom Charakter der Silbersberggrauwacken auf, besonders in dem Kamme zwischen Oisching- und Lonschitzgraben westlich von Etmißl, während die Phyllite selbst den Silbersbergphylliten Mohrs⁴⁾ gleichen. Diese Phyllite werden am Südgehänge des Rustecks in etwa 1000 m Seehöhe von typischen Blasseneckporphyroiden überlagert. Da die Blasseneckporphyroide wie im Paltentale keine einheitliche Decke bilden, sondern vielfach durch Schieferlagen sedimentärer Entstehung unterbrochen sind — eine Einschaltung, die vielleicht auch tektonisch sein kann — kann man auch hier von einer „Blasseneckserie“ im Sinne von F. Heritsch⁵⁾ sprechen.

Daß die Phyllite im Liegenden der Blasseneckserie, welche von Vacek⁶⁾ als „Quarzphyllitgruppe“ aufgefaßt wurden, tatsächlich im Hangenden der graphitführenden Serie liegen, ist besonders gut an dem vom Büchsengute zu dem nördlich des „e“ des Wortes „Büchsengut“ (der Spezialkarte) liegenden Bauernhofe führenden

¹⁾ F. Heritsch, l. c. p. 33.

²⁾ H. Mohr, l. c. p. 140.

³⁾ K. A. Redlich, l. c. p. 207.

⁴⁾ H. Mohr, l. c. p. 121.

⁵⁾ F. Heritsch, l. c. p. 93.

⁶⁾ M. Vacek, Ueber die geologischen Verhältnisse des Flußgebietes der unteren Mürz. Verh. geol. Reichsanstalt 1886, p. 458.

Wege, ferner an dem vom Kreuzberg zur Vereinigung des Strositz- und Ilgner Grabens hinabziehenden Kamme zu sehen. Der Kontakt zwischen graphitführender Serie und den Phylliten liegt hier bei der auf der Kartenskizze (Tafel VIII) südlich Zwain verzeichneten Kapelle; die Grenze zwischen beiden Serien scheint nicht ganz scharf zu sein, die Graphitführung nimmt gegen oben allmählig ab. Erwin Kittl¹⁾ beschreibt in ganz übereinstimmender Weise in der südwestlichen Fortsetzung des hier dargestellten Gebietes, an der Hohenburg südlich des Tragößtales, eine Ueberlagerung der „Karbonschiefer“ durch ältere „Quarzphyllite“. Trotzdem im allgemeinen diese „Grauwackenphyllite“ von der graphitführenden Serie kartographisch recht gut abtrennbar sind, möchte ich doch an der von Heritsch aufgestellten Ansicht, daß sie ebenso wie erstere in die Karbonformation gehören, festhalten, und für dieselben — wenigstens in unserem Gebiete — eher ein etwas jüngeres Alter als für die graphitführenden Gesteine annehmen, während die Blasseneckserie vielleicht schon ins Perm fällt. Doch möchte ich ebenso wie Heritsch betonen, daß eine sichere stratigraphische Einordnung weder für die Grauwackenphyllite noch für die Blasseneckserie möglich ist.

Die Blasseneckporphyroide des hier dargestellten Gebietes gleichen makroskopisch und im Schliff vollkommen den von F. Heritsch²⁾ und F. Angel³⁾ beschriebenen Quarzkeratophyren der Grauwackenzone des Paltentales. Im Handstück zeigt das Gestein bald ein ganz massiges Aussehen, bald mehr schieferige Struktur und stets eine durch den sekundären Chloritgehalt bedingte, grünliche Färbung. Im Schliff erscheinen massenhaft typische Porphyroquarze mit zum Teil noch erhaltener Dihexaederform, prächtig entwickelter magmatischer Korrosion und Einschlüssen von Grundmasse; besonders häufig ist die von Angel beschriebene und abgebildete⁴⁾ Zersprengung der Quarze und der gänzlich serizitisierten Feldspate. Einsprenglinge von in Chlorit verwandeltem Biotit treten gegenüber dem Quarz und dem Feldspat sehr stark zurück. Auch aphanitische Varietäten ohne deutliche Einsprenglinge sind nicht selten.

Verfolgen wir nun zunächst das Profil der Grauwackenzone von Thörl gegen Westen, so bemerken wir, daß am Ostgebänge des Mühlberges, etwa 100 m oberhalb des Schlosses Thörl, Quarzite und Kalke nicht mehr unmittelbar aneinandergrenzen, sondern durch eine sehr zahlreiche scharfkantige Bruchstücke von Quarzit und viel spärlicher auftretende Kalkbrocken einschließende Rauhwacke voneinander getrennt sind⁵⁾. Es ist dies zweifellos ein Mylonit, welcher den gleichfalls an der Grenze von Quarzit und Kalk auftretenden Myloniten des Semmeringgebietes⁶⁾ und der Radstätter

¹⁾ Erwin Kittl, Das Magnesitlager Hohenburg zwischen Trofajach und Oberdorf an der Lamming. Verh. Geol. Staatsanstalt 1920, p. 93.

²⁾ F. Heritsch, l. c. p. 98—116.

³⁾ F. Angel, Die Quarzkeratophyre der Blasseneckserie. Jahrb. geol. Reichsanstalt 1919, p. 29—62.

⁴⁾ F. Angel, l. c. Fig. 7 u. 8, p. 35.

⁵⁾ Diese Erscheinung ist auch in Profil VI hineinprojiziert.

⁶⁾ H. Mohr, Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. Mitteil. der Wiener geol. Gesellschaft 1910, p. 184.

Tauern¹⁾ vergleichbar ist. Dieser Mylonit — schon von der Ferne an der gelblichen Färbung der Wände erkennbar — ist jedoch eine ganz lokale Bildung, denn bereits am Westgrat des Mühlberges, dessen Gipfel einen aus 45° NO fallendem Kalk bestehenden Felskopf bildet, grenzen ebenso wie am Bahnhof Thörl Quarzite, bzw. Serizitschiefer unmittelbar an den Kalk.

Der Kalkzug bildet den steil gegen das Ilgnertal abfallenden Nordabfall des Mühlberges (s. Profil VII), wie schon aus der Ferne an den zahlreichen, aus dem Wald hervorsehenden hellen Wandeln ersichtlich ist. In dem Steinbruch bei der Säge südlich des Ungerwirts (W. H. der Spezialkarte) fällt die gänzliche Dolomitisierung des hier vollkommen saiger stehenden Kalkes auf, eine Erscheinung, die wir noch an zahlreichen Stellen des Kalkzuges antreffen werden. Aus dem Kartenbilde könnte man auf eine Verbreiterung des Kalkzuges schließen; dies ist jedoch nicht der Fall, denn das Nordgehänge des Mühlberges wird im allgemeinen durch die Schichtfläche gebildet. Der Graphitschieferzug setzt sich am Nordgehänge des Ilgner Tales bis über das Büchsengut hinaus fort, wo er beim „ü“ vom Büchsengut durch die Phyllite der Blasseneckserie überlagert wird.

Auch der Graben, welcher vom Büchsengute über die verfallene Koller-Almhütte zum Himmel emporführt, zeigt noch im wesentlichen dasselbe Profil wie der Thörlgraben (s. Profil VIII). Der unterste Teil des Grabens liegt, wie die Färbung der Aecker erkennen läßt, im Graphitschiefer, in 750 m Höhe streicht der hier sehr schlecht aufgeschlossene, vollkommen saiger stehende Kalk durch, dahinter sind deutlich die Quarzite zu sehen, und bei 850 m Höhe tritt der Graben bereits in den Glimmerschiefer, also in das kristalline Grundgebirge des Floninzuges ein.

Hingegen zeigt der etwa 1 km weiter westlich gelegene Haslergraben bereits ein wesentlich verschiedenes Profil (Profil IX). Der unterste Teil des Grabens bis zum „r“ von „Hasler“ liegt in dem hier meist schlecht aufgeschlossenen Graphitschiefer. Es ist dies zweifellos die Fortsetzung des am Südgehänge des Schöckels aufgeschlossenen Graphitschieferzuges, der sich über den schmalen, den Strositz- und Ilgner Graben trennenden Rücken, auf welchem derselbe bei der Kapelle ohne scharfe Grenze in den Phyllit der Blasseneckserie übergeht, bis zum „Wassermanu“ beim Eingange des Haslergrabens verfolgen läßt.

Steigt man den Haslergraben aber weiter empor, so bemerkt man, daß der Graphitschiefer unmittelbar von nordfallendem Altkristallin unterlagert wird. Kalk und Quarzit sind also zwischen Graphitschiefer und Glimmerschiefer gänzlich ausgekeilt. Dieser Zug von kristallinen Gesteinen wird zunächst von flach nordfallendem Glimmerschiefer, dann von Granatamphibolit, hierauf neuerdings von Glimmerschiefer gebildet.

Diese symmetrische Anordnung des Glimmerschiefers zu beiden Seiten eines Amphibolitzuges macht es wahrscheinlich, daß die

¹⁾ F. Becke und V. Uhlig, Erster Bericht über petrographische Untersuchungen im Hochalpmassiv und in den Radstädter Tauern. Sitzungsber. der Wiener Akad. d. Wissensch. Bd. CXV, p. 1728.

schmale kristalline Zone im Haslergraben als Antiklinale aufzufassen ist (Profil IX).

Der Zug von kristallinen Gesteinen ist jedoch nur 300 m breit, unterhalb des „Jackl in der Leiten“ tritt man neuerdings in Graphitschiefer ein. Der Karbonzug erfährt also in dieser Gegend eine Verdopplung. In diesen Graphitschieferzug sind am Plateau der „Federl Eben“ (P. 1058) feinkörnige Silbersberggrauwacken eingeschaltet. Bei der 200 m südlich vom „b“ von „Eben“ gelegenen, auf der Spezialkarte eingetragenen Hütte, ist ein schmaler, mauerartig hervorragender Kalkzug in den Graphitschiefer eingeschaltet, welcher ein NO—SW-Streichen bei steilem Südfallen erkennen läßt. Noch höher oben treffen wir dann auf den mächtigen Kalkzug an der Nordseite des Kulmspitzes, der nächst der Almhütte 979 unmittelbar an altkristalline Gesteine grenzt. Also auch hier fehlt der Quarzit vollkommen.

Der westlich der Federl Eben hinabziehende, am östlichen Ende von Etmißl mündende, auf der Spezialkarte nicht benannte Reitergraben zeigt neuerdings ein gänzlich verschiedenes Bild (Profil X) Im untersten Teile des Grabens sind Diluvialbildungen aufgeschlossen, hierauf ist der Graben bis in 900 m Höhe in den nördlichen Graphitschieferzug eingeschnitten, der sich über den „Saller“ bis an den Südrand des Spezialkartenblattes verfolgen läßt. Hierauf tritt der Reitergraben in einen Kalkzug ein, der am rechten Bachufer eine auffallende Felspartie bildet; erst die Quellregion des Reitergrabens liegt in der südlichen Graphitschieferzone. Das Profil des Reitergrabens unterscheidet sich daher von demjenigen des Haslergrabens im wesentlichen dadurch, daß im Haslergraben die zwei Graphitschieferzüge durch kristalline Gesteine, im Reitergraben durch einen Kalkzug getrennt sind. Das Kristallin im Haslergraben und der Kalk im Reitergraben scheinen in keiner unmittelbaren Verbindung zu stehen — trotzdem dürften sie derselben Antiklinale entsprechen.

Noch weiter im Süden, bereits am Spezialkartenblatt Leoben—Bruck vereinigen sich sämtliche Kalkzüge und bilden am Kulmspitz (1483 m) eine 1000 m mächtige Kalkmasse¹⁾, welche im Westen, beim Griesmayer, noch den hier sehr schmalen, nördlichen Graphitschieferzug trägt, selbst aber ohne Zwischenschaltung einer Quarzitbank beim Sattler an die Gneise des Flöning grenzt.

Aus der obigen Beschreibung ist klar ersichtlich, daß der außerordentlich starke Wechsel in der Mächtigkeit des Kalkes in den einzelnen Profilen (man vergleiche z. B. das Profil des Kulmspitzes mit Profil VIII) nur auf tektonische Ursachen, auf eine intensive Faltung und Schuppung dieser Zone zurückgeführt werden kann. Das scharfe Abschneiden der beiden südlichen Graphitschiefer- und Kalkzüge des Profiles X an den Gneisen des Himmels östlich des Haslergrabens (siehe die geologische Karte), kann wohl nur durch die Annahme einer nordsüdlich streichenden Verwerfung erklärt werden, an welcher der westliche Flügel gesenkt wurde; die beiden

¹⁾ Auch hier richtiger als Dolomitmasse zu bezeichnen, da der Dolomit den Kalk bedeutend überwiegt.

südlich der Gneisantiklinale gelegenen Zonen von Kalk und Graphitschiefer entsprechen offenbar einer in der Mitte abermals geteilten, südlich des Hauptzuges dieser Gesteine gelegenen Synklinale, welche östlich der Verwerfung gänzlich über dem Denudationsniveau liegt. Diese Störung als Blattverschiebung anzufassen ist deshalb nicht möglich, weil die nördliche Zone (Hauptzone) des Graphitschiefers und der darüberliegende Blasseneckphyllit unverschoben weiterstreichen. Der Karbonzug zeigt daher hier den gleichen tektonischen Charakter wie bei Veitsch, wo aus der von Redlich¹⁾ veröffentlichten Karte und den zugehörigen Profilen die intensive Störung dieser Zone klar ersichtlich ist. Gleichzeitig hat der Karbonzug im Streichen eine sehr scharfe Knickung gegen Süden vollzogen.

Verfolgen wir nun den Karbonzug von Thörl gegen Osten, so zeigt das Freieck noch vollkommen den gleichen Bau wie die nächste Umgebung von Thörl (Profil V). Der Kamm zwischen Punkt 1053 und dem Sattel unmittelbar südlich vom Freieck besteht aus kristallinen Schiefen, der Gipfel des Freiecks besteht aus hier 60° Nordfallendem Quarzit, der Kalk bildet das steil abfallende Nordgehänge des Freiecks zwischen 800 und 900 m, wie an den zahlreichen, aus dem Wald herausragenden, hellen Felspartien ersichtlich, während der unterste Teil des Abhanges bereits aus dem am steilen Südufer des Flusses überall sehr gut aufgeschlossenen Graphitschiefer besteht.

Oestlich vom Freieck steigt der Kalkzug immer tiefer herab und wird gleichzeitig immer schwächer. Am unteren Ende des Büchler-Riegels bildet er nur mehr eine ganz niedrige Felsrippe in etwa 700 m, unmittelbar östlich vom Schweiger. Da sich gleichzeitig sein Streichen aus der reinen W—O-Richtung am Freieck in die SSW—NNO-Richtung gedreht hat, ist es begreiflich, daß einerseits der beim Schweiger endigende Neusriegel bereits bis ins Tal herab aus kristallinen Gesteinen besteht, andererseits die Fortsetzung des Kalkzuges am Nordufer der Stübmung zu suchen ist. Tatsächlich bildet der Kalk (bzw. Dolomit) die gegenüber vom Aflenzer Elektrizitätswerk hervortretende Rippe und etwas höher oben, ein Stück gegen Osten verschoben, eine gänzlich im Walde versteckte Felspartie unmittelbar südlich des Kammes des Mitterbergzuges. Die starke tektonische Inanspruchnahme des Dolomits prägt sich hier nicht nur in seiner außerordentlich reduzierten Mächtigkeit, sondern auch in dem Auftreten mehrerer Systeme von Diaklasen und der ausgesprochen mylonitischen Beschaffenheit aus. Am Kamme des Mitterberges ist der Dolomit und Kalk nahezu auf Null reduziert, läßt sich aber doch deutlich auf dessen Nordwesthang zum Jauringbach hinab verfolgen, wo er unmittelbar oberhalb des Pitscher eine kleine Felspartie bildet.

Die weitere Fortsetzung des Kalkzuges, der hier wieder aus reineren, weiß und blau gebänderten Kalken besteht, ist auf dem „Haiden“ genannten, bis 749 m Höhe aufsteigenden Hügelrücken zwischen Jauring- und Bürgerbach in einer niedrigen, gegen den Pitscher abfallenden Felswand und einem kleinen Steinbruch am Nordgehänge aufgeschlossen; der

¹⁾ K. A. Redlich, Der Karbonzug der Veitsch und die in ihm enthaltenen Magnesite. Zeitschr. f. praktische Geologie 1913.

Kalkzug hat hier eine nahezu horizontale Schichtlage angenommen (Profil IV). Südlich vom Zöberer verschwinden die Grauwackengesteine unter den Tertiär- und Diluvialablagerungen des Aflenzers Beckens.

Der Kalkzug bildet also, soweit er nicht unter jüngeren Gebilden verborgen liegt, einen gegen WNW geöffneten Halbkreis, in dessen Zentrum Palbersdorf liegt. (Siehe geolog. Karte.)

Betrachten wir zunächst die außerhalb des Halbkreises gelegene Region, so bemerken wir, daß der noch am Freieck ziemlich mächtige Quarzit gegen Osten ziemlich rasch auskeilt, so daß dort, wo der Kalkzug das Stübmingtonal und den Mitterbergrücken quert, Kalk und kristallines Grundgebirge unmittelbar aneinandergrenzen. Am Ostgehänge der Haiden wird der Kalk von einem stark gefalteten grünen Serizitphyllit unterlagert, welcher sehr reich an übererbsengroßen, gerundeten Quarzkörnern ist. Ich möchte dieses Gestein — offenbar ein metamorphes Konglomerat — zu der Quarzitgruppe rechnen.

Das Innere dieses Halbkreises wird hauptsächlich von den graphitführenden Karbonschiefern eingenommen, welche besonders schön hinter dem Bahnhofs Aflenz aufgeschlossen sind, in dessen Nähe sich auch mehrere Stollen auf Graphit befinden. Doch ist der Graphitschiefer nicht das einzige Gestein, welches sich im Innern dieses Halbkreises findet; so treffen wir zum Beispiel auf dem von Palbersdorf zum Kugler emporführenden Wege einen hellen, grünlich-grauen, seidenglänzenden Phyllit. Ähnliche Phyllite setzen auch die beiden kleinen Hügel zusammen, von denen der eine östlich der vom Aflenzers Bahnhof nach Aflenz führenden Straße knapp vor der Abzweigung des Weges in die Fölz, der andere mit einer Kapelle geschmückte Hügel westlich der Straße gelegen ist. (Profil V.) An ersterem Hügel ist das Einfallen der Phyllite 30° gegen OSO gerichtet und in demselben ein wenige Zentimeter mächtiger Sideritgang enthalten¹⁾, an letzterem fallen die Phyllite 45° gegen Süden ein und werden deutlich von Graphitschiefern unterlagert.

Die südlichste Kuppe der „Haiden“ sowie der Abhang derselben gegen die Schmiede Wurzinger in Palbersdorf, ferner eine vom Mitterbergrücken südlich des Pitscher zum Jauringbache hinabziehende Rippe bestehen aus einem „Grünstein“, welcher keine Schieferung erkennen läßt, wie der Schriff zeigt, aus dicht nebeneinander liegenden, idiomorphen Plagioklasen in einer gänzlich chloritisierten Grundmasse besteht und außerdem in geringer Menge opake Erze führt. Ich möchte das Gestein mit dem von F. Heritsch²⁾ aus dem Karbon der Grauwackenzone des Paltentales beschriebenen Diabas vergleichen.

Der auffallend schroffe, felsdurchsetzte Hang hingegen, mit welchem der steile, 764 m hohe Kegel, der das westliche Ende des langgestreckten Mitterbergrückens bildet, gegen den Wappensteinhammer abstürzt, besteht aus einem Chloritschiefer, der in seinem tieferen Teil ein mehr massiges Aussehen zeigt, am Gipfel des P. 764 stärker geschiefert ist und durch sein hohes Gewicht auffällt.

¹⁾ Dieses winzige Sideritvorkommen hat offenbar Vacek zu der Bemerkung veranlaßt, daß seine Eisenerzformation „noch bei Palbersdorf im Aflenzers Becken angedeutet“ erscheint. Verh. geol. Reichsanstalt 1886, p. 462.

²⁾ F. Heritsch, l. c. p. 85.

(Profil IV.) Unter dem Mikroskop zeigt sich das Gestein hauptsächlich aus Chlorit und sehr kleinen Körnern von Quarz zusammengesetzt und führt sehr reichlich randlich in Leukoxen verwandelten Ilmenit. In den Chloritschiefer ist knapp oberhalb des Wappensteinhammers ein etwa 20 cm mächtiger Hämatitgang eingeschaltet, welcher, wie ein verlassener Stollen zeigt, seinerzeit auch ausgebeutet wurde.

Mit dem Graphitschiefer beim „e“ von „Kugler“ endlich ist eine kleine Partie von schneeweißem, allabasterartigem oder faserigem Gips verknüttet.

Wir sehen also, daß die Grauwackenzone in der näheren Umgebung von Palbersdorf einen ungewöhnlich mannigfaltigen und komplizierten Bau aufweist. Wir müssen offenbar die Grauwackenzone bei Palbersdorf im allgemeinen als eine Synklinale betrachten, deren Kern aus Graphitschiefern, Phylliten, grünen magmatischen Gesteinen und Gips besteht.

Im Detail aber ist der Bau noch viel komplizierter, denn die Graphitschiefer bei Palbersdorf lassen auf engstem Raum den mannigfaltigsten Wechsel von Streich- und Fallrichtungen erkennen, und die einzelnen Gesteine des Synklinalkernes, unter denen besonders der Gips auffällt, sind in der wirrsten Weise durcheinandergewirrt.

Auch glaube ich, daß das östliche Ende dieser Synklinale nicht als einfaches „Herausheben“ aufzufassen ist, sondern daß die Synklinale im Osten von einer vertikal stehenden Bewegungsfläche begrenzt ist, östlich welcher der kristalline Untergrund emporgehoben und an welcher der Kalk aus der Tiefe emporgeschleppt erscheint. Dafür spricht nicht nur die oben geschilderte, mylonitische Beschaffenheit des Kalkzuges östlich vom Kugler, sondern auch die Erscheinung, daß der Kalkzug gegenüber vom Elektrizitätswerk Aflenz durch eine Partie Graphitschiefer vom Glimmerschiefer und Gneis getrennt erscheint.

Vom Schweiger bis zum Osterer ist der Karbonzug durch eine Strecke von 1 $\frac{1}{2}$ km vollständig unterbrochen; sowohl das Stübmingtal als der Mitterbergrücken verlaufen hier durchaus im kristallinen Grundgebirge. Vom Osterer gegen Osten wird das linke Ufer des Stübmingtales auch weiterhin von kristallinen Schiefern, das rechte hingegen von Quarzit gebildet. Erst unmittelbar westlich der Mündung des vom Hoß und Lenzbauer herabführenden Grabens erscheint neuerdings der Kalkzug.

Da sich nun, wie oben geschildert wurde, die Karbonsynklinale von Thörl gegen Osten heraushebt, so wäre von vornherein zu erwarten, daß dieselbe Mulde hier durch Senkung der Achse neuerdings unter das Denudationsniveau sinkt. Tatsächlich aber konnte ich zu meiner großen Ueberraschung feststellen, daß die Kalke hier nicht wie bei Thörl den kristallinen Schiefern und Quarziten aufliegen, sondern unterhalb derselben fensterartig emportauchen. (Profil III.) Wir können also den Karbonzug, welcher sich von Hinterberg ununterbrochen bis über Veitsch verfolgen läßt, nicht als die eigentliche Fortsetzung der Karbonsynklinale Trastal—St. Kathrein—Kulmspitz—Thörl—Palbersdorf auffassen, sondern müssen annehmen, daß letztere im Osten von einer tieferen Synklinale abgelöst wird, welche bei Hinterberg so intensiv nach Norden überschlagen ist, daß

beide Synklinale durch die kleine nach Norden eintauchende „Tauchdecke“ des Mitterberges voneinander getrennt erscheinen¹⁾.

Schon das morphologische Bild des Hinterbergertales läßt das Empor tauchen des Kalkes aus der Tiefe mit voller Klarheit erkennen; denn die tieferen Gehänge werden auf beiden Seiten des Tales von schroffen Kalkwänden gebildet, während der höhere Teil derselben aus sanftgeböschten Schieferhängen besteht.

Letztere sind auf der Nordseite des Tales bis auf den Kamm des Mitterberges hinauf aus weißen Quarziten zusammengesetzt (Profil II und III), welche vollständig denjenigen bei Thörl und am Mühlberg gleichen (Profile V—VIII). Stellenweise geht der weiße, massige Quarzit in eine Serizitgrauwacke über, welche Augen von Quarzen und Feldspaten mit einem Durchmesser von bisweilen mehr als 1 cm enthält. Wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, handelt es sich hier um ein feinkörniges, metamorphes Konglomerat, welches wegen des Feldspatgehaltes als Arkose bezeichnet werden muß. Der Feldspat ist vorwiegend Mikroklin. Daß diese Arkosen und die Quarzite zusammen gehören, ergibt sich schon daraus, daß auch diejenigen Quarzite, welche man mikroskopisch für ein nahezu reines Quarzsediment halten würde, im Schriff ziemlich viel neugebildeten Serizit und vereinzelte kleine Feldspatgerölle erkennen lassen, also sich von den eben beschriebenen Serizitgrauwacken nur graduell durch feineres Korn und Vorherrschen der Quarzkörner unterscheiden²⁾.

Auf der Südseite des Hinterbergertales ist der Kalk und kristalline Schiefer trennende Quarzitzug auffallenderweise bedeutend weniger mächtig und fehlt stellenweise völlig.

Die genauere Untersuchung zeigt nun, daß die Kalke und Dolomite des Hinterbergertales³⁾ auf der Nordseite des Tales flach nach Norden, auf der Südseite nach Süden unter die Quarzite und Gneise einfallen, während sich am Westende des Fensters die ganz kontinuierliche Drehung der Fallrichtung um 180° aus der Südrichtung über West nach Nord verfolgen läßt;⁴⁾ der Kalkzug taucht also an

1) Die Erscheinung, daß der Karbonzug bei Hinterberg fensterartig unter dem Altkristallien empor taucht, legt die Vermutung nahe, daß auch die Karbonzone von Thörl nicht als eine oben offene Synklinale aufzufassen wäre, sondern gleichfalls als ein Fenster. In diesem Falle wäre der Kalk des Freiecks mit demjenigen der Haiden nicht, wie es in Profil IV geschehen ist, unterhalb des Graphitschiefers, sondern über denselben hinweg durch die Luft zu verbinden, und der Karbonzug würde auf der Strecke Schwager-Osterer wie in einem Tunnel unter den kristallinen Schiefen verschwinden. Gegen diese Auffassung spricht aber die Tatsache, daß die Karbonsynklinale bei Palbersdorf gegen unten zu deutlich schmaler wird — denn der Quarzit des Freiecks fällt 60° Nord unter den Kalk, der Kalk der Haiden flach Süd unter den Graphitschiefer ein. (Profil IV.) Außerdem wäre in diesem Falle die in den Profilen VII—X dargestellte Verknüpfung des Karbonzuges mit der Blasseneckerie und der nordalpinen Kalkzone unverständlich.

2) B. Sander hat ähnliche Arkosen, welche äußerlich ganz den Eindruck von Quarzit machen, aus den Tuxer Grauwacken und dem Flitzengraben bei Gaishorn beschrieben. Ueber einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. Jahrb. geol. R.-A. 1912.

3) Der Hauptteil der Wände besteht aus Dolomit, nur die oberen Teile aus wohlgeschichteten dunklen Bänderkalken.

4) Am Westende des Hinterberger Kalkzuges fällt der Kalk am linken Ufer der Stübmung 40° gegen Südwest, am rechten Ufer (Anschluß an der Bahn) bereits 45° gegen Westsüdwest unter die kristallinen Schiefer, bzw. Quarzite ein.

seinem Westende halbkuppelförmig aus der Tiefe empor. Gegen Osten steigt die Obergrenze der Kalke allmählich in die Höhe; unterhalb des Möchtl liegt die Obergrenze der Kalke in etwa 730 m, südlich unterhalb des Punktes 859 in 845 m Höhe, wo das 20° gegen Norden gerichtete Einfallen der hier blaugrauen, gebänderten Kalke unter die Quarzite des 859 m hohen Gipfels vorzüglich aufgeschlossen ist.

Das Hinterbergertal bietet daher ein tektonisches Bild, welches — wenn auch in viel kleinerem Maßstabe — geradezu an dasjenige des Taurachtales bei Untertauern erinnert, wo die Kalke und Dolomite des Tauernmesozoikums in der Taltiefe unter den Quarziten und Gneisen, welche die Berge an beiden Talseiten bilden, fensterartig emportauchen¹⁾.

Besonders interessant sind die Verhältnisse an der Ostseite des Punktes 859 (Profil II). Die in 845 m Höhe vom Quarzit überlagerten blaugrauen Kalke gehen gegen unten in helle Dolomite über, welche die schroffen, mit Felstürmen gezierten Wände an der Südseite des Hügels bilden. Unterhalb dieser Dolomite folgt nun ein schmaler Wiesenstreifen, welcher von dem von der Haltestelle Mitterberg zum Toppelhofe emporführenden Fußsteige benützt wird, und unterhalb desselben abermals eine niedrige Wandstufe. Es zeigt sich nun, daß auf diesem Wiesenstreifen Graphitschiefer austreten, während die Wandstufe im Liegenden desselben aus einem gelblichweißen Kalke besteht. Ich halte es daher für sehr wahrscheinlich, daß diese Graphitschiefer den Kern der unterhalb der Tauchdecke des Mitterberges liegenden, überschlagenen Synklinale bilden, die Kalke darunter aber bereits dem Liegendflügel derselben angehören.

Die nach Süden konvexe Charnière dieser Synklinale tritt nun am Burgstall, dem östlichen Ende des langgestreckten Mühlbergzuges²⁾ (Profil II) auf. Bei der ersten Mühle am Tellingner Bach bemerkt man, daß die von einer geringmächtigen Quarzitlage unterteuften Dolomite mittelsteil gegen Norden, höher oben am Nordgehänge des Burgstalls jedoch 40° gegen Süden einfallen.

Oestlich des Toppelhofes ist die überschlagene Antiklinale des Mitterberges gänzlich durch die vormiocäne Denudation zerstört. Nur die Kalke und Dolomite der darunterliegenden Synklinale lassen sich über den Mühlberg nach Osten verfolgen. Das ganze felsdurchsetzte Nordgebänge des Mühlberges (Profil I) besteht bis auf den 1062 m hohen Gipfel hinauf aus nahezu saigerstehenden Kalken und Dolomiten. Eine sehr kleine, erst durch den Bahnbau aufgeschlossene Kalkpartie hat sich auch am nördlichen Ufer des Stübmingbaches bei Thulin erhalten, welche dadurch interessant ist, daß hier der primäre Auflagerungskontakt des miocänen Grundkonglomerates auf dem Kalke vorzüglich aufgeschlossen ist.

Besonders bemerkenswert aber ist, daß der Quarzit unmittelbar südlich von Thulin in einer räumlich sehr beschränkten, vor der

¹⁾ V. Uhlig, Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern, Sitzungsber. der Wiener Akad. der Wissensch. 1909, Tafel I.

²⁾ Nicht zu verwechseln mit dem gleichnamigen Berge westlich von Thörl in Profil VII!

künstlichen Freilegung fast ganz unter Kalkschutt verborgenen Partie am linken Ufer des Stübmingsbaches im Liegenden des Kalkes hervortritt. Im Gegensatze zu seiner sonstigen Ausbildung ist der Quarzit hier zum größten Teil zu einem feinen, sehr reinen Quarzsand zerrieben, dessen praktische Verwertung erst kürzlich in Angriff genommen wurde.

Zwischen dem Burgstaller und dem „M“ von „Mühlberg“ fehlt der Quarzit zwischen dem Kalk und dem Archaikum vollständig; östlich vom Steinrieser setzt er jedoch neuerdings an und gewinnt gegen Osten rasch an Breite, so daß er im östlichsten Teil des Mühlberges auch das Nordgehänge dieses Berges bildet. Der rotmarkierte Weg vom Bahnhof Seebach—Turnau zum Pogusch führt nur durch Quarzit, der Kalk-Dolomit ist hier gänzlich der Denudation verfallen. Wir können also an der Grenze der beiden Spezialkartenblätter Eisenerz—Wildalpe—Aflenz und Mürzzuschlag eine uenerliche — allerdings nur durch die Denudation hervorgerufene — Unterbrechung des Kalkzuges feststellen. Auf Blatt Mürzzuschlag setzt bereits an der gelbmarkierten, von Turnau zum Pogusch führenden Straße der Kalk wieder an, der Quarzit in dessen Liegenden streicht ohne Unterbrechung vom Blatt Eisenerz auf das Blatt Mürzzuschlag hinüber.

Der Maurergraben östlich von Turnau zeigt bereits wiederum ein Profil, welches fast vollständig demjenigen von Thörl gleicht: Bei der am Eingange des Grabens befindlichen Mühle sind in Spuren Graphitschiefer aufgeschlossen; hinter diesen folgen die felsbildenden Kalke, welche steil (50—70°) südwärts fallen, hinter den Kalken die gleichfalls südfallenden Quarzite, dahinter endlich das kristalline Grundgebirge. Aus der Tatsache, daß sich auf der Nordseite des Stübmingtales gegenüber der Einmündung des Maurergrabens keine Spur eines nordfallenden Gegenflügels findet, sondern die südlichen Vorlagen des Rauschkogels bis zur Lammerhöhe hinauf aus Gesteinen der Blasseneckserie bestehen, die sich ja stets im Hangenden des Karbonzuges befinden, ergibt sich, daß die Ueberfalte des Mitterberges hier nicht mehr vorhanden ist, oder mit anderen Worten, daß sich die unter dieser Ueberfalte liegende, überschlagene Synklinale auf der Strecke Toppelhof—Turnau in eine aufrechtstehende Mulde verwandelt hat. Die Ueberfalte des Mitterberges ist also eine ganz lokale, auf die Südseite des Aflenzer Beckens beschränkte Erscheinung.

Es wäre naheliegend, das Auftreten der Ueberfalte an dieser Stelle durch Kerbwirkung, veranlaßt durch das nördlich vorgelagerte, mit weichen Miocängesteinen erfüllte Aflenzer Becken, welches als „plombierte Kerbe“¹⁾ wirkt, zu erklären. Doch kann diese Erklärung nicht zutreffen, da bei Thulin das Süßwassermiocän mit sehr flach gegen Norden abfallenden Grundkonglomeraten (p. 12) über den Kalk der Grauwackenzone transgrediert. Da sich dieses aber im Kerne der unterhalb der Mitterberg-Ueberfalte befindlichen Synklinale befindet, muß diese bereits durch die Erosion geöffnet gewesen sein und daher

¹⁾ O. Ampferer, Ueber die Bedeutung von Kerben für den Verlauf tektonischer Gestaltungen. Verh. geol. Reichsanstalt 1919, p. 140.

die ganze Tektonik wesentlich älter sein, als das Miocän. Außerdem spricht das Auftreten einer mit wohlentwickeltem Mittelschenkel versehenen liegenden Falte für eine Erscheinung, die sich in größerer Rindentiefe vollzogen hat, also offenbar zu der Zeit, als diese Gegend noch die gesamte Trias der nördlichen Kalkzone am Rücken trug; ein durch Kerbwirkung bedingtes Herübertreten der Gneismassen der Zeberer Alpe über die Grauwackenzone hätte sich wahrscheinlich in einer glatten Ueberschiebung geäußert. Endlich wäre es auch gain undenkbar, daß die Miocänsedimente des Affenzer Beckens eine nach miocäne Gebirgsbildung in dem heutigen vorliegenden, nur schwache Diagenese aufweisenden Zustände hätten überdauern können.

Zum Schlusse noch einige Bemerkungen über die stratigraphische Stellung der im obigen beschriebenen Grauwackengesteine. Im Bereiche des Kartenblattes Eisenerz—Wildalpe—Affenz hat keines dieser Gesteine bisher eine Spur von Versteinerungen geliefert. Doch kann über die Zugehörigkeit des Graphitschiefers zum Oberkarbon nach seiner petrographischen Uebereinstimmung mit den pflanzenführenden Schiefen des Preßnitzgrabens und des Semmerings kein Zweifel bestehen. Dasselbe gilt für die engstens mit dem Graphitschiefer verknüpften, petrographisch äußerst charakteristischen Silbersberggrauwacken. Wesentlich schwieriger ist die Lösung der Altersfrage für die beiden liegenden Gesteine, den Quarzit und den Kalk und Dolomit, und die beiden hangenden Schichtglieder, den Phyllit und Blasseneckporphyroid. Die Altersfrage der beiden letzteren Gesteine wurde bereits an anderer Stelle (p. 5) diskutiert, über erstere jedoch ist folgendes zu bemerken:

Wie Kober¹⁾ und Redlich²⁾ betonen, zeigt die Quarzitgruppe des hier beschriebenen Zuges die größte Aehnlichkeit mit dem allenthalben im Liegenden des Semmeringmesozoikums auftretenden Quarzit. Auch die p. 11 beschriebenen metamorphen Arkosen sind für die Semmeringquarzite äußerst charakteristisch³⁾. Vielleicht befaud sich auch die winzige, p. 10 erwähnte, jetzt allerdings in keinem räumlichen Zusammenhange mit den Quarziten stehende Gipspartie am Mitterberge seinerzeit im Verbande mit der Quarzitserie, wodurch sich deren Beziehungen zum Semmeringquarzite noch erhöhen würden. Dazu kommt noch, daß nach einem von Redlich veröffentlichten Profile⁴⁾ in Arzbach bei Neuberg dieselbe Quarzitplatte

¹⁾ L. Kober, Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschriften der Wiener Akademie. LXXXVIII. Bd. (1912), p. 6.

²⁾ K. Redlich, Der Karbonzug der Veitsch, p. 3.

³⁾ H. Mohr, Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. Mitteil. der geol. Gesellschaft in Wien 1910, p. 162. Ich möchte übrigens betonen, daß ich, wenn die im folgenden erörterten tektonischen Zusammenhänge und Beziehungen des Kalkzuges von Thörl zum Semmeringmesozoikum nicht beständen, keineswegs wagen würde, auf Grund der petrographischen Uebereinstimmung allein die Quarzitgruppe für „lepontinisch“ zu erklären. Denn ähnliche Quarzite treten auch im Karbon der Grauwackenzone des Paläntales auf (vgl. F. Heritsch, l. c. p. 69) und selbst im Semmeringgebiet ist der petrographische Unterschied zwischen „lepontinischen“ und „ostalpinen“ Grauwackengesteinen sehr unbedeutend, worauf Sander (Zur Systematik zentralalpiner Decken Verh. geol. Reichsanstalt 1910, p. 361 u. 362) hingewiesen hat.

⁴⁾ K. Redlich, Der Karbonzug der Veitsch, p. 6, Fig. 5.

einerseits echtes, ostalpines Karbon, andererseits Semmeringkalke trägt. Man wird also einer tektonischen Gleichstellung des im Liegenden des Karbonzuges auftretenden Quarzites mit demjenigen der Semmeringentwicklung schwer ausweichen können. Es scheint daher auch Mohr¹⁾ eine Identität der Quarzite anzunehmen.

Für die stratigraphische Stellung dieser Quarzite läßt sich an der Südseite des Hochschwabs insofern ein Anhaltspunkt gewinnen, als diese unbedingt älter sein müssen, als die stellenweise an der Basis der Werfener Schiefer des Ilgner Alpels auftretenden Verrucanokonglomerate, da sich in denselben Bruchstücke dieses Quarzites finden²⁾. Wenn es auch unsicher ist, ob dieser Verrucano ins Perm oder bereits in die untere Trias gehört, so wird man doch für die Quarzite paläozoisches Alter annehmen müssen. Eine nähere stratigraphische Fixierung innerhalb des Paläozoikums ist jedoch hier nicht möglich — Karbon scheint aber am wahrscheinlichsten zu sein.

Für die Altersstellung der Kalke und Dolomite lassen sich folgende Anhaltspunkte gewinnen: Für die Vaceksche Auffassung, daß es sich hier um der Karbonformation angehörige Kalkgesteine handelt, sprechen folgende Momente:

1. Da der Kalk und Dolomit in den hier beschriebenen Profilen stets zwischen zwei paläozoischen Gesteinen, dem sicherlich oberkarbonen Graphitschiefer und der wohl auch jungpaläozoischen Quarzitgruppe liegt, würde es die tektonische Deutung bedeutend vereinfachen, wenn man auch für diesen Kalk- und Dolomit ein karbonenes Alter annehmen dürfte. In diesem Falle wären nämlich die aus den Profilen erkennbaren Falten und Schuppen die einzige Störung, welche die ganze Zone erlitten hat; sind aber die Kalke und Dolomite mesozoisch, so müßte man zwei getrennte Gebirgsbildungsphasen annehmen: zunächst eine glatte Überschiebung des oberkarbonen Graphitschiefers über den Kalk und — nach Analogie mit der Semmeringtektonik — eine solche des Kalkes über die Quarzitgruppe und sodann eine gemeinsame Faltung aller drei Gesteine, von denen jedes einer besonderen tektonischen Einheit entspräche.

2. M. Koch hat aus der östlichen Fortsetzung der hier dargestellten Zone, bei Veitsch, eine marine Karbonfauna beschrieben, welche nach seiner eigenen Angabe aus „Tonschiefer und Kalkeinlagerungen“ stammt und dem Unterkarbon angehört³⁾, nach der erst kürzlich erfolgten Neubestimmung durch F. Heritsch⁴⁾ hingegen von oberkarbonem Alter ist. Dieser Kalk ist nach Redlich zum größten Teil metasomatisch in den Magnesit der Veitsch umgewandelt.

¹⁾ H. Mohr, Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostspornes der Zentralalpen. Denkschr. der Wiener Akademie. LXXXVIII. Bd. (1912), p. 642, Zeile 7.

²⁾ E. Spengler, Das Affenzer Triasgebiet. Jahrb. geol. Reichsanstalt 1919, pag. 222.

³⁾ M. Koch, Mitteilung über einen Fundpunkt von Unterkarbonfauna in der Grauwackenzone der Nordalpen. Zeitschrift der Deutschen geol. Gesellsch. 1893, p. 296.

⁴⁾ F. Heritsch, Beiträge zur geol. Kenntnis der Steiermark. XIII. Die stratigraphische Stellung der fossilführenden Karbonschichten in der Veitsch. Mitteilungen des naturwissensch. Vereins für Steiermark 1919, p. 99.

Für eine Gleichstellung des Kalkes und Dolomites von Thörl und Hinterberg mit dem Semmeringmesozoikum sprechen hingegen mindestens ebenso gewichtige Momente:

1. Es besteht eine außerordentlich große petrographische Aehnlichkeit. Der Dolomit des Punktes 859 bei Hinterberg oder des Kulmspitzes könnte nach seiner petrographischen Beschaffenheit ohne weiteres der Gyroporellendolomit des Semmeringgebietes sein, die im Liegenden der Graphitschiefer an der Ostseite des Punktes 859 gelegenen, gelblichweißen Marmore gleichen vollkommen der gelblichweißen Varietät des Juramarmors des Semmeringgebietes, die blaugrauen Kalkvarietäten kann man mit der Rhätgruppe des Semmerings vergleichen.

Insbesondere ist auch die petrographische Aehnlichkeit dieser Kalke mit denjenigen von Einöd bei Kapfenberg sehr groß, welche von Kober¹⁾, Mohr²⁾, Vettters³⁾ und Gaulhofer-Stiny⁴⁾ wohl mit Recht zum Semmeringmesozoikum gerechnet werden. Nur sind letztere im allgemeinen etwas stärker metamorph (grobkörniger), als die Kalke von Thörl, was darauf zurückgeführt werden kann, daß sie als Angehörige einer tieferen tektonischen Einheit bei dem Gebirgsbildungsvorgang in größere Rindentiefe versenkt und daher den dynamometamorphosierenden Kräften stärker ausgesetzt waren als erstere.

Ein weiteres Moment der Aehnlichkeit zwischen der Entwicklung bei Thörl und derjenigen am Semmering ist das bereits p. 5, 6 erwähnte Vorkommen von Myloniten zwischen Kalk und Quarzit westlich von Thörl, auch tektonisch zeigt sich insofern eine auffallende Uebereinstimmung mit dem Semmeringgebiete, als im Profile des Punktes 859 (Profil II) nicht der Dolomit, sondern ein offenbar jüngerer, vielleicht als Rhät aufzufassender dunkler Kalk mit dem Quarzit in Kontakt kommt.

2. Durch eine Reihe von Momenten wird die Beweiskraft der von M. Koch entdeckten marinen Karbonfauna für die Erkenntnis des Alters der Kalke bei Thörl sehr bedeutend geschwächt. So hat Redlich festgestellt, daß die Versteinerungen nicht in den Kalken, sondern im „tieferen Schieferniveau“ liegen⁵⁾. Ferner zeigt Redlichs geologische Karte der Veitsch, daß die Magnesitmasse des Sattlerkogels, in welcher auch die fossilführenden marinen

¹⁾ L. Kober, Der Aufbau der östl. Nordalpen. Sitzungsber. der Wiener Akademie 1911.

²⁾ H. Mohr, Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. Denkschr. der Wiener Akademie 1912, p. 642.

³⁾ H. Vettters, Die Trofajachlinie. Verh. geol. Reichsanst. 1911, p. 164.

⁴⁾ K. Gaulhofer und J. Stiny, Die Parschluger Senke. Mitteil. der geol. Gesellsch. in Wien 1912, p. 928.

⁵⁾ K. A. Redlich, Der Karbonzug der Veitsch, p. 3. Auch das hübsche, in der Sammlung des Wiener Volksheims (Wien, XVI. Koflerpark) liegende fossilführende Stück aus dem marinen Karbon der Veitsch ist ein etwas durch graphitische Beimengungen dunkelgrau gefärbter, glimmeriger Tonschiefer, eine Schiefervarietät, welche in dem ganzen Zug des „Pflanzenkarbons“ nicht selten ist und nur dafür spricht, daß auch das Pflanzenkarbon der Grauwackenzone — wenigstens zum Teil — ein marines Sediment sind; vielleicht sind die Landpflanzen nur eingeschwemmt. Für das Alter des Kalkes sind die Veitscher Fossilfunde in keiner Weise entscheidend.

Karbonschichten entbalten sind, gar nicht die genaue Streichungsfortsetzung der Kalke von Thörl darstellt; denn die Kalke bei Thörl und Hinterberg treten stets zwischen Quarzit und Graphitschiefer, also im Liegenden der Graphitschiefer auf, die Magnesite und Dolomite des Sattlerkogels und Dürsteinkogels jedoch sind beiderseits von Graphitschiefern eingeschlossen. Wie ich mich bei einem Besuche des Sattlerkogels überzeugt habe, sind die von Redlich beschriebenen, primären Dolomite des Sattlerkogels in ihrem petrographischen Habitus ganz verschieden von den Dolomiten des Punktes 859 bei Hinterberg oder des Kulmspitzes. Ebenso wie der Magnesit bei Veitsch liegt der gleichfalls von Redlich beschriebene Magnesit von Arzbach bei Neuberg¹⁾ im Hangenden der Hauptmasse des Graphitschiefers.

Sehr bemerkenswert ist nun, daß der am anderen Ende des Karbonzuges, bei Obertal im Tragößtale, auftretende Magnesit genau dieselbe tektonische Stellung besitzt wie derjenige bei Veitsch. Wie sich aus der erst kürzlich veröffentlichten geologischen Karte und dem Profile E. Kittls²⁾ ergibt, liegt hier ebenso wie bei Veitsch und Arzbach der Magnesit und die dessen Muttergestein darstellenden Kalke gänzlich im Graphitschiefer eingeschlossen, und zwar auch im Hangenden der Hauptmasse desselben. Auch das kleine, bereits auf Vaceks Manuskriptkarte verzeichnete Magnesitvorkommen beim Griesmayer³⁾ steht nach meinen Beobachtungen in gar keinem Zusammenhang mit dem Dolomit und Kalk des Kulmspitzes, sondern ist gleichfalls gänzlich von Graphitschiefern umgeben.

Es ergibt sich also das sehr wichtige Resultat, daß sämtliche Magnesite auf der ganzen Zone von Trofajach bis Gloggnitz dieselbe tektonische Stellung besitzen wie am Semmering: im Hangenden⁴⁾ des „Pflanzenkarbons“.

Hingegen besitzt die Kalk-Dolomit-Quarzitzone von Thörl dieselbe tektonische Stellung wie das Semmeringmesozoikum von Klamm: im Liegenden des „Pflanzenkarbons“.

Für die hier dargestellte Zone auf Blatt Eisenerz—Wildalpe—Aflenz ergibt sich dies aus der obigen Beschreibung und aus den Profilen. Auf das östlich anstoßende Blatt habe ich die Folge Quarzit + Kalk + Graphitschiefer, die das Profil bei Thörl und südlich von Turnau beherrscht, bis zum Auergraben südlich vom „Schröck“ verfolgt⁵⁾. Noch weiter östlich, südlich vom Pretalgraben,

¹⁾ K. A. Redlich, l. c. p. 5, Fig. 5.

²⁾ Erwin Kittl, Das Magnesitlager Hohenburg zwischen Trofajach und Oberdorf an der Lamming. Verh. Geol. Staatsanstalt 1920, p. 92 und 110.

³⁾ Am Nordrande des Blattes Bruck—Leoben nordwestlich vom Kulmspitz und noch auf meiner Karte (Tafel VIII) dargestellt.

⁴⁾ Daß Graphitschiefer auch im Hangenden des Magnesits erscheint, erklärt sich, wie sich aus Redlichs Profilen (Der Karbonzug bei Veitsch, Fig. 3 und 5) ergibt, durch die intensive Schuppung der Karbonzone. Die Hauptmasse ist aber zweifellos stets im Liegenden der Magnesite zu beobachten.

⁵⁾ Auf Vaceks Manuskriptkarte ist hier unrichtigerweise auf der Strecke vom Mühlberg südlich Turnau bis zur Pretalhöhe zwischen dem Gneis des Troiseckzuges und dem Kalkzug Karbonschiefer eingetragen. In Wirklichkeit liegt zwischen Gneis und Karbonkalk überall nur Quarzit oder quarzitischer Serizitschiefer.

fehlt die Quarzit-Kalkzone stellenweise gänzlich infolge tektonischer Vorgänge, eine Erscheinung, die mit Rücksicht auf das mehrfache Auskeilen dieser Zone auf Blatt Eisenerz—Wildalpe—Aflenz gar nicht weiter auffällt.

Hingegen setzt südlich des Gehöftes „Bar“, wie aus Redlichs geologischer Karte der Veitsch ersichtlich ist, der Quarzit-Kalkzug im Liegenden der Graphitschiefermasse neuerdings an; der Quarzit keilt sehr bald wieder aus, aber der Kalk läßt sich, kleine Felswände bildend, bis ins Großveitschtal verfolgen. Nach Redlichs Karte nun scheint der Kalkzug zwischen dem Groß- und Kleinveitschtal nicht vorhanden zu sein; doch habe ich mich bei einem Besuche des Sattlerkogels überzeugt, daß die winzige, auf Redlichs Karte und Profil Fig. 3 unmittelbar nordwestlich vom Sattler eingetragene Magnesitpartie gar kein Magnesit ist, sondern ein Kalk, welcher mit demjenigen bei Thörl petrographisch vollständig übereinstimmt, und zwischen diesem und der südlich folgenden Gneismasse, entgegen der Eintragung bei Redlich, kein Graphitschiefer nachweisbar ist.

Weiterhin scheint nach Redlichs und Vaceks Karte der Quarzit-Kalkzug wieder zu fehlen, ist jedoch neuerdings in ziemlich großer Mächtigkeit am Greuteck (Graiteck bei Redlich) vorhanden¹⁾.

Nun folgt eine Lücke von kaum 2 km, und in der gleichen tektonischen Position wie der Kalk von Thörl im Liegenden des Graphitschieferzuges erscheint die große Kalk- und Dolomitmasse bei Kapellen, welche auch nach Heritsch²⁾ und Mohr³⁾ dem Semmeringmesozoikum angehört und mit den Kalk- und Dolomitgesteinen des Semmering zweifellos in ununterbrochener Verbindung steht. Wie ich mich bei einer Exkursion überzeugen konnte, sind in dieser Kalkmasse bei Kapellen sämtliche Kalk- und Dolomitvarietäten aufzufinden, die ich aus der Kalk- und Dolomitzone von Thörl und Hinterberg kenne.

Nach Südwesten läßt sich nach Vaceks Manuskriptkarte der Dolomitzug des Kulmspitzes bis St. Kathrein im Tragößtale verfolgen, setzt dann aus, und ist, wie Erwin Kittls Karte⁴⁾ zeigt, am Kohlsattel nur mehr in Form einer sehr schmalen Rauhwackenzone vorhanden. Der teilweise magnesitisierte und daher wohl karbone Kalk der Hohenburg hingegen steht mit dem Dolomit des Kulmspitzes in keinem Zusammenhang; als seine nördliche Fortsetzung kann ein grauweißer, kristalliner Kalk bezeichnet werden, der am Lercheck und beim Egentaler auf Blatt Bruck und beim Ortner im Lohnschitzgraben ansteht. Letzterer wäre also der einzige karbone Kalk auf Blatt Aflenz.

Auf der ganzen Zone nun, vom Tragößtal bei St. Kathrein bis zum Mürztal bei Arzbach zeigt die ganze Kalk-Dolomitzone im Liegenden

¹⁾ E. A. Redlich, l. c. p. 5, Fig. 4.

²⁾ F. Heritsch, Zur Kenntnis der Grauwackenzone im Mürztal. Zentralbl. für Mineralogie etc. 1911, p. 95.

³⁾ H. Mohr, Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen.

⁴⁾ Erwin Kittl, l. c., Verh. der Geol. Staatsanstalt 1920, p. 110. Nach Kittls Beschreibung gleicht diese Rauhwacke der p. 5 beschriebenen bei Thörl. Ich halte sie wie diese für einen Mylonit.

der Graphitschiefer im Gegensatz zu den Partien in seinem Hangenden, beziehungsweise den gänzlich von Graphitschiefer umschlossenen Partien keine Spur von Magnesitisierung; es ist daher auch aus diesem Grunde wahrscheinlich, daß jene mit dem teilweise magnesitisierten Karbonkalk nicht identisch ist, sondern einen Zug von Semmering-Kalken und -Dolomiten darstellt.

Wenn man daher mit Mohr diese Gesteine am Semmering in ihrer Gesamtheit ins Mesozoikum stellt, wird man dasselbe wohl auch bei Thörl und Turnau tun müssen.

Ich möchte jedoch ausdrücklich betonen, daß das endgültige Urteil über die Zugehörigkeit des Thörl Hinterberger Kalkzuges zum Semmeringmesozoikum erst dann gefällt werden kann, wenn auch der zwischen Turnau und dem Semmering gelegene Teil des Kalkzuges schrittweise verfolgt sein wird — eine Aufgabe, die bei der Neuaufnahme des Blattes „Mürzzuschlag“ durchgeführt werden muß — oder wenn bezeichnende Versteinerungen bekannt werden.

Ich gestehe offen, daß mich dieses Resultat meiner Untersuchungen selbst überrascht hat und daß ich mich früher, als L. Kober mir gegenüber gesprächsweise diese Möglichkeit andeutete, derselben gegenüber skeptisch verhalten habe.

Sollte auch die Detailaufnahme des Blattes Mürzzuschlag bestätigen, daß der Kalkzug von Thörl und Turnau als Semmeringmesozoikum aufzufassen ist, dann muß er als das Mesozoikum der Roßkogeldecke¹⁾ Mohrs gelten, während der Kalk von Einöd das Mesozoikum der Stürzerkogeldecke²⁾ Mohrs darstellt.

Ferner würde sich hieraus auch dadurch eine Bestätigung der Synthese Mohrs gegenüber derjenigen von Kober ergeben, da der Gneiszug Flöning—Troiseck die Unterlage einer Zone von Semmeringmesozoikum und somit „lepontinisch“ wäre³⁾, wenn man an diesem Begriff überhaupt festhalten will. Das von Mohr in seiner Karte gegebene Bild erfährt dadurch nur insofern eine relativ geringfügige und das Wesen seiner Synthese nicht berührende Aenderung, als zwischen dem Gneiszug Zebärer Alpe—Roßkogel und dem Karbonzug Neuberg—Veitsch—Thörl—Trofajach eine schmale Zone von Semmeringquarzit und -Mesozoikum zu denken wäre.

Was die Tektonik des obersteirischen Karbonzuges betrifft, so sei vor allem auf die Tatsache hingewiesen, daß diese Karbonzone und der sie begleitende Quarzit-Kalkzug eine sehr auffallende tektonische Unabhängigkeit von der nördlichen Kalkzone zeigt. Von dem so scharfen Umschwenken der Karbonzone aus der

¹⁾ H. Mohr, l. c. p. 642.

²⁾ H. Mohr, l. c. p. 641.

³⁾ Wenn ich die obigen Ausführungen als eine Bestätigung der Mohrschen Synthese bezeichne, so sei hierzu bemerkt, daß ich mich dadurch keineswegs mit sämtlichen tektonischen Ansichten Mohrs einverstanden erkläre. Insbesondere scheint mir seine Vorstellung, daß das gesamte Kristallin der östlichen Nordalpen lepontinisch ist, ganz unannehmbar und die von Kober (Denkschriften LXXXVIII, Karte I) gegebene Deutung, daß die Trofajachlinie und die Linie des Stanzertales die Südwestgrenze des Semmeringfensters darstellt, weitaus wahrscheinlicher. Ueber die Frage des Semmeringfensters hoffe ich mich an anderer Stelle äußern zu können.

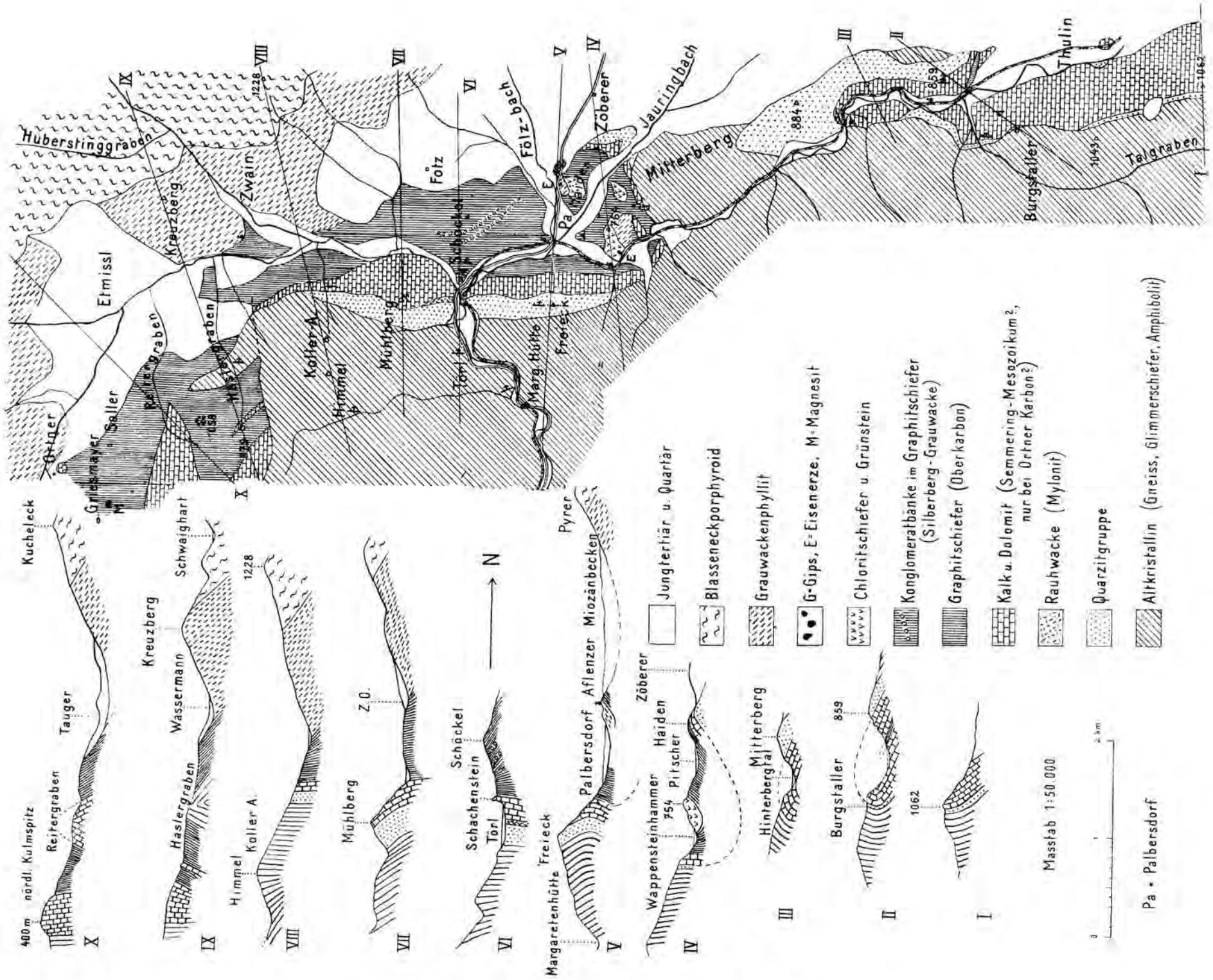
ONO—WSW-Richtung im östlichen Teile in die NNO—SSW-Richtung im westlichen ist in der Kalkzone nicht das geringste zu sehen; dadurch erklärt es sich, daß die Entfernung des Karbonzuges von dieser bei Turnau 2 km, bei Tragöb hingegen 9 km beträgt. Ferner zeigt die Karbonzone einen aus im allgemeinen sehr steil stehenden Schichten bestehenden, intensiv zerschuppten und gefalteten Bau, der, falls sich die Zugehörigkeit des Kalk-Dolomitzuges zum Semmeringmesozoikum als richtig erweisen sollte, sogar das Werk zweier Gebirgsbildungsphasen wäre — die Kalkzone hingegen ist im allgemeinen eine flach nach Norden einfallende, nur wenig verbogene Schichtplatte.

Diese Verschiedenheiten im geologischen Bau der Grauwackenzone und der Kalkzone läßt auf ein verschiedenes Alter der Gebirgsbildung in beiden Zonen schließen — und zwar ist der Bau der Grauwackenzone entschieden älter. Man könnte hier sogar einen variscischen Bauplan vermuten, doch ist diese Annahme nicht nur dann unzulässig, wenn sich die oben ausgeführte Vermutung, daß die Kalke von Thörl mesozoisch sind, bestätigen sollte, sondern auch aus dem Grunde, weil das Semmeringmesozoikum von Einöd, wie die Gaulhofer-Stinysche¹⁾ Karte zeigt, die Streichungsdrehung des Karbonzuges vollständig mitmacht. Andererseits haben Ampferers²⁾ Untersuchungen gezeigt, daß die Bewegungen am kalkalpinen Südrande von tertiärem Alter sind. Es ist daher das natürlichste, wenn wir die Gebirgsbildung in der Grauwackenzone und im Bereiche des Semmeringmesozoikums in die Mittelkreide verlegen, hingegen annehmen, daß die in meiner Arbeit über das Aflenzers Triasgebiet³⁾ geschilderten Bewegungen des angrenzenden Teiles der Kalkzone von tertiärem Alter sind — wenn auch älter als die Sedimentierung des Aflenzers Süßwassermiocäns.

¹⁾ Die Parschluger Senke. Mitteil. der Geolog. Gesellschaft in Wien, IV. Bd., Tafel VI. Man beachte insbesondere den bogenförmigen Verlauf der Längsdislokationen westlich des Thörlgrabens!

²⁾ O. Ampferer, Vorläufiger Bericht über neue Untersuchungen der exotischen Gerölle und der Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Sitzungsber. der Wiener Akad. der Wissensch. 1916, p. 225.

³⁾ E. Spengler, Das Aflenzers Triasgebiet. Jahrb. geol. Reichsanstalt 1919, p. 238—243.



Tektonische Untersuchungen am Alpen- und Karpathenrande.

Von W. Petrascheck.

Mit vier Textfiguren.

Verfolgt man die Miocänablagerungen, die der Sandsteinzone in den Ostalpen und den Karpathen vorgelagert sind, so ist es auffällig, daß sich wohl am Rande der Böhmisches Masse, am Südfuße der Sudeten und am Rande des polnischen Mittelgebirges Strandablagerungen und Abrasionsterrassen vorfinden, nicht aber an dem südlichen Saume dieser Meeresablagerungen. Die Ursache dieses Fehlens ist darin zu suchen, daß dieser Südrand auf weite Erstreckungen hin tektonischen Ursprunges ist, daß an ihm das Miocän mit steilen, oft überkippten Flexuren oder Falten aufgerichtet ist und sich sicher einst mehr oder weniger weit über die angrenzenden Zonen der Ostalpen und Karpathen erstreckt hat, hier aber völlig abgetragen worden ist. Gelegentlich, wie bei Kirchberg a. d. Pielach oder bei Lilienfeld, findet man auf den nördlichsten Vorbergen der Kalkalpen über die Schichtköpfe der Trias aber auch der Kreide hinweggreifende, vom lehmigen Verwitterungsboden bedeckte Einebnungsflächen (auf der Eben, Vd. Eben etc.), die man versucht ist, mit einer miocänen Abrasion in Zusammenhang zu bringen. Auch in den Westkarpathen haben Sawicki und Hassinger miocäne Rumpfflächen erkannt. Weit höher gelegene, oft schräg gestellte und dislozierte, augensteintragende Einebnungsflächen hat Göttinger¹⁾ in den östlichen Kalkalpen verfolgt und als tertiären Alters gedeutet. Daß nach Ablagerung der die Basis der älteren Mediterranstufe bildenden, Kohle führenden Tertiärschichten die Alpen der Schauplatz gewaltiger Dislokationen, die sich nicht mehr durch Faltungen, sondern durch große Brüche und Schrägstellung der Schichten an diesen Brüchen geltend machten, zeigt das Süßwassertertiär der Ostalpen selbst am besten. Zufolge Untersuchungen, die ich im letzten Jahrzehnt durchzuführen Gelegenheit hatte, erwies sich die Mehrzahl der Kohlenbecken als an Brüchen eingesunken. Oft liegen die Brüche nur an einer Seite und zeigen die Schichten daselbst gewaltige Aufschleppungen. Das Miocän des Obdacher Sattels ist eine schmale, aber tiefe Grabeneinsenkung. Am Südrande des Judenburger Beckens beträgt die Sprunghöhe zwischen Judenburg und Weißkirchen schätzungsweise

¹⁾ Mitteil. d. k. k. geograph. Ges., Wien 1913, S. 56.

1500 *m.* Noch in der Mitte des Beckens, an der Mur oberhalb Zeltweg zeigt das Miocän ein Einfallen von 10°, ein Beweis dafür, daß die in den 800 *m* tiefen Tiefbauten bemerkbare Neigung der Schichten sich nur sehr langsam verringert. Unbekannt ist noch die Sprunghöhe des Bruches Sekkau—Kraubath—St. Stefan. Im Leobener Becken beträgt sie mindestens 280 *m.* In Bruck mindestens 300 *m.* Die Ablagerungen von Leoben und Bruck stehen in ununterbrochenem Zusammenhang. Im Mürztal ist das Miocän um mindestens 700 *m.*, im Affenzer Becken um etwa 300 *m* abgesunken. Im Becken von Trofaiach setzt der Bruch durch das Tertiär hindurch und verwirft hier um etwa 400 *m.* Hoch im Gebirge etwa bei 800 *m* und mehr findet man längs des Murtales und Mürztalles alte Einebnungsflächen. Bei Passail liegt ihnen Miocän auf, bei Rettenegg und St. Kathrein ist dieses wieder an Brüchen eingesunken. Es sind sehr weit streichende Bruchlinien, die da zu verfolgen sind, zum Beispiel das Mürztal entlang von Kapfenberg bis über Krieglach hinaus. Oft sind Andeutungen dafür vorhanden, daß sich die Brüche über die Kohlenbecken hinaus in das Kristalline erstrecken. Dies ist eine Frage, die noch der Untersuchung harret. Es scheint zum Beispiel, wie schon Höfer vermutete, daß die Judenburger Brüche mit jenen von Obdach ein System bilden, wie überhaupt diese jungtertiären Bruchlinien sich zu ausgebreiteten Bruchsystemen anordnen dürften.

So spricht auch diese, an der Wende der I. und II. Mediterranstufe entstandene Tektonik dafür, daß wir in den miocänen Süßwasserschichten nicht die Ablagerungen eines tertiären Flußsystems, sondern Ueberreste einer einst weit verbreiteten Sedimentdecke vor uns haben.

Auffallend ist, daß es bisher nicht gelang, im Bereiche der Zentralalpen über diesem Süßwassermiocän marine Miocänablagerungen zu finden. Solche kennt man bis jetzt überhaupt nur aus dem unteren Lavantale, woselbst sie den Grunder Schichten zugerechnet werden und, wie neue Bohrungen klar erwiesen haben, unter dem flözführenden Tertiär liegen. Wenn nun auch in der Schichtfolge verschieden, so zeigt doch das Tertiär des Lavantales gleiches tektonisches Verhalten. Es ist im Osten, wie schon Höfer hervorhebt, an einem Bruche abgesunken und auch Winkler hat auf den einstigen Zusammenhang mit der miocänen Ausfüllung der Grazer Bucht verwiesen.

Das alpine Süßwassermiocän entspricht den Melker Schichten an der Basis des Schlier. Die Leobener Nagelfluh und die miocänen Schotter und Konglomerate des Mur- und Mürzgebietes¹⁾ sind mit dem Buchbergkonglomerat am Rande des Tullner Beckens zu vergleichen. Abel²⁾ hat ausführlich über dieses Konglomerat berichtet. Mit Unterbrechungen läßt es sich, wie meine Aufnahmen zeigten, am Rande des Beckens bis nach Königstetten verfolgen. Nichts anderes als das Buchbergkonglomerat ist die sogenannte Hollensteiner Nagelfluh am gegenüberliegenden Rande des Tullner Feldes. Hier wie bei Neulengbach, Rappoltenkirchen etc. bildet das Konglomerat sich rasch

¹⁾ In den geologischen Karten sind dort meist auch diluviale Schotter als Tertiär verzeichnet.

²⁾ Jahrb. d. geol. R.-A. 1903, S. 91.

auskeilende, gelegentlich mit dem Schlier verzahnte Schuttkegel. Göttinger¹⁾ hat kürzlich auf die Verzahnung zwischen Buchbergkonglomerat und Schlier am Buchberge hingewiesen. Die dortigen Aufschlüsse sind nicht einwandfrei, weil auch Schuppenbildung vorhanden ist, wie das Auftreten von Melker Sanden, ja sogar von Flyschsandstein am Nordabfalle des Buchberges beweist. Unzweideutig sind aber die Aufschlüsse unweit Krems und insbesondere ein Bohrprofil von einem Brunnen, der zwischen Krems und Hadersdorf abgeteuft wurde. Hier liegt das Konglomerat horizontal am Rande der Böhmisches Masse und Schuppungen sind ausgeschlossen.

Mit den Schottern und Konglomeraten endet die Miocänablagerung der alpinen Kohlenbecken, wenn auch diese Schotter-schichten zuweilen, wie in den Bergen südlich Knittelfeld, recht mächtig werden können. Im Tullner Felde folgt über dem Konglomerat der Schlier. Pflanzenhäcksel, von Abel entdeckte Wellenfurchen, Kriechspuren, Muschelzerreißel kennzeichnen ihn als Sediment eines wenig tiefen Meeres. Ich halte ihn für die Ablagerung eines Wattenmeeres.

Zwischen Schlier und Melker Schichten besteht eine leichte Erosionsdiskordanz. Bemerkbar wurde diese durch die Kohlenbohrungen bei Herzogenburg²⁾. Wenn nun aber auch der Schlier gar nicht selten auf die Gesteine der Böhmisches Masse transgrediert, so liegt er doch stets über den Melker Schichten. Diese sind aquitanisch, der Schlier Untermiocän (Burdigalien). Es wurde viel darüber geschrieben, ob es auch einen oligocänen Schlier gibt. Der Schlier von Ober- und Niederösterreich ist nie oligocän und wenn es irgendwo schlierartige Mergel im Oligocän oder Eocän gibt (Pausram), so ist dies dann kein Schlier mehr. Abel³⁾ vertrat in letzter Zeit die Anschauung, daß der Schlier des Tullner Beckens aus dem Miocän bis in das Oligocän hinabreiche, weshalb er seine „schiefrigen Mergel und Sandsteine des Tullner Beckens“ zu beiden Formationsstufen rechnete. Die Auffassung Abels basiert vor allem auf dem Verhältnisse zum Buchbergkonglomerat beim Buchberge unweit Neulengbach, woselbst das Konglomerat unter Melker Schichten einfällt. Es war Abel entgangen, daß die Lagerung hier überkippt ist und daß die Grenze zum Flysch keine Ueberschiebung ist, sondern eine in überkippte Stellung gebrachte Auflagerung. Nur ein Aufschluß ist geeignet, die Existenz von Schlierschichten, die älter als Melker Schichten sind, wahrscheinlich zu machen, das sind die von Abel geschilderten Blockmergel von Loosdorf zwischen St. Pölten und Melk. Unter einem Sande mit *Ostrea fimbrioides* kommen Sande zum Vorschein, die außer Urgebirgsbrocken auch kantige und feste Brocken vom Aussehen des Schlier eingeschlossen enthalten. Wenn nun auch die in den Melker Sanden weit verbreitete Auster auch hier eine Bank bildet, so ist der fazielle Charakter der Sande so verschieden von den Melker Sanden, daß man Bedenken tragen muß, die Schichten mit

¹⁾ Verhandl. d. geol. St.-A. 1920, S. 24.

²⁾ Verhandl. d. geol. R.-A. 1915, S. 318.

³⁾ Jahrb. d. geol. R.-A. 1903, S. 91.

Melker Schichten zu identifizieren. Man steht vor der Frage, ob nicht Litoralbildungen der Oncophorasande oder auch des Schlier selbst vorliegen. Uebrigens zeigen die Mergelbrocken wegen ihrer etwas höheren Festigkeit keine vollkommene Uebereinstimmung mit dem Schlier.

Im Vorlande der Karpathen wurden unter dem Schlier ältere Mergelschichten gefunden. So hat vor allem Michael aus Oberschlesien den Nachweis erbracht, daß dort der Schlier von oligocänen Melettamergeln unterlagert wird, die in horizontaler Lage in Bohrlöchern bei Zawada, Pallowitz etc. angetroffen wurden. In Oesterreichisch-Schlesien finden sich im tiefsten Teile des auch dort ca. 1000 m mächtigen Schlier Bänke von lichtgrauem Tuffit. Aehnliche Tuffite fand ich zuerst im karpatbischen Alttertiär, zwischen Schichten von Pteropodenmergeln. Man muß bis nach Siebenbürgen gehen, um andere Beweise vulkanischer Tätigkeit in der Ablagerungsperiode des Schlier zu finden. Hugo v. Böckhs Fund eines im Miocän des Nordteiles des Wiener Beckens bei Egbell aufsetzenden Dazitess eröfnet aber doch noch andere Möglichkeiten. Es handelt sich bei Egbell, wie ich unter der freundlichen Führung von Böckhs sah, um einen gangförmigen oder stiel förmigen Durchbruch. Es ist die erste und bisher einzige Eruption, die im Wiener Becken nachgewiesen wurde.

Im Alpenlande fand Abel¹⁾ bei Ybbs Schichten, die bemerkenswerte Aehnlichkeit mit den Niemtschitzer Schichten von Mähren aufweisen. Es wäre von Interesse, das Verhältnis dieser Gesteine zu den Melker Schichten zu ermitteln. Als Liegendes von Melker Schichten beobachtete Abel im Ybbsbette östlich Neumarkt dunkelbraune, blättrige Schiefer. Diskordant werden sie nach diesem Autor von einem dünnen Bande von Melker Sanden überlagert. Leider sind an diesem sehr wichtigen Orte die Aufschlüsse nicht so klar, daß volle Sicherheit über die Deutung bestehen muß. Es wäre immerhin auch denkbar, daß die Aufrichtung der Schichten im Ybbsbette nur an einer lokalen Störung erfolgt ist, neben der die Lagerung sehr rasch in die sohlige übergeht.

Aus der Tiefbohrung von Wels ermittelte Schubert von 980 m nach abwärts brackische Schichten, die er mit der unteren Süßwasser- und Brackwassermolasse von Oberbayern vergleicht, die aber ebensogut den aquitanischen Melker Schichten entsprechen können. Weithofer hat schon Bedenken gegen den Vergleich Schuberts ausgesprochen.

Eine Tiefbohrung, die bei Kapellen unweit St. Pölten im Tullner Becken niedergebracht wurde, verblieb, wie ich feststellen konnte, bei ca. 750 m Tiefe im Schlier mit *Meletta sardinites*.

Teilweise gemeinsam mit Herrn Dr. Nowak habe ich große Teile des Randes vom außeralpinen Becken abgegangen, ohne daselbst bis jetzt ältere Tertiärschichten wie Melker Schichten hervorkommend gefunden zu haben. Oestlich von Efferding in Oberösterreich treten an ihre Stelle die fossilreichen marinen Sande, die schon F. E. Süss beschrieben hat. Unter ihnen kommen im Innviertel

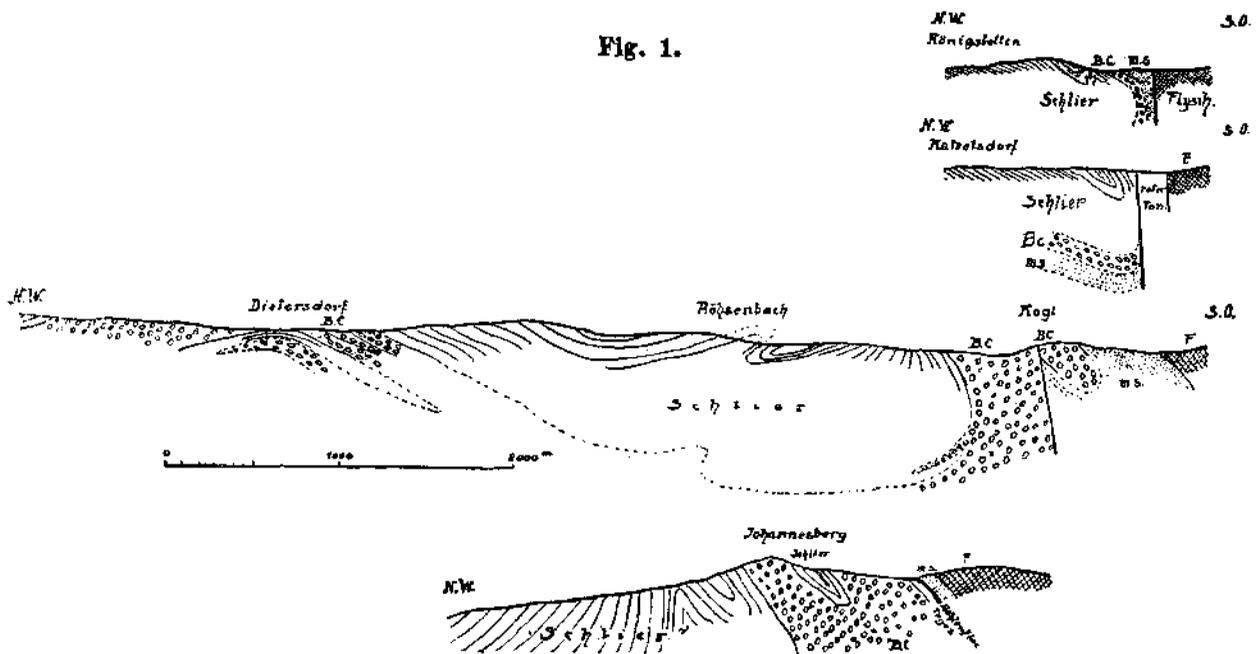
¹⁾ Verhandl. d. geol. R.-A. 1905, S. 354.

lokal quarzitische Sandsteine in geringer Mächtigkeit zum Vorschein. Bis jetzt erwiesen sie sich als eine fossililere Basishildung der erwähnten Sande. Letztere wechsellagern beckeneinwärts, wie mehrere Bohrungen des Innkreises erwiesen haben, mit Schlier. Abels Funde in der Umgebung von Ybbs erhalten dadurch, als bis jetzt vereinzelt, um so größere Bedeutung.

Der Schlier erweist sich am Alpenrande stärker gefaltet. In den Sätteln darf man vielleicht noch am ehesten hoffen, Alttertiär aufzufinden.

Bei Dietersdorf unfern Tulln kommt in einer solchen Antiklinale das Buchbergkonglomerat zum Vorschein, wie Stur schon auf

Fig. 1.



[F = Flysch. — MS = Melker Sande. — BC = Buchbergkonglomerat.

seiner Umgebungskarte von Wien dargestellt hat. Unter dem Konglomerat streicht ein grobkörniger Sandstein aus, der einige Ähnlichkeit mit dem Greifensteiner Sandstein besitzt und von Abel auch mit diesem identifiziert wurde. Genaue Untersuchungen lehrten aber, daß unter dem Sandstein wieder Schlier austreicht, daß Konglomerat und Sandstein mit Schlier wechsellagern und verzahnt sind. Wir begegnen hier denselben Verhältnissen, wie ich sie später erst aus der schon erwähnten Bohrung unweit Krems kennen lernte.

Ob vielleicht an der Nordseite des Haspelwaldes ältere Schichten als Schlier zum Vorschein kommen, bleibt noch zu untersuchen.

Wo nun aber bisher unter dem Miocän des Vorlandes der Alpen und Karpathen ältere, tertiäre Schichten angetroffen wurden (Oberschlesien, Ostschlesien, eventuell auch Wels), lagen sie ungestört unter dem Schlier und nur das noch nicht ganz sichere Vorkommen im

Ybbsbette bei Kimmelbach scheint hiervon eine Ausnahme zu machen. Innerhalb der alpin-karpathischen Sandsteinzone dagegen weisen die vormiocänen Schichten hochgradige Faltung und Schnüpfung auf.

Es entsteht die Frage, ob die alpine Faltung an der Randflexur des Miocäns plötzlich endet, ob diese Flexur ein letztes Aufleben der faltenden Kräfte an einer tektonischen Grenze bedeutet. Für diese Frage gibt die Gegend von Mährisch-Weißkirchen bemerkenswerte Auskünfte. Hier liegt das Alttertiär als Abscherungsdecke dem variszisch gefalteten Untergrunde auf. Diskordant lagert auf dieser Abscherungsdecke älteres Miocän, wie Uhlig schon erkannt hat. Es bildet hier nicht ein breites, geschlossenes Vorland, sondern lagert nur in einzelnen Erosionslappen den Karpathen auf, die besonders im Keltscher Hügellande eine bemerkenswerte Rumpffläche bilden. Es fehlt hier die tektonische Grenze zwischen Sandsteinzone und Vorland, die erst weiter im Osten in der Gegend von Ostrau und im Westen in der Gegend von Austerlitz beginnt. Noch fehlt es an einer zusammenhängenden Darstellung der Lagerungsverhältnisse des Karpathenrandes bei Austerlitz. Mir selbst fehlte bisher die Gelegenheit zu eigenen diesbezüglichen Studien, eine Gelegenheit, die nun nach dem Zerfall der Monarchie sich auch nicht leicht finden wird. Die wenig verlässlichen Angaben der geologischen Karte, Blatt Austerlitz, werden durch wertvolle Beobachtungen Rzehaks ergänzt. Daraus ergibt sich, daß neogene Schichten diskordant dem karpathischen gefalteten Alttertiär auflagern. Diese Neogenschichten enthalten die Fauna der II. Mediterranstufe und, wenn man den Angaben Tausch' Glauben schenken darf, kommt hier zwischen den Sudeten und den Karpathen die I. Mediterranstufe überhaupt nicht zutage.

Die diskordante Auflagerung des Miocäns auf karpathischem Alttertiär wurde auch durch die vor einer Reihe von Jahren in Austerlitz abgestoßene Tiefbohrung bestätigt. Leider erhielt ich die Bohrproben derselben nicht während des Betriebes und namentlich aus den oberen Teufen nur unvollständiges Material. Das Profil der Bohrung stellt sich wie folgt dar:

- bis 7 m Diluvium,
- bis 13.2 m Sand mit Resten von Muschelschalen, darunter Schotter (Miocän),
- bis 278 m vorwiegend graue Mergel, zum Teil sandig. In einem Kern von braungrauem, schieferigem Mergel Melettaschuppen. Neigung 20° (Auspitzer Mergel),
- bis 290 m Devonkalk, mutmaßlich Gerölle, weil wasserführend,
- bis 299 m weiße Quarzsande, unten Schotter (bei 291 m Methan und Wasser),
- bis 305 m Devonkalk,
- bis 314 m Sandstein und Schotter,
- bis 316 m feinkörniger Kalksandstein,
- bis 319 m schieferiger, grauer Mergel,
- bis 341 m feinkörniger Kalksandstein mit ganz dünnen Einlagerungen von grauem, schieferigem Mergel,
- bis 366 m feinkörniger Kalksandstein,

bis 592 m Devonkalk, der bis zur Tiefe von 512 m stark vergießt war und in Gestalt eines staubfeinen Sandes erbohrt wurde.

Wegen weiterer Details über die Bohrung sei auf eine Veröffentlichung A. Rzehaks¹⁾ verwiesen.

Schwierigkeiten bereitet die Deutung der weißen Quarzsande und Kalksandsteine unter den Auspitzer Mergeln. Befänden wir uns im Schlier, was ich aber ebenso wie Rzehak nicht annehmen kann, so wären die Sande als Melker Schichten leicht zu deuten und auch die Schotter darüber wären erklärt. Die Mergel­einlagerungen und der Kalkgehalt des Sandsteins deuten auf Steinitzer Sandstein hin. Nur kenne ich den Steinitzer Sandstein nicht als einen derart weißen oder hellgelben Sandstein. Hellgelbbraun ist er nur im oxydierten Zustande an der Tagesoberfläche, in Bohrlöchern aber grau bis blaugrau. Bemerkenswert ist die relativ geringe Tiefe, in der das Devon ange­troffen wurde.

Fig. 2.



L. K. = Leithakalk. — Gr. Sch. = Grunder Schichten.

Gehen wir von Austerlitz weiter nach Südwest, so treffen wir unter der II. Mediterranstufe hervorkommend wieder die Schichten des Schliers an. In dem oftgenannten Profile, das der Weißenberg bei Seelowitz darbietet, kann man bemerken, daß Schlier mit Annäherung an den Karpathenrand steileres Einfallen annimmt. Diese Lagerung deutet die vom Rande des Wienerwaldes her bekannte Flexur an, die hier im Ackerlande nicht erkennbar wird.

Vielleicht schon in der Gegend von Austerlitz beginnend, jedenfalls aber weiter östlich in der Gegend von Mährisch-Weißkirchen und den anschließenden Gebieten haben wir eine quer auf das Streichen der Karpathen verlaufende junge Hebungszone vor uns, in der die miocäne Auflagerung der karpathischen Falten auf weite Strecken denudiert ist. Dies beweisen auch die Tiefbohrungen, welche durch die karpathischen Ueberschiebungs- und Abscherungsdecken auf das autochthone Karbon hinuntergetrieben wurden, denn sie zeigen östlich der Ostrawitza im Durchschnitt eine um einige hundert Meter größere Tiefe bis zum Karbon wie westlich. Auch der Umstand, daß östlich der Ostrawitza die Teschener Unterkreide große zusammenhängende Areale, westlich aber zunächst nur kleinere Flächen des karpathischen Alttertiärs bedeckt, schließlich aber ganz fehlt, dürfte mit dieser Auf-

¹⁾ Verhandl. d. Naturforschenden Ver. Brünn, Bd. 54 (1915), S. 38.

wölbung und der auf der Aufwölbungszone eingetretenen Abtragung zusammenhängen. Daß die Unterkreide einst noch weiter nach West gereicht hat, beweisen nicht nur die Grodischer Sandsteine der Kreideklippe von Zdaunek, das beweisen auch zahlreiche Gerölle von Grodischer Nulliporensandstein mit *Aptychus Didayi*, die ich in dem Konglomerat von Strazowitz, westlich Gaya, fand.

Von den Schlierablagerungen des alpin-karpathischen Vorlandes ist innerhalb der Aufwölbungszone nur in der jungen Oder-Betschwa-Furche, die eine junge Grabeneinsenkung darstellt, ein Ost und West verbindender, zusammenhängender Streifen erhalten geblieben, dessen Tegel uns einen Beweis dafür geben, daß das untermiocäne Meer zwar in etwas verringerter Breite, aber doch nicht wesentlich veränderter Tiefe sich vor dem Gebirgsbogen ausdehnte.

Das inneralpine Wiener Becken endet bemerkenswerterweise in jenen Gegenden, in denen die Aufwölbungszone einsetzt, so daß man versucht ist, zwischen beiden Erscheinungen einen ursächlichen Zusammenhang zu suchen. Bei Skalitz in Ungarn (jetzt Slowakei) und bei Jeschow, östlich Gaya, in der mährischen Slowakei, sind, soweit meine Feststellungen reichen, die östlichsten Tagesausstriche sarmatischer Schichten des Wiener Beckens. Aber auch im benachbarten Bisenz wurden solche noch erbohrt. Weiter gegen Ost reichen die Congerienschichten, die Schubert bis in die Nähe von Napagedl verfolgt hat. Fossilführend traf ich sie noch in Neudorf, südlich Ung-Hradisch, an. Wie weit in der Tiefe des Beckens der Schlier, den Böckh¹⁾ noch in Egbell vermutet, gegen Ost reicht, ist zurzeit noch unbekannt. In Bisenz ist er nicht mehr vorhanden und so erhalten wir am Ostende der Gödinger Bucht das Bild einer zunehmenden Transgression gegen Ost. Das sarmatische Meer hat also die Aufwölbung bereits vorgefunden.

Im Gegensatz zu der Aufwölbungszone am Südfuße des Gesenkes steht das Gebiet an der niederösterreichisch-mährischen Grenze in der Umgebung von Mistelbach. Inner- und außeralpines Becken scheinen hier zu verschmelzen und nur eine Reihe jurassischer Inselberge deutet die Trennungslinie an. Die Zahl dieser Inselberge oder Klippen ist etwas größer als die geologischen Karten angeben. Auch der Simperlberg, ein Tumulus, unweit Asparn a. d. Zaya, besteht aus jurassischen Gesteinen, die durch *Pecten subtextorius* Münst., *Alectryonia colubrina* Lam., *Terebratula bisuffurcinata* Schloth., u. a. m. so wie die Leiser Berge auf die Kehlheimer Korallenkalke hinweisen. Schließlich bildet Jurakalk eine kleine, bisher unbekannte Klippe am Waldrande östlich Altmanns.

Namentlich an den Leiser Bergen kann man gut erkennen, daß die Juraberger Inselklippen im miocänen Meere gebildet haben. Die Grunder Schichten von Oberleis nehmen einen entschieden litoralen Charakter bei Annäherung an die Jurakalke an. Fossilreiche Nulliporenkalke sitzen dem Jura auf, um in ganz geringer Entfernung rein sandigen Ablagerungen Platz zu machen.

¹⁾ Zeitschr. d. internat. Vereins d. Bohrtechniker, 1914, Nr. 5.

Die Lage der Juraberge zur karpathischen Sandsteinzone ließ nie einen Zweifel daran aufkommen, daß die Bergreihe zur äußeren Klippenzone gehört. Es ist deshalb von vornherein wahrscheinlich, daß sie, wie diese, Schuppen und Scherlinge sind, die zwischen jüngere Schichten der Karpathen eingeklemmt wurden. Immerhin klingt bei Abel¹⁾, der in diesen Jurabergen erfolgreiche geologische Aufnahmen gemacht hat, die sich an E. Süss anlehrende Auffassung durch, daß hier dem Rande der Böhmisches Masse aufsitzende, relativ weniger gestörte Küstenriffe vorliegen.

Veranlassung gahen Abel hierbei vor allem seine Wahrnehmungen an der Oberkreide, die er als Taschenausfüllung auf den Nikolsburger und Falkensteiner Jurabergen antraf. Speziell in letzteren ist die Kreide ziemlich verbreitet. Der Glaukonitsandstein dieser Taschen- und Spaltenausfüllungen ist aber sicher zum Teil tektonisch deformiert, nicht nur eingelagert, sondern auch eingeklemmt und Schmitze von dunkelgrauem Schiefer-ton sind ihm gelegentlich eingezwängt. Abel vergleicht die Kreide mit jener von Böhmen, aber auch in den Baschker Schichten Ostschlesiens fand ich gleiche Gesteine ähnlich auftretend und daß auch die Baschker Schichten, respektive die gleichalterigen Friedecker Mergel faunistische Verwandtschaft zur herzynischen Oberkreide besitzen, ist bekannt und kann von mir durch Funde von *Exogyra columba* in Taschen solchen Glaukonitsandsteins erhärtet werden.

Man wird aus der oberflächlichen Lage einiger Oberkreidetaschen keine weitgehenden Schlüsse über die tektonische Stellung der Juraberge ziehen dürfen, denn viele Anzeichen deuten darauf hin, daß sie ebenso wie die anderen Juraklippen der Karpathen tektonisch stark beeinflußt sind und Abel betont mit Recht, daß das ganze Gebiet von sehr komplizierten Brüchen und Blättern durchsetzt ist. Eine Reihe steiler und flacher Blätter durchsetzt auch die Falkensteiner Berge. Erstere haben Nord-Südrichtung. Der Kalk des Staatser Berges ist infolge Gebirgsdruckes grob vergriest, schwarzer Schiefer-ton ist unter den Kalk eingezwängt. Auch in den Leiser Bergen stellt der Jurakalk zum Teil eine tektonische Breccie dar. Eine schwache Bank von Häckselsandstein sowie schieferige graue Mergel sind ihr aufgelagert und in steiler Stellung eingefaltet. Nur feines Zerreibsel dünner Muschelschalen konnte in den Mergeln, die ebenso jung- wie alttertiär sein könnten, aufgefunden werden. Blöcke eines kompakten Nulliporenkalkes mit Austernbruchstücken, die ich im untersten Steinbruch bei Oberleis fand, erinnern auffallend an das Eocän von Bruderndorf. Leider gelang es nicht, das Lager dieser Rollblöcke zu finden. Auch bestehen die größeren Bergmassive nicht ausschließlich aus Jurakalken, wie es die älteren geologischen Karten darstellen. Es zieht sich beispielsweise von Michelstetten zum Buscherge zwischen den Jurakalken ein Zug von schwarzem Schiefer-ton hindurch, der Mangels geeigneter Aufschlüsse dem Alter nach nicht näher definiert werden konnte. Nördlich vom Buschberge begegnet man schwarzen Schiefen und feinkörnigen Kalksandsteinen, an-

¹⁾ Verhandl. d. Geol. R.-A. 1899, S. 374.

scheinend tieferen Jurahorizonten angehörend. Man wird einigermaßen an die Fazies des *Zoophycus Dogger* erinnert.

Da aber Schotter und Sande der Grunder Schichten, teilweise auch jüngere Schotter die Juraherge bis hoch hinauf verhüllen, ist es schwer möglich, den Schichtenverband der Juraklippen innerhalb der karpathischen Falten zu ermitteln.

Bei Erörterung des tektonischen Problemes, das diese Juraklippen bieten, wies Abel auch auf das Vorkommen granitischer Gesteine an mehreren Punkten der Umgebung von Nikolsburg hin. Wenn er in ihnen auch nicht anstehendes Urgebirge sieht, so hält er es für sehr wahrscheinlich, daß dort einmal eine Granitklippe bestand. Ebenso wie Abel den Granit des Waschberges als autochthon betrachtet, so ist er, das geht aus allen seinen Erörterungen deutlich hervor, auch bezüglich jener Granitfunde der Meinung, daß sie ein Anzeichen dafür bieten, daß hier der ältere Untergrund hindurchschimmert. Es wäre eventuell die Basis der jurassischen Inselberge, die Abel als einen den Karpathen vorgelagerten stauenden Horst betrachtet, so wie auch E. Süss¹⁾ in ihnen autochthone Klippen sieht, die unter dem äußersten Saume des Flysch entblößt sind.

Gelegentlich der Diskussion des Waschbergproblems²⁾ besuchte ich auch diese Oertlichkeiten bei Nikolsburg. Ich unternahm die Exkursion im zeitigsten Frühjahr, um in dem Ackerland besser beobachten zu können. Es zeigte sich denn auch, daß die an die Sommerzeit gebundenen geologischen Begehungen Abels hier unter dem Einflusse der schlechten Aufschlüsse und des hohen Standes der Kulturen zu Täuschungen geführt haben, die im Frühjahr nicht möglich gewesen wären. Das Granitvorkommen von Bergen an der Westseite der Pollauer Berge besteht überhaupt nicht. Mit vollkommener Sicherheit war wahrzunehmen, daß an der auf der Karte angegebenen Stelle grauer Letten mit Kalkgekriech den Boden bildet. Es ist gar nicht anders möglich, als daß Abel durch am Wege verschleppte Gerölle getäuscht worden ist. An der Stelle des zweiten Granitvorkommens der Abelschen Karte, südlich vom Galgenherge, findet man eine dünne Bestreuung von Geröllen Brunner Granits und von Quarzit. Es handelt sich um Ueberreste einer Diluvialterrasse, die dem Mergel auflagert. Es ist wohl nicht wahrscheinlich, daß diese Gerölle zur Deutung Abels geführt haben. Auf dem Hügel, der westlich neben dem angehlichen Granitvorkommen liegt, streicht ein Konglomerat aus, das vorwiegend aus Kalk besteht, in dem man überdies aber noch Kieselknollen, wie sie im Czetechowitzer Jura vorkommen, roten und grauen Granit, dichten Grünstein, Toneisenstein sowie Quarzitgerölle vorfindet. Die meisten Gesteine sind mehr oder weniger kantig. Es liegt eine jener Schotter-, beziehungsweise wenig verfestigten Konglomeratbänke vor, wie sie im karpathischen Alttertiär verbreitet sind. Sollten es diese kristallinen Brocken gewesen sein, die zu Abels Annahme geführt haben, so muß auf die

¹⁾ Antlitz der Erde. Bd. III, S. 602.

²⁾ Verhandl. der Geol. R.-A. 1914, S. 146.

Vermischung verschiedener Gesteine verwiesen werden, wie sie ähnlicher Art in den karpathischen Blockanhäufungen verbreitet ist.

Wir haben also keinerlei Ursache, die Juraklippen zwischen Donau und Thaya als etwas anderes wie die sonstigen Klippen in den Karpathen zu betrachten. Ebenso wie den Waschberg halte ich sie für vom Untergrunde abgeschürfte Scherlinge, die auch nach Ablagerung der Kreide von Faltungen ergriffen worden sind und die erst zur Zeit der alttertiären Faltungen an ihren heutigen Ort verschleppt worden sind.

Ueber den Untergrund, auf dem sich die Juragesteine abgelagert haben, ist bis jetzt kaum etwas auszusagen. Uhlig faßte den Stramberger Kalk als eine heteropische Linse in den unteren Teschener Schiefeln auf. Die Grodischer Schichten weisen durch ihren groben Quarz und die reichlichen Brocken von alten Schiefeln auf eine Ablagerung über kristallinen Schiefeln, vielleicht auch paläozoischen Schiefeln hin. Am Vesely Kopec bei Strazowitz, unweit Gaya, fand ich im dortigen Konglomerat weißen brécciösen Kalk vom Habitus der weißen Jurakalke und darin Brocken von Tonschiefer oder Phyllit, die einen Beweis dafür geben, daß Malm direkt über Grundgebirge abgelagert vorkommt. In den Voralpen deuten die groben Arkosen der Grestener Schichten auf Ablagerung über granitischem Untergrunde hin, einem Untergrund, der auch durch die Klippe des Buchdenkmales dem Gesteine, wenn auch nicht dem Orte nach verraten wird.

Transgressive Lagerung, wie sie der Jura von Krakau und von Brünn zeigt, ist auch für den tief unter die äußersten Falten des alpin-karpathischen Gebirgsbogens versunkenen äußersten Saum der Böhmisches Masse, beziehungsweise Sudeten anzunehmen. Ich verweise übrigens hierbei auch auf das gleiche Resultat der Tiefbohrung in Rzeszotary südlich Wieliczka. Abels Anschauung, daß der Jurakalk der niederösterreichischen Klippen eine litorale Fazies ist, die dem Saume der Böhmisches Masse aufsitzt, deckt sich sonach bis zu einem gewissen Grade mit der hier niedergelegten, nur darf man den Saum nicht dort suchen, wo heute die Juraberger liegen, sondern weiter östlich und tief unter der Decke, die den Außenrand der Sandsteinzone bildet.

Die Lagerung und Fauna (enge Beziehungen zu den Kelheimer Korallenkalken) bestätigen für den Jura, was auch für alle anderen Formationen gilt. Ich erinnere an die faunistische Verwandtschaft des Waagtal-Cenomans und der Friedecker und Baschker Kreideschichten zur hercynischen Kreide, an die Karbonbrocken im Alttertiär, an die Blockführung der Unterkreide, an den alpinen Einschlag im ober-schlesischen Muschelkalk, den Keuper der subalpinen Zone und andere Erscheinungen mehr, die alle zur gleichen Deutung der Schichtensysteme und Decken führen: wenn auch ortsfremd, so doch heimatherechtigt. Die Ueberschiebungen waren nicht groß genug, um die ursprünglichen räumlichen Beziehungen zu verwischen.

Weit ausgebreitete und mächtige Miocänablagerungen verhüllen das Verbindungsstück zwischen Karpathen und Wienerwald. Die

erwähnten Inselberge ragen aus dieser Hülle, deren Tektonik weiterer Aufklärung bedarf, empor. Das ganze Gebiet ist das Gegenteil der obenerwähnten, quer zu den Karpathen liegenden Aufwölbungszone, eine breite, tiefe Einsenkung. E. Süss erkannte schon, daß im Viertel unter dem Mannhartsberge das Miocän gegen Nord versinkt¹⁾. Inneralpines und auöeralpines Becken verschmelzen in dieser Einsenkung. Aber eine Grenze ist noch zu finden und diese liegt gerade in der durch die Inselberge angedeuteten Linie. Hier zeigt das Miocän wiederholt starke Aufrichtung. Steil gegen Ostsüdost fallenden Schlier bemerkt man westlich Falkenstein. In den Sandgruben beim Bahnhof Frättingsdorf ist die Neigung in den Grunder Schichten wesentlich kleiner. Hingegen kann man in Loosdorf wieder die Sande und schieferigen Tegel der Grunder Schichten auf größere Erstreckung hin unter 40° gegen Südost einfallen sehen. Dazwischen liegt Enzersdorf bei Staats, von wo E. Süss die steile Aufrichtung des Schliers erwähnt. Ähnliches bemerkte ich in Alt-Ruppersdorf, nur war hier das Streichen NW—SO gerichtet. Ein merkwürdiger Aufschluß ist auf der Sattelhöhe nördlich Altmanns. Hier bemerkt man unter 30—40° nördlich fallende schieferige Sandsteine, Mergel und feine Sande in einem wenig tiefen Hohlweg entblößt. Nur etwa 50 Schritt östlich davon stehen in einer Sandgrube gelbe Sande und Schotter in horizontaler Lagerung an. Sie gleichen den Grunder Schichten der Umgebung. Liegen diese hier diskordant auf Schlier, auf Alttertiär oder sind es gleichfalls Grunder Schichten, die an einer Störung im Hohlweg aufrichtet sind? In Ermangelung von Fossilien vermochte ich das nicht zu entscheiden. Saigeren Schlier verzeichnet Holler südöstlich Neuruppersdorf. Auch unweit südlich Neudorf bei Laa a. d. Thaya fand Herr Dr. E. Nowak gestauchte Grunder Schichten. Wir haben also auf der durch die Juraklippen von Nikolsburg, Falkenstein, Leiser Berge gegebenen Linie, außerhalb welcher lediglich die Klippe des Staatser Berges liegt, eine Zone mit aufrichtigtem Schlier und Grunder Schichten. Westlich derselben hat der Schlier die vorherrschende Verbreitung und soweit bis jetzt bekannt, horizontale Lagerung. In der Lage entspricht diese Störungszone der Flexur, die den Südrand des auöeralpinen Beckens bildet. Die Aufrichtung wäre sonach nach Ablagerung der Grunder Schichten erfolgt. Schon die Grunder Schichten selbst zeigen nach den monotonen Ablagerungen des Schliermeeres eine Belebung der Erosion an. Feine Oncopborasande vertreten sie im Tullner Becken ebenso wie in Oberösterreich und bei Brünn. Sande mit Schotterlagen aber herrschen im Bezirke Mistelbach. Der Schotter enthält wohlgerundete Kalke, wie sie in den Klippen vorkommen, in wechselnder Menge, daneben aber Quarzit, Lydit, Porphy, dunkelgrauen (? Devon) Kalk, Aplit und Granulit und schließlich überwiegend Quarzgerölle, also Gesteine, die auf die Böhmisches Masse und deren Ostsaum hinweisen. Die Störungszone, die auf Brüche und Flexuren hinweist, entspricht also jener tektonischen Phase, die sich auch in den Alpen, vor allem an der Wende der I. und II. Mediterranstufe, nachweisen läßt und hier die eingangs erwähnten großen Brüche

¹⁾ Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. in Wien. 54. I. (1866), S. 115.

zur Folge hatte. Da sich Schlier an der Ostseite des inneralpinen Wiener Beckens hinter der Leithagebirgsschwelle bei Walbersdorf, vor derselben bei Theben vorfindet und da solcher nach v. Böckh im nördlichen Teile des Beckens gleichfalls an der Ostseite in Eggeßell voranzusetzen ist, ist es sehr wohl möglich, daß sich der Schlier einst über die Höhen des Wienerwaldes ausgebreitet hatte, hier aber ebenso wie im Westteile der eigentlichen Wiener Bucht späterer Abtragung erlag. Es wäre das jene Abtragung, die der Ablagerung des Leithakalkes voranging und die zu jener orogenetischen Phase gehört, auf deren Bedeutung ich schon früher einmal verwies¹⁾ und für die sich auch aus dem hier behandelten Gebiete (Voitelsbrunn bei Nikolsburg und Weihonberg bei Seelowitz) Beweise bringen ließen.

Es ist das Verdienst Hugo v. Böckhs, zuerst erkannt zu haben, daß das Jungtertiär des Wiener Beckens leichte Faltungen aufweist. Bekannt ist auch, daß Böckh aus dieser Erkenntnis sofort von gutem Erfolg gekrönte Nutzenwendungen für die Erschließung von Erdöllagerstätten zog. Leicht sind die sanften Faltenwellen in den Congerienschichten des Gödinger Kohlenrevieres nachweisbar. Auf einer derselben wurde in Hiesel schon vor vielen Jahren Erdgas erbohrt. Offen und demnach ungünstig für die Oelführung sind die Antiklinalen in Niederösterreich. Einer solchen, die ein breites und flaches Gewölbe darstellt, begegnen wir in Voitelsbrunn. Schlier mit *Aturia* faud E. Süss darin in Garschöbental. Südlicher liegt der Steinberg bei Zistersdorf, über dessen Nordfuß sich die sarmatischen Schichten wölben. Gegen West folgt eine weite Mulde mit sarmatischen Schichten in Ladendorf, Wilfersdorf und Poysdorf (an letzteren beiden Orten schon bekannt). Möglicherweise bilden sarmatische Ablagerungen auch den Untergrund der Stadt Mistelbach. Westlich von der sarmatischen Mulde kommen in sehr breitem Streifen die Grunder Schichten zum Vorschein. Das Sarmat liegt also übergreifend, ebenso wie wir es von Hiesel—Bisenz und Skalitz erwähnt hatten und wie es sehr schön an der Staatshahn bei Kreuzstetten zu beobachten ist. Diskordant darüber liegen junge, quarzreiche Schotter, waldbedeckte Höhenrücken bildend. Das Alter derselben konnte ich nicht ermitteln. Ich verweise aber auf die sandigen Lehme der Gegend von Stillfried am Marchfelde, die Stur in seiner Wiener Umgebungskarte als Paludinen-Tegelsande bezeichnete und die, wie ich zu bestätigen vermag, bei Wolkersdorf auf sarmatische Schichten übergreifen. In diesen Schichten kommen gleichfalls Einlagerungen quarzreicher Schotter vor. Abgerollte Congerien, wie sie in der großen Sandgrube von Matzen vorkommen, beweisen, daß sich diese Schichten über aufgearbeiteten Congerienschichten abgelagert haben. Ich verweise auf die pliocänen Säuger, die Schlesinger²⁾ in Schottern von Mistelbach und die aufgearbeiteten Fossilien mediterranen, sarmatischen und pontischen Alters, die Veters³⁾ gleichfalls in Schotterablagerungen von Mistelbach fand. Dies alles läßt den Schluß zu, daß die diskordant

¹⁾ Verhandl. d. Geol. R.-A. 1915, S. 310.

²⁾ Jahrb. d. Geol. R.-A. 1912.

³⁾ Verhandl. d. Geol. R.-A. 1914, S. 72.

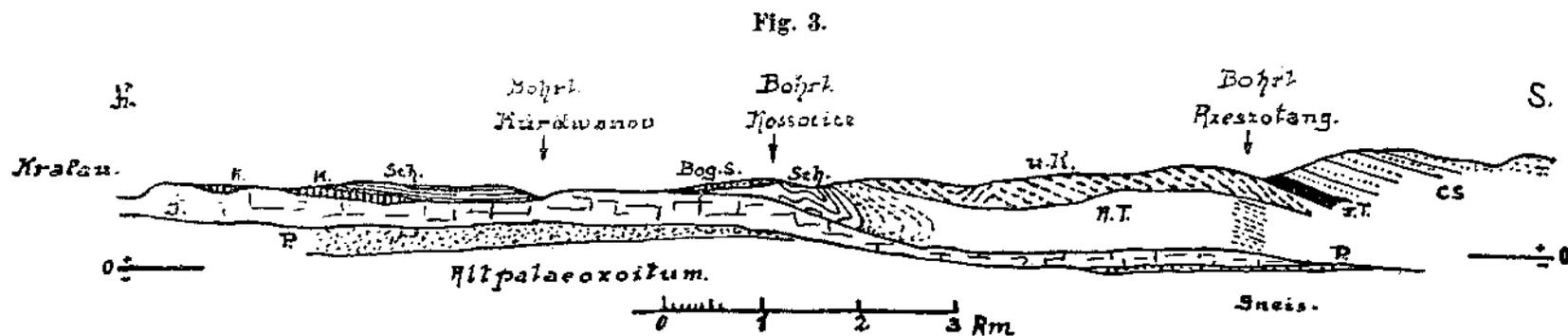
am Miocän liegende Schotterdecke den Paludinen-Tegelsanden Sturs äquivalent ist. Dadurch ist das Alter der jungen Faltungen im Wiener Becken fixiert.

Diese jungen Faltungen sind noch nicht die letzten tektonischen Bewegungen, denen die Ablagerungen des Wiener Beckens ausgesetzt waren, was aus den vortrefflichen Untersuchungen Hassingers hinreichend bekannt ist. Ich möchte nur erwähnen, daß außer den sehr jungen Verbiegungen, die Hassinger an den Terrassenschottern erkannt hat, auch noch junge Brüche vorhanden sind, welche die unter dem Namen Belvedereschotter bekannten Schotter verwerfen. Es dürfte deshalb einige Vorsicht am Platze sein, wenn man die verschiedenen Schotter allein ihrer Höhenlage nach in verschiedene Terrassen einordnen will, wie es Schaffer tut.

Die Lagerungsverhältnisse, wie sie am Alpenrande zu erkennen sind, verleiten zu einem Vergleich mit jenen am Rande der Nord- und Ostkarpathen. In der Regel ist die Grenze gegen das Vorland tektonisch. Selten ist sie gut zu beobachten, wo sie aber unter Zuhilfenahme tiefer Aufschlüsse gut studiert ist, zeigen sich beachtenswerte Verschiedenheiten im Bau. Man vergleiche die Durchschnitte aus den rumänischen Erdölgebieten mit jenen, die Kropaczek und Grzybowski neuestens aus dem Boryslaver Reviere veröffentlicht haben und diese mit dem, was über Bochnia und Wieliczka bekannt geworden ist. Die verschiedenen Deutungen, welche dem Grubenprofile von Wieliczka gegeben wurden, lassen die Schwierigkeiten des Problems ermesen.

Die Lagerung der Bogucicer Sande verglichen mit jener der Salzformation von Wieliczka läßt auf die Diskordanz zwischen I. und II. Mediterranstufe schließen. In der tektonischen Hauptphase wäre also Gleichzeitigkeit zu erkennen. Das allmähliche Versinken des autochthonen Untergrundes, wie es durch die Tiefbohrung in Rzeszotau südlich Wieliczka erwiesen wurde, ist ebenso wie die transgressive Lagerung des Jura von Wichtigkeit für das Verständnis der Klippen zwischen Donau und Thaya. Die Lagerungsverhältnisse können im Prinzip durch das nebenstehende Profil (Fig. 3) veranschaulicht werden. Die Schichten des Neocom tragen teilweise deutlich litoralen Charakter. Sie entstammen aus einem anderen Sedimentationsgebiet. Der fleischrote Feldspat und der grünliche Phyllit ihrer Sandsteine können wohl dem Grundgebirge, wie es in der Tiefe ansteht, entnommen sein, aber die zahlreichen Steinkohlenbrocken und die Brocken fossilführenden Karbonschiefers, welche sich in manchen Bänken vorfinden, deuten auf ein etwas südlicher gelegenes Sedimentationsgebiet.

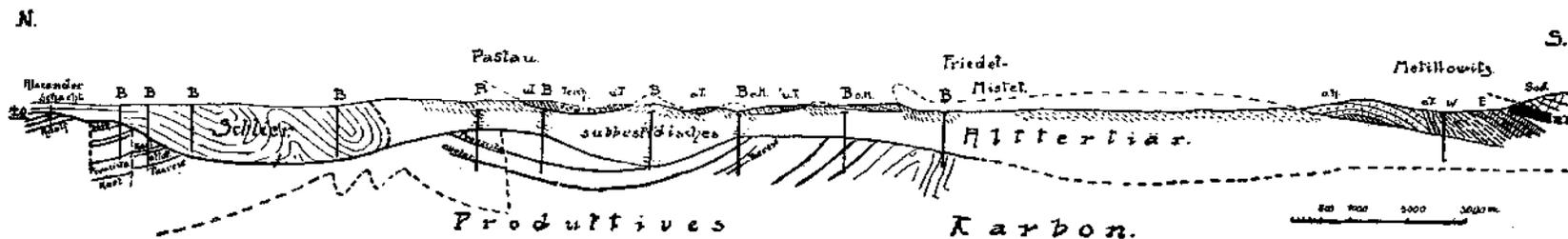
Die Lage des autochthonen Untergrundes bei Wieliczka ist wenig tief, wenn man sie mit den Feststellungen im Gebiete von Boryslav vergleicht, woselbst der Bohrer in 1850 m Tiefe noch nicht aus den karpatbischen Decken herausgekommen ist. Allerdings scheint dort die Lage des Untergrundes auch schon im Vorlande tiefer zu sein als gerade im Gebiete von Krakau. Hier, wo die Gesteine der polnisch-oberschlesischen Platte, ähnlich wie im Gebiete der mährischen Pforte jene der Sudeten, dicht an die Karpathen herantreten, bildet das Neogen nur eine dünne, vielfach unterbrochene Decke



Erklärung zu Figur 3.

P = Perm. — *J* = Jura. — *uK* = Unterkreide. — *K* = Oberkreide. — *sT* = Subbeskidisches Alttertiär. — *rT* = Roter Ton.
cs = Ciczkowitzer Sandstein. — *Sch* = Schlier. — *Bog S.* = Bogucicer Sand.

Fig. 4.



Erklärung zu Figur 4.

uT = Unterer Teschener Schiefer. — *oT* = Oberer Teschener Schiefer. — *W* = Wernsdorfer Schichten. — *E* = Ellgoter Schichten.
God = Godulasandstein. — *Tesch* = Teschenit und Pikrit. — *oK* = Oberkreide. — *rt* = Roter Ton (Alttertiär. — *B* = Bohrloch.

Nach Ost und West wird das Neogen des Vorlandes mächtiger. Im Osten zeigen das sehr sporadische, im Westen jedoch zahlreiche Bohrlöcher aufschlüsse an. Südlich vom Krakauer Hügelland fanden die schon in den Karpathen angesetzten Bohrungen das Autochthon meist in geringerer Tiefe als weiter westlich. Die größte Tiefe ist südlich des breiten oberschlesischen Beckens, dort, wo auch die kretazischen Ueberschiebungsdecken die größte Ausdehnung besitzen. Bemerkenswert ist zu diesen Ueberschiebungsdecken, daß sie nicht immer nur mit flach wellenförmig verlaufender Bahn dem Alttertiär aufgelagert sind, sondern mit diesem auch verfaltet oder in Schuppen gelegt sein können. Manche neuere Bohrungen trafen einen wiederholten Wechsel von Kreide und Tertiär an, ehe sie endgültig ins Tertiär kamen. Eine Folge davon ist aber, daß wir auch dort, wo die ausgedehnten Ueberschiebungsdecken schon abgetragen sind, immer noch zwischen alttertiären Schichten hinstreichende Züge von Unterkreide antreffen können. Berücksichtigt man dies, so erkennt man eine weitgehende Analogie zwischen dem Karpathenland südlich des Krakauer Hügellandes und der früher erwähnten Aufwölbungszone am Südfuße der Sudeten.

Die gewaltige Mächtigkeit der karpathischen Decken, beziehungsweise die große Tiefe bis zum autochthonen Untergrunde im Gebiete von Boryslav scheint nach obigem im Widerspruch zu stehen mit der Anschauung J. Nowaks¹⁾, die für das betreffende Oelgebiet eine Aufwölbung quer zum Streichen der Karpathen annimmt. Die Erklärung dürfte meines Erachtens darin zu suchen sein, daß die Tektonik, wie sie Nowak ermittelt hat, die Folge von orogenetischen Vorgängen ist, die sich nur im Deckgebirge abgespielt haben, während die hier besprochenen Aufwölbungs- und Senkungszone das Ergebnis epirogenetischer, auch den tieferen Untergrund ergreifender Prozesse sind.

Schwer zu erkennen ist die Beschaffenheit des Karpathenrandes im schlesischen Steinkohlenreviere. In den Karpathen sowohl wie im Vorlande herrschen tonige Gesteine, die keine natürlichen Aufschlüsse bieten, zudem verhüllen mächtige Diluvialdecken auf Meilen das Land. Die Aufschlüsse der Kohlenbohrungen sind leider wenig geeignet, die Frage zu klären.

Als ich über das Tertiär unter der Kreide des Teschener Hügellandes berichtete, wandte ich mich an Herrn Hofrat Fuchs um die Altersbestimmung auf Grund der gesammelten Fossilien. Diese lautete auf Miocän. Oppenheim, Rzehak sowie Michael wandten sich gegen diese Altersbestimmung und ich muß zugeben, daß namentlich die beiden erstgenannten Autoren den Sachverhalt in sehr gerechter Weise aufdeckten, indem sie die Schwächen der stratigraphischen Vergleiche und die unzulängliche Beweiskraft der Fossilien betonten. Rzehak ergänzte den Nachweis, daß doch Alttertiär vorliege, auch noch durch die Foraminiferenfauna. Jeder unbefangene Leser meiner Arbeit dürfte mir zugeben, daß die auf Miocän lautende Altersbestimmung mir selbst Schwierigkeiten bereitete, da ich immer wieder auf Schichten

¹⁾ Zeitschr. f. Petroleum, Bd. 11, 1915/16, S. 925.

zum Vergleiche hinwies, die meist noch ins Oligocän gestellt wurden. Merkwürdig ist, daß von allen Autoren nur Oppenheim, und dieser mehr nebenbei, bemerkt, daß das stärkste gegen das miocäne Alter sprechende Argument von mir selbst in jener Arbeit geliefert wurde. Ich gab nämlich an, daß der Ostrauer Tegel (Schlier) diskordant auf jenen fraglichen Tertiärschichten liegt. Aber gerade gegen die Richtigkeit dieser Deutung, wie ich sie auch in dem Profildurchschnitt S. 93 sowie später in den Coal Resources of the World zur Darstellung gebracht habe, wenden sich jetzt meine Bedenken. Die betreffenden Bohrungen waren als Meißelbohrungen durchgeführt worden und nur kleine Kernpfropfen wurden mit Hilfe des Kernstoßverfahrens herausgebracht. Solche Proben bieten kein gutes Material zum Vergleich ähnlicher Schichten. Und wenn ich damals auch auf die Gesteinsunterschiede verwiesen habe und auch Michael nicht umhin kann, die Charakteristik als zutreffend zu bezeichnen, so sind mir seitdem doch Bedenken aufgestiegen, ob diese immer das Richtige trifft. Am Alpeurande, in den Tälern der Melk und Erlauf kann man deutlich bemerken, wie sich die Beschaffenheit des Schliermergels dort ändert, wo er aufgerichtet und dem Gebirgsdrucke mehr ausgesetzt ist. Die seinerzeit angeführten Unterschiede fallen zum Teil unter jene, wie sie auch der Gebirgsdruck erzeugen kann. Daß aus größerer Tiefe kommende Tongesteine spezifisch schwerer sind, ist im böhmischen Braunkohlenreviere exakt nachgewiesen worden. Vielleicht kann es einmal auf Grund der Foraminiferen entschieden werden, ob wirklich Schlier diskordant auf gefaltetem Alttertiär liegt. Wenn ich heute gegen die seinerzeitige Auffassung Bedenken habe, so ist dies vor allem auch deshalb, weil ich die sehr oft, wenn auch nicht immer vorhandenen, auch von Michael erwähnten Basisschichten des Schliers vermissen. In den oberen Teufen der Bohrlöcher südlich Ostrau wurden keine Kernpfropfen gezogen und so ist es unbekannt, wie daselbst die Schichten liegen. Es wäre ganz wohl denkbar, daß hier am Karpathenrande aufgerichtete Schliermergel vorliegen und daß das zitierte Profil durch das untenstehende zu ersetzen wäre. Wegen des schon eingangs erwähnten Fehlens miocäner Strandbildungen auf den Karpathen halte ich diese Deutung des Profiles für wahrscheinlicher. Sollten auch die Bohrungen Schönhöf, Schumbarg, Pogwizdau und Bestwin dieser aufgerichteten Randzone des Schliers angehören, dann wären die Schwierigkeiten beseitigt, einen sofort und leicht erkennbaren Gesteinsunterschied in der Schichtenentwicklung von Schlier und Alttertiär herauszufinden. Ich muß diese Frage weiteren Untersuchungen überlassen.

Viele Bohrungen weisen darauf hin, daß sich am Außenrande der Karpathen eine schmale Zone hinzieht, in der das Tertiär besonders mächtig ist. In der älteren Profildarstellung faßte ich diese Zone als Graben auf und dachte an die Fortsetzung des Grabens von der Oder-Betschwa-Furche. Da das Profil nur auf der Kombination von Bohrlochaufschlüssen basiert, ist es nicht möglich zu entscheiden, ob wirklich solche Verwerfungen vorhanden sind und wo sie liegen. Durch Auffindung charakteristischer Schichten gelang es aber, Genaueres über die Lagerung des Karbons festzustellen. Eine eingehende Begründung würde hier zu weit führen, darum mag die Bemerkung

genügen, daß auf die im Karbon verzeichneten Sprünge, wenn auch nicht der Lage nach, so doch dem Ausmaße nach mit sehr großer Wahrscheinlichkeit geschlossen werden kann, da die Identität der im Profil bezeichneten Flözgruppen sicher ist. Insbesondere konnte ich die in dem nördlicheren Bobrloch von Paskau bezeichneten Kohlenflöze mit vollkommener Sicherheit mit jenen des Ostrauer Revieres zu identifizieren, so daß über die Grundzüge der Tektonik des Untergrundes kein Zweifel bestehen kann. Auch H. Folprecht¹⁾ hat sich meiner schon im Jahrbuch der k. k. geol. R.-A. 1913 ausgesprochenen Auffassung der Flözzusammenhänge angeschlossen.

Daß das Miocän des Vorlandes nicht frei von tektonischen Eingriffen ist, beweisen postmiocäne Brüche, die der Kohlenbergbau aufgeschlossen hat, wie ich schon vor Jahren zu betonen Gelegenheit hatte. Leider aber gibt es in Schlesien kein Mittel, das Alter dieser Brüche genauer zu fixieren, da es an tertiären Schichten fehlt, die jünger als der Schlier sind.

Zwischen Teschen und Bielitz wurde das subbeskidische Alttertiär wiederholt in söhlicher Lage erbohrt, so daß mit der Möglichkeit zu rechnen ist, daß es über größere Strecken horizontal und ungestört liegt. Horizontal liegen die tuffitführenden Schichten unter dem Schlier des Vorlandes und horizontal auch das Alttertiär Oberschlesiens. In Oberösterreich konnte ich im Schlier des Vorlandes eine sehr leichte Faltung konstatieren. Die Neigung an den Schenkeln bleibt meist unter 3 Grad. Solche sanfte Falten reichen aber bis an den Rand der Böhmisches Masse heran. Es entzieht sich der Beurteilung, ob auch das schlesische Miocän derart leichte Faltung besitzt, da es an Aufschlüssen fehlt.

Die vorstehenden Untersuchungen führen zu dem Ergebnis, daß in den Ostalpen und Westkarpathen sich an der Grenze von Flyschzone und Miocänvorland Flexuren von einheitlichem Charakter bemerkbar machen. Die nach außen sehr rasch ausklingende Tektonik ist das Ergebnis gebirgshildender Prozesse, die sich an der Wende der I. und II. Mediterranstufe abgespielt haben. Wenn auch im einzelnen mannigfache Verschiedenheiten zu bemerken sind, so besteht doch Analogie zur Tektonik des Schweizer Molassenrandes, eine Analogie, die E. Süss²⁾ schon erkannt hat.

¹⁾ Montanistische Rundschau 1915, Nr. 11.

²⁾ Sitzungsber. d. kais. Akademie d. Wissenschaften in Wien, math.-naturw. Klasse, 1868, S. 547.

Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern.

II. Bericht.

Von Dr. Bruno Sander.

Mit einer Karte (Tafel Nr. X) und einer Profiltafel (Nr. XI).

Einleitung.

Da der Farbendruck größerer Gebiete im entsprechenden Maße (1 : 25.000) schon vor dem Kriege zu teuer kam, gedachte ich einen möglichst monographisch gehaltenen Bericht über das Tauernwestende an die Publikation der Blätter Sterzing und Matrei anzuschließen. Umstände, wie die Okkupation des Sterzinger Gebietes durch Italien, die Trennungsbestrebungen Tirols von Wien und die Teuerung müssen es entschuldigen, wenn ich nun Kürze halber nur Begleitworte zu einer Uebersichtskarte veröffentliche und dem genügend interessierten Leser ansinue, sich meine früheren Arbeiten und Referate (siehe Publikationen der Reichsanstalt in Wien) sowie die geographische Kartengrundlage selbst zu beschaffen. Aus demselben Grunde überlasse ich es vorläufig, auch diesem Leser meine Arbeiten mit der Literatur, zum Beispiel mit der Schullehre der Tauerndeckentheorie, wie sie kürzlich (K o b e r, Sitzber. d. Akad. 4. III. 1920) in Thesen gebracht wurde, zu konfrontieren.

Dauerndere und regionaler interessierende Ergebnisse der Tauerngeologie werden meines Erachtens jene sein, welche nicht von Fossilspuren im Hochstegenkalk oder von zweifelhafter Stratigraphie in den Radstätter Tauern abhängen, und welche nicht lediglich abzielend auf Für und Wider der Synthese Termiers gesucht, sondern bei unbeirrterer Fragestellung gefunden werden. Für solche Erkenntnisse halte ich unter anderem den tiefentektonischen Bautypus mit seinen Merkmalen und Regeln, deren einige ich mich gleich nach Termiers Synthese mit Anschluß an die mechanische Technologie zu entwickeln bemühte; ferner die tektonische Gesteinsfazies, sofern man sie nicht etwa gar gleich Mylonit setzt, sondern erkennt, daß Tektonite außerordentlich vielmal verbreiteter und vielsagender sind und ebenso wenig wie zum Beispiel kristalline Schiefer stratigraphisch faßbar, sondern neben Sedimente und Massengesteine zu stellen und oft als eigene Kategorie zu kartieren wären; ferner die Beziehungen zwischen Teilbewegung und Kleingefüge, tektonischer Deformation und kristalliner Mobilisation des Gefüges; die aus solchen Fragen gewonnenen allgemeinen Regeln, deren Kritik und Weiterbau, wie ich meine, erst

die Geologie der tektonischen Gesteine in derzeit noch unvermuteter Selbständigkeit neben die Geologie der Massengesteine und Sedimente stellen wird. Denn es gibt sehr viele Tektonite, von denen wir zunächst nur die Tatsache und die Bedingungen ihrer Prägung, sodann erst vielleicht noch ihr Ausgangsmaterial und die Entstehungszeit auszusagen haben, welche letztere nicht der stratigraphischen Zeitfolge der Formationen angehört (vgl. Denkschriften der Akad. d. Wissensch. 1911, S. 312, über „Formationen“ kristalliner Schiefer).

Die eigentliche und dauernde Lehre aus der Arbeitsrichtung Uhligs und seiner Schüler in dieser Richtung erblicke ich nun, was die Tauern anlangt, geradezu in dem freilich unfreiwilligen auch für ähnliche Gebirge erbrachten und durch Kobers oben erwähntes Referat über die Ergebnisse für mich besiegelten Nachweis von der Unfruchtbarkeit der allzu stratigraphischen Methode für das tektonische Studium derartiger Gebirge, in welchen eben beispielsweise F. E. Sueß' an die Tiefenstufenlehre angeschlossene Richtung (Moravische Fenster) oder das technologische Studium der Tektonik, worin übrigens, wie mir scheint, die Uhlig'sche Richtung mir bisher unzulänglich folgte, ja bloße genaue Kartierung oder selbst das Festhalten geophysikalischer Gesichtspunkte mit Ampferer und Schwinner mehr neue und bleibende Ergebnisse liefern, als die alte stratigraphische Betrachtungsweise im Dienste für und wider Termiers höchst anregende Synthese.

Einer eingehenden und zur Vermeidung von unzeitgemäßer Polemik genügend sachlichen Behandlung meiner vielleicht überraschenden Behauptung und der ganzen Frage nach der Fruchtbarkeit der Deckentheorie messe ich allgemeinere Bedeutung bei. Aus diesem Grunde werde ich gelegentlich sowohl auf die strenge Zeitfolge der positiven Ergebnisse als auch darauf zurückkommen, ob man das Fallenlassen der Uhlig'schen Stratigraphie (Folge: Quarzit, Jura, Trias), ferner der durch unhaltbare Verwendung bei so vielen Gelegenheiten Literaturballast gewordenen Bezeichnung Lepoutin, der Verfaltungshypothese und die Wiederholung ungefährer Meinungen Termiers schlechthin als „Ergebnisse“ eben jener Vertretung der Deckenlehre anführen darf, welche selbst die ersteren Umwege eingeschlagen und folgerichtig zu den von anderen veröffentlichten Zweifeln nun anscheinend verlassen hat.

In den folgenden Begleitworten zur Karte und Profiltafel, welche sich zuletzt an das in den Verhandlungen 1920, Nr. 7, und im Jahrbuch 1920 Gesagte anschließen, habe ich die Bezeichnung Decke eben wegen ihrer Verflachung seit jeher jenen tektonischen Gliedern vorbehalten, bei welchen ich sie für derzeit begründbarer und für dauerhafter halte, als ich zum Beispiel manche Unterscheidungen von Ostalpin und Lepontin halten konnte oder Staubs Trennung der penninischen Zentralgneis-Schistes lustrés-Decken von den uuterostalpinen Brenner- und Tribulaundecken halten kann. Eben dieser Zurückhaltung gegenüber möchte ich andererseits meine seit Termier ausgesprochenen Anschauungen über die allgemeine und besondere Bedeutung der tektonischen Fazies als Zeichen für die Durchbewegtheit der Tauern neuerdings betonen.

Die wichtigsten Ausgangspunkte für die von mir eingeschlagene Arbeitsrichtung in der Tektonik habe ich dem Vergleich zwischen alpinen und fennoskandischen Schieferungen, Termiers Ansichten über meine Aufnahmegebiete, der Fühlung mit der mechanischen Technologie durch Professor Ludwicks und Beckes Lehren über kristalline Schieferung zu danken.

Gliederung im Einzelnen.

Umschreitet man das Tauernwestende, indem man in der Hülle von Maierhofen nach Lappach wandert und jeweils von den Gneisen ausgeht, so lassen sich die im folgenden aufgezählten Teile unterscheiden. Sie sind alle tiefentektonisch durchbewegt. Ihre heute vorliegende tektonische Form ist, wie sich im Einzelnen ergeben wird, nicht etwa durchwegs aus der nachträglichen Faltung vorher übereinanderliegender Decken abzuleiten, sondern besser als Teilbewegung zu dem Akte der Ueberschreitung auftauchender Gneisschwellen zu verstehen und sie bürgen in diesen Fällen nicht dafür, daß die und jene Decke in continuo jemals bestanden habe. Das macht meines Erachtens einen längst betonten wesentlichen Unterschied von Annahmen, wie sie etwa in Uhligs Radstätter Tektonik gipfelten, deren Falten aus einer vorher gebildeten anormalen Schichtfolge wie aus einer normalen Schichtfolge gebildet waren. Als derartige echte Teildecken seit jeher betrachte ich zum Beispiel jene Falten des Tuxer Marmors, welche einander mit westeinfallender Achse übersteigen.

Andererseits gibt es tektonische Glieder zum Beispiel in den Pfunderer Bergen, welche besser als Falten in einer unmittelbar oder längere Zeit vorher gebildeten tektonischen Serie aufzufassen sind. Und endlich gibt es Fälle, welche sich keinem der beiden jeweils möglichst zu trennenden beiden Fälle (echte Teilfalte und nachträglich gefaltete Falte) zuweisen lassen und Fälle, in denen nichts mehr als eine tektonische Mischfazies mit Trümmern zu unterscheiden ist.

I. Tuxer Kamm und Tuxer Voralpen zum Teil.

1. Hochstegenlage.

Diese wird fast im Streichen von der Klamm des Tuxerbachs zwischen Hochstegen und Freithof geschnitten und läßt sich von Hochstegen bis ins Krierkar verfolgen anfänglich über dem mächtigen Tuxer Porphyrgneis. Erst nördlich der Realspitze und im Krierkar spitzt sich der Tuxer Porphyrgneis zwischen anderen Gliedern der B-Gneisgruppe aus; so daß diese letzteren z. B. Knollengneise zwischen Hochstegenlage und Porphyrgneis treten. Bezeichnend für den Kontakt zwischen Hochstegenlage und Tuxer Porphyrgneis ist Diskordanz, spurloses Abschneiden der Aplitgänge im Porphyrgneis an der Grenze, Phyllonitisation des letzteren normalerweise nicht einmal bis zum Augengneisstadium geschiefertem und durchbewegtem Gestein an der Grenze und Mylonit zwischen dem auf den Gneis folgenden weißen und roten Quarzit und dem an Hornsteinspindeln reichen, meist

graphitischen Tuxer Marmor. Diese Kontaktverhältnisse lassen das Fehlen eines Intrusivkontaktes und das Vorhandensein einer Bewegungsfläche erkennen, ohne sichere Schlüsse auf Sedimentärkontakt zu gestatten. Der Verschiebungsbetrag in der Bewegungsfläche ist nicht bestimmbar. Außer den genannten Gliedern sind Graphitquarzite, Porphyroide und Arkosen hervorzuheben. Pfitscher Dolomit tritt zurück, Breccien sind keine nachgewiesen.

Am Grünberg erreicht die Hochstegenlage ihre größte nach der Auffassung des Verfassers tektonische Komplikation. Für die tektonische Stellung der Hochstegenlage sind die Profile 2 bis 5 zu vergleichen, welche das Untertauchen der Hochstegenlage unter die Knollengneise des Höllenstein zeigen. Letztere Gneise tragen den Tuxer Marmor des Schmittensbergs, nach welchem die über der Hochstegenlage folgende nordwestgerichtete Tauchdeckfalte mit minimal schon sehr beträchtlicher Verschiebung über die Hochstegenlage (siehe Profile 3 bis 5) hier benannt wird.

2. Schmittensberg-Tauchdecke.

Der Verlauf dieser Decke im Streichen ist wegen des namentlich im Westen raschen und vielfachen Zerfalles in Teilschuppen und -Falten (vgl. Profil 5 und 6) nicht mehr so klar zu zeigen. Während in der Hochstegenlage Marmor und Quarzit nur ein Wurzelscharnier zeigen an der Stelle, wo die Ueberfaltung des Knollengneises beginnt, treten in 2 dem Charakter als kurze Tauchdecke entsprechend mehrfach Stirnscharniere auf. So bereits in der Schmittensberg Ostwand (Profil 5), wo wir der auch für 2 geltenden Regel begegnen, daß die Faltenachsen westlich untertauchen. Gut beobachtbare Stirnscharniere mit Kernen aus Grauwacken. Grauwackengneis und Phylliten treten weiter westlich auf (zum Beispiel unter Tuxer Hochleger, Lärmstange etc.), wo die Komplikation der Decke 2 in eine Gruppe verfalteter Einlagen kartographisch durch die Zusammenhänge im Streichen nachgewiesen ist (Lärmstange, Frauenuwand, Tuxerjoch geschnitten vom Profil 6). Die Einlage vom Tuxerjoch setzt sich im Streichen über Rieperspitz fort; dagegen entsteht zwischen der Lärmstange und den Stirnscharnieren der Schöberspitzen (vgl. Profil 7) eine Unterbrechung im Streichen durch folgende immer wieder begegnete Regel: Die Achsen der korrelat gefalteten und zu riesigen Stengeln gestreckten, beziehungsweise zu Nudeln gewalzten Einlagen, die Achsen dieser Steugele also, welche vom Gneis als kurze Tauchdecken nordwestwärts vorrollen, sinken westlich unter, so daß öfters die Achsen scheinbar ohne weiteres im Streichen zu verbindender Stücke aus gleichem Material nicht zusammenhängen, worüber man Allgemeines in den Verhandlungen 1920 von mir erörtert findet. In unserem Falle tritt die Achse der Schöberspitzkalke ostwärts in die Luft und sinkt westwärts am Hohen Nopf unter die Schiefer, um nicht mehr aufzutauchen (Profil 8).

Ihre Fortsetzung nach Nordosten dürften die Schmittensbergkalke in den Marmoren von Doschboden- und Elsalpe finden und weiter rechnen wir hieher die Vorkommen von Eental, „im alten Stall“, Holzeben und zwischen Finkenbergs und Astegg, welche letztere der

Mariensteig zwischen Astegg und Mairhofen schneidet (siehe Profil 1). Die Fortsetzung der Knollengneise vom Höllenstein gegen Nordost ist nicht an typischen Knollengneislagen verfolgbar; doch können an deren Stelle nach allen Erfahrungen quarzphyllitische Typen (gegenüber Enntal, Holzeben) gesetzt werden.

Was ihre Bestandteile anlangt, so zeigt die Schmittenbergtauchfalte im Vergleich zur Hochstegenlage, wenigstens was deren Verlauf bis Mairhofen anlangt, reichlichere Beteiligung der Dolomite (neben Tuxer Marmor) und der Grauwacken. An einer Stelle (etwas nördlich der Frauenwand) fanden sich bereits polygene Breccien. An Stelle des Tuxer Porphyrgneises sind Knollen- und Grauwackengneise mit Greinerschiefern getreten, im Felde und petrographisch von den kalkhaltigen und porphyrquarzführenden Grauwacken nicht scharf trennbar. Die Marmore lassen (Weg zur Elsalz, Rieperspitz) unbestimmbare Fossilspuren erkennen. Die Schmittenbergdecke enthält also außer den Gliedern der Hochstegenlage insbesondere Zentralgneise *B* und hochkristalline Schieferhülle. Die Differentialbewegung hat die Silikate rupturuell deformiert und vielfach kalkphyllitische und quarzphyllitische Mylonite (Phyllonite) ausgebildet. Die tektonischen Deformationen namentlich der Karbonatgesteine sind stetig und es fehlt die für andere Zonen bezeichnende Verfrachtung von Trümmern an Bewegungsflächen.

Der direkte Zusammenhang der Lage Kahler Wandkopf—Kleiner Kaserer—Spannagelhaus mit der Schmittenbergdecke ist zwischen Kaserer und Lärmstange vom Tuxer Ferner bedeckt. Diese letztgenannte Lage ist im Streichen als erste Lage über den Tuxergneisen bis ins Pfitschtal verfolgbar. Nördlich vom Olperer ist sie nach der Meinung des Verfassers tektonisch zwischen die tiefere Hochstegenlage und die höhere Schmittenbergdecke eingeschaltet. Die Gneise des Höllenstein entsprechen denen des Rauhenegg, des Spannagelhauses und weiter der Kaserer Kuppel und euthalten eben heim genannten Schutzhaus das Ostende der Lage vom Kl. Kaserer.

3. Gschößwand-Lage.

Als äußerste, nördlichste kalkige Einschaltung in die Hauptzone der Tuxer Grauwacken und Grauwackengneise (u. Phyllonite beider) wäre der Dolomit- und Breccienzug zu nennen, welcher südwestlich über Lanersbach den Auenwald durchquert. Diese Einschaltung ist von der Schmittenbergdecke durch Tuxer Serizitgrauwacken getrennt. Bei manchen mylonitischen Einschaltungen in die Tuxerwacken ist es möglich, daß es sich um eingeschaltete Gneismylonite handelt. Eine Lage am Dettenjoch über Lanersbach gleicht einem Knollengneis, in welchem aller Glimmer der Zwischenmasse durch Serizit ersetzt ist. Typen vom Kaiserbrünnl und Tuxerjochhaus gleichen einem ehensolchen Augengneis. Gerade das Gestein vom Kaiserbrünnl, von manchen Varietäten des Schwazer Augengneises ununterscheidbar, zeigt aber neben den bis 1 cm großen Orthoklasindividuen auch die in den Grauwacken häufigen, im Zentralaugengneis bisher nicht von mir gefundenen korrodierten Porphyrquarze und rückt dadurch der Grau-

wacken-Porphryoidgruppe näher. Die Beteiligung von Myloniten der Tuxer Orthogneise an unserer Lage ist auch durch die mikroskopische Untersuchung der genannten grünen Tuxerwacken bis jetzt nicht sicher nachweislich gewesen. Südwestlich ist diese Einschaltung in Gestalt der Tuxerwacken vom Kaiserbrünnl und jener Einlage von Breccien, Kalkphyllit, Quarzphyllit etc. verfolgbar, welche vom Kaiserbrünnl zum Joch emporzieht (Grahen), weiterhin nicht mehr deutlich, wenn wir die Breccien zum Leithorizont dieser Einlage machen. Verfolgt man den Nordrand der Tuxer Hauptzone der Grauwacken im Streichen, so ist dies bis zur Kalten Herberg im Schmirntal möglich und dort liegt, also tektonisch gut entsprechend der Breccieneinlage, Pichlers „Lias“. Sobald wir übrigens die Tuxer Hauptzone der Grauwacken bis ins Profil Kahler Wandkopf—Hoher Nopf (Profil 8) verfolgt haben, werden die Verhältnisse im Profil gegen den Gneis insbesondere durch Einschaltung einer Kalkphyllitlage zwischen letzteren und die Grauwackenzone geändert. Anzumerken ist ferner, daß der Rand der Tuxer Grauwackenzone (am Tuxerjoch) mit den südlicheren Teilen (Hoher Nopf) die gabbroiden Amphibolite vom Weißhorntypus gemein hat und als Einschaltung in die mehrerwähnte Breccien- und Phylliteinlage Kaiserbrünnl—Tuxerjoch in der Nähe ersterer Lokalität fast unveränderter Tuff (Raiblerschichten?) mit Fragmenten eines basischen Eruptivs gefunden wurde.

Außer den Breccien bildet auch letzteres gelegentlich näher zu beschreibende Gestein ein an die Tarntaler Gebilde erinnerndes Glied unserer Lage. Und je weiter wir in der Verfolgung derselben gegen Nordosten gehen, desto mehr häufen sich solche Anklänge.

Die Fortsetzung unserer Lage im Nordost-Streichen ist unter den weiten unerschlossenen Gehängen (Naudes- und Penken-Alm) verfolgbar und sind auch die Kalke, Dolomite und Breccien von Penken und Gschößwand noch heranzuziehen; um so mehr, als sowohl in der Penken-Breccie als in der Breccie vom Kaiserbrünnl als Komponenten der sehr charakteristische, von kleinen (1 bis 2 mm lang) weißen Körperchen durchsäte Dolomit vom Gschößwandgipfel auftritt und nachtriadisches Alter beider genannten Breccien wahrscheinlich macht. Außer der Penkenbreccie ist in der Lage vom Dettenjoch auch der dichte porzellanartige Penkendolomit allenthalben anzutreffen. In den zum Teil flach liegenden Kalken und Breccien der Gschößwand, über deren Entwicklung das unten hegebrachte Detailprofil Aufschluß gibt und welche bekanntlich in der Gerlos ihre Fortsetzung finden, sehe ich die allerdings tektonisch wiederholte Fortsetzung der nördlichsten Einlage (Kaiserbrünnl-Auenwald) in die Tuxer Hauptzone der Grauwacken. Besondere Bedeutung gewinnt die Gschößwandserie als noch besser erhaltenes, d. h. von der Faltung nicht ausgeplättetes Ostende unserer 3. Lage, welches ein stratigraphisches Bindeglied zwischen dieser und den erst viel weiter nördlich folgenden Tarntaler Serien des Hippoldkammes darstellt. Die stratigraphische Äquivalenz der Tuxer Grauwackenzone und der Tarntaler Serien erstreckt sich also nicht nur auf die Grauwacken etc., sondern auch auf triadische, noch jüngere Kalke und Breccien. Damit verlassen wir die im Gschößwandprofil

auf ihre geringste Mächtigkeit reduzierte, am Penken noch von Glimmerschiefer der unteren Schieferhülle überdeckte Hauptzone der Tuxer Grauwacken, welche eine tektonisch vervielfachte Serie aus permokarbonischen bis posttriadischen Gliedern mit Beteiligung von Gneistauchdecken darstellt. Ganz gleiches nun wie im Profil Wandkopf—Hoher Nopf (Schmirntal), wo sich eine phyllitische Zone gegen Südwest rasch anschwellend zwischen die Grauwacken vom Kahlen Wandkopf und vom Hohen Nopf einlegte und unsere Hauptzone teilte (vgl. Profil 7 und 8), können wir im Profil Penkenberg—Wanglspitz—Grindl beobachten. Auch hier legt sich eine noch sehr schmale phyllitische Zone, welche gegen Südwest rasch mit der Hauptzone der Tuxer Phyllite verschmilzt zwischen die Tuxer Grauwackenzone (Gschöwand) und die Tarntaler Gebilde (Fortsetzung der Gebilde des Hippoldkamms im Streichen, vgl. Profil 1 bis 3). Näheres über das Mesozoikum der Zone 3 und 4 folgt später.

4. Hauptzone der Tuxer Phyllite.

Für die Frage nach der tektonischen Stellung der Tuxer Hauptzone der Phyllite sind folgende Umstände von Belang:

1. Das ebenerwähnte Ausspitzen der Phyllite im Kartenbilde gegen Ost. Einfallen der Walzungsachsen gegen Westen.
2. Lagerung der Phyllite über den Dolomiten des Hohen Nopf (Schmirntal), welche das Westende der Tuxer Hauptzone der Grauwacken darstellen (vgl. Profil 8).
3. Lagerung über Quarzphyllit (Horbergtal, vgl. Profil 1).
4. Einfallen unter Quarzphyllit (Hobartal, vgl. Prof. 2 und 3. Zillertal bei Schwendau—Hippach.)
5. Asymmetrie der Tuxer Phyllitzone: ungleiche Begrenzung am Nordrand und am Südrand (vgl. Profil 2 bis 6).

In den Profilen vom Tuxergneis gegen Norden finden wir die Kalkphyllite und Glanzschiefer, welche die Tuxer Phyllitzone ausmachen, jeweils in zwei verschiedenen Stellungen, abgesehen von der Verfaltung mit den anderen Zonen:

1. Unter der nördlich folgenden Quarzphyllit einfallend und in dieser Position noch durch das tiefe Zillertal bei Schwendau angeschnitten und 2. über dem Quarzphyllit sich mit östlich ansteigenden Achsen der Verfaltung aus demselben hebend. Wo sie sich berühren, lassen sich diese zwei tektonisch so verschieden gestellten Kalkphyllite nicht voneinander trennen.

Die Tuxer Phyllitzone als Ganzes hebt sich also nicht, wie es fraglich war, mit ostansteigender Achse heraus, wie dies etwa bei den Phylliten der Hohen Warte im Schmirntal (vgl. Profil 7 und 8) der Fall ist.

An der Hohen Warte legen sich die Tuxerphyllite als Einfallung mit westeinfallender Faltungsachse zwischen die Teildecken der Tuxer Hauptzone der Grauwacken, deren nördlichen Zweig sie im Schmirntal bereits überdecken. In dieser Lage können die Phyllite

der Hohen Warte entweder als Teildecke zugleich mit der Tauchdeckenbildung in der Tuxer Grauwackenzone geraten sein oder durch nachträgliche Einfaltung der Kalkphyllite. Die Phyllite können hier nur als Decke über den einsinkenden Grauwacken der Nopfspitze liegen, da die Grauwacken selbst im Streichen, wie bereits beschrieben, deutlich als Tauchdecke vom Gneis abrollen, nicht aber als Liegendes der Kalkphyllite aus dem Untergrund emporgefaltet sind.

Wollte man aber etwa die Tuxer Grauwackenzone als Syncline in den Phylliten, und wo sie (östlich vom Kaserer) unmittelbar über Gneis liegt die Phyllite als ursprünglich fehlend betrachten (Tuxerphyllite älter als untere Schieferhülle), so widersprechen dem die Verhältnisse in der ganzen Umgebung des Tauernwestendes.

Damit erscheinen die Tuxerphyllite auch abgesehen von ihrer tektonischen Fazies hier als Decke. Die ganzen Tuxerphyllite zeigen eben als tektonische Fazies große Einheitlichkeit. Dieser Umstand sowie die tektonische Beimengung einer Anzahl von Gesteinen, welche ich als verfrachtete untere Schieferhülle am besten zu deuten glaube (Albitphyllit und Grünschiefer der Gamskarspitze) um so mehr, als die Tendenz zur Ueberfaltung gegen Norden in der Tuxer Grauwackenzone so deutlich ist, alles dies spricht zum mindesten für eine starke Beteiligung von Phyllitdecken an der Tuxer Phyllitzone, wenn man auch vielleicht nicht annehmen wird, daß die Gneise von jeher die nördliche Faziesgrenze der Gesteine waren, deren tektonische Fazies die Tuxerphyllite sind.

Was die Frage der Asymmetrie der Tuxer Phyllitzone am Nord- und Südrand betrifft, so kehren zwar am Nordrande Grauwacken, Lithodendrenmarmore, Dolomite und Breccien der Tuxer Grauwackenzone (Lage 3, also Südrand der Phyllitzone) wieder, sind jedoch der Grenze Tuxerphyllite — Quarzphyllit — entweder sicher tektonisch (Trümmerflächen des Sägenhorst) oder gar nicht eingeschaltet, sondern überschreiten die erwähnte Grenze und den Nordrand der Phyllite (vgl. Profil 3 und 4).

Bei Rücksicht auf die erwähnten Umstände betrachte ich auch die Hauptzone der Tuxerphyllite, ohne es auszuschließen, daß sie mit relativ autochthonem Material gemischt ist, im wesentlichen als Teildecken, deren Walzungsachsen sich häufig gegen Ost aus dem Relief heben und welche gegen West durch tektonische Vervielfältigung answellen und untersinken.

5. Tarntaler Mischungszone.

Auf die Tuxer Phyllitzone folgt gegen Norden die bereits in den Akademiedenkschriften 1911 beschriebene ruptuell tektonische Mischungszone zwischen unverkennbaren Tarntaler Gesteinen und Phylliten, in deren Schieferungsflächen die Tarntaler Quarzite, Dolomite und Breccien besonders stark angereichert sind, während sie vereinzelt bereits südlich der Tuxerphyllite (vgl. Profil 6) zu finden sind. Derartige Trümmerflächen mit ungefähr konstantem Niveau habe ich l. c. bereits mehrfach aus den Phylliten beschrieben und ist hier nur noch die zwischen Hoher Warte und Gammerspitz anzuführen.

Solche Zonen sind, wo sie sich wiederholen, als Hinweise auf Teildeckenbau der betreffenden Phyllite zu verstehen, auch wo sie im Streichen zur tektonischen Mischfazies im Handstück werden.

6. Tarntaler Gesteine.

Gleichsam als eine höhere und besser erhaltene derartige Lage, aber nicht nur mit dem Kalkphyllit, sondern auch mit dem Quarzphyllit verfaltet (vgl. Profil 3 und 6), stellen sich die Tarntaler Gesteine ein. Die mehrfachen Untersuchungen von verschiedener Seite ergeben kein einheitliches Bild. Charakteristisch für die unter erheblicher Belastung erfolgte Zerwalzung und Plättung in tektonische Teilelemente mit westeinfallenden Streckungsachsen ist nach meiner Auffassung Profil 3, mit welchem ich 1911 (Verh. d. R.-A.) zeigte, in welcher Weise die Tarntaler Gebilde die Grenze zwischen Kalkphyllit und Quarzphyllit übergreifen, ohne daß Sedimentärkontakt oder Diskordanz mit einem der beiden Gesteine nachweislich ist.

Im Profil 1 nähern sich einander leider auf schlecht aufgeschlossenem Gebiet die tektonische Fortsetzung der Tarntaler Gesteine des Hippoldkammes und die Tarntaler Gesteine des Penkenberges, welche im Streichen die Lage 8 der Tuxer Grauwackenzone bilden.

An der Gschößwand bei Maierhofen findet man von unten nach oben:

1. Tuxer Grauwacken und Kalkphyllit.
2. Weißer Quarzit.
3. Bänderiger gelber, sehr muskovitreicher Marmor, gutgebankt, wechselnd mit Kalkschiefer; in einzelnen Lagen finden sich reichlich Korallen (Lithodendron?) und Gastropoden, ferner ein unbestimmbarer Ammonitenrest und Diploporen.
4. Grauer gebankter Dolomit, ähnlich Pfitscher Dolomit und Raibler Dolomit des Burgstallkammes.
5. Hauptentwicklung ockeriger schwarzer Mergel, wechselnd mit Glanzschiefern, Kalkschiefern, Breccien.
6. Grauer Marmor (nur $\frac{1}{2}$ m mächtig, Fossilführung wie in 3).
7. Grauer dichter gebankter Dolomit.
8. Grobgebankte helle Dolomite und Kalke, dicht und muschelartig brechend. Diplorendolomit und Dolomitbreccie.
9. Wechsel von gelben und blaugrauen Dolomiten cf. Pfitscher Dolomit, durchsät von unbestimmbaren kleinen weißen Körperchen.

Die Mächtigkeit der unteren Gruppe (gut geschichtete, vorwiegend kalkig-mergelige Gesteine 3 bis 6) beträgt etwa 40 m. Hier, wie so oft, entsteht angesichts der Gesteinsfolge I. Quarzit II kalkig tonige Gruppe III dolomitische Gruppe die Frage, wie diese Folge zu deuten sei. Es besteht kein Grund, anzunehmen, daß II nicht zwischen I und III gehöre. Stratigraphisch aber gibt es zwei Möglichkeiten, daß hier Trias vom Rhät aufwärts vorliege oder Trias von den Raiblerschichten (oder noch tiefer an) aufwärts. Auf die Bänke mit den lithodendronähnlichen Korallenrasen hat Uhlig seinerzeit in den Radstätter

Tauern großes Gewicht gelegt und daraus auf Rhät geschlossen. (Sitzber. d. Akad. 1906, Bd. CXV, Abt. I, 1721 ff.). Doch ist diese Deutung derzeit noch nicht durch Bestimmung der Lithodendren und Lumachellen gestützt. In unserem Gebiet sind bis jetzt weder die Korallenrasen bestimmbar, noch die Lumachelle, welche Ohnesorge in der Fortsetzung unseres Gesteins in der Gerlos fand. Diese Gesteine sind also, bei aller lithologischen Ähnlichkeit, durch die Korallen derzeit noch nicht sicher als Rhät bestimmt. Außer reinen Korallenrasen, findet man von kleinen Gastropoden erfüllte und reine Gastropodenbänkchen. Die außerdem aus diesen Gesteinen zu erwähnenden zwei kleinen Ammoniten sind nicht bestimmbar. Ich fand sie anlässlich eines Vergleiches meines Materials in einer lithologisch (abgesehen von der Kristallisation) ähnlichen ammonitenführenden Muschelkalkfazies des Lechtals, deren Kenntnis ich Ampferer verdanke. Ebenso sind die Siphoneen nicht bestimmbar.

Diese kalkig-tonige Gruppe ist wohl am besten neben manches zu stellen, was Hartmann in den Tarntaler Kögeln als fragliche „Raibler Schichten?“ bezeichnet, zum Beispiel im Profil Kahle-Wand Südhang, ebenso neben die untere kalkig-tonige Serie der Kalkkögel, welche Raibler Oolith und die Basalgesteine umfaßt, deren Deutung als Vertretung der ladinischen Stufe (Sander 1916) kürzlich Spitz durch Vergleiche mit seinen Aufnahmegebieten gestützt hat, wobei er auch noch Muschelkalk annimmt.

Auf den bisher beschriebenen Gesteinen des Gschöbwallprofils liegt, wahrscheinlich tektonisch, der Serizitquarzit des Gschöbwallgipfels. Damit wiederholt sich ein Glied der Tuxer Grauwackenzone. Tektonisch über dieser Einschaltung liegen jene Gesteine des Penkenberges, welche eine Fortsetzung des Gschöbwallprofils nach oben konstruieren lassen. Ueber einer (paläo?)-mesozoischen Serie mit Kalkphyllit, Marmor, Quarzit und mit Kalk und Dolomit der Gschöbwall-Trias, die eben beschrieben wurde, folgt mit Einschlüssen aus dieser Gruppe eine polygene Breccie nachtriadischen Alters, wie die damit vergleichbaren Tarntaler Breccien und weiter der dichte, muschelartig brechende bianconeähnliche dolomitische Kalk des Penkenberges, vielleicht Jura.

Die polygenen Tarntaler Breccien habe ich in weiter Verbreitung in den Tuxer Voralpen festgestellt (Verh. 1910), ihren mylonitischen Charakter aber auch das Vorkommen von sedimentärer Konglomeratfazies mit Rhätgeröllen, also nachtriadischen Alters, angemerkt (Verh. 1911), aber schon damals die Frage offen gelassen, ob nicht „manche polygene Breccien die tiefsten Vertreter der Trias sind“. Hartmann hat in den Tarntaler Kögeln die polygenen Breccien insgesamt als „Jurakonglomerate (normal und mylonitisiert)“ (Verh. 1916) aufgenommen und bestätigt. Ich habe aber gewisse dieser polygenen Breccien von Raibleroolith begleitet in den Kalkkögeln gefunden und ich nahm daher an, daß es auch im unteren kalkig-tonigen Triashorizont (Raibler und Tieferes) solche Breccien gibt (Tuxer Voralpen, Kalkkögel und Mauls, dessen Gesteinsfolge ich seit jeher nicht neben die Nordalpen, sondern eindringlich neben die des Brennermesozoikums stellte). Die Breccie vom Penken gehört aber ebenso wie die süd-

licheren Breccieneinschaltungen (s. ö. Lanersbach, Hintertux) zu den Breccien, welche den Triasdolomit der Gschößwand bereits als Komponente enthalten. Also zu jenen nachtriadischen Tarntaler Breccien, welche ich (Verh. 1911) mit Breccien des Rhätikon verglich (Falknis, Tilisuna, Cotschua). Wenn nun von anderer Seite Gründe für kretazisches Alter der genannten Vergleichsgebilde geltend gemacht werden, so würde mich auch dies von meinem Vergleich um so weniger abbringen, als mich die Entwicklung der Muttekopf-Gosau im Inntal überaus an die nachtriadischen Tarntaler Breccien erinnerte, ohne daß ich vorerst daraus Folgerungen ziehe.

Was die Tarntaler Gesteine im Norden des Tuxerkammes anlangt, ist also festzuhalten:

Nicht nur Quarzit und Dolomit, sondern auch Tarntaler Breccien nachtriadischen Alters sind (Lage 3) schon der Tuxer Grauwackenzone (= wenigmetamorphe untere Schieferhülle) mit Gneisdecken (Schwazer Augengneis), Quarzphyllit und mit Amphibolit (vom Typus Sarner Weißhorn, Patscherkofel, Aufbruchzone) tektonisch eingeschaltet. Also nächst dem Zentralgneise und in Begleitung von Gesteinen, welche man dem Altkristallin zuzuweisen pflegte. Wie denn überhaupt die mesozoischen Einfaltungen am Tauernwestende in der Regel von Kristallin begleitet sind, in welchem ältere Kristallisation oder Tauernkristallisation oder Diaphtorese vorherrscht, ohne daß ich deshalb je seine Zuteilung zu Ostalpin oder Lepontin für empfehlenswert hielt.

Neben den zahlreichen Uebereinstimmungen und Bestätigungen, welche meine Hinweise über Tarntaler, Kalkkögel, Radstätter Tauern, Aufbruchzone und Maulserzone durch Spitz erhielten, sie hätten sich noch vermehren lassen, wenn Spitz meine Publikationen damals zugänglich gewesen wären, bringt Spitz' Nachlaßarbeit viele neue Einblicke und bleiben auch wesentliche Unterschiede in unserer Auffassung, und manches weder von Hartmann, noch von Spitz, noch von mir Aufgeklärte bleibt weiterer Aufnahme vorbehalten, nachdem hier der derzeitige Stand der Sache umrissen ist.

II. Schmirntal, Valsertal, Brenner, Pfitsch.

Es soll nun auch für die Biegung der Schieferhülle um das Westende der Tuxergneise zunächst eine Einteilung in übereinanderliegende Lagen vorgenommen werden.

1. Kasererlage.

In der Scharte südlich des Kleinen Kaserer beginnt mit Pfitscherdolomit und Tuxer Marmor eine Lage, welche sich als gneisnächste und ausnahmslos noch von typischer hochkristalliner Schieferhülle (Granatschiefer, Garbenschiefer, Spatschiefer etc.) überdeckte, bis zum Pfitscherjoch verfolgen läßt.

Unsere Lage steht mit dem Hochstegenkalk von Hochstegen nicht mehr in Verbindung, vielleicht aber mit der Schmittenberglage;

die hierfür entscheidende Stelle verdeckt das Eis des großen Tuxerferners. Tektonisch steht die Kasererlage zwischen der tieferen Hochstegenlage und der höheren Schmittenberglage.

Die Bedeutung der Kasererlage tritt besonders hervor, wenn man zunächst den Vergleich der Tuxer- und der Hochfeiler-Schieferhülle vorwegnimmt. Wir treffen beiderseits über einer tiefsten Marmor- und Pfitscherdolomitlage hochkristalline Schieferhülle in Gestalt von Paragneisen, Gneisen, Granatphylliten, Garbenschiefern, Graphitglimmerschiefern und Quarziten. Ueber dieser Hauptlage von tiefster Schieferhülle (Greinerschiefern) folgt im Zillertaler Hauptkamm eine ununterbrochene zweite Marmor- und Quarzitlage als Abschluß nach oben. Aehnlich dem finden wir im Tuxerkamm an vielen Stellen eine obere Lage („Kalkwandlage“) von Tuxer Marmor und Pfitscherdolomit über den im Norden schwächtigen, immer aber deutlichen Mantel von Schieferhülle-Glimmerschiefern gebreitet, welcher auf der tiefsten Marmor- und Pfitscherdolomitlage aufliegt.

Die Kalkwandlage wird später in ihrem Verlauf verfolgt.

Die Kontaktfläche der Kasererlage mit den liegenden Gneisen ist vielfach sehr deutlich als Bewegungsfläche gekennzeichnet durch Mylonite und Phyllonite mit präkristallinem Charakter (Gneis-Blastomylonite, vgl. Prof. 8). Die präkristallinen, das heißt von den fort-dauernden Kristallisationsbedingungen überholten Teilbewegungen gestatten in der bereits anderwärts (Verh. geol. R.-A. 1912, Nr. 10) ausgeführten Weise für die akataklastischen Grenzgesteine gerade solche Bewegungen anzunehmen wie für die Mylonite etc. mit Kataklasen. Man findet im Hochkristallin Umfaltung und Phylonitisierung mit Linsenbau ganz gleichen Gepräges wie unter den mikrorupturell deformierten und noch kataklastischen Gesteinen. Man kann diese Dinge überhaupt erst u. d. M. unterscheiden und ist wohl im Recht, wenn man für die in ihrem jetzigen Zustande akataklastischen Deformationsformen lediglich andere Bedingungen während und nach der Deformation, nicht aber geringere Teilbewegung annimmt und derartige nichtdiaphoritische kristalline Schiefer ganz ebenso zu Zeugen tektonischer Verschiebungen nimmt wie Mylonite und Phyllonite.

Injektionen fehlen in den Marmoren unserer Lage auch in mas-kiertem, zum Beispiel durch Bewegung in s ausgeschichtetem Zustande.

Der Kontakt mit Gneis wird in den Karen am Brenner (Griesbergalm) diskordant, wenn man von den kontaktnächsten, den Marmoren parallel geschichteten Augengneisen (Blastomyloniten) absieht. Andernorts, wie an der Langen Wand bei Maierhofen und am Tristen-spitz im Pustertal setzt die saigere Schieferung der Gneise quer durch die Kontaktfläche in Quarzit und Marmor über. Die Konkordanz am unmittelbaren Kontakt ist nicht mit Weinschenks Piezokristallisation zu erklären, wenn man die diskordanten Gneispartien mit ins Auge faßt; denn die entsprechend gerichteten Drucke würde man für erstarrendes Magma kaum herauskonstruieren können. Schon deshalb scheint mir hier auch angesichts des apophysenfreien Hangenden, der viel weitere Begriff präkristalline Teilbewegung besser am Platz und ich bezeichne diese Gesteine geradeso als Blastophyllonite, wie andere kristalline Schiefer, welche überhaupt nie Magma waren. Es wäre

also an diesem Unterschied festzuhalten, ohne daß das Verdienst der Beobachtungen übersehen werden soll, welche Weinschenk's „Piezokristallisation“ summierte.

Man fragt nun, ob denn die Kasererlage stratigraphisch der Hochstegenlage entspreche. Daran ist nicht zu zweifeln und es hat auch schon Becke die Kalke des Wolfendorn mit seinem Hochstegenkalk zusammengefaßt.

Neben den grauen und gelben Marmoren, Pfitscher Dolomit, Glimmermarmor, sandigen Marmoren und weißen Quarziten sind besonders die Graphitquarzite als gemeinsames Glied der verglichenen Lagen zu vermerken. An den Graphitquarziten, -Phylliten und -Konglomeraten läßt sich am besten ersehen, daß lediglich die Schieferhüllenmetamorphose der Glieder in der Kasererlage eine immer hochgradigere wird, wenn wir das Gneiseude südwestwärts umschreiten. Rhätizit und Granat beginnen schon im Hintergrunde des Valsertals die Graphitschiefer zu kennzeichnen und weisen schon im Felde auf die Kristalloblastese, welche die Untersuchung u. d. M. dann jedesmal zeigt. Die bekannten Rhätizitschiefer des Wolfendorn umziehen so als markante Glieder der Kasererlage das ganze Westende der Tuxergneise vom Valsertal his nach St. Jakob in Pfitsch.

Versucht man nun die Kasererlage nach oben dort abzugrenzen, wo eine stärkere Entwicklung von Kalken und Phylliten über den höher kristallinen und silikatischeren Gliedern einsetzt, so ist es gut, ausnahmsweise im Süden zu beginnen. Am Pfitscherjoch schwillt die Kasererlage (hier gleich „Greinerzunge“ Becke's) mächtig an. Dieses Anschwellen ist am besten als tektonische Komplikation der Kasererlage zu verstehen. In mehreren Lagen wiederholt sich hier tiefste Schieferhülle bis zu den am besten schon zu den *B*-Zentralgneisen zu stellenden Knollengneisen, vielfach sind blastophyllonitische Ausbildungsweisen Zeugen nicht geringerer Teilbewegung als die Tuxer Mylonite und endlich wiederholt sich sogar an der Griesscharte der Porphyrgneis vom Typus Landshuterhütte in Begleitung von Tuxer Marmor, Pfitscherdolomit und Blastopsammiten. Kurz es wiederholt sich an der Griesscharte die Kasererlage mit Orthozentralgneis und was zwischen der Griesscharte und dem Dolomit vom Pfitscherjoch liegt, die „Greinerzunge“ wird als die durch Stauchung, Umfaltung und Schuppung komplizierte „Greinerschiefer“lage zu betrachten sein, welche sowohl im Tuxer als im Zillertaler Hauptkamm über dem tiefsten Marmor liegt.

Dieser tiefste Marmor ist es, welcher sich sowohl im Tuxer Kamm als im Zillertaler Kamm tektonisch wiederholt, beidemal mit einer hervorhebenswerten Gleichheit in der Anordnung. Diese besteht darin, daß der Marmor in heiden Fällen (Griesscharte und Dun-Tristenspitze, südlich Hochfeiler) südlich vom Gneishauptzug noch von Orthozentralgneis begleitet ist und daß sich in beiden Fällen zwischen Gneishauptzug und tektonische Wiederholung des Hüllenmarmors im Süden eine viel mächtigere, tektonisch zu größerer Mächtigkeit angestaute Zone einschiebt als im Norden, welche aus der hochkristallinen Schieferhülle besteht, die im Tuxer und im Zillertaler Kamm auf dem untersten Marmor liegt. Diese für unser Gebiet als *Asymmetrie*

der tiefsten Schieferhülle bezeichnete Erscheinung scheint mir am besten als Stauwirkung an den Gneisschwellen bei Süd-Nordwegungen der tiefsten Hülle verständlich, und sogar ein verlässliches Zeichen dieses Bewegungssinnes. Scharniere, welche derartige von S nach N über den Zillertaler Gneis geschlagene Falten beweisen, habe ich vom Tristenspitz südlich des Mösele beschrieben. Die wahrscheinliche Fortsetzung des Vorkommens von der Griesscharte finden wir an der Kalkwand am Brenner.

2. Kalkwandlage.

Während die Kasererlage am Wolfendorn sich im rechten Winkel, ihr Streichen aus ONO in NNW ändernd, dem Westende der Tuxergneise anschmiegt, behält die Kalkwandlage ihr Streichen annähernd bei. Beide Lagen bilden also am Brenner einen rechten Winkel zwischen ihren Streichrichtungen. Die Kasererlage ist vom Verlauf der Gneisgrenze abhängig. Ihre tektonische Wiederholung, die Kalkwandlage ist diesem Einfluß schon vollkommen entzogen und ausschließlich durch meridionalen Druck orientiert (in Ostwestrichtung eingestellt). Wir sehen hier in geringer Höhe über dem nordsüdlich laufenden Westende der Gneise schon im tektonischen Niveau der Kalkwandlage Nordsüddruck ausschlaggebend für die Tektonik und können Aehnliches auch am Westrande der Zillertaler Gneise bemerken. Am Brenner aber ist diese Tatsache besonders wichtig. Sie spricht gegen eine der Schieferhüllenverdopplung korrelierte Ostwestbewegung der Tribulaundecke und erweckt die Vorstellung, daß Decken über der Kalkwandlage nur meridional und wahrscheinlich an dem bereits stauenden Westende der Tuxergneise vorübergeschoben worden wären und derart die langsameren, jetzt tieferen Decken überholt und bedeckt hätten, mit welchen sie stratigraphisch das meiste (Pfitscherdolomit = Tribulaundolomit, Schleierwandgipfel = gneisnächste Schieferhülle, Graphitkonglomerate etc. etc.) gemeinsam haben.

III. Pfunderer Berge.

Ein höherer Grad der Kristallisation (Tauernkristallisation) und eine weit stärkere Vertretung der Grünschiefer (Prasinite) kennzeichnet die Phyllite südlich des Pfitschtals allenthalben und ist auf der Karte ersichtlich, besonders auffällig der starke Greinerschiefer- und Grünschiefermantel des Hochfeiler. Die bei früheren Gelegenheiten festgestellte Verfaltung der Grünschiefer mit den Phylliten als eine Serie ohne Diskordanzen tritt auf der Karte besonders an der Grabspitze hervor. Sind die Grünschiefer basische Massen und Tuffe oder anlässlich der Tauernkristallisation veränderte Phyllite, jedenfalls ist ihre Bildung, ja auch ihre Einschaltung zwischen die Phyllite älter als der heutige komplizierte Faltenbau, in dem sie bereits mit den Phylliten als eine Serie verfaltet und umgefaltet liegen. Die Grünschiefer scheinen mir nicht etwa eine Hochfeilerdecke gegenüber einer Tuxerdecke zu charakterisieren, sondern sie besagen dasselbe

wie die gegen Süden im Grade zunehmende Tauernkristallisation: daß in einem und demselben Bewegungshorizont, der sich wohl schon früher durch Gneisschwellen in Synklinoria mit verschiedenen Bedingungen zu teilen begann, weiter im Süden eben andere Verhältnisse herrschten sowohl was Grünschiefer als was die kristalline Mobilisation in der Bewegungsphase anlangt. Von dieser Mobilisation ist es möglich, daß sie gleich der mir in den finnischen Wiederaufschmelzungsgebieten bekannt gewordenen, eine sekundäre war und als tektonische Differentialbewegung allenfalls aus der Intrusionsphase vorhandene intrusive Kontakte zu dem heutigen Gesamtbilde des Parallelkontaktes ohne Quergriffe durch die Schieferung umgestaltete.

Von den Analogien im Bau der Tuxer- und Hochfeiler-Gneisaufwölbung war bereits die Rede. Als ein kompliziertes synklinales Element mit westeffallender Achse und dem wahrscheinlichen Mesozoikum der Weißespitz im Kern folgt genau westlich über der Hochfeilerhülle der Zug Grabspitz—Weißespitz. Südlich davon, wohl also auch südlicher als der Hochfeiler und als eine eigene Aufwölbung zu betrachten, folgt die Aufwölbung der untersten Schieferhülle zwischen Wiesen—Senges—Wilde Krenzenspitz. Von Süden fast in das Weiterstreichen dieser dritten Gneisaufwölbung am Tauernwestende gedrängt folgt die komplizierte Syncline zwischen Steinberg und Roter und Schwarzer Riffel. Da diese Arbeit lediglich eine Fortsetzung der bereits publizierten Berichte ist und von der unteren Schieferhülle in der Bensenzone zwischen Phylliten und Maulser Gneis, vom Fächer der Terentener Berge, von der über die Kalkphyllite des Lappacher Tales nach Nord überschlagenen altkristallinen Speikboden- decke und von der alpinodinarischen Grenze kürzlich die Rede war, seien diese letzteren tektonischen Elemente hier nur der Vollständigkeit halber erwähnt.

Allgemeine Bemerkungen.

Wir können die Umhüllung des Tuxer und des Zillertaler Gneis- astes vergleichen bezüglich ihrer stratigraphischen Aequivalenz, bezüglich ihrer Metamorphose und hinsichtlich ihrer Tektonik. Für die erste Frage, ob die stratigraphische Aequivalenz vorhanden sei, und wie weit sie gehe, ist von Belang der Nachweis zahlreicher gleicher Serienglieder, die Wahrscheinlichkeit, daß andere Glieder (wie z. B. Grauwacken) nur durch kristalline Metamorphose (z. B. Albitisation) in der Hochfeilerhülle (etc.) stärker verändert vorliegen und endlich die Erfahrung, welche man bei Umschreitung des Tuxergneis- Westendes im Streichen macht, daß nämlich beim Einbiegen in den Greiner- zug kontinuierlich aus der Tuxerzone verfolgbare Gebilde wie Tuxer Marmor, Pfitscherdolomit, Graphitquarzit, -Konglomerat und -Schiefer zur hochkristallinen südlichen Hülle der Tuxergneise, zu Mitgliedern des hochkristallinen Greinerzuges, und damit der hochkristallinen Zillertalergneishülle um so ähnlicher werden.

Wird demnach hier eine weitgehende stratigraphische Aequivalenz der Tuxer und Zillertaler Schieferhülle angenommen, so sind

darüber gewisse Verschiedenheiten auch abgesehen von den sicher dem Metamorphismus zu verdankenden nicht zu übersehen und würde als deren auffälligste die Mächtigkeit der Grünschiefer bis Amphiboliteinschaltungen in die Hochfeilerhülle hervorgehoben.

Ob man sie nun als Tiefsee-Ergüsse oder als Infiltrationsprodukte nimmt, es läßt sich in beiden Fällen ihr regionales Zusammenfallen mit den südlichen Gebieten stärkerer kristalliner Metamorphose verstehen unter der Annahme, daß man sich gegen Süd größerer Tiefe in einer vortektonischen Schichtanordnung näherte.

Was die zweite Frage nach den Unterschieden der Metamorphose betrifft, so wurde deren Art und Grad in bezug auf regionale Verteilung andernorts ausführlich beschrieben, wobei freilich nur einzelne besonders wichtige Gesteinsgruppen eingehender behandelt wurden. Wenn daher auch das gewonnene Bild der regionalen Verbreitung mancher Ergänzung gewärtig bleibt, so scheinen doch dessen Grundzüge sichergestellt, wie z. B. die Steigerung der Kristallinität gegen Süd und zentripetal gegen die Gneise, das hiermit verbundene Vorwalten präkristalliner und parakristalliner Gefügebewegung über die im Norden und im Maulser Phyllitgneiszug (also in der Tuxer- und Maulserzone) vorwaltende rupturale Teilbewegung. Diese Regel ist trotz der Komplikation durch Teildeckenbildung im Hangenden der Gneise deutlich geblieben und nachgewiesen.

Überall sind im Gebiete des Verfassers die unverkennbaren typischen Greinerschiefer nächst den Gneisen nachgewiesen, bis auf einige Stellen im Hangenden des Porphyrgneises bei Fiukenberg. Diese Regel verlangt einen Erklärungsversuch, und unter diesen scheint es mir am besten, von einer Interferenz zwischen regionaler Tiefestufen- und lokaler Kontaktmetamorphose zu sprechen.

Die Tatsache, daß Greinerschiefer auch granitferne auftreten, würde nach den am Tauernwestende zahlreichen Beispielen postmetamorph vom Gneise fortbewegter derartiger Gebilde keiner weiteren Diskussion bedürfen.

Es wäre mit Anlehnung an die Anschauungen französischer Petrographen über Granitisation möglich, nicht den Granit als die Ursache der Metamorphose, sondern sowohl die Bildung des Granits als die Metamorphose der Greinerschiefer in erster Linie beide als Folgen der Annäherung an größere Tiefen aufzufassen. Man kann sich etwa vorstellen, daß das Auftreten der Granite, je tiefer man hinabsteigt, einer allgemeinen Granitisation immer ähnlicher werde und daß die Granite, je höher man hinaufgeht, immer seltener werden und der Modus ihres Auftretens ein immer rupturreller (Gänge!), die lokale Kontaktmetamorphose immer klarer. Dies scheint mir alles mit Heims, Weinschenk's und Beckes Ideen vereinbar. Für unser Gebiet möchte ich die Tauernkristallisation in eine Tiefe verlegen, in welcher die Einschaltung von quergreifenden Graniten gegenüber der Granitisation wahrscheinlich schon vorher zum Teile gneisiger (ältere Gneise), zum Teil aber psammitischer (Permokarbon) Substrate zurücktrat. Die Erhaltung primärer Diskordanzen wäre bei der Gefügemobilisation in solcher Zone und nach den vielfach erläuterten Regeln für Teilbewegung in blättrigem Material von vorn-

herein unwahrscheinlich. Die Produkte der Tauernkristallisation zeigen Zeichen *a*) nachkristalliner, *b*) vorkristalliner (das heißt von der Kristallisation überdauerter) und *c*) parakristalliner Teilbewegung im Gefüge nach folgendem Grundplan regional verteilt, welcher trotz einzelner Ausnahmen mir deutlich erkennbar scheint: *a* tritt regional dort in den Vordergrund, wo die Umkristallisation überhaupt dem Grade nach abflaut: im Norden und tektonisch gneisferner. *b* und *c* dagegen treten dort in den Vordergrund, wo die Umkristallisation dem Grade nach steigt; nämlich in den gneisnäheren (Knollengneise und Begleiter) und südlicheren Arealen (Greinerzug, Hochfeilerhülle, Schneebergerzug).

Alle diese Teilbewegungen im Gefüge (*a*, *b*, *c*) kann man mit dem Verfasser der tektonischen Hauptphase unseres Gebietes zuordnen, welche sich mit der Tauernkristallisationsphrase zeitlich gegen Ende derselben berührt und mit ihren Wirkungen interferiert.

Letzteres in der Weise, daß es im allgemeinen erst in größerer Distanz vom Gneis und im Norden, namentlich in den vom Gneis nach Nord abwandernden Tauchdecken, zur Zerstörung von Produkten der Tauernkristallisation kam.

Man kann annehmen, daß in der Steigerung der Kristallisation und im vorkristallinen bis parakristallinen Charakter der Teilbewegung im Gefüge, wenn wir nach Süden gehen, auch nichts anderes zum Ausdruck kommt, als daß wir uns damit eben seinerzeit tiefer gelegenen, überlasteteren, gneisnäheren, beziehungsweise der Granitisation stärker ausgesetzten stratigraphischen Aequivalenten der Tuxer Schieferhülle nähern, wie wir dies hinsichtlich der Greinerschieferhülle des Hochfeiler wahrscheinlich fanden.

Man kann also nach der Meinung des Verfassers am besten Schieferhüllenmetamorphose, Granitisation und Auftreten von Graniten weniger als Ursachen voneinander denn als einander zum Teil fördernde Folgen eines und desselben geologischen Vorgangs, nämlich synklinaler Senkung und Ueberlastung betrachten. Damit hat man die erstgenannten Vorgänge als Tiefenstufenmetamorphose im weitesten Sinne bezeichnet und in diesem Begriffe auch für kontaktmetamorphe und „piezokontaktmetamorphe“ Vorgänge Raum gelassen, welche in dem Augenblicke geradezu wahrscheinlich werden, wo wir Bewegung und Verlagerung in dem tiefenmetamorphen Niveau und Areal einsetzen lassen. Während man die vortektonische Phase der Tiefenmetamorphose als eine bewegungsarme Zeit nach Grad und Art stetig verlaufender Metamorphosen zu betrachten hätte, deren tektonische Bedeutung in der latenten Störung des Krustengleichgewichts läge, brachte die nun einsetzende tektonische Phase schon durch mechanische Verlegung der Isothermen, der richtungslosen Spannungen und der nun erst häufiger werdenden gerichteten Spannungen die Unstetigkeit nach Grad und Art in das Bild des Tiefenmetamorphismus. Und es fände hier auch 1. echte Kontaktmetamorphose theoretisch ihren Platz ebensogut wie 2. die Unterbrechung der Schieferhüllenmetamorphose durch vorwiegend mechanische Teilbewegung im Gefüge (also etwa durch eine Metamorphose seichterer „Tiefenstufe“) oder 3. ein gleichsinniges Fortwirken der Metamorphose, welche zur kri-

stallinen Abbildung parakristalliner nichtmolekularer Teilbewegung im Gefüge führt und wenigstens theoretisch zu der tatsächlich noch kaum nachgewiesenen reinen Deformationskristalloblastese führen könnte.

Ich fand bis jetzt am Tauernwestende 1 nur etwa im Graben von St. Jakob, 2 in den Tuxeralpen am Nordrand der Gneise, 3 weiter südlich, gneisnäher und im Schneebergerzug verwirklicht. Der Umstand, daß die rupturale Teilbewegung nur im Norden von der Schieferhüllenmetamorphose nicht mehr überholt und abgebildet wurde, ferner der Umstand, daß wir nur im Norden nach der Deutung des Verfassers von der Tauernkristallisation überhaupt nicht erreichte Äquivalente der Schieferhülle finden, diese beiden Erscheinungen lassen sich ebenfalls gut mit der Ansicht vereinen, daß wir uns, im Profile die Schieferhülle von Nord nach Süd durchschreitend, ungefähr längs der heute tektonisch umgestellten unteren Grenze eines Areals bewegen, welches im Norden dem Bereich der Tauernkristallisation entzogen war (Tuxer Grauwackenzone), während eine Gleiches bedeutende Südgrenze vielleicht durch das Maulser Paläomesozoikum gehen ist.

Schon der Umstand, daß die Tuxer Grauwacken und die Knollengneise gleiche Gerölle führen und von der Tauernkristallisation als bereits vorliegende Produkte einer älteren Transgression ergriffen wurden, führte zur Annahme, daß vor der Tauernkristallisation und Ausbildung der wahrscheinlich gleichalten Tauerngneise ein älteres kristallines Substrat vorhanden war, dessen Trennung von den jüngeren Tauerngneisen nach der gemeinsam erlebten Tauernkristallisation und Deformation eine vielleicht unlösbare Aufgabe ist.

Bezüglich der Amphibolite und Grünschiefer des Tauernwestendes ist es wahrscheinlich, daß ihnen eine sehr verschiedenartige Entstehungsgeschichte zukommt, deren Aufklärung für jeden einzelnen Fall späteren, mit einem größeren Aufwand an Schriffen durchzuführenden Arbeiten vorbehalten bleiben muß. Zunächst läßt sich die gabbroid-dioritische Amphibolitgruppe vom Typus Weißhorn im Sarntal (Weißhorn, Tuxerjoch, Patscherkofel, Bündner Aufbruchzone) von allen anderen unterscheiden. Die Gründe, welche vom Verfasser für den Orthogesteinscharakter (Gabbro oder Diorit) dieser Gruppe in ihrer Entwicklung am Weißhorn angeführt wurden, lassen die ganze Gruppe nur als ehemalige differenzierte und mehr oder weniger veränderte Massengesteine betrachten.

Man kann nach Ausschaltung dieser Gruppe alle übrigen Chlorit- und Hornblendeschiefer unseres Gebietes in manchem Sinne zusammenfassen. Vor allem lassen sie sich ganz ebenso wie die Kalkphyllite und Tonschiefer in eine stetige Reihe nach dem Grade ihrer kristallinen Metamorphose bringen. Diese Reihe führt von Chloritphylliten über viele Zwischenglieder zu reinen Amphiboliten und zu Hornblendegneisen und dioritischen Fazies der *B*-Gneisgruppe. Es liegt sehr nahe, die letztgenannten Endtypen nicht nur als Differenzierungsprodukte der Tauerngranite zu betrachten, sondern als stark feldspatisierte Glieder unserer Gruppe. Es ist zwar bis jetzt nicht gelungen (unter meinen wenig zahlreichen Schriffen), sedimentäre Relikte im Gefüge solcher dioritischer „Randfazies“ zu finden, jedoch

haben die Granaten der mit diesen dioritischen Randfazies durch Uebergänge eng verbundenen, zu Biotitgneis feldspatisierten Biotit-schiefer der *B*-Gneisgruppe (zum Beispiel Gerahütte) als interne Reliktstruktur noch ganz dieselben Quarzsandstreifen aufgewiesen, wie ihre Aequivalente aus der Greinerschiefergruppe. Das legt vorläufig die Ansicht nahe, daß auch manche dioritische Grenzfazies stark vergneiste, aber abzüglich dieser hochgradigen Metamorphose den Schieferhülleamphiboliten und weiter den Chloritschiefern äquivalente Gehilde seien.

Diese Chlorit-Hornblendeschiefergruppe verdankt die auffälligsten derzeitigen Verschiedenheiten ihrer Glieder der Phase der jüngeren Schieferhüllenmetamorphose oder Tauernkristallisation ganz so wie die übrigen Schieferhülleglieder. Sie hat ganz so wie letztere ihre weniger kristallinen und andersmetamorphen Aequivalente im Norden und ferner von der Schieferhülle kurz auch in der topographischen Anordnung, welche oben für den Grad der Schieferhüllenmetamorphose überhaupt zu gehen versucht wurde.

Bemerkenswert ist bis jetzt bezüglich der Art der Metamorphose, daß in dem (sehr bequem zugänglichen) Graben nördlich von St. Jakob in Pfitsch der primäre Kontakt zwischen Amphibolit und einem Aplitquergang sich u. d. M. durch einen 2—3 mm breiten, wahrscheinlich exogenen Saum bezeichnet ist, in welchem Biotit die Hornblende vollständig ersetzt. Der Schluß, daß die Amphibolitisierung (Tauernkristallisation) vom Auftreten der Granite ganz unabhängig sei, etwa weil letzterer biotitisiere, ist damit nach Ansicht des Verfassers nicht gestattet, schon weil eine Interferenz relativ regionaler Kontaktmetamorphose mit andersartiger kontaktnächster Metamorphose möglich ist. Immerhin aber scheint Biotit als Kontaktmineral mit für die Bildung entscheidender höherer Temperatur verständlich, wenn man ihn der Hornblende als einem Produkt, für dessen Bildung hohe Belastung den Ausschlag gab, gegenüberstellt. Geologisch ist dieses Vorkommen insofern bemerkenswert, als wir hier die amphibolitisierte Tauernkristallisation, gleichviel, ob wir sie zunächst vom Auftreten der Granite abhängig machen oder nicht, jedenfalls durch Apliten noch modifiziert sehen. Dabei kann es sich entweder um eine mit der Schieferhüllenmetamorphose gleichzeitige, andersartige, kontaktnächste Kontaktmetamorphose handeln oder um eine spätere kontaktliche Modifikation (Biotitisierung der Amphibolite) der Schieferhülleumetamorphose. Letztere Deutung ist die wahrscheinlichste. Jedenfalls aber liegt keine Modifikation von Kontaktmetamorphose durch spätere regionale Schieferhüllenmetamorphose vor. Und unser Vorkommen scheint mir gegen die Hypothese von der nachträglichen Verwischung eines älteren Kontakthofes durch jüngere Schieferhüllenmetamorphose (als Belastungsmetamorphose) zu zeugen und mehr für eine Modifikation gneisnächst noch wirksamer normaler Kontaktmetamorphose durch Belastung zu sprechen.

Das Auftreten der Apliten an unserer Stelle wäre also jünger, höchstens gleichalt wie die Amphibolitisierung. Letztere rechne ich zu den Ergebnissen der Tauernkristallisation. Das Auftreten der Apliten wird man für etwas jünger halten dürfen als das der Granite, höch-

stens für gleichalt. Das Auftreten der Aplite wäre hier jünger als die Tauernkristallisation, das Auftreten der Granite eher älter als das der Aplite, also zeitlich der Tauernkristallisation näher gerückt und wahrscheinlich nicht älter als dieselbe. Die Tauernkristallisation aber überdauert in großen, ja überwiegenden Arealen den Diastrophismus der jüngsten tektonischen Phase. Letztere und damit die Hauptfaltung am Tauernwestende fällt zeitlich noch in die Tauernkristallisation. Diese tektonische Phase ist jünger als das Auftreten vieler Apite. Die Tauernkristallisation hat also wahrscheinlich auch das Auftreten der Aplite überdauert, welche sie da und dort kontaktnächst modifizierten. Das Auftreten der Granite ist nicht jünger als das Ende der Tauernkristallisation und älter als das Ende der tektonischen Phase. Es fiel demnach das Auftreten der Granite schon in die vortektonische Aera der Tauernkristallisation. Diese ältere Aera der Tauernkristallisation und das Auftreten der Granite erscheinen als vielleicht beide demselben geologischen Vorgang (Ueberlastung und Versenkung) zugeordnete Vorläufer der tektonischen Phase und sind zugleich als deren gleichgewichtsstörende Vorbereiter verständlich, wenn man die schon von mehreren vertretene Vorstellung heranzieht, daß Krustenschwächung in Synklinalböden kristallokinetischem Auftrieb Gelegenheit zu Bewegung nach aufwärts geben könne. Letztere könnte der Ausgangspunkt der Gleichgewichtsstörung für höhere Niveaus und damit die erste Quelle einer Tektonik werden, welche nur noch Stauchung „tektonisch gemischter“ Zonen zwischen Schwellen und Antiklinen und weiter die Horizontalbewegungen heute erkennen läßt. Die Gerölle der Grauwacken und Knollengneise, sofern sie nicht wie vielfach nachweislich tektonische Gerölle sind, wären nach der eben entwickelten Auffassung aus älteren aplitischen und granitischen Gesteinen abzuleiten, welche schon vor der Ueberlastung der Tauern und vor der Tauernkristallisation Gerölle lieferten.

Nach alledem bleibt noch als eigene Frage, welches Substrat unserer durch die Tauerukristallisation differenzierten Amphibol-Grünschiefergruppe vor derselben zugrunde gelegen habe. Man neigt im allgemeinen dazu, an intrusive oder effusive basische Magmen zu denken und Steinmann hat sogar aus dem Fehlen der Zufuhrkanäle Schlüsse auf die Tektonik gerade des Tauernwestendes gezogen. Von geologischen Tatsachen scheint von Belang das Fehlen scharfer Grenzen der grünen Schiefer, welche Grenzen als Kontakte deutbar wären, die überaus langsame und stetige Mischung mit Kalkphyllit und Tonschiefer und der Umstand, daß die grünen Schiefer in dem höher metamorphen Süden viel reichlicher vertreten sind. Das läßt die Möglichkeit offen, daß die Bildung der grünen Gesteine zum Teil aus kalkigen und dolomitischen Tongesteinen erfolgt wäre und weist auf die Notwendigkeit quantitativer Analysen für die weitere Behandlung der Frage.

An den Maulser Gneisen und Glimmerschiefern lassen die bisherigen Voruntersuchungen des Verfassers deutlich einen Gefügeunterschied gegenüber der Schieferhülle des Hochfeiler, der Rensenzone, des Greinerzuges und des Schneebergerzuges erkennen. Während in den letztgenannten Gruppen das Studium von Faltenquer-

schnitten, die Beachtung verlegter Reliktstruktur und anderer Gefügemerkmale präkristallinen und parakristallinen Charakter der Teilbewegung im Gefüge als Regel ergeben und also auf eine zeitliche Ueberholung der tektonischen Phase durch die Kristallisationsbedingungen weisen, bieten die Maulser Gneise in erster Linie Beispiele für postkristalline Teilbewegung. Und es harmoniert hiermit der bereits viel früher vom Verfasser vermerkte Umstand, daß die zahlreichen Pegmatiteinschaltungen in die Maulser Gneise (z. B. am Sambok bei Bruneck) nach der Einschaltung und Erstarrung mit den Gneisen zugleich gefaltet sind. Es ließe sich also in diesem Sinn der noch wenig definierte Ausdruck „alkristallin“ für die Maulser Gneise etc. verwenden. Ihre Kristallisation wäre älter als eine tektonische Phase, welche letztere vielleicht dieselbe tektonische Phase ist, deren Teilbewegungen in den Schieferhülle- etc. Gesteinen von der Tauernkristallisation überdauert wurde. Es tritt da sofort die Frage auf, ob die Tauernkristallisation zeitlich mit der Kristallisation der „alten Gneise“ von Mauls etc. übereinfalle. Nach der Meinung des Verfassers darf diese Annahme wegen Mangel an Beweisen keineswegs gemacht werden, um so weniger, als wir sogar nach der Meinung des Verfassers in Geröllen kristalliner Schiefer in wenigmetamorphem Schieferhülleperm Hinweise auf eine ältere Kristallisationsphase in den Tauern selbst besitzen. Bis jetzt ist es weder an den Tauerngesteinen noch an den „alten Gneisen“ gelungen, zwei zeitlich verschiedene regionale Kristallisationsphasen überhaupt nachzuweisen. Jedoch ist diese Fragestellung eben sehr jung und bedürfen die Kriterien für eine Interferenz zweier zeitlich verschiedener Kristallisationsphasen weiterer Ausarbeitung. Im Sinne unserer Fragestellung gälte es, allenthalben nach Kristallisationsphasen zu suchen, deren ältere Gesteine vom Typus des „Altkristallins“, deren jüngere Schieferhülletypen erzeugt hätte. Das ist zu trennen von Beckes Frage, ob letztere Phase präexistierende Kontakthöfe maskiert habe.

Für den größten Teil der Schieferhülle, wenn nicht für die ganze, ist freilich von vornherein wahrscheinlich, daß er schon wegen seines geringeren geologischen Alters unbetroffen sei von der präkarbonen Kristallisationsphase der im Osten von Karbon transgredierte alten Gneise. Und es gestattet tatsächlich ein Gefügebild wie das mancher Albitgneise der Schieferhülle die Annahme einer kristallinen „voralbitischen“ Phase direkt auszuschließen.

Das sich die „alkristallinen“ Endprodukte von der Schieferhülle unterscheiden, ist hekannt, wenngleich das „wie“ noch keine umfassende Bearbeitung erfahren hat. Fraglich aber dürfte es sein, ob nicht, wie vom Verfasser angenommen wurde, Tauerngneise einerseits und Maulser und Oetztaler Gneise (alte Gneise) andererseits durch gemeinsame Glieder eine auch tektonisch naheliegende Aequivalenz als Liegendes typischer Schieferhülle besitzen.

Für den Innsbrucker Quarzphyllit wurde vom Verfasser anläßlich der Besprechung eines Faltenquerschnittes Abbildungskristallisation, das heißt präkristalline Faltung und Teilbewegung wenigstens an einem Beispiel nachgewiesen. Derzeit ist leider über die Verbreitung präkristalliner und postkristalliner Teilbewegung im Inns-

brucker Quarzphyllit in den Oetztaler und Stubai Schiefen wie auch andernorts noch wenig bekannt, mit Ausnahme so verdienstvoller Angaben wie der Ohnesorges über die durchgreifende Gefügestaltung (man würde hierfür schon vielfach Mylonitisation sagen) des Schwazer Augengneises und die Bedeutung durchgreifender Gefügebewegung für die Bildung der Flauerlinger und Innsbrucker Quarzphyllite. Durch die Wahl gefalteter Belegstücke, durch Anwendung und weitere Ausgestaltung des vom Verfasser geübten Studiums orientierter Gefügebilder (Schliffe) lassen sich geologisch sehr wertvolle Daten gewinnen. Für jedes kristalline Gebiet mit Faltung ist die Angabe des Verhältnisses zwischen Kristallisation und Deformation möglich und der wichtigste Beitrag für eine Reihe geologisch-petrographischer Fragen.

Was nun den tektonischen Vergleich zwischen beiden Gneisarten anlangt, so ist für Zillertaler und Tuxer Schieferhülle Komplikation durch Teildecken gegen N nachgewiesen. Diese hätten sich nach der Vorstellung des Verfassers hier wie im Tuxerkamm die Gneise (mit zunächst unbestimmbaren Verschiebungsbeträgen gegen dieselben) nordwestwärts überwandernd hier der entstehenden Greinerzone, dort der entstehenden Tuxerzone tektonisch beigemischt. Dabei hätten, wie gesagt, im Süden die Kristallisationsbedingungen der Tauernkristallisation diese Hauptphase tektonischer und mikroskopischer Teilbewegung, wie bemerkt, überdauert.

In der Teildeckenbildung gegen N, im Austreten der gegen O ansteigenden Faltungsachsen und Scharniere und in der Anschoppung unterer Schieferhülle am Südrand liegen die Analogien im Bau des Zillertaler und Tuxer Gneiskerns.

Diese Teilbewegung im Dach der Gneise war nachweislichmaßen fähig Diskordanzen (zum Beispiel Aplite in Augengneis) zu verwischen und erscheint zu einem mit der kristallinen Mobilisation und Differentialbewegung im Gefüge dem Verfasser als ein ausreichendes Erklärungsprinzip, wo es sich um die Deutung des von dem Typus eines „übersichbrechenden“ Granits so sehr abweichenden Kontaktes zwischen Gneis und Schieferhülle in unserem Gebiet handelt.

Es bleibt nun zu betrachten, welche tektonische Rolle die Tuxerzone, die Greinerzone und die Pfuudererzone gespielt haben.

Das erschlossene tektonische Detail zeigt uns, wie bemerkt, in allen drei genannten Zonen fast ausschließlich tektonisch komplexe, isokline Serien. Derartige Anordnung kann aus normalen Folgen oder aus Decken sowohl durch die längst schon anderwärts erörterte Umfaltung verschiedenen Ausmaßes ohne beträchtliche Horizontalverschiebungen, als durch die Uebergangsformen solcher Umfaltung zu Teildeckenbildung (Teilfalten oder Teilschuppen) als durch untertauchende derartige Teildeckengruppen entstehen. Mit Ausnahme der nachgewiesenen Beteiligung von Teildecken an der Tuxerzone sind wir bei der Deutung unserer drei Zonen auf Hypothesen angewiesen und könnten zunächst im Sinne von Termiers Karte und Uebersichtsprofil, welches die Detailaufnahme so vielfach bestätigt hat, alles südlich vom Hochfeiler als umgefaltet (autochthon, Wurzelzone), alles nördlich davon als Deckenland betrachten, und zwar als Differential-

deckengemisch von unbestimmtem Verschiebungsbetrag. Außer letzteren Präzisierungen oder Modifikationen der Termier'schen Hypothese „von Süd gekommener Decken“, ist aber noch folgendes zu bedenken: Es besteht für alle drei Zonen die Möglichkeit, daß sie weder nur verfaltete und umgefaltete Synklinen, noch Tauchdeckengruppen, also weder reines Wurzelland, noch reines Deckenland sind, sondern einen dritten tektonischen Typus darstellen, nämlich ein Gemisch von Teilwurzelland und Teildeckenland, dadurch entstanden, daß Tauchdecken in eine sich umfaltende Syncline einwandern. Gewiß ist das eine mögliche Art, auf welche sich eine Ueberwanderung sich gleichzeitig emporwallender und zwischengelagerte Synklinen immer mehr einengender und zu neuen Wurzelzonen gestaltender Gneiswälle vollziehen könnte; besonders wenn man in unserem Falle und in Föhlung der bekannten Idee vom sukzessiven Fortschreiten der Faltung in gewisser Horizontalrichtung annimmt, daß der erste Herd, zum Beispiel nordwärts schreitender Faltungsvorgänge in statu nascendi eine südlicher gelegene Synklinaltiefe gewesen sei.

Ein solches Gemisch aus „Wurzelland“ und „Deckenland“, derartige isoklinal verfaltete Serien, sollen hier der Kürze halber, sofern für sie die erörterte Entstehungshypothese in Betracht gezogen wird, tektonisch gemischte Areale heißen. Ich habe auf solche Wahrscheinlichkeiten bereits in den Verhandlungen 1913, S. 237 hingewiesen und im Führer der Deutschen geologischen Vereinigung 1913, S. 41; „tektonisch gemischte Zonen“. Dieser gemischte Charakter ist für die Pfundererzone am meisten hypothetisch, da wir bis jetzt südlich davon keine Kalkphyllite mehr kennen und sie höchstens hypothetisch unter Termiers hypothetischer Dinaridenschubfläche annehmen könnten.

Wenn man aber daher einerseits diese Hypothese des gemischten Charakters für die Pfundererzone zunächst noch nicht aufstellt, so kann man doch ihre Möglichkeit im Auge behalten. Umsomehr, als ich schon im I. Bericht feststellte, daß sich, was alles tektonische Detail anlangt, das Pfunderer Gebirge nicht als ein anderer Typus, etwa als Wurzelland dem Deckenland weiter nördlich gegenüberstellen lasse. Ja gerade im Pfunderer Gebirge scheinen mir die hier beigegebenen Querschnitte die Annahme gefalteter tektonischer Serien am nächsten zu legen.

Für die Greinerzone ist ihr Charakter als Wurzelzone (man beachte zum Beispiel nur den Zusammenhang der Dolomite Griescharte-Kalkwand) mit wenigstens gleichviel Recht zu behaupten, wie ihr Charakter als Tauchdeckenland und der Verfasser betrachtet dieses vielleicht in beträchtliche Tiefe reichende und den Rest einer ehemals geräumigen Synklinale darstellende Areal als tektonisch gemischt im oben erläuterten Sinne.

Auch bezüglich der Tuxerzone möchte der Verfasser die Möglichkeit hervorheben, daß es sich um eine gemischte Zone handle, mit Ueberfaltung über den aus (den Tauerngneisen etc. zum Teil stratigraphisch äquivalentem) Quarzphyllit gebildeten Nordrand der Tuxer Syncline. Eine sichere Entscheidung scheint dem Verfasser nicht möglich, ehe das Quarzphyllitareal südlich vom Inntal, nament-

lich im Hinblick auf eventuelle Schieferhüllenäquivalente, deren etliche vorhanden zu sein scheinen und besonders in Bezug auf die tektonische Stellung solcher Äquivalente untersucht ist.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite	
Einleitung	273	[1]
Gliederung im Einzelnen	275	[3]
I. Tuxer Kamm und Tuxer Voralpen zum Teil	275	[3]
1. Hochstegenlage	275	[3]
2. Schmitzenberg-Tauchdecke	276	[4]
3. Gschößwand-Lage	277	[5]
4. Hauptzone der Tuxer Phyllite	279	[7]
5. Tarntaler Mischungszone	280	[8]
6. Tarntaler Gesteine	281	[9]
II. Schmirntal, Valsertal, Brenner, Pfitsch	283	[11]
1. Kasererlage	283	[11]
2. Kalkwandlage	286	[14]
III. Pfunderer Berge	286	[14]
Allgemeine Bemerkungen	287	[15]
Legende zur Profiltafel.		

Ergänzung zur Legende der Tafeln X und XI.

Tafel X. Nach *hi* Hippold: *h* = Hochstegenlage; *si* = Schmittenbergtauchdecke; nach *Sp* = Speickbodendecke: *F* = Fächer der Terentener Berge; nach 17 sicheres Mesozoikum: *mt* = Maulser Trias; *my* = Maulser Mylonitzone.

Tafel XI. Nach *qf*: *qu* = Quarzit; *rr* = Rhätizitschiefer.

Westende der Hohen Tauern.

Mafsstab



Übersichtskarte vereinfacht aus den Aufnahmeblättern 1:25.000.

(Blatt Sterzing u. Blatt Matrei) von Dr. Bruno Sander.

Gliederung des Baues:

Gewaltete tektonische Elemente mit westeinfallenden Axen (meist komplizierte Synklinen)

Nördlich vom Brenner:

so Falten der Schöberspitze, o Einfaltung Hochwart-Ottenspitze

gs Gschösswandlage (fossilführendes Mesozoikum)

hi Hippold (fossilführendes Mesozoikum)

Südlich vom Brenner:

p Grabspitze w Weissespitze (wahrsch. Mesozoikum)

Andere tektonische Daten:

u Untertauchen des nördl. Astes der

Tuxer Grauwackenzone unter Kalkphyllit

kf u. qf Kalkphyllit unter Quarzphyllit (Hobar)

qf u. kf Kalkphyllit auf Quarzphyllit (Horberg)

tr Trümmerflächen aus Tarntaler Quarzit u. Dolomit

e Ende der Phyllite bei Sterzing

ub tektonische Vervielfältigung der unt.

Schieferhülle am Westsporn der Tuxergneise (Stauung)

gri Auffaltung in der Griesscharte

Gr verfaltete Syncline (sekundäre Würzeln?) der

Greinerzone

se südlichste Aufwölbung der Unteren Schiefer-

hülle (Wiesen-Senges-Kreuzspitze)

sr verfaltete Syncline Steinberg-Riffel

re Rensenzone (verfaltete Untere

Schieferhülle zwischen Gneis

u. Kalkphyllit)

tri verfaltete Teildecke

gegen N der Tristenspitze

bei tri 1 Austritt der

Synklinalex

sp Speikboden-

decke

Ht Decke

Telferweisse

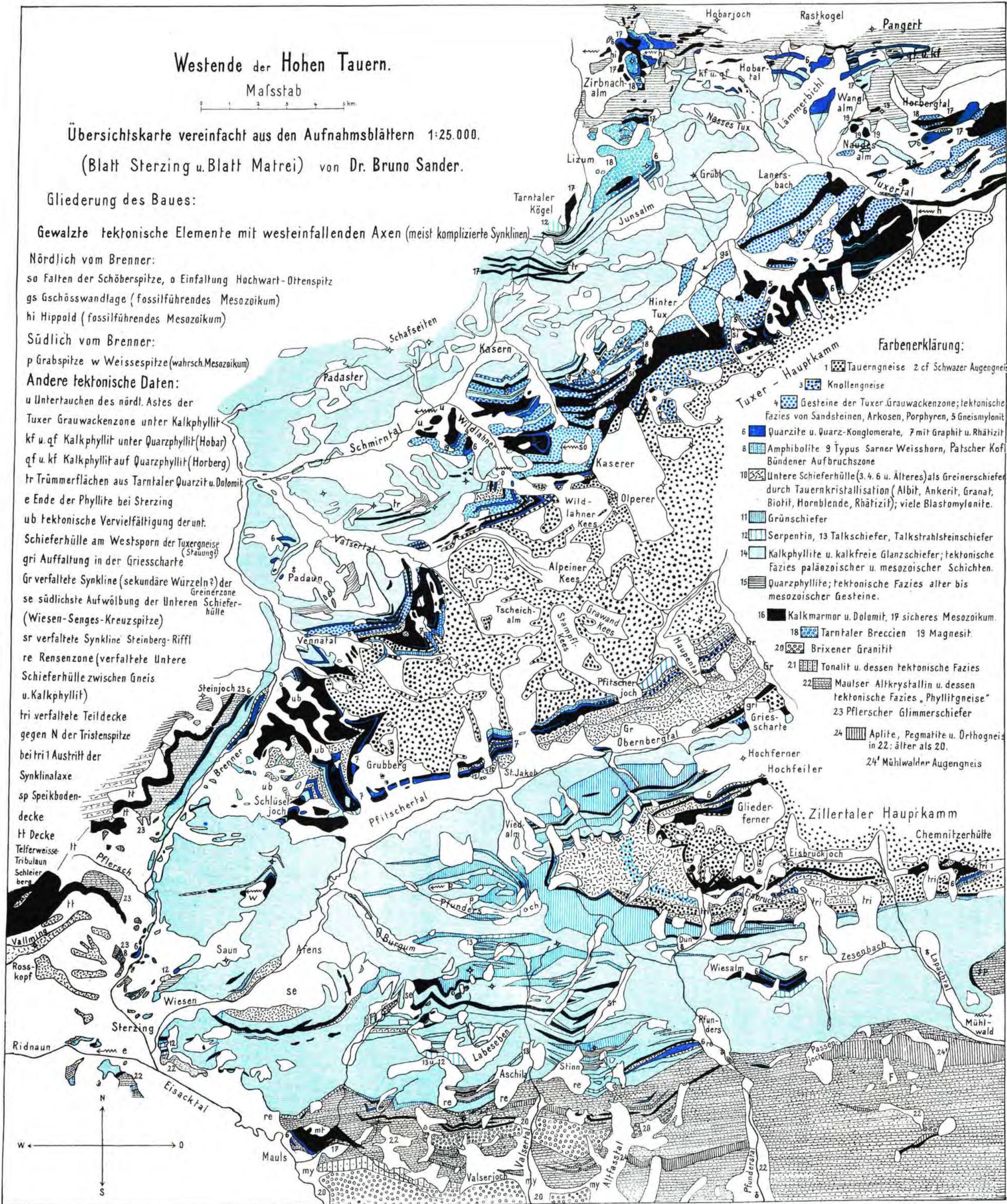
Tribulaun

Schleier

berg

Ht

- Farbenerklärung:
- 1 Tauxergneise
 - 2 cf Schwazer Augengneis
 - 3 Knollengneise
 - 4 Gesteine der Tuxer Grauwackenzone; tektonische Fazies von Sandsteinen, Arkosen, Porphyren, 5 Gneismylonit
 - 6 Quarzite u. Quarz-Konglomerate, 7 mit Graphit u. Rhätizit
 - 8 Amphibolite 9 Typus Sarnen Weisshorn, Patscher Kofl-Bündener Aufbruchzone
 - 10 Untere Schieferhülle (3, 4, 6 u. Älteres) als Greinerschiefer durch Tauxerkristallisation (Albit, Ankerit, Granat, Biotit, Hornblende, Rhätizit); viele Blastomylonite.
 - 11 Grünschiefer
 - 12 Serpentin, 13 Talkschiefer, Talkstrahlsteinschiefer
 - 14 Kalkphyllite u. kalkfreie Glanzschiefer; tektonische Fazies paläozoischer u. mesozoischer Schichten.
 - 15 Quarzphyllite; tektonische Fazies alter bis mesozoischer Gesteine.
 - 16 Kalkmarmor u. Dolomit, 17 sicheres Mesozoikum.
 - 18 Tarntaler Breccien 19 Magnesit.
 - 20 Brixener Granitit
 - 21 Tonalit u. dessen tektonische Fazies
 - 22 Maulser Altkrystallin u. dessen tektonische Fazies „Phyllitgneise“
 - 23 Pflerscher Glimmerschiefer
 - 24 Aplite, Pegmatite u. Orthogneis in 22; älter als 20.
 - 24' Mühlwälder Augengneis

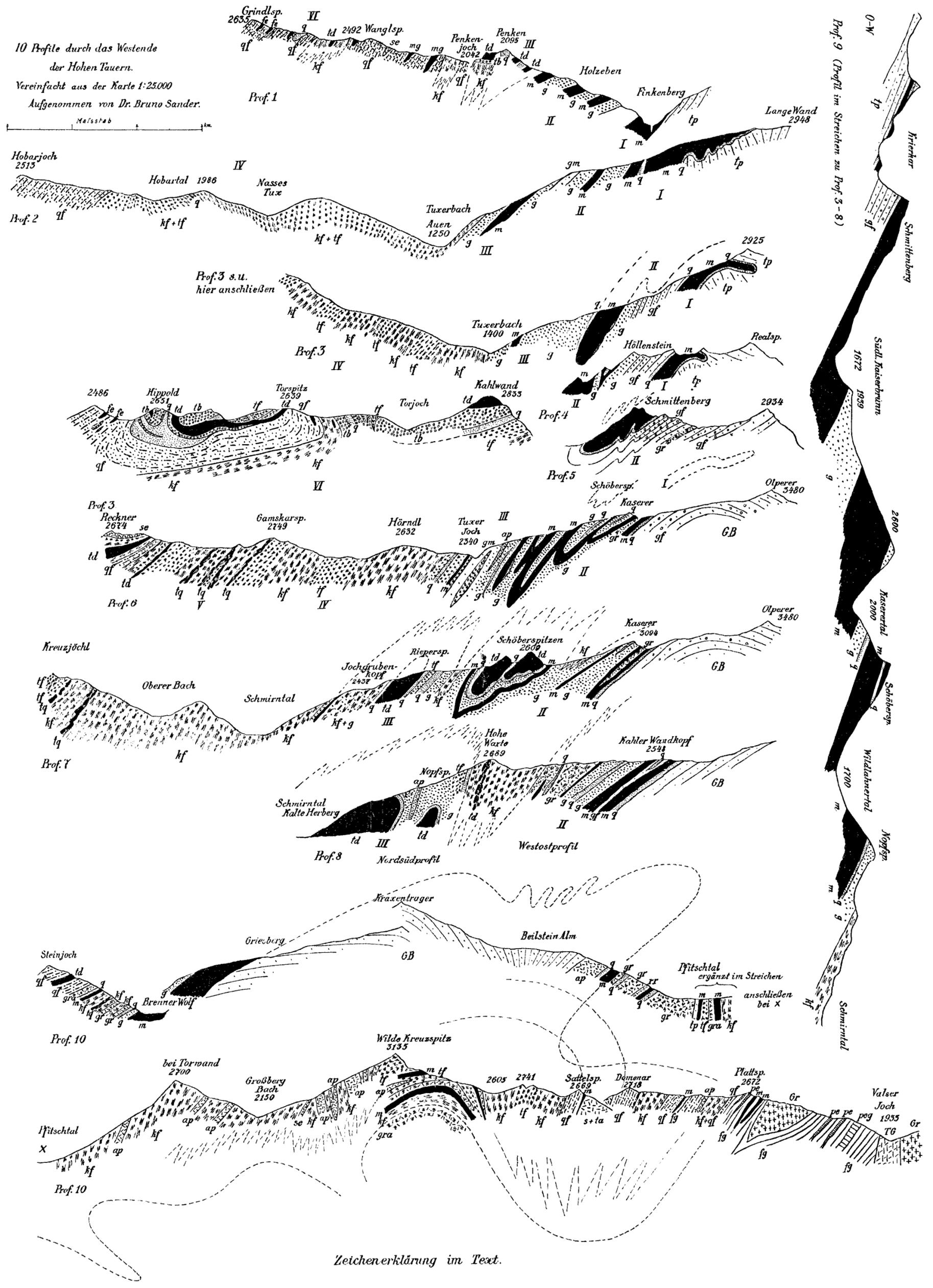
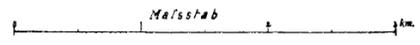


Alphabetische Legende zur Profiltafel Nr. XI.

- ap* = Amphibolit (Typus Sarner Weißhorn, Patscherkofel, Aufbruchszone).
ap = Amphibolite und Grünschiefer.
fe = Eisendolomit.
fg = Phyllitgneis.
g = Tuxer Grauwacken und deren Mylonite (Phyllonite).
GB = „Zentralgneis B.“
gf = Phyllitisierte Gneis- bis typische Quarzphyllite, Geröllgneise, Tuxer Grauwackengneise, periphere Zentralgneise; tektonische Gemische dieser Gesteine.
gm = Gneismylonit, Schwazer Augengneis.
Gr = Brixner Granitit.
gr = Greinerschiefer der unteren Schieferhülle mit Mineralneubildungen der Tauernkristallisation (Granat, Biotit, Hornblende, Rhätizit, Albit, Ankerit).
gra = Albitgneis der Greinerschiefer.
kf = Kalkphyllit.
Mg = Magnesit.
pe = Pegmatite.
peg = Pegmatitgneise.
qf = Innsbrucker Quarzphyllit.
se = Serpentin.
ta = Talk.
tb = Tarntaler Breccien.
td = Tarntaler Dolomit (Trias, Jura? zum Teil, sicheres Mesozoikum).
tf = Kalkarme bis -freie Glanzschiefer.
tp = Tuxer Porphyrgneis.
Ty = Tonalit, geschiefert.
-

10 Profile durch das Westende
der Hohen Tauern.

Vereinfacht aus der Karte 1:25.000
Aufgenommen von Dr. Bruno Sander.



Zeichenerklärung im Text.