

DER DECKENBAU DER ÖSTLICHEN NORDALPEN

VON

DR. LEOPOLD KOBER

Mit 7 Textfiguren, 2 Karten und 1 Tafel.

VORGELEGT IN DER SITZUNG AM 23. MAI 1912.

Die Anschauungen über die Bewegungsphänomene der Lithosphäre haben in den letzten Jahren eine wesentliche Erweiterung erfahren. Die Facieszonen der Alpen erscheinen heute in ganz neuem Lichte. Es vermag die Deckenlehre eine Reihe geologischer Erscheinungen der Alpen dem Verständnis näher zu bringen, sie weitet den Kreis der Erkenntnis, aber am Horizont tauchen neue Probleme auf.

Seit dem Jahre 1907 habe ich auf vielen Exkursionen die hier besprochenen Gebiete der Ostalpen kennen gelernt. Untersuchungen in anderen Teilen der Alpen bestärken mich in meinen hier vertretenen Anschauungen. Es war notwendig, eine Anzahl neuer Bezeichnungen einzuführen, denen zum Teil ein provisorischer Charakter zukommt. Die Flyschzone ist nicht mehr in den Kreis meiner Betrachtungen eingezogen.

Die Grenzen des besprochenen Gebietes sind gegeben durch folgende Linien: Im Osten die Thermelinie, im Süden die Linie Aspang am Wechsel—Frohnleiten an der Mur, im Westen die Linie Leoben—Waidhofen a. d. Ybbs, im Norden die Grenze der Kalkalpen-Klippenzone.

Der Bau der helvetischen Decke wird, wie gesagt, hier nicht berührt.

Die lepontinische Decke wird in den Nordostalpen durch das Semmeringdeckensystem repräsentiert. Diese zerfällt in die Stuhleck-, die Mürzdecke und die Decke des Drahtekogl.

Die ostalpine Deckenordnung wird gegliedert in das untere und das obere ostalpine Deckensystem:

Das erstere besteht aus altkrystallinem Grundgebirge und Carbon mit der voralpinen (Lunzer) Entwicklung auf dem Rücken. Diese voralpine Decke zerfällt in die Frankenfesler, die Lunzer und die Ötscherdecke.

Dem unterostalpinen Mesozoicum wird auch die ostalpine Klippenzone (pienische und subpienische Decke) zugeteilt.

Das oberostalpine Deckensystem baut sich auf aus: Silur und Devon, darauf die Hallstätter und die hochalpine (Dachstein-) Decke. Die Hallstätter Decke ist dabei die tiefere Teildecke und zerfällt selbst wieder in eine Reihe selbständiger tektonischer Körper.

A. Die lepontinische Deckenordnung.

Das Semmeringdeckensystem¹ (IV).

Die lepontinischen Decken erscheinen 130 *km* östlich vom Tauernfenster von neuem im Semmering. Das Semmeringdeckensystem gehört der obersten Abteilung der lepontinischen Decken an und ist die Fortsetzung der Radstätter Decke der Tauern einerseits. Andererseits aber zieht es ununterbrochen über das Leithagebirge in die Karpathen und bildet dort die hochtatischen Fenster der inneren Kerngebirgsreihe bis zur Tatra. Den Semmeringdecken kommt eine eigenartige Position zu. Sie bilden eine Brücke zwischen Ostalpen und Karpathen. Es ist daher wohl begreiflich, wenn wir in diesem Deckensysteme, das H. Mohr das zentralalpine genannt hat, eine spezifische stratigraphische und tektonische Ausbildung vorfinden.

Toula und Uhlig (2) haben auf die mannigfachen Beziehungen zu den Karpathen und zu den Radstätter Tauern hingewiesen. H. Mohr (3) hat den Semmering selbst in einer eingehenden Darstellung beschrieben. Heritsch (4) hat über die Abgrenzung gegen das ostalpine System einige Beobachtungen gemacht, ebenso auch Vettors (5).

Ähnlich wie die Tauern bildet auch der Semmering ein Fenster, das von Norden gegen Südwesten ganz geschlossen, im Süden und Osten dagegen noch geöffnet ist. Diese Grenzlinie verläuft von Gloggnitz über Kapellen im Norden der Mürz bis gegen Kapfenberg bei Bruck, wird hier rückläufig und geht in einem Bogen über Stanz gegen Birkfeld. Wie ein mächtiger Keil schiebt sich von Osten her ein Glied der Karpathen in die Ostalpen ein, bildet einen großen gegen Südwesten absinkenden Deckenwall, der im Mürztal klar und deutlich eine Dreiteilung aufweist.

Die Stuhleckdecke ist die tiefste und baut den Kamm des Stuhleck und der Pretulalpe, dann folgt die Mürzdecke, zu oberst die Decke des Drahtkogls. Verschieden breite Zonen mesozoischer Kalke trennen diese gegen Nord fallenden Teildecken, deren Länge zirka 50 *km* beträgt.

Ob diesen Teilungen stratigraphische Abweichungen entsprechen, ist zur Zeit noch nicht zu entscheiden und wird sehr erschwert durch die großen tektonischen Veränderungen der Schichtfolge. Es ist doch sehr wahrscheinlich. In der Tat hat auch H. Mohr in der »Kirchberger Überfaltungsdecke« recht beträchtliche Differenzen in der Ausbildung des Mesozoicum aufgefunden, die ihn bewogen haben, eine »Sonnwend- und eine Kirchberger Entwicklung« zu unterscheiden.

Im Gegensatz zu den Radstätter Decken ist im Semmeringsystem ein mächtiger Grundgebirgskomplex von hochtatischem Charakter vorhanden. Ein grobporphyrischer Granit ist in der Umgebung von Kirchberg in der tiefsten Decke aufgeschlossen, dieselben Granite trifft man auch in der höheren, der Mürzdecke, bei Krieglach, Mitterndorf und Kindberg. Diese Granite stecken als vermutlich intracarbone Intrusionen in Hüllschiefern, welche von Granitapophysen durchbrochen werden und zum größten Teile Glimmerschiefer hohen Alters sind. Genau so wie im Leithagebirge oder in den Kleinen Karpathen folgen Quarzite und Quarzitschiefer mit Gips; ferner hat Mohr auch geringe Lager von Porphyroiden nachweisen können.

Das Paläozoicum ist auf eine eigene Decke beschränkt, die Mohr »Wechseldecke« genannt hat. Dieselbe bildet die Unterlage der Stuhleck-Kirchbergdecke von Retteneegg über die Kampalpe bis Aspang und erscheint innerhalb des lepontinischen Systems als eine überaus fremdartige Einheit, die, wie es scheint, ihm gar nicht zugehört. Ihre Besprechung wird später erfolgen.

Faßt man das mesozoische Deckgebirge der Semmeringdecken ins Auge, so findet sich in jeder der Teildecken über der permotriadischen Quarzitstufe Gyroporellendolomit von recht verschiedener Mächtigkeit. Sie schwankt innerhalb beträchtlicher Grenzen. Größere Dolomitlager finden sich in der tiefsten Decke im Sonnwendstein, aber auch in der höchsten, Gyroporellen führend, südlich von Kapellen.

Die karnische und norische Stufe dürfte nicht entwickelt sein, erst im Rhät erscheinen wieder Schiefer und Kalke mit der schwäbischen beziehungsweise karpathischen Facies des Rhät, ähnlich wie in den Tauern. Pentacrinenkalke gehören dem Lias an. Bänderkalke und dickbankige weiße Kalke dem höheren Jura, die bis zu einem gewissen Grade als Äquivalente der hochtatratischen Jura-Neocomkalke erscheinen. Es sind dieselben Kalke wie in den Radstätter Tauern. Sie haben dort canaliculate Belemniten geliefert. Sie rücken somit die Annahme in den Bereich der Wahrscheinlichkeit, daß die lepontinischen Jurakalke ein zeitliches Äquivalent der hochtatratischen Jura-Neocomkalke seien. Damit schließt in den Alpen die Schichtfolge. Die hochtatratische Oberkreide der Karpathen ist in den Nordostalpen noch nicht gefunden worden.

Eine Ablagerung von höchstem Interesse befindet sich im Bereiche der Stuhleck-Kirchbergdecke: Es ist das von Toulou (6) entdeckte, von Mohr für anstehend gehaltene Vorkommen von Eocän bei Kirchberg am Wechsel. Auf die Bedeutung dieser Eocängesteine werden wir noch später zu sprechen kommen. Wir wollen vorläufig nur das Vorkommen als solches festhalten.

Wie schon erwähnt, unterscheidet H. Mohr in der Kirchberger Decke die Sonnwend- und die Kirchberger Entwicklung, erstere mit mächtiger Dolomitentwicklung in der unteren Trias, letztere charakterisiert durch die massigen Jurakalke und das Fehlen des Rhät und des Gyroporellendolomits. Den Ausführungen Mohr's dürfte aber nicht die volle Beweiskraft zukommen, da auch in der Kirchberger Entwicklung seinen Profilen nach Triasdolomit vorkommt und gerade die von ihm beschriebene Differenzierung des Mesozoicum eher als eine Folge mächtiger tektonischer Umformung erscheint.

Weit mehr als die Radstätter Tauern stehen die Decken des Semmering zufolge dieses stratigraphischen Aufbaus der hochtatratischen Decke der Karpathen nahe und auch in der Lokaltektoneik zeigen sich verwandte Züge. Limanovski⁷ hat in letzter Zeit in der Tatra eine Reihe schöner Falten in der hochtatratischen Serie nachgewiesen. Auch im Semmering herrscht derselbe Bauplan. Nur sind die liegenden Falten mächtiger, die Erscheinung noch gewaltiger. Aber wenn man die steil einfallende Decke des Drahtkogls aus dem Preintale von Osten her betrachtet, da erinnert man sich unwillkürlich an ein ähnliches Bild aus der Tatra, an die liegende Falte des Giewont.

Die mesozoischen Kalke umhüllen die Grundgebirgsserie in Form flach gegen Norden getriebener, unter hohem Drucke erzwungener Tauchdecken. Die tieferen Decken zeigen weitgehende molekulare Umformung, hochgradige Bänderung der Kalke. In der Mürzdecke dagegen und in der des Drahtkogls finden sich mächtig entwickelte Mylonite. Die tektonische Verdünnung der mesozoischen Reihe erreicht im Liegendschenkel einen hohen Grad. In der Stuhleck-Kirchbergdecke führt sie bereits zur völligen Reduktion des Mesozoicum.

Ebenso eigenartig ist die Erscheinung der Anreicherung der mesozoischen Schichten, ihr Anschwellen zu großen Kalkmauern in den vorderen und höheren Partien der Decken. Diese erreicht gerade im Semmering selbst und im ganzen Gebiete nördlich davon eine ansehnliche Stärke. Dagegen ist im Süden und Südwesten große Armut an Mesozoicum, einerseits an der Grenze gegen die Unterlage, die Wechseldecke, andererseits gegen die ostalpine Überlagerung. Es ist die gleiche Erscheinung, die in den alpinen Decken so häufig beobachtet worden ist: Das Vordringen der jüngeren Schichten, das Zusammenstauen der Decken gegen die Stirnregion, die tektonische Verdünnung des gesamten Deckensystems nach rückwärts — Süden — zu.

Das Studium der Tektonik der Tatra oder der Kleinen Karpathen führt uns zur Anschauung, daß die hochtatratischen Decken in diesen Gebirgen sich bereits in ihrer Stirnregion befinden. Auch in den östlichen Nordalpen liegen eine Reihe von Anzeichen vor, die zu der gleichen Annahme drängen. Die Jurakalke des Drahtkogls fallen in der Höhe des Berges zuerst flach gegen Nord, um sich gegen die Tiefe des Tales zu steiler zu stellen. Bei Kapellen beginnt die Steilstellung bereits gegen Süden umzukippen, so daß im oberen Mürztale eine nach Nord tauchende Stirn der höchsten Decke vorhanden sein dürfte. Auch aus dem Verhalten der Carbonbildungen der Grauwackenzone und ihrer nahen Beziehung zur Wechseldecke

wird es sehr wahrscheinlich gemacht, daß die Semmeringdecken sich nicht mehr weit unter die Kalkalpen hin erstrecken.

An der Grenze zweier Teildecken treten häufig Mylonite auf. An der Hauptüberschiebungslinie sind sie meist mächtig entwickelt.

Die Grenze gegen das ostalpine System kennzeichnen auf der Strecke Gloggnitz-Kapellen breite Mylonitzüge. Jurakalke, Dolomite, Quarzite und die Komponenten der Carbonserie sind zu einer grobblockigen Breccie verarbeitet. Im Stanzertal dagegen fehlen Mylonite. Es tritt hier überhaupt eine beträchtliche Reduktion der mesozoischen Serie ein. Einzelne Schollen von hochmetamorphen Kalkmarmoren mit Dolomiten und Gips, Quarzit geben den Verlauf der Überschiebung, die im Stanzertal recht klar und deutlich durch das Hinabtauchen der Semmeringserie unter die ostalpinen Gneise und Glimmerschiefer in der Richtung gegen Südwesten aufgeschlossen ist.

An der Grenze gegen die ostalpine Serie im Hangenden als auch am Kontakte gegen die Wechseldecke im Liegenden stellen sich überall anomale Dislokationskontakte ein. Das erinnert an die gleichen tektonischen Phänomene in den Radstätter Tauern und am Brenner. Ein großer, durch die ganzen Ostalpen gleichbleibender tektonischer Zug ist zu erkennen. Die mesozoische Serie der obersten lepontinischen Decke grenzt mit ihren jüngsten Bildungen, Rhät oder Jura, oft geschieden durch mächtige Mylonite, an Ostalpin, und zwar an Grundgebirge oder Carbon.

Die mächtigen Quarzitmassen in engster Verbindung mit Grundgebirge oder mit Carbon bilden in den Radstätter Tauern sowohl als auch im Semmering eine vom Lepontinischen scharf geschiedene Decke. Wir werden bei Besprechung der Wechseldecke noch auf diese Verhältnisse zurückkommen und wenden uns der Frage nach der Gleichstellung der Semmeringdecken mit den analogen Decken der Westalpen und Karpathen zu.

Steinmann (8) betrachtet die Zentralgneisdecken als Klippendecke, die Kalkphyllitdecke ähnlich wie Haug (9) als rhätische Decke und kommt daher zur Gleichstellung der Radstätter Decke mit der sogenannten unteren ostalpinen Decke des Prätigau, der Gleichstellung der Gneismassen des Silvretta mit denen der Schladminger Masse. Wir können uns hier nicht entschließen, dieser Deckengleichstellung zu folgen, aus dem Grunde, weil die Zentralgneis- und Kalkphyllitdecken zufolge ihres stratigraphischen und tektonischen Baues viel eher den Tauchdecken der Penninischen Alpen (Simplon) und den Schistes lustrés gleichzustellen sind, eine Anschauung, die in neuerer Zeit von P. Termier (10) und C. Schmidt (11) vertreten worden ist. Ch. Lory, Studer (12), Uhlig, Suess und eine Reihe anderer Forscher haben auf die ungemein nahe Verwandtschaft der Schieferhülle mit den Schistes lustrés hingewiesen und sie in der Tat auch einander gleichgestellt. Indem wir uns dieser Gleichstellung anschließen, sind wir genötigt, die Radstätter Decke einer höheren Decke der Aufbruchzone gleichzustellen. Die Radstätter Decke als die Fortsetzung der hochtatischen Decke ist eher der Klippendecke Steinmann's gleichzustellen und wir verweisen diesbezüglich auf folgende sehr zu beachtende Analogien.

Das Grundgebirge zeigt in allen drei Decken eine gewisse Verarmung der krystallinen Schiefer und ist besonders gekennzeichnet durch einen größeren Reichtum an Graniten. Paläozoicum fehlt. Quarzite und Porphyroide geben die Unterlage eines spärlich entwickelten Mesozoicum. Die untere Trias ist durch Dolomite vertreten. Die höhere Trias fehlt meist. Ganz charakteristisch sind die koralligenen Oberjurakalke, vielleicht auch Neocomkalke. Sulzfluhkalke im Westen, Juramarmor in den Radstätter Tauern, hochtatische Jura-Neocomkalke in der Tatra. Radiolarite fehlen gänzlich. Ganz ähnlich wie in den Sulzfluhkalken die couches rouges, so ist in den hochtatischen Jurakalken die Oberkreide als ein schmales Band von Mergeln und Schiefeln verfalltet. In den Tauern ist bisher die Oberkreide noch nicht aufgefunden worden.

Die Analogien im Bau dieser hier verglichenen Zonen erscheinen von so großer Bedeutung, daß wir die Klippendecke der Radstätter, beziehungsweise der hochtatischen Decke gleichstellen.

B. Die ostalpine Deckenordnung.

Das untere ostalpine Deckensystem (V).

Das ostalpine Deckensystem zerfällt, wie schon früher gezeigt worden ist, in zwei Abteilungen: In die obere und die untere ostalpine Decke. Der letzteren gehört an das Grundgebirge mit der carbonpermischen Serie und der voralpinen Entwicklung (Lunzer Facies) der Kalkalpen. Die nahen Beziehungen der Klippenzone zu der voralpinen (niederösterreichischen) Entwicklung sowohl in stratigraphischer wie in tektonischer Hinsicht machen es wahrscheinlich, daß die Klippenzone nicht der lepontinischen Serie angehört, sondern eher als eine mehr selbständige Teildecke, vielleicht auch als eine Aufbrandungsregion der voralpinen Decke erscheint, so daß auch die Klippenzone als dem unter ostalpinen System zugehörig zu betrachten wäre.

Die obere ostalpine Decke baut sich auf aus Silur und Devon mit der Hallstätter und der hochalpinen Decke auf dem Rücken. Die hochalpine (Dachsteindecke) ist die höhere Teildecke. Wir wenden uns nach dieser Gliederung der unterostalpinen Decke zu.

Grundgebirge und Paläozoicum (Va—b).

Das Grundgebirge weist eine andere Zusammensetzung auf als das der lepontinischen Serie. Vor allem fällt auf das Zurücktreten der Granite. Nur im Bösenstein liegt ein größerer Granitkern inmitten krystalliner Schiefer, die den nordsteirischen Gneiszug, den Rennfeldzug und den Kletschach-Roßkogelzug im Norden des Mürztals zusammensetzen. Überwiegend sind es Gneise, Amphibolite und Glimmerschiefer. Der nordsteirische Gneiszug bildet, wie das schon Stur (13) gezeigt hat, im MUGELKUPPE-RENNFELDMASSIV eine Antiklinale, die sich gegen das Mur- und Mürztal zu sanft abdacht und unter das Grazer Paläozoicum und die Kainach mit Südfallen untertaucht. Der im Norden der Mürz hinziehende Kletschach-Roßkogelzug fällt streng gegen Norden und ist durch einen schmalen W—O streichenden Gneisrücken auf der Linie Steg—Kapfenberg mit dem Rennfeldzug verbunden. Dem nordsteirischen Gneisbogen liegt im Norden der Carbonzug des Liesing-Paltentales auf, der sich über den Durchbruch der Mur bis in den Grasnitzgraben östlich von Kapfenberg verfolgen läßt. Ein zweiter Carbonzug folgt, wie das von M. Vacek (14) nachgewiesen wurde, dem Kletschach-Roßkogelzug im Hangenden und ist aus dem Trastal bei Trofaiach in Steiermark ununterbrochen bis Gloggnitz zu verfolgen. Genau so wie die beiden Gneiszüge sind auch die Carbonzüge durch einen rückläufigen W—O streichenden Zug carboner Ablagerungen verbunden, so daß sich zwischen den Gneisen des Kletschachkogls und denen des MUGELKUPPE-RENNFELDZUGES eine sekundäre Carbonmulde einschaltet, eine tektonische Erscheinung, die in letzter Zeit von Vettters studiert worden und als Beweis für die Existenz einer W—O laufenden Querverschiebung aufgefaßt worden ist.

Die carbon-permische Serie steht mit dem Grundgebirge in stratigraphischem Verbande, wird an einigen wenigen Punkten — soweit das bis heute bekannt ist — noch von mesozoischen Schollen überlagert und ist längs einer großen, durch die ganzen Ostalpen zu verfolgenden Überschiebungslinie, die wir die norische Linie nennen wollen, von den Silur-Devonbildungen der oberen ostalpinen Decke überschoben. Diese Überschiebungslinie, auf deren Bedeutung auch Uhlig (15) hingewiesen hat, zieht aus dem Ennstale im Norden des Liesing- und Paltentales gegen die Südseite des Reichenstein, tritt hier in unser Gebiet ein und läßt sich fast ununterbrochen über Trofaiach-Ilgel-Aflenz-Heuberg bis Sieding in Niederösterreich verfolgen. Im Palten- und Liesingtale hat Heritsch (16) die Überlagerung der Silurserie über die Carbonserie nachgewiesen.

Die Kenntnis des stratigraphischen Aufbaus dieses inneren Teiles der unterostalpinen Decke ist gerade in letzter Zeit ungemein gefördert worden. Die Aufnahmen von Vacek bilden für die Kenntnis

dieser Schichten, für ihre horizontale Verbreitung eine feste Unterlage. F. Toula (17) verdanken wir interessante Aufschlüsse über den Bau der Grauwackenzone, die am Fuße des Schneebergs in jüngster Zeit von H. Mohr studiert worden ist.

Mit einem oft recht groben Grundkonglomerat, dem Ranachkonglomerat, wird die jungpaläozoische Sedimentation eingeleitet. Darüber folgen Quarzite. Diesen Bildungen ist bisher eine geringe Aufmerksamkeit geschenkt worden. Ganz mit Unrecht. Gerade die Schichtfolge: krystallines Grundgebirge mit Quarziten verbunden spielt heute in der Tektonik der Ostalpen (Radstätter Tauern) eine bedeutende Rolle, und darum werden wir länger bei dieser Schichtgruppe zu verweilen genötigt sein, um deren Bedeutung klar hervortreten zu lassen.

Die Quarzite finden sich sowohl im Carbonzug Bruck—Leoben als auch im Zuge Thörl—Gloggnitz.

Am Triebenstein, in Leoben, bei Bruck und Kapfenberg, bei Thörl, Stübing und an einer Reihe von Aufschlüssen in Niederösterreich erkennen wir klar die Zugehörigkeit der Quarzite zum Carbon.

Eines der besten Profile ist das bei Thörl. Die Schichtfolge von Süden nach Norden bei nördlichem Einfallen ist folgende:

Glimmerschiefer,
Quarzite,
untercarboner Kalk,
obercarboner Schiefer,
Graphitschiefer,
Silbersberggrauwacken.

Die Quarzite sind meist weiß, dicht, außen mit einem grünen Belag, dünnbankig und in ihrem petrographischen Habitus ungemein ähnlich dem mesozoischen Quarzit. Die Mächtigkeit im Profile bei Thörl ist eine ziemlich beträchtliche. In den andern Profilen tritt der Quarzit infolge starker sekundärer Faltung in mehreren Lagen übereinander auf, getrennt durch untercarbonen Kalk und obercarbonen Graphitschiefer. Aber — und gerade das ist von großer Bedeutung — immer in engster Verbindung mit carbonen Bildungen oder mit krystallinem Grundgebirge. Und nirgends ist nur eine Spur von Mesozoicum.

Es erscheint als notwendig, hier auch die oft zu beobachtende Ähnlichkeit carboner Kalke mit den Semmeringkalken zu erwähnen. Aber die carbonen Kalke sind von den Semmeringkalken durch ihren Graphitgehalt, durch die oft zu beobachtende engste Verbindung mit Graphitschiefern, durch ihre metasomatische Umwandlung in Magnesit doch recht gut zu trennen. Die äußerliche Ähnlichkeit ist hauptsächlich zurückzuführen auf die Bänderstruktur, auf die hohe Metamorphose. Übrigens weisen auch die silurischen Kalke Ähnlichkeiten mit den Semmeringkalken in ihrem äußeren Habitus auf. Die äußere Ähnlichkeit so altersverschiedener Kalke beruht zum größten Teile auf der unter ähnlichen Bedingungen zu Stande gekommenen Metamorphose. Daß diese obenerwähnten Kalke nicht vielleicht eingefaltete mesozoische Lagen sind, zeigt ihre Fossilführung am Triebenstein und in der Veitsch, wo diese Kalke eine untercarbonen Fauna der Stufe von Visé mit *Productus giganteus* enthalten. (Nötscher Schichten.)

Die Erkennung dieses untercarbonen Quarzites ist nicht nur stratigraphisch, sondern auch in tektonischer Hinsicht von Interesse, seine Abtrennung von dem sicher mesozoischen Quarzit des Semmering in den Ostalpen einer der leitenden Fäden zum Verständnis des Baues der lepontinischen und unterostalpinen Decke.

Über dem Quarzit folgen die untercarbonen Kalke mit *Productus giganteus* als die Vertretung der Nötscher Schichten und obercarbonen Graphitschiefer. Quarzit, Kalke und Graphitschiefer bilden eine deutlich trennbare Unterzone, der eine oft mächtige Serie von Grauwacken, Schiefen und Eruptivgesteinen aufgelagert ist. Hierher gehören die pflanzenführenden Schiefer, die bei Mautern (18) und Klamm am Semmering eine Flora der Schatzlarer Schichten geliefert haben, die Silbersberggrauwacken, Quarzkonglomerate, Quarzporphyrdecken, Grünschiefer, Serpentine und saure Ganggesteine wie der Forellenstein bei Gloggnitz. Dieser oberen Serie, die mit dem Verrucano schließt, ist ein obercarbonen bis permisches Alter zugeschrieben worden.

Es ist dies eine Schichtfolge, die auch als die Unterlage der Gailtaler Alpen, der Karawanken, der Triasinseln in Kärnten weite Verbreitung hat, ähnlich wie in dem inneren Gürtel der Karpathen. Den Quarzporphyrergüssen kommt in Kärnten zweifellos ein permisches Alter zu, und in diesem Sinne haben sich auch verschiedene Forscher für das Alter der nordalpinen Quarzporphyrdecken ausgesprochen. Nur Heritsch (19) bestreitet die innige Verbindung dieser Ergußgesteine mit der carbon-permischen Serie der Grauwackenzone. Während uns das Alter der Quarzporphyrdecken mit Rücksicht auf die Verhältnisse in Kärnten als gesichert erscheint, besteht über das der Serpentine Zweifel. Sie finden sich auch im Vereine mit Grünschiefern in der untern Abteilung, so daß die Möglichkeit, ihnen ein höheres Alter zuzuschreiben, etwa Untercarbon. zugegeben werden muß. In außeralpinen Gebieten spielen im Untercarbon basische Ergüsse bekanntlich eine große Rolle.

Die Schichtfolge wird mit mesozoischen Schichten abgeschlossen. Werfener Schiefer, Dolomite der unteren Trias (?) und Kalke unbekanntes Alters, vermutlich Obertrias, bilden unter dem nordsteirischen Silur-Devonzug kleine Schollen, in denen die tektonische Zertrümmerung eine überaus intensive ist. Diese Schollen, die uns die Vertretung des Mesozoicums in der Grauwackenzone erkennen lassen, werden hier gedeutet als zur voralpinen Decke gehörig, als zurückgebliebene Schollen derselben, während die Hauptmasse von der oberen ostalpinen Decke vom Untergrunde abgelöst und als selbständige Decke weiter gegen Norden zu verfrachtet worden ist.

Die Verbindung der Carbon-Perm-Serie mit der voralpinen (Lunzer) Entwicklung ergibt sich auch aus einer Reihe tektonischer und stratigraphischer Überlegungen. Von ausschlaggebender Bedeutung erscheint der Umstand, daß in den Gailtaler Alpen, Karawanken und den nördlich vorliegenden Triasinseln dieselbe stratigraphische Verbindung, dieselbe Faciesentwicklung zu einer Einheit, der unteren ostalpinen Decke, verbunden ist.

Dies ist der Aufbau der unterostalpinen Decke gegen die norische Linie zu. Übersteigen wir aber den mächtigen antiklinalen Rücken von Gneisen und Glimmerschiefern nach Süden, so treffen wir gegen die Grenze an das Grazer Silur und Devon wieder auf ein zusammenhängendes Band der carbonen Serie, die mit südlichem Einfallen, zum Teil in mehrere Schuppen zerlegt längs der Linie Pernegg-Serkogls-Strassek unter das Silur untertaucht.

Es ist der Gegenflügel des nördlichen Zuges. Er zeigt aber nicht so große Mächtigkeit seiner Entwicklung.

Vacek (20) hat zuerst auf diese Carbonvorkommnisse hingewiesen. Die Auffindung dieser Carbon-schichten gibt die Möglichkeit der Abgrenzung von Unter- und Oberostalpin auf der Südseite der Rennfeld-Antiklinale.

Diese Lösung ist bereits vor einem Jahr angedeutet worden und die Studien von Mohr (21) haben die Bestätigung dieser Anschauungen gebracht.

Die stratigraphische Zusammensetzung des südlichen Carbonzuges ist eine ähnliche wie im Norden, nur mit dem Unterschiede, daß z. T. die obere Abteilung samt dem Mesozoicum fehlt. Über den Gneisen oder dem Glimmerschiefer folgen die weißen Quarzite, Kalke und Schiefer, die oft reich sind an Graphit. Die Kalke enthalten Magnesitlager. (St. Jakob.) In den Schiefen finden wir noch Grünschiefer. Die Kalke der Carbonvorkommnisse Vacek's sind ident mit den Schöckelkalken von Heritsch, die Schiefer und Phyllite, die auch als Grenzphyllit, beziehungsweise Semriacher Schiefer bezeichnet worden sind, gehören in die Serie der obercarbonen Schiefer. Mohr hat diesen interessanten Verhältnissen eine ähnliche Deutung zugrunde gelegt.

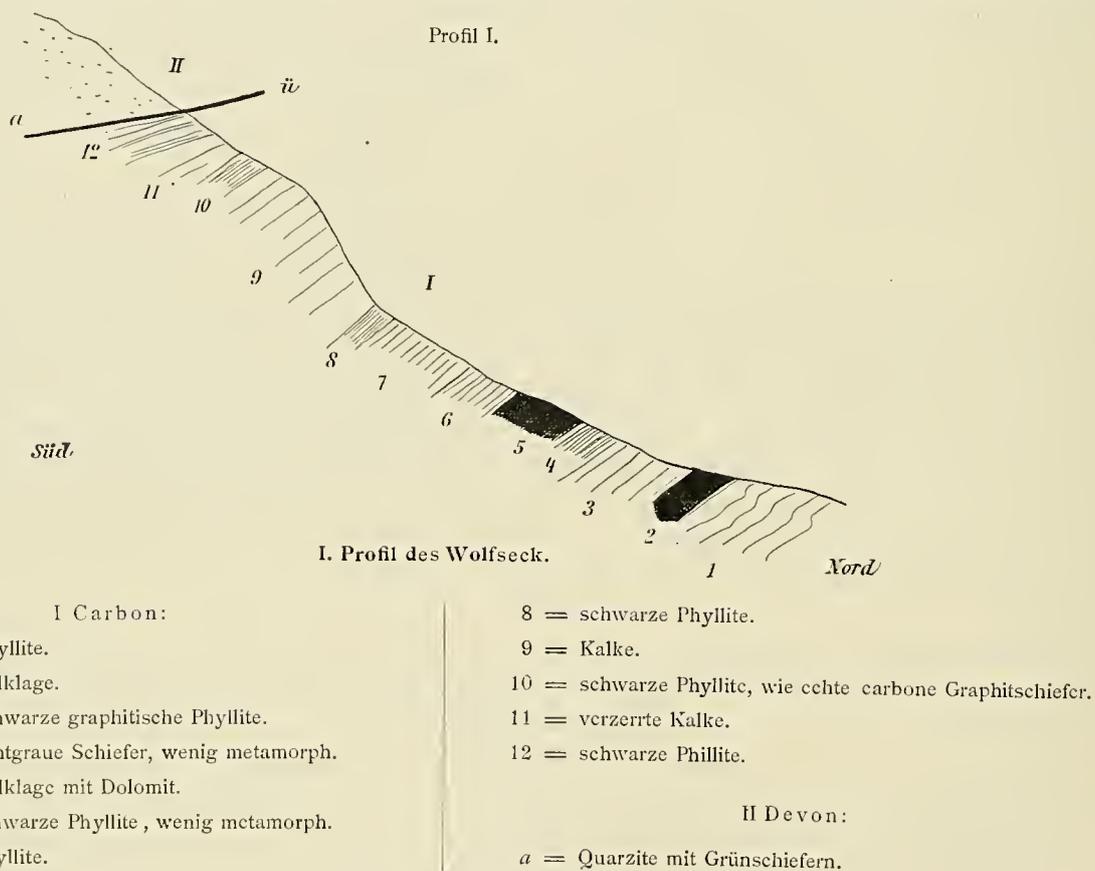
Es sind auf dem Südflügel des Carbon zwei durch den Gneisrücken von Pernegg getrennte Züge vorhanden, die gegen Westen jenseits der Mur allem Anschein nach auseinanderlaufen, im Osten aber auf dem Eywegg-Sattel sich zu einem Bande verbinden, das die Quarzitolomitstufe des Serkogls unterteuft. Dem nördlicheren Zuge, der Vacek bereits durch die Carbonscholle von Pernegg bekannt war, gehört auch eine große Serpentinmasse an, die auf dem rechten Murufer in der Fortsetzung der Kalke auf der Straße ansteht. Graphitische Kalke und graphitische Schiefer mit Quarziten erscheinen längs einer

morphologisch scharf charakterisierten Tiefenfurche, die sich über die Höfe »Ecker«, »Obersattler« und »Rieger« bis auf den Eywegg-Sattel verfolgen läßt, als eine schmale Zunge von Carbon zwischen das Altkrystallin eingefaltet. Der südliche Zug erlaubt in den Profilen auf der Nordseite des Lantsch, dann gegen den Wolfsberg zu, auf dem Serkogl sowie auf der Ostumrandung des Grazer Paläozoicum einen trefflichen Einblick in die Entwicklung des Carbon.

Ganz besonders typisch sind die oftmaligen Wechsellagerungen von Kalken und Graphitschiefern im östlichen Teile, Profile, die in ihrer Gesamtheit aufs beste mit dem des Triebenstein übereinstimmen.

Der antikinale Bau des Rennfeldgneises zwingt zur Forderung einer Fortsetzung des Bruck-Leobener Carbonzuges über den Sattel der Antikline hinweg nach Süden.

Neben dieser Forderung ist auch die große Ähnlichkeit der als Carbon angesprochenen Bildungen eine Stütze unserer Anschauungen. Der petrographische Charakter der echten Silur- und Devonbildungen ist von dem der Carbonschichten ein recht verschiedener und kommt am klarsten zum Ausdruck, wenn

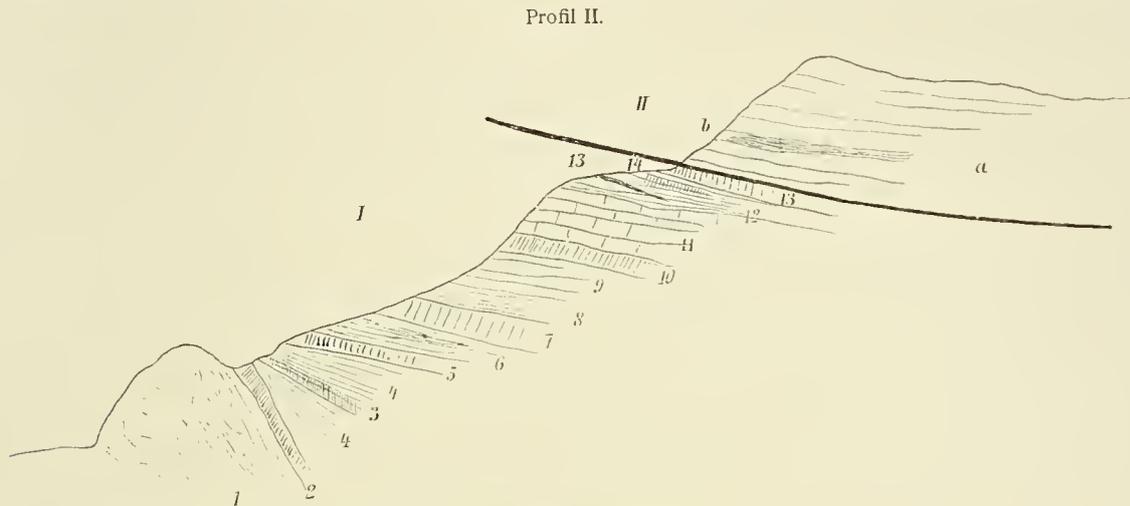


man den Schöckelkalk vergleicht mit dem Hochlantschkalk. Ersterer zeigt nicht mehr Schichtung, sondern nur Cleavage, intensivste Kleinfältelung, im großen den Bau einer unter hoher Belastung erzwungenen gegen Norden gerichteten liegenden Falte. Die Metamorphose ist eine sehr hohe und ist wohl eine der Ursachen der Fossilarmut dieses Gesteins. Die Lantschkalke haben ausgesprochene Schichtung und eine so geringe Metamorphose, daß sie den mesozoischen Kalken der höchsten Decken ähnlich sind.

Diese Umstände rechtfertigen die Abtrennung der sogenannten Grenzphyllite, Schöckelkalke und Semriacher Schiefer als carbone Glieder von den Grazer Silur-Devonbildungen, die mit Schiefen und Kalken mit *Pentamerus pelagicus* dem Carbon mit anomalem Kontakt aufliegen. Die Linie von Pernegg ist das Gegenstück zur norischen Linie.

Wir müssen hier noch zwei andere Vorkommnisse paläozoischer Schichten anführen, die mit großer Wahrscheinlichkeit der unteren ostalpinen Serie zuzuzählen sind. Es sind das die »Wechseldecke« von Mohr und die Rechnitzer Schieferinsel von Stoliczka (22).

In der ersteren hat Mohr zwei Horizonte geschieden, den Wechselgneis und den Wechsel-schiefer. Aber es sind in beiden Abteilungen dieselben Gesteine, dieselben Bestandteile, nur die Meta-morphose ist verschieden, in der tieferen Gneisserie höher als in der Schieferserie. Nach Mohr handelt es sich hier um »ein schönes Beispiel einer Tiefenmetamorphose«. Die Wechseldecke setzt sich aus Gesteinen zusammen, die im einzelnen sowohl als in ihrer Gesamtheit bedeutende Ähnlichkeit mit der carbonen Grauwackenzone aufweisen und von Mohr auch als vermutlich Carbon ausgesprochen worden sind. Diese auch hier vertretene Anschauung wird noch besonders gestützt durch die Pflanzenfunde carbonen Alters, die von A. Koch (23) bei Mariensee gemacht worden sind, und durch die hohe petrographische Ver-wandtschaft der einzelnen Gesteine mit denen des Carbon. Es sind Quarzite, Schiefer, Grauwacken mit eingelagerten Zügen von Grünschiefern und Graphitschiefern. Freilich ist heute die Wechselserie noch



II. Profil des Wolfseck.

I Carbon:

- 1 = Hornblendgneis.
- 2 = Diaphorite, vollständig zerdrückte Gesteine.
- 3 = Kalkband.
- 4 = schwarze, stark graphitische Schiefer.
- 5 = Kalkband.
- 6 = lichtgraue Phyllite wie die Carbonphyllite bei Thörl.
- 7 = Kalklage und Dolomit.
- 8 = schwarze Schiefer.
- 9 = leicht metamorphe Phyllite.

10 = schwarze Schiefer.

11 = Kalklage.

12 u. 15 = lichte, wenig metamorphe Phyllite.

13 = Einlage schwarzer Phyllite.

14 = verzerrte Kalkzunge.

II Devon:

a = Quarzreiche Phyllite, Quarzitschiefer, ganz reine,
dichte Quarzite.

b = Einlage eines Grünschiefers.

viel zu wenig bekannt, um die Analogien im stratigraphischen Aufbau zu erschöpfen, aber es muß doch besonders hervorgehoben werden, daß eine derartige Schichtverbindung dem leontinischen System sowohl in den Karpathen als auch in den Ostalpen fremd ist. Wohl dürften im Zillertal, wie das Termier betont hat, zufolge ihrer Ähnlichkeit mit den Westalpen die tieferen Glieder der Greinerscholle carbon-permischen Alters sein—in neuerer Zeit ist auch Sander (24) dafür eingetreten— aber die Schichtgruppe weist nicht im entferntesten eine so große primäre Mächtigkeit und eine so reiche Gliederung auf. Die leontinischen Decken der Ostalpen führen nur ein spärlich entwickeltes Paläozoicum, das als ein ganz verarmter Ausläufer des Unterostalpinen zu betrachten ist.

Wenn wir also sehen, daß in den leontinischen Decken der Karpathen und der Ostalpen das Paläozoicum recht gering entwickelt ist, dann erscheint die Carbon-Permserie der Wechseldecke als ein Fremdkörper im Semmeringsystem, der aus dem leontinischen System herauszuschälen und dem ost-alpinen zuzuzählen sein dürfte.

Es wäre ja noch die Möglichkeit denkbar, daß in der Wechseldecke Äquivalente der Kalkphyllitdecke in einem Fenster zutage kommen. Dagegen spricht der stratigraphische Aufbau der Wechselserie. In der ganzen Umgebung des Wechsels, auch in der Kerngebirgsreihe der Karpathen sind noch nie bisher »Kalkphyllite« gefunden worden. Und es erscheint daher diese Annahme von vornherein als unbegründet.

Dann aber ist die Gleichstellung der Wechseldecke mit der Carbon-Permserie der unterostalpinen Decke sehr wahrscheinlich. Demnach erscheint die Grauwackenzone des Nordens im Süden, im Wechsel, als Fenster unter der lepontinischen Serie, oder mit anderen Worten:

Die lepontinische Serie des Semmering ist von Süden her in die ostalpine eingefaltet, ein Bauplan, der zuerst in den Radstätter Tauern durch die Arbeiten Uhlig's nachgewiesen worden ist. Die Semmeringserie ist nicht autochthon, sondern schwimmt, von ihrer lepontinischen Unterlage abgehoben, auf unterostalpinen Decken.

Bei der Besprechung der Tektonik werden wir noch zurückkommen auf die Beziehungen zu den Tauern, auf die eigenartigen Konsequenzen der Auffassung der Verfaltung der ostalpinen und lepontinischen Decke in den Ostalpen, die in den Westalpen in diesem Ausmaße bisher nirgends bekannt geworden ist. Wir wenden uns der Stratigraphie der Rechnitzer Schieferinsel zu.

Stoliczka hat diese Schichten beschrieben. Er nennt Kalktonphyllite, Schiefer, Kalke, Grünschiefer, vor allem aber Serpentine. Der Kalkphyllitgruppe gehören nach Mohr (25) diese Gesteine nicht an, sondern sind — hier kann man die Serpentine als Leitgesteine betrachten — ebenfalls der Carbon-Permserie zuzurechnen. Sie liegen einem alten Grundgebirge auf und erscheinen im Hangenden der Semmeringdecken als der normale Südflügel der unterostalpinen Decke im Süden des lepontinischen Fensters. Sie sind die Fortsetzung der Carbonzone der Linie von Pernegg und bilden im Südosten des Wechselmassivs eine allseits abgegrenzte Deckscholle von Ostalpin auf Lepontin.

Was nun die Tektonik des nordsteirischen Carbonzuges anbelangt, so zeigt er im großen genommen einen flachwelligen Bau, der sich aber im kleinen recht kompliziert gestaltet. Wir unterscheiden zwei Antiklinalen von Grundgebirge: Die des Mugelkuppe-Rennfeldzuges und die des Kletschach-Roßkoglzuges. Zwischen beiden spannt sich die flache Synklinale des Leobener Bruck-Graschnitzzuges, die im Graschnitzgraben aushebt. Sie fällt von der Mugelkuppe gegen Nord, vom Kletschachkogel nach Süd. Wie bereits erwähnt, hängt diese Syncline im Westabhang des Kletschachkogels mit dem Carbonzug zusammen, der sich vom Kletschachkogel bis Gloggnitz verfolgen läßt. Dieser Zug fällt gleichmäßig nach Norden unter das Silur-Devon ein. Das Carbon des Pernegg Serkoglzuges bildet den Südflügel des Rennfeldes und fällt unter das Grazer Silur. Dem Südflügel im weiteren Sinne gehört auch das Carbon der Rechnitzer Schieferinsel an. Die Carbon-Permserie der Wechseldecke erscheint unter der Semmeringdecke als Fenster, dessen Abgrenzung auf der Linie Aspang—Rettenegg genau bekannt, gegen Süden hin aber noch nicht erschlossen ist.

Während im Rennfeld eine einfache Antiklinale des Grundgebirges vorliegt, in deren Kern Amphibolite erscheinen, ist im Profile des Thörlbaches auf der Strecke Einöd—Thörl das Grundgebirge komplizierter gebaut. Die krystallinen Schiefer, die vom Thörlbach durchschnitten werden, weisen eine größere Mannigfaltigkeit im Fallen auf. Nord- und Südfallen wechselt öfter, so daß es den Anschein hat, als bestände dieser Teil des Grundgebirges aus einer Reihe von Falten. Erst gegen Thörl zu wird Nordfallen konstant.

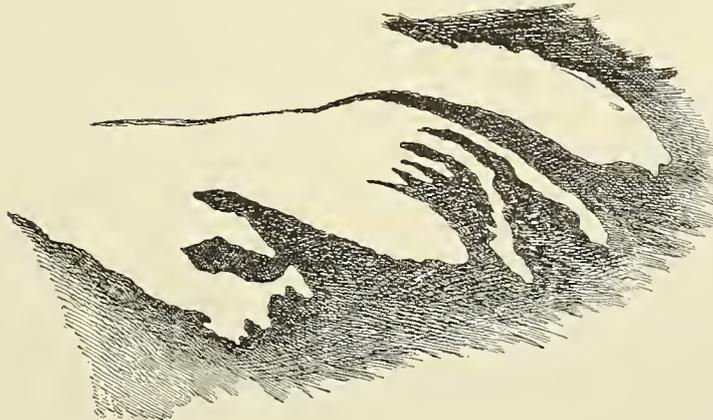
Die untere Abteilung des Carbon erscheint in einer Reihe von Schollen in das Grundgebirge eingefaltet. So bei Kathrein, dann östlich vom Troiseck und gegen den Roßkogel zu. Die Lagerungsverhältnisse bei Kathrein sind ähnlich denen der Carbonscholle von Pernegg. Inmitten des Grundgebirges erscheint steil eingefaltet die untere Abteilung. Am Troiseck folgen über dem Grundgebirge Quarzit, carbone Kalke und Graphitschiefer, darüber ein mächtiges Band von Porphyroiden, über dem erst die Hauptmasse des Carbon wieder mit Kalken und Graphitschiefern einsetzt. Westlich des Roßkogels liegt über dem Glimmerschiefer eine stark laminierte Scholle von Carbon, Quarzporphyren und Quarziten und darüber erst wieder mit Kalken beginnend der eigentliche Carbonzug, der im Arzbachtale bei Neuberg die Magnesitlager enthält.

Gegen den Roßkogel zu hebt das Grundgebirge aus und in seiner Fortsetzung erscheinen am Roßkogel mächtige Quarzitmassen. Diese Anhäufung ist nur unter der Annahme verständlich, daß sie auf eine tektonische Wiederholung zurückzuführen ist. Die Hauptmasse der Quarzite des Roßkogels repräsentiert gewissermaßen, da das von oben her eintauchende Grundgebirge daselbst aushebt, die Stirnwölbung. Die große Mächtigkeit entspricht theoretisch dem Liegend- und Hangendflügel der Grundgebirgsstirn. In der Tat teilen sich gegen Westen die Quarzite, der eine Ast ist deutlich im Hangenden des Grundgebirgs zu verfolgen, der zweite Ast aber bildet mit den oben erwähnten Porphyroiden und Schollen von Carbon den Liegendschenkel, der also das Grundgebirge unterteuft. Die Quarzite des Roßkogels, die zum großen Teil der Carbonzone angehören und nicht der Semmeringserie, ziehen von hier ununterbrochen bis Gloggnitz. An der Grenze gegen das Mesozoicum stellen sich auf dieser Strecke, wie bereits erwähnt wurde, Mylonite ein. Im hinteren Preintale, dann im Arzbachtale sind sie gut aufgeschlossen und sind zusammengesetzt aus Jurakalken, Carbonquarziten, Carbonkalken und -schiefern.

Die Quarzite am Kontakte gegen die Semmeringserie sind bisher zum größten Teile in bezug auf ihr Alter verkannt worden. Es sind nicht Triasquarzite, sondern sie gehören dem Carbon an. Toula hat sich vor Jahren in bezug auf diese Quarzite in diesem Sinne geäußert.

Es ist von großem Interesse, darauf zu verweisen, daß im Westen bei Radstatt und Schladming, wo das ostalpine Grundgebirge der Schladminger Masse aushebt, ebenfalls als Umhüllung der Grundgebirgsstirn die Quarzite eine große Mächtigkeit erreichen. Auf den Profilen von Uhlig (26) ist diese Erscheinung des Anschwellens der Quarzite sehr klar zu erkennen. Die Quarzite sind sekundär von solcher Stärke. Sie sind ein doppeltes System. Sie gehören dem Hangendflügel der Schladminger Masse an und ziehen am Nordfuße dem Ennstale entlang ins Paltental, wo sie zum Beispiel am Triebenstein inmitten der Carbonserie in großer Mächtigkeit auftreten. Sie gehören aber auch in den Liegendflügel der Schladminger Masse; denn wir finden sie am Kontakt gegen die Tauernserie überall unter dem Schladminger Gneis, zum Beispiel im Profil Obertauern-Seekaarspitz.

Profil III.



Verfaltung von untercarbonem Kalk mit Schiefern des Obercarbon am Triebenstein.

Es kann heute kaum mehr einem Zweifel unterliegen, daß die Quarzite im Osten am Roßkogel als auch im Westen in den Radstätter Tauern ihre enorme Mächtigkeit dem Ausheben des Grundgebirges verdanken, also eine Stirn bilden und von dieser Stirn aus sowohl in den Hangend- als auch auf größere Strecken hin in den Liegendflügel des ostalpinen Grundgebirgs zu liegen kommen, mit den Triasquarziten gar nichts zu tun haben, sondern dem Carbon angehören. Radstätter Quarzit, das Ranachkonglomerat und der damit verbundene Quarzit, der Roßkogelquarzit sind ein und dasselbe Schichtglied. Frech (27) hat in den Radstätter Tauern bereits diesen Quarzit von dem triadischen abgetrennt und Toula hat, wie bereits erwähnt, im Osten für ein carbones Alter des Quarzites sich ausgesprochen.

Wenn wir im Grundgebirge und seiner unmittelbar aufliegenden Sedimentärzone so große Faltungserscheinungen erkennen, so ist es wohl begreiflich, wenn auch die höheren Etagen der Carbonserie einen ähnlichen Bauplan aufweisen. Eine mächtige, nach Norden in das Obercarbon eingetriebene Liegendfalte bilden die großen Kalkmassen des Gipfels des Triebensteins. (28) Auch die aus obercarbonen Schiefeln aufgebaute Unterlage zeigt im kleinen noch viele solcher gegen Norden gerichteten Drehfalten von carbonen Kalken (Profil III).

Der liegende Quarzitkalkzug geht tief unter den beim Brotjäger anstehenden Kalken durch. Diese Kalke haben dasselbe Aussehen wie die Triebensteinkalke und führen Crinoiden wie die carbonen Schollen südwestlich von Hohentauern. Heritsch, der vor längerer Zeit den Triebenstein studiert hat, hat die Bedeutung dieser liegenden Falten, insbesondere des Triebensteins, verkannt. Er ist bereits von seiner früheren Deutung der Triebensteinkalke abgekommen.

Auf solche gegen Norden gerichtete Drehfalten sind in vielen Fällen die in der Carbonzone so oft auftretenden Kalkzüge zurückzuführen.

Im Profil Bruck—Kapfenberg ist die Tektonik wohl eine einfachere. Vom Rennfeld sinken bei Bruck die Kalke in die Tiefe mit Nordfallen. Sie tauchen steil gestellt am Nordrand der Synklinale, auf der Südseite des Emberg, wieder auf, um sich hier über den Gneiszug des Kletschachkogls wölbend im Norden desselben endgültig unterzutauchen. Bei Diemlach erscheint das Untercarbon in einer sekundären Antikline zwischen den Kalkzügen von Bruck und denen des Emberges. In der Syncline Leoben—Bruck—Graschnitzgraben fehlen die höheren Niveaus, so die Quarzporphyre, der Verrucano. Diese Syncline bauen zum größten Teile Grauwacken — Vacek's Quarzphyllite — und Schiefer mit eingelagerten Zügen von Grünschiefern und Stöcken von Serpentin (bei Kapfenberg und Bruck). Auf dem Nordrand zeigen sich am Kontakte gegen das Grundgebirge heftige Pressungserscheinungen in der Kalkgraphitserie. Vettors hat diese Erscheinung, die im Gefolge mächtiger Überschiebungsphänomene nichts Merkwürdiges ist, als Folgeerscheinung einer West-Ost gerichteten Querverschiebung — der Trofaiachlinie — gedeutet.

Vom Gipfel des Rennfelds gesehen erscheint das Mürtal bei Kapfenberg als einer der interessantesten Punkte der Ostalpen. Die Semmeringserie taucht mit den weißen Kalkwänden der Einöd unter die Gneise des Kletschachzuges. Zugleich findet eine Drehung im Streichen statt, indem die Kalke aus dem generellen Südweststreichen in ein Süd-, endlich in Oststreichen übergehen, so gegen die Stanz zu rückläufig werden. Das Semmeringfenster taucht unter die Ostalpen ein. Die Gneise des Kletschachkogls aber bilden einen NO streichenden Wall, der ebenfalls von einer um den Kletschachkogel herumziehenden und bis Steg reichenden Tiefenfurche begleitet ist. Es ist die Auflagerung der unteren Abteilung des Carbon auf das Grundgebirge. Die geringe Widerstandsfähigkeit der sedimentären Zone hat die auffallende Tiefenrinne geschaffen.

Die Furche zeigt klar und deutlich den Zusammenhang der Graschnitzer Synklinale mit dem Carbon im Norden des Kletschachkogls. Gegen Süden gewendet erblicken wir die Carbonschichten des Breitenauer Tales, die gewaltigen Kalkmassen des Hochlantsch unterteufend. Von Westen grüßt die breite Masse des Reiting-Reichenstein. Es ist das bereits das Silur und Devon, das die Antiklinale der MUGELKUPPE überstiegen hat, aber sein Schichtkopf blickt gegen Süden, die Verbindung mit dem des Hochlantsch fordernd.

Auch in der oberen Abteilung finden sich Beweise für Faltungserscheinungen oder Schuppenstruktur. Eines der auffallendsten Beispiele bietet sich im Osten bei Sieding in Niederösterreich. Inmitten der Grauwacken liegt eine Linse von Glimmerschiefern. Dieses Vorkommen von Vöstenhof ist von Vacek (29) beschrieben worden.

Im Gefolge der heftigen tektonischen Phänomene zeigen sich sowohl in den Gesteinen selbst als auch im Schichtverband beträchtliche Veränderungen. Die Kalke werden zu Bänderkalken, Schiefer erreichen einen hohen Grad von Kristallinität und sind daher auch als ältere Gesteine durch Vacek vom Carbon abgetrennt und als Quarzphyllite bezeichnet worden. Die Silbersberggrauwacken weisen einen reichen Serizitbelag auf. Die gröberen Partien in ihnen zeigen bedeutende Streckung der Gerölle. Auch in

den groben Quarzkonglomeraten des Triebensteins sind die Quarzgerölle stark gestreckt. Wo schieferige Gesteine als Gerölle in Konglomeraten vorkommen, zum Beispiel im Feistritzgraben bei Aflenz, auch im Semriacher Schiefer, entsteht ein Schiefer, in dem die ehemaligen Geschiebe als breite Flatschen liegen.

Im Schichtverbande treten folgende Veränderungen auf: Ausdünnung auf der einen, Anschoppung auf einer andern Seite. So erklärt sich die bedeutende Mächtigkeit der Kalkmassen des Triebensteins, der obercarbonen Schiefer der Sunk etc.

Ähnlich wie im Semmeringsystem ist auch hier gegen den Norden, die norische Linie, zu, eine beträchtliche Zunahme der Mächtigkeiten zu verzeichnen. Dagegen wird, je näher man dem Grazer Paläozoicum kommt, die Schichtfolge immer weniger vollständig, so daß unter dem Hochlantsch die Mächtigkeit im Vergleich zum Norden gering ist. Nur mehr die untere Etage des Carbon ist vorhanden, die obere fehlt fast gänzlich. Erst weiter im Süden tritt infolge intensiver Faltung — liegende Falten des Schöckelkalkes am Schöckel selbst und bei Frohnleiten (H. Mohr) — die Carbonserie in größerer Stärke wieder auf, doch die höheren Abteilungen fehlen auch hier, so die Quarzporphyre, Verrucano etc.

Auch hier können wir wieder das energische Vordringen der höheren Horizonte und das Zurückbleiben der tieferen konstatieren, die Selbständigkeit der Bewegung einzelner Schichtetagen im Deckenleib.

So wie das Semmeringsystem neigt sich auch das unterostalpine als Ganzes immer mehr gegen Westen, um auf der Linie Leoben—Trofaiach—St. Ilgen unter das Silur-Devon unterzutauchen. Die Quarzporphyrdecken, die im Liesingtale den Reiting unterteufen und daselbst den von Ascher (30) entdeckten Rest von Mesozoicum tragen (Werfener Schiefer), fehlen weiter östlich und setzen erst bei St. Ilgen wieder ein, ziehen aber von hier fast ununterbrochen bis Gloggnitz. An der Veitsch liegt über dem Verrucano Werfener Schiefer, desgleichen auch bei Sieding in Niederösterreich. Die Überschiebung ist bald eine flachere, bald wieder steiler. Der Stübminggraben weist ein Profil auf, das wohl am schönsten die Überschiebung der oberen ostalpinen Decke auf die untere zeigt. Mit einer ganz geringen Neigung gegen Norden tauchen die Porphyrdecken und Schiefer des Carbon unter die silurischen Schiefer und Kalke unter. Die Überschiebung ist auf eine größere Strecke hin gut zu verfolgen.

Wenn wir vom Grundgebirge gegen die norische Linie zu gehen, treffen wir immer wieder die gleichen Profile:

Quarzit,
Kalke,
Graphitschiefer,
Schiefer,

Silbersberggrauwacken mit Einlagerungen von Grünschiefern, Quarzporphyrdecken, auch Kalken,
Verrucano (Werfener Schiefer),
Silur.

Die Tektonik des Wechselfensters ist vielleicht am leichtesten zu erklären mit Hilfe der Profile von H. Mohr. Im Norden wird die Semmeringserie überschoben von

Quarzit,
zum Teil carbonen Kalken,
pflanzenführendem Obercarbon (Klammer Carbon).

An der Grenze liegen häufig Mylonite. Die Quarzite gehören aber nicht der Semmeringtrias an, sondern sind, wie ich früher gezeigt habe, das tiefste Glied der Carbonserie. Dieselben Quarzite erscheinen in einer Reihe von Fenstern wenige Kilometer im Süden von der oben erwähnten Überschiebungslinie inmitten der Semmeringdecke. Ein unmittelbarer Zusammenhang mit dem Carbonquarzit ist nicht nachgewiesen, doch im höchsten Maße wahrscheinlich. Daß die Jurakalke nicht tief nach Norden eingreifen, ist anzunehmen.

Es ist auf die angedeutete Stirn des Mürztales bei Kapellen in den Semmeringkalken hier hinzuweisen. Wieder verschwinden die Wechselquarzite unter dem Mesozoicum, zum Beispiel des Sonnwendsteins, aber im Süden desselben kommen die Quarzite als die Unterlage wieder heraus, mit ihnen auch die Grauwacken, Schiefer, Graphitschiefer, Grünschiefer der Wechseldecke. Aber die Gesteine haben eine höhere Metamorphose als in der Grauwackenzone.

Ein anomaler Dislokationskontakt trennt die Wechseldecke von der Semmeringdecke.

Quarzite stoßen an Jurakalke oder an Rhät. Am Kontakt sind Mylonite beider Gruppen häufig. Es ist derselbe anomale Dislokationskontakt wie in den Radstätter Tauern. Die Analogie im Baue ist eine ganz außerordentliche. Wie aus den Tauernprofilen hervorgeht, umhüllen die Quarzite das Tauernmesozoicum so vollständig, daß kein Entkommen aus dieser Umhüllung möglich ist. Aber dort ist zum großen Teil das Grundgebirge mit den Quarziten in Verbindung. In der Wechselserie dagegen ist der Quarzit in Verbindung mit einer Schieferserie, die ihrer Zusammensetzung nach als Carbon zu deuten ist.

Die Ähnlichkeit des Bauplanes im Semmeringgebiet mit dem der Radstätter Decke ist sehr groß und von H. Mohr auch betont worden. Daraus ergibt sich, daß die Semmeringdecken von ihrem lepontinischen Deckengebiet losgelöst, abgehoben worden sind und eine sekundäre Verfrachtung über den Rand des lepontinischen Fensters hinaus in den ostalpinen Deckenleib erfahren haben, oder mit anderen Worten: Die ostalpine Decke ist zuerst über die Semmeringdecke geschoben worden, und ist mit dieser gemeinsam nach Norden gewandert, aus den ursprünglich getrennten Decken ist eine geworden von der Art, daß im Kern die Semmeringdecke lag, während die ostalpine Decke die Umhüllung bildete. Diese hat sich so erhalten, als wäre sie stratigraphisch das jüngste Glied der neuen Decke.

In den Radstätter Tauern ist die Länge der so entstandenen »Verfaltungsdecke« zirka 40 *km*, im Semmeringgebiet ist die Verfaltungslänge nicht so genau bekannt, beläuft sich aber sicherlich auch auf 20 bis 30 *km*.

Wenn dieser Verfaltungsbau der ostalpinen und lepontinischen Decke von so großer Länge ist, von den Radstätter Tauern bis auf den Semmering reicht, dann liegt wohl die Vermutung nahe, er erstrecke sich auch weiter gegen Westen und Osten. Im Brenner herrscht, soweit dies heute zu ersehen ist, derselbe anomale Dislokationskontakt wie in den Tauern: Jurakalke oder Rhät überschoben von Quarzphylliten und Carbon, dazwischen Mylonite, die Verfaltungsmulden ganz ähnlich wie in den Tauern in Form von Carbonkeilen in den Kalken (zum Beispiel des Tribulaun) steckend, nach Norden geöffnet. Auch hier umhüllt die ostalpine Decke das lepontinische Mesozoicum. Suess (31) hat diese Erscheinung zuerst erkannt und hat sie gedeutet als das Hinübertreten des Lepontinischen über den Fensterrand ins Ostalpine hinein. Wie weit der Verfaltungsbau der Decken am Brenner vorhanden ist, werden künftige Untersuchungen lehren, ebenso wie weit sich dieser für die Ostalpen so eigentümliche Bauplan nach Westen erstreckt. In den Westalpen ist eine Deckenverfaltung in diesen großen Dimensionen bisher nicht bekannt geworden. In den Karpathen lassen sich bisher in bezug auf diese Frage noch keine Phänomene erkennen, die dafür oder dagegen sprechen, doch erscheint es als wahrscheinlich, daß der Kern der Kleinen Karpathen noch eine Verfaltung mit dem Unterostalpin-Subtatischen mitgemacht hat.

Als Beweis für die Verbindung der Carbon-Permserie mit der voralpinen (Lunzer) Entwicklung, als Beweis für die Existenz des Mesozoicums in der Grauwackenzone möchte ich noch den Mandlingzug anführen. Zu diesem Zwecke ist es notwendig, die Verbindung zwischen dem Osten und Westen herzustellen. Redlich (32) hat das aus dem Liesing- und Paltental gegen die Enns ziehende Carbon bis St. Martin verfolgt. Dort finden sich noch Grauwacken, Kalke, Magnesite des Carbon. Aber auf der Südseite des Ennstales zieht diese Serie ununterbrochen weiter fort, ganz unbehindert, in derselben tektonischen Position, mit derselben stratigraphischen Zusammensetzung. Kein Bruch, keine Verwerfung schneidet sie ab von dem Carbonzug des Liesingtales. Gegen Schladming zu wird die Schichtserie etwas einfacher. Aber immer noch ist in den Quarziten, Schiefeln, Grünschiefern, Bänderkalken das Carbon des Triebensteins zu erkennen. Werfener Schiefer leiten das Mesozoicum des Mandlingzuges ein. Dolomite und Kalke

der Trias sind in bedeutender Mächtigkeit vorhanden. Die Länge des Mandlingzuges ist zirka 25 *km*. Im Hangenden folgen Pinzgauer Phyllite — die Ausläufer der Silurzone von Dienten. Auf ihr liegt nach Haug (33) die Hallstätter Decke und darauf die Decke des Dachsteins. Der Mandling mit dem unterliegenden Paläozoicum (Carbon) bildet die unterostalpine Decke, das ganze Deckgebirge darüber die obere ostalpine Decke.

Die Scheidung der beiden ostalpinen Decken ist hier auf eine Strecke von 25 *km* besonders scharf. Die Fazies des Mandlingzuges ist heute freilich nicht sicher zu charakterisieren. Unter der Annahme, daß im Dolomit und Kalk Hauptdolomit und Dachsteinkalk vorliegen — dafür sprechen Megalodontenfunde (Trauth) — ist nur eine Zuteilung zu der niederösterreichischen oder bayrischen möglich, da in der Hallstätter und Dachsteindecke kein Hauptdolomit vorkommt. Die Mächtigkeit des Dolomites scheint eher ein Beweis zu sein, daß im Mandlingzug eine Mischfazies von bayrischer und niederösterreichischer Decke vorliegt.

Die Scheidung der unteren und oberen ostalpinen Decke ist heute sicher zu erkennen von Gloggnitz in Niederösterreich bis an die Salzach, das ist auf eine Strecke von 200 *km*. Es ist in hohem Grade wahrscheinlich, daß auch für den ganzen westlichen Teil — bis an den Inn — diese Teilung sich wird durchführen lassen.

Das Eocän an der norischen Linie.

An oder nahe dieser Hauptüberschiebungslinie der Ostalpen, der norischen Linie, liegt das rätselhafte Eocän von Radstatt und das Eozän von Kirchberg am Wechsel. Letzteres hält Mohr für anstehend und als Fortsetzung des Eocäns des Leithagebirges. Das Eocän von Radstatt ist dagegen nach Trauth (34) auf sekundärer Lagerstätte.

Wichtig erscheint vor allem der Umstand, daß an der norischen Linie Eocän auftritt, das kalkig entwickelt und ganz verschieden ist von dem Eocän der Flyschzone. Es sind Bildungen eines offenen Meeres, keine brackischen Bildungen. Das Eocän von Radstatt, das von Kirchberg, vom Leithagebirge aus den Kleinen Karpathen, das Küsteneocän der subtatrischen Decke sind in ihrer Fazies so ähnlich, daß sie in Handstücken voneinander kaum zu unterscheiden sind.¹ Es sind Kalke und Kalkkonglomerate. Alle diese Vorkommnisse gehörten einst einem Meere an. Sie sind verschieden vom helvetischen Eocän der Flyschzone. In den Kleinen Karpathen ebenso wie in der Tatra [Limanovski (35), Uhlig (36) und Vettters (37)] ist die Überschiebung der subtatrischen Decke auf die hochtatrische voreocän. In den Kleinen Karpathen hat Vettters gezeigt, daß das Eocän auf den drei Schuppen: hochtatrisch, subtatrisch, niederösterreichisch, transgrediert. Diese Tatsache steht fest. Dann ist die Überschiebung der niederösterreichischen Decke in den tiefsten Teilen zumindestens voreozän — somit in den Alpen die Überschiebung der unterostalpinen Decke über das lepontinische System ebenfalls voreocän.

Die niederösterreichische Decke lag bereits im Norden. Auf ihr transgredierte das Eocän. In Fenstern kam das lepontinische System zutage. Auf diesen voreocänen Fenstern transgredierte das Eocän (Kirchberg). Der Eocänstrand verlief von den Kleinen Karpathen über das Leithagebirge gegen den Wechsel, von hier gegen Westen; das offene Meer lag im Süden in Kärnten.

Die in oder nach dem Eocän erfolgte Aufschiebung der oberen ostalpinen Decke nördlich der norischen Linie hat das Mesozoicum und das Tertiär vom Untergrund abgehoben und als Abscherungsdecke nach Norden verfrachtet. Einige Schubschollen sind zurückgeblieben, schwache Reste einer mächtigen Decke: der Mandlingzug, die Trias vom Reichenstein, der Veitsch und von Sieding. Das Eocän

¹ Das Eozän von Kärnten zeigt dieselbe Kalkfazies.

von Radstatt ist ebenfalls ein solcher zurückgebliebener Rest. Es ist aber nachträglich der miocänen Aufbereitung zum größten Teile zum Opfer gefallen und so ist es heute auf fremder Lagerstätte. Der Vollständigkeit sei hier noch das Jungtertiär des Stoderzinkens angeführt, das aber im Bereiche der oberen ostalpinen Decke liegt.

Die Erklärung des Eocän als Eocänfjord, oder als ein geschlepptes miocänes Gerölle ist angesichts der faciellen und tektonischen Beziehungen als nicht zutreffend zu bezeichnen.

Die voralpine Decke ($Vd_1—d_4$).

Nach der Besprechung des inneren Teiles der unterostalpinen Serie wenden wir uns dem äußeren Teile zu, der voralpinen (niederösterreichischen) Decke der Kalkalpen und der der Klippenzone.

Sie erscheint in einigen Fenstern inmitten der oberen ostalpinen Decke, so am Hengst bei Puchberg in Niederösterreich, im Mitterberg im Preintale und stellt die Verbindung her mit der zusammenhängenden Decke der Voralpen, die zwischen der Linie Hernstein—Puchberg—Mariazell und der Klippenzone gelegen sind. Die obige Linie bezeichnet auch die Grenze zwischen Kalkhochalpen und Kalkvoralpen. Sie ist im Baue der Kalkalpen eine der einschneidendsten Linien. Die morphologischen Verhältnisse sind im Süden ganz anders als im Norden. Tafeliger Bau im Süden, Kettenbau im Norden. Desgleichen sind auch die stratigraphisch-faciellen Verhältnisse im Süden und Norden der Linie recht verschieden.

Der Aufbau der niederösterreichischen oder voralpinen Serie ist zu allgemein bekannt, als daß es notwendig wäre, ihre Stratigraphie zu schildern. Hier wird bloß auf den speziellen stratigraphischen Aufbau der einzelnen Decken oder Schubmassen aufmerksam gemacht und gezeigt, wie die tektonischen Linien im allgemeinen auch wichtige Trennungslinien in stratigraphisch-facieller Hinsicht sind.

Wir unterscheiden in der voralpinen Decke folgende scharf geschiedenen Teildecken, von Norden gegen Süden:

- die Frankenfesler Decke,
- die Lunzer Decke,
- die Ötscherdecke.

Die Mächtigkeit dieser Teildecken ist sehr verschieden.

Die Frankenfesler Decke ist die kleinste, dürfte sich aber dennoch von Weyer aus dem Ennstal bis an den Ostrand der Kalkalpen verfolgen lassen. Bis in die Gegend von Hainfeld ist sie deutlich zu verfolgen. Weiter östlich verschmälert sie sich so sehr, daß sie, wie ich das bereits bei anderer Gelegenheit angedeutet habe, zu einem klippenartigen Zuge wird.

Die Lunzer Decke ist schon bedeutend mächtiger und läßt sich als breiter Zug bis an den Abbruch gegen das inneralpine Becken nachweisen.

Die mächtigste ist die Ötscherdecke, jene Schubmasse, die zwischen der Linie Brühl—Altenmarkt—Lunz und der Linie Hernstein—Mariazell liegt. An der Basis dieser großen Decke läßt sich vom Schwechat-tal bis ins Pielachtal hinein ein Liegendschenkel verfolgen, der im Schwechattale unter dem Hangend-schenkel als Fenster zutage kommt.

Die tektonischen Grenzen der einzelnen Decken sind ungemein scharf. Es sind Überschiebungsränder, an denen die nördliche vorliegende Decke unter die südliche untertaucht.

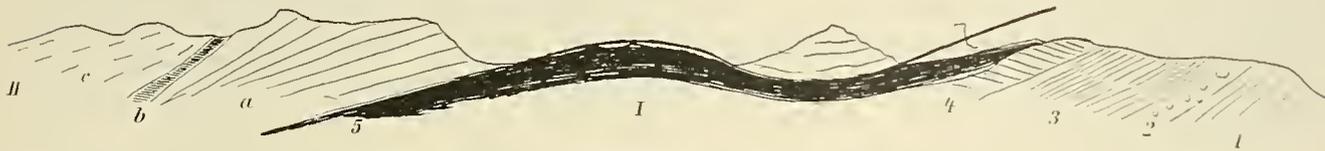
Innerhalb der einzelnen Decken erscheint im Gefolge des primären Deckenbaues noch ein sekundärer Lokalbau, der sich in Schuppenstruktur, Gipfelfaltungen und Brüchen äußert.

Der Frankenfesler Zug liegt über der Klippenzone und wird längs der Linie St. Anton—Frankenfels—Kirchberg—Markt von der Lunzer Decke überschoben.

Diese Überschiebungslinie ist die Fortsetzung der Linie von Weyer, die Geyer (38) nachgewiesen hat. Die Überschiebung längs der Linie St. Anton—Kirchberg hat (39) Bitter bereits erkannt, und gerade das Pielachtal zeigt die typische Schuppenstruktur, das Überschieben einzelner Schollen.

Von Hainfeld gegen Osten ist der Frankenfesler Zug nicht so gut zu verfolgen, und es wurde die Vermutung ausgesprochen, daß die Klippen von Mauer vielleicht als die Fortsetzung anzusehen wären.

Profil IV.



Profil von St. Anton,
die Überschiebung der Lunzer auf die Frankenfeslerdecke zeigend.

II Lunzer Decke.	I Frankenfesler Decke.	3 = Sandsteine, Gosau.
c = Hauptdolomit	5 = Liasfleckenmergel.	2 = Konglomerate, Gosau?
b = Lunzer Sandstein.	4 = Tithon.	1 = Fleckenmergel.
a = Muschelkalk.		

Viel wahrscheinlicher ist aber die sogenannte »Randantiklinale« und die »Liesingmulde« von Spitz (40) im Höllensteinzug als die Fortsetzung zu betrachten. Auch die großen Analogien in der Facies der beiden Gebiete würde sehr für eine derartige Verbindung sprechen, um so mehr, als die darauffolgende Schuppe bereits mit Muschelkalk einsetzt, genau so wie die Lunzerdecke bei St. Anton (siehe Profil IV). Durch den Aufbruch von Muschelkalk im Kaltenleutgebener Tale wird sozusagen die Achse des Gebirges gezeigt. Sie ist die wichtigste tektonische Linie im Höllensteinzug und wird als die Fortsetzung der Frankenfesler Linie angesehen.

Der stratigraphische Aufbau dieser Decke ist im allgemeinen ein einfacher und zeigt in seiner faciiellen Ausbildung große Unterschiede gegenüber der südlichen Decke. Er steht der pieninischen Facies der Klippenzone nahe.

Die Decke beginnt erst mit Hauptdolomit, der an der Basis meist in eine tektonische Rauchwacke umgewandelt ist. Alle tieferen Triasglieder fehlen tektonisch. Im Hauptdolomit finden sich häufiger sowohl im Höllensteinzug als auch bei Gresten (Bittner) (41) bunte keuperähnliche Schiefer und Mergel, die Anklänge aufzeigen an die subtratische Entwicklung der Kleinen Karpathen.

Über dem Hauptdolomit folgt unmittelbar Rhät in schwäbischer oder karpathischer Entwicklung. Dachsteinkalke fehlen gänzlich.

Der Lias ist im allgemeinen sandig schiefrig entwickelt mit starkem Zurücktreten des Kalkes, bloß Hierlatzkalke finden sich. Im untersten Lias finden sich Sandsteine und Arkosen, auf deren große Ähnlichkeit mit Grestener Sandstein auch Spitz hingewiesen hat, dann Cardinienmergel, Fleckenmergel des Mittel- und Oberlias. Im Dogger finden sich schwarze Schiefer, aus denen bei St. Anton Harpoceren aus der Gruppe *Harpoceras opalinus* gefunden worden sind. Auch in den höheren Dogger dürften diese Schiefer noch hinaufgehn. Rote Kalke bilden den höheren Jura. Klaus-schichten und Acanthicusschichten?

Aptychenschiefer und Radiolarite vertreten das Tithon-Neocom. Cenoman und flyschartige Gosau (St. Anton, auch von Uhlig beschrieben, Mitt. d. geol. Ges. 1909) liegen transgressiv der Trias-Unterkreideserie auf. Jüngere Schichten sind nicht bekannt.

Die Faciesentwicklung dieser Decke ist noch nicht so genau studiert wie in den südlicheren Decken.

Auffallend in dieser Decke ist das Fehlen der tieferen Trias, die mächtige Rauchwackenbildung des basalen Hauptdolomites, das Fehlen des Dachsteinkalkes, die Entwicklung des Rhät in nur schwäbischer und karpathischer Facies. Lias und unterer Jura sind recht kalkarm. Sandsteine, Schiefer und Flecken-

mergel überwiegen und gleichen der Grestener Facies. Im Oberjura sind Radiolarite. Cenoman und Gosau in flyschartiger Ausbildung schließen die Schichtfolge. Die Faunen des terrigenen Lias und unteren Jura zeigen ähnlich wie die Grestener Entwicklung des Lias außeralpinen Einschlag.

Was nun die Detailtektonik dieser Decke anbelangt, so ergeben sich auch in dieser Hinsicht spezifische Unterschiede gegenüber den anderen Decken. Nirgends finden sich Gipfelfaltungen, nirgends treffen sich weit hinziehende flache Decken. Dazu ist die ganze Decke viel zu wenig mächtig. Schuppe folgt auf Schuppe. Alle neigen sich streng isoklinal gegen Süden. Sie sind voneinander durch Bänder von Rhät oder Liassandstein getrennt. Erst in den höheren Partien tritt eine gewisse Regelmäßigkeit in bezug auf den Bau ein. Die Schuppen sind verschieden groß, erscheinen als unter großem Drucke gerissene Falten, als Schollen gleichsam, und zeigen in diesem Baue innige Verwandtschaft mit dem Bauplan der Klippenzone.

Bei St. Anton, ferner auch im Pielachtale ist das Einfallen der Liasfleckenmergel und der Aptychenkalke unter die Muschelkalke der Lunzer Decke recht gut aufgeschlossen und bereits von Bittner beschrieben worden.

Die Muschelkalke liegen auch als einzelne Deckschollen auf der Frankenfeser Decke, umgekehrt erscheint sie im Erlaftal inmitten der Lunzer Decke als Fenster.

Die Lunzer Decke liegt südlich der obigen Linie und wird im Süden selbst wieder längs der Linie Brühl-Altenmarkt-Lunz von der Ötscherdecke überschoben. Ganz im Osten gehören dieser Decke alle Schuppen an, die im Höllensteinzug südlich der sogenannten Höllensteinantiklinale liegen. Im Westen wie auch hier im Osten ist das tiefste Glied der Serie Guttensteiner Kalk (beziehungsweise Werfener Schiefer).

Der Muschelkalk ist nur durch Guttensteiner und Reiflinger Facies repräsentiert. Partnachmergel bilden in den höheren Lagen der ladinischen Stufe Einlagerungen in den Reiflinger Knollenkalk. Wettersteinkalk — oder -Dolomit — fehlt. Der Lunzer Sandstein zeigt bei Lunz die bekannte reiche Gliederung. Aonschiefer, Reingrabener Schiefer und endlich die Lunzer Sandsteine mit ihren Kohlenflözen und den Anklängen an die Carditaschichten der Nordalpen sind die Vertreter der karnischen Stufen dieser Decke. Dazu kommt noch Opponitzer Kalk. Über dem Hauptdolomit ist bereits Dachsteinkalk vorhanden. Das Rhät weist bereits neben der schwäbischen und karpathischen auch die Kössener Entwicklung auf, die Salzburger dagegen fehlt. Neben Sandsteinen und Fleckenmergel spielen Kalke im Lias schon eine größere Rolle: Hierlitz- und Adneterkalke. Der tiefere Dogger ist durch *A. Humphriesianum* (Spitz) angedeutet. Klausschichten, *Acanthicus*-Schichten, Tithon und Neocom (Radiolarite) zeigen die bekannte alpine Facies. Cenoman und die noch recht an Flysch erinnernde Gosau, arm an Hippuriten, Aktaonellen, Korallen, liegen transgressiv auf der Trias-Neocomserie.

Durch diesen stratigraphischen Bau scheidet sich diese Decke wieder streng von den beiden anderen.

Doch auch der tektonische Bau dieser Decke ist zufolge ihrer großen Mächtigkeit (Maximalbreite 15 km) ein eigenartiger. Schuppenstruktur herrscht noch immer vor. Wir erinnern an die Profile von Bittner aus dem Pielachtale. Schuppen sind auch die von Spitz im Höllensteinzug unterschiedenen kleineren tektonischen Einheiten, zum Beispiel Höllensteinantiklinale, Teufelsteinantiklinale. Daneben finden sich auch schon ruhige Falten von größerem Betrag. Ein klassisches Beispiel ist das Profil Bittner's (42) von Lunz. Gipfelfaltungen fehlen diesen Decken in unserem Gebiete gänzlich.

Ähnlich wie der Frankenfeser Zug wird auch die Lunzer Decke nach Osten hin immer schmaler, die geringste Breite hat sie zwischen Hainfeld und Alland.

Zwischen St. Anton und Kirchberg ist südlich und nördlich der Überschiebungslinie ein großer tektonischer Kontrast, indem die unruhige Schuppenstruktur der Frankenfeser Decke einem ruhigen Deckenbau in der Lunzer Decke gegenübersteht. Unter der ruhig flachwellig gelagerten Lunzer Decke liegt an ihrem Rande die in Schollen zerrissene Frankenfeser Decke, angeschoppt und angehäuft gleichsam durch den Verstoß der viel gewaltigeren Überschiebungsmasse der Lunzer Decke.

Die Überschiebung längs der Linie Brühl—Lunz ist in vielen Aufschlüssen vortrefflich zu erkennen. Die Gosau als die jüngste Ablagerung der Decke wird von Werfener Schiefer oder Muschelkalk der Ötscherdecke überschoben. Dieses tektonische Verhältnis auf der Strecke Heiligenkreuz bei Baden bis Furth und Altenmarkt habe ich an anderer Stelle bereits nachgewiesen. Auch Bittner (43) hat das gezeigt im Profil des Gaisstein und des Halltales. Auch bei Kleinzell kann man sich von der Existenz dieser Überschiebung überzeugen. Die Überschiebung der Ötscherdecke auf die Lunzer Decke wird uns noch klarer durch die Existenz eines Liegendschenkels der Ötscherdecke. Bittner (44) hatte bereits Spuren davon an der Überschiebung bei Kleinzell.

Der Liegendschenkel ist als ein mehr oder weniger unterbrochener Zug vom Schwechattal über Kleinzell noch weit nach Westen hin zu verfolgen. Dieser auf eine Strecke von zirka 30 km zu verfolgende Liegendschenkel am Außenrande der Decke, sowie das im Schwechattal aufgeschlossene Fenster, außerdem die großen Faciesunterschiede gegenüber der Ötscherdecke sind weitere Argumente für die Überlagerung der Lunzer Decke durch die Schubmasse des Ötscher.

Von einer vorgosauischen Tektonik, wie sie zum Beispiel Spitz für das Gebiet des Höllensteinzuges vertritt, kann keine Rede sein. Die Gosau ist genau so in die Bewegung mit einbezogen wie jedes andere Schichtglied. In letzter Zeit haben auch Hammer und Ampferer (45) genau das gleiche Verhalten der Gosau für die Nordtiroler Kalkalpen nachgewiesen.

Die Ötscherdecke, die südlichste und mächtigste Teildecke der Voralpen ist bis 20 km breit. Sie zeigt Übergänge in die bayrische Entwicklung und in ihr selbst reiche Faziesdifferenzierung. Die Tektonik dieser Decke ist weitaus mannigfaltiger. Weithin ziehende Decken, Gipfelfaltungen sind vorhanden.

Wir unterscheiden, wie bereits erwähnt, einen Liegend- und einen Hangendschenkel.

Das tiefste Glied des Liegendschenkels ist der Werfener, das höchste das Neocom. Der Liegendschenkel stellt die Verbindung her zwischen der gerade im westlichen Teile so verschieden gebauten Lunzer und der Ötscherdecke. Werfener Schiefer mit Quarziten leiten die Trias ein. Guttensteiner und Reiflinger Kalke bilden den Muschelkalk, daneben finden sich aber auch schon kleinere Riffe von Wettersteinkalk oder Dolomit. Es folgen Lunzer Sandstein, Hauptdolomit, Dachsteinkalk, endlich Rhät. Toula (46) hat ein dem Liegendschenkel angehöriges Rhätvorkommen bei Sulzbach (Triestingtal) beschrieben, das nur die schwäbische Facies aufweist. Es ist aber wohl anzunehmen, daß auch an andern Stellen die karpathische, beziehungsweise Kössener Facies aufzufinden sein wird. Immerhin ist es sehr beachtenswert, daß auch im Lias sich recht große Anklänge an außeralpine Verhältnisse erkennen lassen, indem Sandsteine und Arkosen vom Typus Grestener Sandsteine von mir bei Kleinzell im Schwechattale bekannt wurden, die *Gryphea arcuata*, *Pentacrinus* sp. führen.

Toula hat von Sulzbach aus einem ähnlichen Gestein *Gryphea arcuata*, *Pecten* sp., *Pinna* sp. beschrieben.

Im Fenster des Schwechattales bei Baden finden sich noch mit dem Rhät verbunden Fleckenmergel, Klausschichten, *Acanthicus*-Schichten (?) Hornstein-Aptychenkalke (Radiolarite) des Tithon und neocome Aptychenschiefer.

Cenoman und Gosau, die zu dieser Serie gehören dürften, sind bisher nicht aufgefunden worden. Sie fehlen infolge tektonischer Loslösung. Der Liegendschenkel ist sehr stark zerfetzt, oft nur in Schollen vorhanden.

Die Entwicklung des Hangendschenkels ist folgende: Die Basis bilden Werfener Schiefer, in deren tiefsten Lagen weiße Quarzite auftreten. In großer Mächtigkeit sind sie im Werfener Schiefer bei Kleinzell aufgeschlossen, finden sich aber auch weiter im Osten, so auf der Nordseite des Hohen Lindkogls bei Baden.

Die Werfener Schiefer führen im Gegensatz zu dem der oberen ostalpinen Decke eine Fauna, in denen Bivalven überwiegen, während im Werfener der Hallstätter Decke (zum Beispiel in der Neuen Welt) Cephalopoden eine größere Rolle spielen. Durch diese Verschiedenheit in der Fauna sowie durch

das Auftreten der Quarzite ergeben sich spezifische Merkmale für den Werfener Schiefer der Ötscherdecke.

Guttensteiner und Reiflinger Kalke bauen die anisische Stufe. Die ladinische Stufe dagegen ist zum großen Teile aus gegen Westen immer mächtiger werdenden Diploporenkalken oder Dolomiten aufgebaut, die von Bittner bereits als Äquivalente des Wettersteinkalkes angesprochen worden sind. Die Wettersteinkalke treten zum letzten Male auf im Schwechattale, im Anningerstocke fehlen sie bereits. Gegen Westen aber werden sie immer mächtiger. Schon im Triestingtal ist ihre Mächtigkeit eine bedeutende. In der weiteren Fortsetzung sind sie von Bittner bei Kleinzell und Türnitz beschrieben worden. Über den Wettersteinkalken folgen dünnsschichtige Knollenkalke vom Typus der Reiflinger Kalke, so daß diese Facies in einer unteren und einer oberen Stufe vertreten ist. Die obere führt auch Einschaltungen von Partnachmergeln.

Lunzer Sandstein, Hauptdolomit und Dachsteinkalk in größerer Mächtigkeit bilden die höhere Trias.

Das Rhät ist in der schwäbischen, karpathischen und Kössener Facies vorhanden. Die Salzburger ist weniger entwickelt. Dafür schalten sich im höheren Rhät Starhemberger Zwischenlagen ein, eine Entwicklung des Rhät, die der Hallstätter Decke eigen ist.

Vom Lias an bis in den Dogger macht sich eine Differenzierung in zwei Faziesgebiete geltend, indem sich eine nördliche und eine südliche Region unterscheiden läßt.

Die nördliche umfaßt, wie ich bereits gezeigt habe, den Ötscher, Dürrenstein, die Hohe Mandling, den Jura von Enzesfeld und Hirtenberg, die südliche dagegen die Abdachung der Ötscherdecke längs der Linie Hernstein-Mariazell. Die nördliche Entwicklung ist fast rein kalkig.

Über dem Rhät folgen Enzesfelderkalke, Crinoidenkalke, Adneterkalke, Klausschichten, Macrocephalenschichten, Acanthicusschichten, Tithone Hornsteinaptychenkalke (Radiolarite), Neocom, Gosau. Cenoman ist bisher nicht bekannt.

Im Süden folgen über dem konglomeratischen Dachsteinkalke rhätische Schichten mit überwiegend Kössener Facies, Liasfleckenmergel, Adneterkalke. Erst im mittleren Jura stellen sich Kalke wieder ein. Von den Klausschichten angefangen ist die Schichtfolge in stratigraphischer und faciemäßiger Hinsicht ident mit der nördlichen Zone. Liasfleckenmergel spielen in der Hernstein-Mariazeller Linie eine große Rolle. Bei Mariazell, im Walstertal, auf der Südabdachung des Mandling sowie bei Hernstein finden sie sich in größerer Verbreitung.

Die Gosau der Ötscherdecke zeigt weit mehr den südlichen Charakter als die der Lunzerdecke. Hippuriten-, Actaconellen- und Korallenkalke sind häufiger. Hippuritenkalke enthält die Gosau der Ötscherdecke bei Lunz. Die Gosau der Einöde zeigt infolge ihres Reichtums an Kalken, Korallen, Actaconellen, Hippuriten schon eine weitaus größere Annäherung an die Verhältnisse der Gosau in der Hallstätter Decke.

Stratigraphisch-faciell steht diese Decke von der Frankenfelder Decke weit ab. Die Mächtigkeit der letzteren beträgt, soweit eine Schätzung zulässig ist, kaum die Hälfte der Ötscherdecke. Der Kalk- und Dolomitreichtum ist ein weitaus höherer. Dadurch steht die Ötscherdecke den Kalkdecken der oberen ostalpinen Decke näher. Von Norden gegen Süden laufen die Faciesgrenzen streng parallel mit den Dislokationslinien, von Westen gegen Osten ist das aber nicht so ganz der Fall. Am deutlichsten ist das in der Ötscherdecke zu erkennen. Ihr Ostende — der Anningerstock — steht in seinem Aufbau der vorliegenden Lunzer Decke durch das Fehlen der Wettersteinkalke, die geringe Entwicklung der Dachsteinkalke und des Lias, durch das Auftreten von Fleckenmergeln im Lias des Helenentales fast näher als dem eigentlichen Ötschermassiv. Von West nach Ost hin verquert die Faciesgrenze die tektonische Grenze der Decken. Die Faciesgrenze bleibt hinter der Deckengrenze zurück. Diese Divergenz der Faciesgrenze mit der Deckengrenze ist schon öfter hervorgehoben worden.

Die Tektonik der Ötscherdecke zeigt einen weitaus großzügigeren Bau, als wir bisher in den beiden anderen Decken kennen gelernt haben. Ein recht spezifisches Merkmal in dieser Decke ist der ruhige ein-

fache Faltenbau an der Überschiebungslinie Brühl—Mariazell. Als Beispiel verweise ich auf die Profile von Bittner in der Region im Süden von Kleinzell. Die Muschelkalke samt der oberen Trias bilden im Hehenbergzug eine flach gelagerte, ruhige, sehr mächtige Scholle. Einen ähnlichen ruhigen Faltenbau zeigt Bittner's Profil des Hallbachtals bei Hainfeld. Der Hohe Lindkogel bei Baden bildet eine dicke starre Platte, in der nur eine leichtwellige Faltung zu erkennen ist. Durch Bittner sind auch die ruhig gelagerten großen Muschelkalkmassen der Reisalpe und des Türnitzer Högers bekannt geworden.

Der auffallend einfache tafelige Bau, der an vielen Stellen am Nordrande der Ötscherdecke nachgewiesen werden kann, steht im scharfen Gegensatz zu dem klippenartigen Bau des Liegendschenkels. Oft fehlt er ganz. Schmale Schubschollen von Rhät und Lias an der Überschiebung westlich des Schwechatals bei Großbach gehören dem Liegendschenkel an, ebenso Fetzen von Werfener Schiefer mit Gips und Muschelkalk.

Bei Kleinzell dagegen ist die Liegendserie vollständiger. Über der Gosau der Lunzer-Decke folgen Hauptdolomit mit Rauchwacken an der Basis, Rhät, Liassandsteine. Die Mächtigkeit ist zirka 200 bis 300 Meter. Weiter gegen Westen scheint die Mächtigkeit noch größer zu werden.

Schuppenstruktur findet sich am Außenrande im Triestingtale und am Fuße des Anninger. Die Ketten des Mandling zeigen, wie Bittner bereits beschrieben hat, Schuppenstruktur. Doch nähert sich diese dem Charakter liegender Falten in der Wurzelzone. Die Schuppenstruktur der Mandlingketten könnte eher gedeutet werden als die Wurzeln mehrerer übereinander liegenden Drehfalten, die im flachliegenden Teile bereits abradiert sind. Solche liegende Falten, die auch Gipfelfaltungen genannt worden sind, beherrschen den Dürrenstein-Ötscherstock.

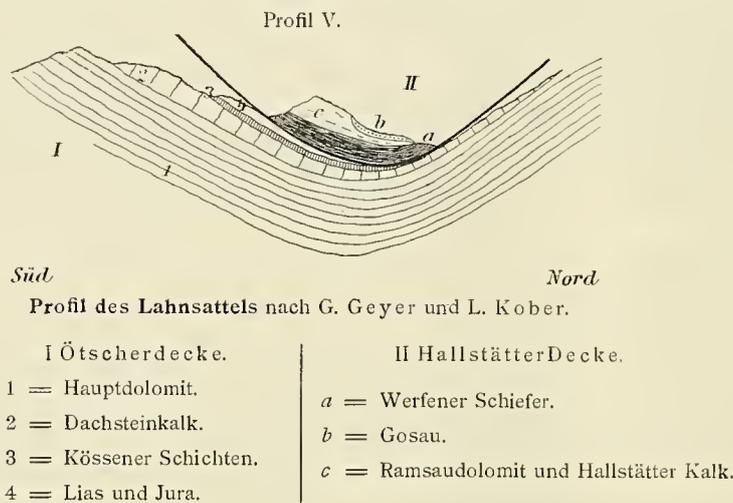
Die beiden Berge erheben sich zu ganz bedeutender Höhe gegenüber ihrer Umgebung. Die Dachsteinkalke erreichen eine für die voralpine Decke ganz unbekannt Mächtigkeit. Eine ganz bedeutende Faciesgrenze müßte hier durch die Linie von Lunz markiert sein. Auffallend erscheinen auf den ersten Blick die vielen Faltungen, die man in den Dachsteinkalken des Scheiblingsteines auf dem Wege zum Mittel-See beobachten kann. Ähnliche Bilder finden sich im Hochkar. Wo Juraablagerungen vorhanden sind, kann man öfter beobachten, daß sie konkordant den Dachsteinkalken eingeschaltet sind, zum Beispiel in der Nähe des oberen Sees, auf dem Ostgrate des Dürrensteingipfels, beim Abstieg vom Ötscherplateau zum Erlauf-See. Die geologische Spezialkarte des Blattes Gaming-Mariazell verzeichnet eine Reihe von Jurazügen im Gebiete der Buchalm. Wenn man sich die Mühe nimmt, den steilen Graben von der Straße unterhalb der Brücke zur Buchalm hinaufzusteigen, erkennt man klar die Parallellagerung der Jurakalke inmitten der flach liegenden Dachsteinkalke. Es sind zwei Bänder von Jura dem Dachsteinkalk eingefaltet. Ähnliches findet sich auf dem Ötscher. Es sind aber keine Schuppen, sondern flach liegende Falten. Im Dürrenstein dürften zwei bis drei solcher Gipfelfaltungen vorhanden sein. Nur dadurch erklärt sich die überaus große Mächtigkeit der Dachsteinkalke.

Im Dolomitgebiet von Abbrenn herrscht wieder ein ruhiger Faltenbau, der sich auf der Straße von Mariazell gegen Neuhaus leicht erkennen läßt. Eine Platte von Hauptdolomit, in deren Kern Opponitzer und Lunzer Schichten erscheinen, spannt sich in flachwelligem Bau zwischen den Gipfelfaltungen der Dürrensteingruppe und dem Dachsteinkalkgebiet der Kräuterin. Dasselbst herrscht ein ähnlicher Bauplan wie in den Mandlingketten. Göller und Gippel sowie die Dürre Wand sind aus Dachsteinkalken aufgebaut, die unter dem Einflusse der nachrückenden Hallstätter oder hochalpinen Decke zusammengestaut worden sind. Die Richtung der Faltung ist bestimmt durch die Richtung der Bewegung der nachrückenden höheren Decken.

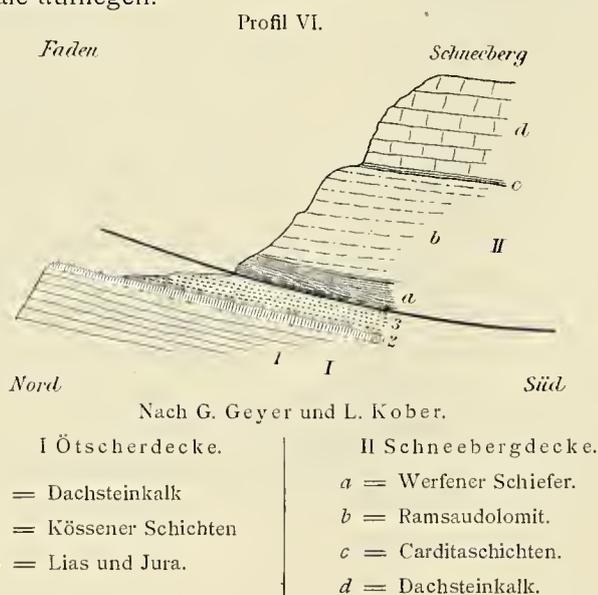
Im Walstertal fällt eine einfache Serie, von Hauptdolomit bis in den Oberjura reichend, flach südlich unter die Hallstätter Decke. Zwischen Gippel und dem Lahnberg spannt sich eine breite Synklinale, wie das Geyer gezeichnet hat. Sie wird von Hauptdolomit, Rhät, Liasfleckenmergel und Jurakalken aufgebaut. Die Dachsteinkalke des Gippel fallen südlich gegen den Lahnsattel ein, sie sind so prachttvoll geschichtet wie die Mandlingkalke. Vom Lahnsattel ziehen sie sich wieder hinauf mit zirka 30 bis 40° auf

den Lahnberg, legen sich oben flach. Auf der Südseite dieses Berges fallen die voralpinen Gesteine unter die Hallstätter Decke.

Wie Profil V zeigt, liegen in der Mulde des Lahnsättels Deckschollen der Hallstätter Decke, Werfener Schiefer, Ramsaudolomit, Hallstätter Kalk und Gosau. Geyer (47) hat diese Verhältnisse mittelst eines



Aufbrechens aus dem Untergrunde deuten wollen. Ohne Zweifel sind es aber Deckschollen, die den Dachsteinkalken der Synklinale aufliegen.



Profil VI zeigt, daß am Faden die voralpine Decke, aufgebaut aus Hauptdolomit, Dachsteinkalk, Rhät, Lias und Jura, unmittelbar unter die hochalpine Decke fällt.

Ähnliche Verhältnisse herrschen weiter östlich davon am Gressenberg. In den Ketten des Mandling sind unter dem Einflusse der nachrückenden Hallstätterdecke eine Reihe von Faltenbündeln der Obertrias und des Jura entstanden. Gegen Hernstein zu keilen die oberen (südlichen) aus und es ziehen nur die nördlicheren weiterfort.

Die Überschiebung der Hallstätterdecke erfolgt gleichsam quer auf die Faltenwellen der Mandlingketten. Anfangs, im Profile des Piestingtales fallen die Schuppen des Mandling regelmäßig mit Südfallen unter die Hallstätterdecke der Wand und ihrer Fortsetzung, von Hernstein an bis gegen Vöslau zu ist die voralpine gegen Süden überkippt, so daß in dem Profile an dem Triestingausgange zu unterst der Oberjura, zu oberst der Hauptdolomit erscheint. Ich habe diese Verhältnisse bereits früher eingehender beschrieben.

Neben dem Fenster des Lahn- und Mitterberges taucht die voralpine Decke inmitten der Hallstätter Decke im Rücken des Hengst bei Puchberg auf. Die Dachsteinkalke mit ihrer jüngeren Auflagerung des Gressenbergzuges fallen so konstant nach Süden, daß Bittner schon daran gedacht hat, man müsse eigentlich annehmen, sie setzten unter der Gosau, dem Werfener Schiefer des Puchberger Beckens fort und erschienen wieder in der West-Ost streichenden Antiklinale des Hengstes. Auch die stratigraphische Zusammensetzung ist genau dieselbe. Aber wie ist unter dieser Annahme das Auftreten der Werfener Schiefer zu erklären, fragte sich Bittner. Der Saum von Werfener Schiefer, auch Muschelkalk, der die rhätischen Bildungen des Hengstes umsäumt, das regelmäßige Einfallen der Dachsteinkalke unter die untere Trias der Hallstätter Decke und am Kaltwassersattel unter die Schneebergdecke gibt uns den Beweis, daß im Hengst ein Fenster der voralpinen Serie vorliegt, das zugleich deshalb von besonderem Interesse ist, weil kaum 10 km nach Süden die am Hengst noch recht vollständige Triasserie dort ein schmales Band von Werfener Schiefer, Kalken und Rauchwacken bildet, das über dem unterostalpinen Verrucano und unter dem Silur-Devon der höheren Decke liegt.

Wie bereits erwähnt, erscheint zwischen der Schwechat und der Triesting in einem schmalen Fenster der Liegendschenkel.

Die Mächtigkeit der Liegendserie ist vielleicht auf das Zehn- bis Zwölffache der normalen Entwicklung reduziert. Ich verweise bezüglich des Baues dieses Fensters auf meine Darstellungen in den Mitt. d. geol. Gesellschaft, Wien, Band 1910.

Im Anningerstock fällt die ganze Decke südlich. Im Hohen Lindkogel bildet sie eine West-Ost streichende Antiklinale, in deren Kern das Fenster erscheint. Im Profil Altenmarkt a. d. Triesting-Furth-Waldegg liegt zwischen den beiden letzten Orten die Decke wieder antiklinal mit sekundärer Schuppenstruktur und Gipfelfaltung in den beiden Schenkeln. Zwischen den beiden ersten Orten bildet die Ötscherdecke eine große Deckscholle auf der Gosau der Lunzer Decke. Die Deckscholle ist zugleich nach Norden hin überfaltet. Im Profil von Kleinzell-Rohr-Schwarzau stellt sich zuerst südlich von Kleinzell flacher Deckenbau ein. Nach Süden zu kompliziert sich der Bau ungemein. Bei Schwarzau fällt die voralpine Decke mit Hauptdolomit — die jüngeren Schichten sind bei der Überschiebung abgehoben worden — unter Plassenkalke und Gosau der Hallstätter Decke.

Im Profil Lunz-Mariazell treffen wir sofort auf die Gipfelfaltung des Dürrensteinstockes, dann folgt die mehr ruhig gelagerte Dolomitplatte von Abbrenn. In der Kräuterin, die mit Südfallen unter die höheren Kalkdecken einfällt, herrscht ähnlicher Bau wie im Mandlingzug.

Die Mächtigkeitsschwankungen in den verschiedenen Schichtgliedern sind in der Ötscherdecke auffallend groß. Sie führen auf der einen Seite zur fast vollständigen Reduktion, auf der andern Seite wird die Mächtigkeit einer Schicht infolge intensiver Faltung drei bis viermal größer. Die Schichtflächen spielen als Gleitflächen eine große Rolle. Dadurch kommt es zum Abheben der obersten Schichten von der Unterlage Rhät-Lias von Dachsteinkalk oder Dachsteinkalk-Jura von Hauptdolomit. Die abgehobenen Schichtpakete gehn als selbständige Einheiten.

Brüche spielen in der ganzen voralpinen Decke eine geringe Rolle. Als Differentialbewegung zwischen hartem und weichem Material sind sie wohl zu erkennen, treten aber im Aufbau doch wenig hervor.

Querschiebungen lassen sich dort, wo die energische NO-Richtung des Streichens einsetzt, überall erkennen. Aber auch ihnen kommt für den allgemeinen Bau keine besondere Bedeutung bei.

Bittner hat eine Reihe von sogenannten Querstörungen in den Voralpen angenommen, so die Querstörung des Helenenthals bei Baden, die Schwarzauer Querstörung und die bekannte Querstörung Scheibbs-Mariazell. So sehr ich den vortrefflichen Beobachtungen Bittner's Anerkennung zolle, so bin ich doch bei meinen Studien zu einer andern Erklärung jener Erscheinungen gekommen, die Bittner zur Querstörung führten. In dem einen oder andern Falle mag in der Tat die Querstörung vorhanden sein, aber im großen existieren solche Transversallinien in den Voralpen nicht. Ich habe das bereits für die Querstörung des Helenenthals nachgewiesen und gezeigt, daß diese Querstörung ein Nord-Süd laufender

Erosionsrand ist. Auch die Querstörung von Schwarzau existiert nicht. Die Hauptdolomite des rechten Ufers der Schwarzau entsprechen genau denen des linken Ufers, nur tragen die letzteren (Falkenstein) eine Deckscholle der Hallstätter Decke auf dem Hauptdolomit. Dadurch erklärt sich einfach die Verschiedenartigkeit des geologischen Baues der beiden Talseiten.

Ein anderes Beispiel bieten die Dachsteinkalke des Ötscher. Sie finden östlich keine Fortsetzung. Zur Erklärung dieser Erscheinung dient die Querstörung Scheibbs-Mariazell. Die tiefere Trias streicht ungehindert, durch keine Querstörung getrennt, aus dem Ötschergebiet nach Annaberg. Die liegenden Falten des Ötscher waren vielleicht im Annaberger Revier überhaupt nicht vorhanden, oder sie sind heute der Erosion zum Opfer gefallen. Bei Scheibbs entspricht auch die rechte Talseite genau der linken und ihren Fortsetzungen, das gleiche gilt für Mariazell.

Die Fortsetzung der voralpinen Decke in den Karpathen (V d₃—d₁).

Die Fortsetzung der voralpinen Decke findet sich jenseits der Donau in den Kleinen Karpathen. Vetter's hat gezeigt, daß daselbst über der hochtatischen und subtatischen Serie eine Decke liegt, die im scharfen Gegensatze zur subtatischen Facies steht. An der Basis liegen Sandsteine des Perm. Konglomerate sind selten. Darauf folgen: Werfener Schiefer und Sandsteine mit Melaphyr, Rachsthurnkalk, Guttensteiner Kalk, Wettersteinkalk, Lunzersandstein, Hauptdolomit und Havranaskalakalk (Dachsteinkalk). Eocän liegt transgressiv auf Hauptdolomit. Diese Entwicklung der niederösterreichischen Decke in den Kleinen Karpathen könnte vielleicht verglichen werden mit der Ötscherdecke, und zwar mit ihrem östlichen Teile. Seit Stur(48) kennt man im Gebirge von Bresova auch echte Gosauablagerungen.

Auf einer Exkursion in das Waagtal konnte ich mich überzeugen, daß westlich von Waag-Neustadt (im Waagtal) die voralpine Decke noch deutlich entwickelt ist, und zwar in der Facies der Ötscherdecke. Untere Trias fehlt. Die Schichtfolge beginnt mit dem Dachsteinkalk mit Megalodonten, und Rhät, ganz ähnlich wie im Hohen Mandling. Über dem Rhät folgen rote Crinoidenkalke, rote und braune Kalke (vielleicht Klausschichten), zuoberst liegen rote Hornstein-Aptychenkalke und Neocom-Aptychenmergel. In beiden Horizonten konnte ich Aptychen nachweisen. Die Gosau liegt mit einem groben Konglomerat der Trias-Juraserie auf. Quarzporphyre in großen, schön gerundeten Blöcken spielen unter den »exotischen« Geröllen eine hervorragende Rolle. Auch größere Komplexe von Kalkgeröllen finden sich. Die Gosau ist aus einer ungemein reich gegliederten und fossilreichen Schichtfolge aufgebaut.

Es finden sich Kalke, Schiefer, Sandsteine, Mergel und Tone, marine und brackische Bildungen. An Fossilien sind bekannt: Hippuriten, Acteonellen, Korallen, Seeigel aus den Kalken, Inoceramen aus den Schiefen, Cerithien aus den brackischen Bildungen. Wie die Gosau liegt auch das Eocän transgressiv. Kalkkonglomerate, sandige Kalke sind die Hauptbausteine des Eocän.

Die Entwicklung der Trias und des Jura in nur kalkiger Fazies weist dieser niederösterreichischen Decke eine ziemlich südliche Lage im Deckensystem zu. Zu demselben Schluß gelangen wir in bezug auf die Gosau. Diese hat Beziehungen zu jener der Einöde und zu jener der Hallstätter Decke.

Die Tektonik der voralpinen Decke des Waagtals ist eine relativ einfache. Aus dem Alluvium des Tales steigt der Dachsteinkalk als eine im allgemeinen flachgelagerte Scholle gegen Norden an. Er baut das Nodzogebirge auf. Auf dem nördlichen Schichtkopfe tritt der Dachsteinkalk in Verfaltung mit dem Jura, so zwar, daß sich zuerst eine südfallende Jura-Neocom-Synkline zwischen den Dachsteinkalk einschiebt. Das Dachsteinkalkband zwischen den beiden Jura-Neocom-Zonen ist nicht sehr mächtig. Die ganze Schichtfolge erweist sich als überkippt mit generellem Einfallen nach Süden. Auch die Gosau sieht man südlich des Ortes Botfalva unter die Trias-Jurakalke auf weite Strecken hin einfallen. Weiter nach Norden legt sich die Gosau flacher und wird von Eocän überlagert. Gegen die beskidische Decke zu schalten sich mehrere Klippen ein. Sie lassen die Trennung in pieninische und subpieninische zu.

Die pieninischen Klippen liegen nördlich des Ortes Lubina, von Eocänkalke, Konglomeraten eingehüllt. Es sind Fleckenmergel-Hornsteinkalke, die dem Lias-Jura-Neocom angehören. Gegen die südfallende und morphologisch ungemein scharf getrennte Flyschzone der beskidischen Decke folgt eine Reihe von subpieninischen Klippen. In grellem Gegensatz zu den eintönigen Hornsteinkalkklippen bilden diese Klippen eine Folge mannigfacher Gesteine. Ganz auffallend erscheinen die roten Crinoidenkalke des Doggers und die roten Hornsteinkalke des Tithon. In der unmittelbaren Umgebung der Klippen ist die Klippenhülle mächtig entwickelt. Grobe Konglomerate finden sich häufig. Manche der Gerölle werden bis zu 1 m³ groß. Alle sind wohl gerundet. Hochtatrische Granite, Quarzporphyre in mannigfaltiger Ausbildung und dioritische Gesteine treten besonders unter den Komponenten hervor. Diese Bildungen werden wohl nach Analogien mit den östlichen Klippen dem Cenoman zugezählt werden können. Die höhere Kreide ist vertreten durch Mergel, Sandsteine und von der Gosau gänzlich verschieden. Die Puchover Mergel treten durch ihre roten Farben auffallend hervor. Die Transgression des Cenoman ist ungemein deutlich. Transgressiv liegt auch das Eocän.

Die stratigraphische Anlage sowie der Aufbau der einzelnen Klippen, ihre Aufeinanderfolge ist dieselbe, wie sie von Uhlig aus den Pieninen beschrieben worden ist.

Noch eine dritte Facies kommt als Klippen vor: Helle, dichte, weiße, korallenreiche Kalke von dem Aussehen der hochtatrischen Jura-Neocomkalke. Auch ihnen liegt die Klippenhülle mit groben Konglomeraten auf.

Das Profil von Waag—Neustadl zur Javorina hinauf gegen Norden ist eins der interessantesten und lehrreichsten Profile der westlichen Karpathen.

Zuoberst liegt die voralpine Decke in der Facies der Ötscherdecke. Sie schwimmt im Norden mit der Gosau auf Eocän. Dasselbe Eocän ist dem Silleiner Becken mit der subtatrischen Decke durch Konglomerate verbunden und bildet ein wenig gestörtes Becken.

Leider verhindert das große Alluvialfeld des Waagtales Beobachtungen anzustellen über das Verhältnis der Ötscherdecke zur subtatrischen. Weiter östlich wird es aber möglich sein und wäre eine ungemein interessante Aufgabe.

Wäre die subtatrische Decke unmittelbar im Süden der Ötscherdecke vorhanden, so träfen wir unter dem Eocän die subtatrischen Lias-Jura-Neocom-Fleckenmergel-Hornsteinkalke. Im Zjargebirge ist diese Serie, wie Veters (49) gezeigt hat, schön entwickelt.

Es ist nun sehr auffallend, daß im Norden der Ötscherdecke die ersten Klippen, die wir treffen, ebenfalls in der Fleckenmergel-Hornsteinentwicklung vertreten sind. Ist es nicht die auftauchende Stirn der subtatrischen Decke oder einer ihrer Teildecken? Wenige Schritte nördlich von einem weiteren Hornsteinklippenzug beim Ort Vrčávka tritt aus der Klippenhülle die weiße Kalkmasse mit Korallen zutage. Nirgends gibt es in den subtatrischen Decken der Umgebung derartige Kalke. Ist es die Stirn einer auftauchenden hochtatrischen Decke? Erst weiter im Norden folgen die Klippen der versteinungsreichen Facies, die subpienische Klippendecke.

An der Basis einer solchen Klippe gegen Puchover Mergel hin wurde auch ein recht gequält aussehender Quarzporphyr (Porphyroid), einen Schubfetzen bildend, aufgefunden.

Die voralpine Decke ist im Waagtal eine Klippe, die von oben, also über die subtatrische, aus dem Süden hergekommen ist. Es ist dies besonders wichtig zu betonen, weil wir daraus ersehen, daß Klippen in den Karpathen von oben her kommend recht gut denkbar sind. In der Tat hat Linanovski (50) in den Ostkarpathen derartige Klippen gefunden. Vielleicht sind es ostalpine Deckenstirnen. Wenn wir uns vorstellen, die niederösterreichische Decke werde gegen Osten hin immer schmaler — ein allgemeiner Zug in der Tektonik der voralpinen Decke — so müssen wir zugeben, daß sie zu einer echten Klippe werden kann.

Wir hätten demnach im Profile Waag—Neustadl zur Javorina folgende Klippendecken: Unmittelbar dem beskidischen Flysch aufliegend die subpienischen Klippen. Dann folgen die pieninischen. Zwischen letztere ist eine Klippe von wahrscheinlich hochtatrischem Jura-Neocomkalk eingeschoben.

Zuletzt folgt, eine Decke bildend — im Grunde nur eine Klippe von großen Dimensionen — die voralpine Ötscherdecke.

Es sind vier tektonisch und stratigraphisch scharf geschiedene Einheiten. Die Klippenhülle der drei nördlichen ist ein und dieselbe: die normale Klippenhülle der Karpathen. Die Ötscherdecke hat als Klippenhülle gleichsam die Gosau. Die drei ersten Klippen stehen in Reihen hintereinander — Reihentypus. Die Ötscherdecke dagegen dürfte, wenn sie sich auflöst, in Einzelschollen den Gruppentypus zeigen.

Sind nun die pieninische und subpieninische, die Korallenkalkklippe die Aufbrandungszone der subtatrischen und hochtatrischen Decke, wie Lugeon (51) schon vermutet hat?

Uhlig hat sich gegen die Vorstellung ausgesprochen und die Pieninen als Decken gedeutet, deren Wurzeln unter der hohen Tatra liegen.

Uhlig hat zum Beweise für seine Anschauungen eine Reihe von Tatsachen hervorgehoben, die uns die facielle Verschiedenheit der Pieninen zu den Decken der Tatra lehren. Zweifellos dürften diese Klippen nicht die unmittelbare Fortsetzung der am Südrande unter dem Eocän auftauchenden subtatrischen, beziehungsweise hochtatrischen Decke sein.

Könnten es aber nicht doch Teildecken, deren Ablagerungsraum weiter auseinander gelegen war, Teildecken einer großen Decke sein, der auch die subtatrische Decke als Teildecke angehörte?

Könnte ähnliches nicht für die subpieninische, beziehungsweise Korallenkalkklippe in bezug auf die hochtatrische Decke der Fall sein? Sind die Beziehungen zwischen den karpathischen Decken, beziehungsweise Klippen und den voralpinen hier nicht so enge, daß sie den Beweis ergeben für die Zugehörigkeit zueinander?

Das alles werden künftige Untersuchungen lehren. Aber ich glaube, hier Uhlig's Worte aus dem Jahre 1903 anführen zu sollen, um diese Beziehungen ins rechte Licht zu setzen. Er schreibt in »Bau und Bild« (p. 788):

»Im Trencziner Abschnitte verschmilzt die Klippenzone mit der Kerngebirgsregion und gewährt dadurch den unmittelbaren Beweis ihrer Zugehörigkeit zu den mesozoischen Hebungsregionen oder den inneren Zonen der Karpathen. Am bemerkenswertesten tritt dieses Verfließen der Klippenzone mit der Kerngebirgsregion am Rande des Inovec bei Becko hervor: Die Triasgesteine von Becko, die offenbar die subtatrische Randzone des Inovec bilden, sind durch Oberkreide vom Hauptstock des Inovec gesondert und erscheinen gewissermaßen der Klippenzone zugeschlagen. Hier scharen die Leitlinien des Brezowagebirges (Kleine Karpathen), des Inovec und der Klippenzone und bekunden dadurch ihre innige Zusammengehörigkeit.«

Die ostalpine Klippenzone oder Pieninen (Vc).

Die Klippenzone der Ostalpen erkannt zu haben ist das Verdienst Uhlig's. Trauth (52) hat diese Bildungen näher studiert. Suess und Uhlig haben die Klippendecke für die auf dem Nordrand herauskommende lepontinische Decke gedeutet. Uhlig hat schon darauf hingewiesen, daß es auch in den Ostalpen möglich sein wird, mehrere Klippendecken in der Klippenzone zu unterscheiden, und hat sie den Pieninen der Karpathen gleichgestellt.

Das Klippenproblem gehört zu einem der interessantesten und zugleich schwierigsten Kapitel der alpinen Geologie. Die Herkunft, ihre Lage im Deckensystem ist bisher noch nicht sichergestellt. Nach den Vorstellungen von Uhlig kämen die Klippen unter der Tatra heraus. Sie wären lepontinisch. Lugeon hält die Herkunft aus der Tiefe unter der Tatra für denkbar, Limanovski leitet sie von einer Schubmasse ab, die über die subtatrische von Süden her gekommen ist. Ampferer und Hammer haben die Pieninen Uhlig's im Allgäu zur ostalpinen Decke gezogen.

Es wird auch hier die Anschauung vertreten, daß die Klippenzone der unterostalpinen Decke am nächsten steht und mit ihr zu einer Einheit verbunden werden muß. Sie ist eine Unterdecke der voralpinen, die von den drei anderen Decken doch etwas weiter absteht.

Die Klippenzone der östlichen Nordalpen zeigt in der Tat die von Uhlig vermutete Zweiteilung in eine sub- und eine pieninische Decke.

Als pieninische Klippe wird hier der Hornsteinzug betrachtet, der sich im Höllensteinzug bei Liesing zwischen die eigentlichen Klippen von St. Veit, beziehungsweise den Flysch, und die Randantiklinale von Spitz, die Frankfurter Decke, einschleibt. Spitz verdanken wir eine vortreffliche Beschreibung der Zusammensetzung dieses so interessanten Zuges.

Der stratigraphische Aufbau ist folgender: Die Schichtfolge beginnt mit Spuren von Hauptdolomit und Rauchwacken. Rhät ist wahrscheinlich vorhanden, aber bisher noch nicht durch Fossilien nachgewiesen. Den Hauptbestand dieses Zuges bilden Kieselkalke und braune sandige Kalke, ähnlich wie in den Grestener Schichten. Fleckenmergel, Arkosen und Hornstein-Aptychenkalke oder -schiefer vervollständigen die Serie. Dann sind noch flyschartige, rote und grünliche Schiefer vorhanden.

Es sind der tiefere Unterlias durch *Arietites rotiformis*, der höhere Unterlias durch *Arietites* sp., *Oxynoticerias* sp., ferner der Oberlias durch *Harpoceras Ruthenense* Resp. nachgewiesen. Dogger ist aller Wahrscheinlichkeit nach vorhanden, aber bisher noch nicht erkannt. Vielleicht gehören in diese Decke die schwarzen Schiefer mit Ammoniten aus der Zone des *Harpoceras opalinum* und vielleicht die Schiefer mit *Posidonia alpina*, Gesteine, die im Westen der Klippenzone bekannt sind (Waidhofen, Umgebung von Scheibbs).

Der obere Jura ist durch *Aptychus angulicostatus* vertreten. Auch das Neocom dürfte vorhanden sein, vielleicht liegt in den roten flyschähnlichen Schiefen Oberkreide, von der Art der Puchover Mergel vor. Sie gehörte der Klippenhülle an.

Spitz hat diese Zone der Kieselkalke verglichen mit dem Allgäu, mit ähnlichen Bildungen des Engadin und der Grestener Facies. Mögen diese Beziehungen vorhanden sein — viel näher sind die Beziehungen zu den subtatrischen Decken und zur pieninischen Klippendecke der Karpathen.

Die Fossilarmut ist ein primäres Merkmal dieser Kieselkalkzone ebenso wie in der pieninischen Decke. Die Kalkentwicklung tritt in der subtatrischen Decke der Karpathen sehr stark zurück, wie in der pieninischen Decke. Vorherrschend sind versteinungsarme Fleckenmergel, dem oberen Jura und Neocom dürften die Hornsteinkalke angehören. In der subtatrischen Decke bilden den Lias Hierlatzkalke und rote Knollenkalke in nur untergeordnetem Maße. Die Hauptfacies des Lias und des tieferen Jura sind Fleckenmergel und Kieselkalke. Im tieferen Lias herrscht die Grestener Entwicklung. Im Zjargebirge fehlen nach Vettters auch Hierlatzkalke und Knollenkalke. Lias-Jura und das Neocom sind in grauem Hornsteinkalke entwickelt.

Der Kieselkalkzug des Höllensteins bei Kaltenleutgeben steht der eigentlichen voralpinen Entwicklung ziemlich fremd gegenüber. Die für die Decken der niederösterreichischen Facies so charakteristischen Hierlatz-, Adneter, Klaus-, *Acanthicus*-Schichten, roten Hornsteinkalke des Tithon sind nicht vorhanden. Immerhin aber steht er dem voralpinen Mesozoicum weit näher als dem des Semmering. Stark hervortretend aber sind die Analogien mit der pieninischen, der Hornsteinklippe, der Karpathen. Sehr enge sind die Beziehungen zu der subtatrischen Decke des Zjargebirges. Vettters hat das bereits erkannt.

Seinem stratigraphischen Aufbau nach darf aber der Kieselkalkzug nicht mit der Frankfurter Decke vereinigt werden, sondern ist viel eher der subtatrischen oder der pieninischen Decke zuzuzählen. In der Tat spricht auch die Art des Auftretens sehr für eine derartige Deutung.

Diese Decke ist in einigen Zonen der Klippendecke zu erkennen. Bei Hainfeld finden sich größere graue und grüne Hornsteinkalkmassen, die als dieser Decke zugehörig zu betrachten sind. Uhlig hat darauf

aufmerksam gemacht, daß auch die Hornsteinzüge der Umgebung von Scheibbs pieninischen Charakter haben. Vielleicht ist die Decke sogar noch im Allgäu vorhanden.

Die Tektonik dieser Decke ist wohl auf eine Anhäufung von Schuppen, Schollen zurückzuführen, die unter der Last aufliegender Decken weitgehende Lamination, Pressung, Streckung erlitten haben. Stellenweise fehlt dieser Klippenzug ganz.

Diese pieninische Klippe in den Ostalpen ist bisher ganz übersehen worden. Der Höllensteinzug erscheint uns heute als eines der interessantesten Glieder der Voralpen. Klippenzone und voralpine Decken sind ungemein fest miteinander verschweißt: die subpieninische, die Frankenfesler, endlich die Lunzer Decke. Uhlig (53) hat schon vor längerer Zeit darauf aufmerksam gemacht, daß die Anordnung der Faciesbezirke eine ähnliche ist wie in den Karpathen.

Die zweite Klippendecke der ostalpinen Klippenzone bilden die Klippen von St. Veit und deren Gefolge. Sie werden der subpieninischen Klippe der Karpathen gleichgestellt.

Diese Klippen sind von Čžsžek und Neumayr zuerst studiert worden. E. Hochstetter hat eine treffliche Beschreibung der Klippen von St. Veit gegeben. Trauth hat die Klippen zwischen Gresten und St. Veit studiert und alle diese Bildungen als ostalpine Klippenzone zusammengesetzt, dabei aber unentschieden gelassen, ob es sich um lepontinische Decken im Sinne Suess' handelt oder um anstehendes Gebirge im Sinne von Geyer.

Betrachten wir den stratigraphischen Bau dieser Klippendecke.

Die Schichtfolge beginnt mit Hauptdolomit, der mit Rauchwacken verbunden ist. Dachsteinkalk fehlt gänzlich. Das Rhät ist nicht sehr mächtig, graue Mergelkalke, braune, fingerdicke, schwarze Mergelschiefer. Es ist nur die schwäbische Facies vorhanden. Der gesamte Lias und untere Dogger einschließlich der Zone des *Stephanoceras Humphriesianus* wird von Grestener Facies gebildet. Das sind küstennahe Bildungen, Arkosen, Sandsteine, Schiefertone, sandige, dunkle Kalke, Mergel, die an Stellen typischer Entwicklung in den tieferen Partien Kohlenflöze, Landpflanzen führen. Die Grestener Schiefer bilden die tiefsten Lagen. Die untere Stufe des Unterlias führen eine Molluskenfauna. Die obere Abteilung vertreten dagegen die Grestener Kalke mit einer Brachiopoden- und Bivalvenfauna, die auf oberen Unterlias (oberes α und β) und auf mittleren Lias hindeutet. Den Oberlias setzen Fleckenmergel zusammen. Ob die schwarzen Schiefer mit Harpoceren aus der Zone des *Harpoceras opalinus* (Waidhofen) hierhin gehören, ist fraglich. Das Bajocien wird durch graublaue, mehr oder weniger feste Kalke, durch sandig-mergelig-schiefrige, gelbgraue Kalke repräsentiert. Nach E. Hochstetter (54) sind in ihnen folgende Zonen vertreten:

- Cosmoceras subfurcatum* Ziet.
Harpoceras Romani Opp.
 (*Stephanoceras Blagdeni* Sow.)
 (*Stephanoceras Humphriesianum* Sow.)
 (*Stephanoceras Bayleanum* Sow.)
Stephanoceras Sauzei d'Orb.

Das Bathonien bilden sehr harte, dichte, graue, auch rötliche Kalke mit muscheligen Bruche, Hornstein führend. In diesen Gesteinen sind die Zonen

- Oppelia fusca* Qu. und
Cosmoceras ferugineum Opp.

vertreten (Klausschichten).

Bei Waidhofen sind schwarze Schiefer mit *Posidonia alpina* gefunden worden. Sie gehören aber vielleicht der pieninischen Klippe an. Crinoidenkalke, rot und weiß gefleckt, sehr hart, mit *Terebratula* sp. und *Ammonites* sp. folgen über den Klausschichten und sind als Vilser Schichten gedeutet worden. *Acanthicus*-Schichten und rote Hornstein-Aptychenkalke, weiße Aptychenkalke des Neocom

vervollständigen die Schichtfolge. In den karpathischen Klippen (Waagtal), sowie nach Uhlig auch in den Klippen des Allgäu ist Gault in Form von feinen schwarzen Mergelschiefern mit *Hoplites tardefurcalus* vertreten. Im östlichen Abschnitte ist der Gault in der Klippenzone noch nicht bekannt geworden.

Die Klippenhülle beginnt mit dem Cenoman. Es sind zum Teil ähnlich wie im Waagtal gröbere Konglomerate mit exotischen Geröllen und Sandsteine. Die Oberkreide wird ferner repräsentiert durch rote feine Tone und Mergel, die große Ähnlichkeit mit Puchower Mergeln haben. Uhlig hat zuerst darauf hingewiesen. Die höheren Etagen der Kreide sowie das Alttertiär sind in Flyschfacies entwickelt. Dem Eocän dürften auch Sandsteine angehören, die durch die Führung exotischer Gerölle ausgezeichnet sind, zum Beispiel Sandsteine von Konradshausen (G. Geyer). Grüne Felsarten sowie Minette treten in den Klippen bei Hinterholz auf.

Wir wenden uns nun den Beziehungen der pieninischen Klippendecke zu ähnlichen Ablagerungen anderer Gebiete zu. Die Hauptdolomite, die von Trauth in Verbindung mit dieser Klippendecke gefunden worden sind, weisen auf ostalpines Gebiet hin. In der helvetischen und lepontinischen Serie fehlen derartige Dolomite. Sie fehlen sogar noch in der subalpinen Decke der Kleinen Karpathen, die von Uhlig als eine tiefere Teildcke der voralpinen angesprochen wurde. Das Rhät ist nur in schwäbischer Entwicklung vorhanden. In der Frankenschiefer Decke ist das Rhät in schwäbischer und karpathischer Entwicklung vorhanden. Daraus könnte man auf ein allmähliches Übergehen der mehr außeralpinen Rhätbildungen dieser Klippendecke in die rein alpinen und reich gegliederten Rhätbildungen in der Ötztaldecke schließen. In der hochalpinen Serie des Semmering hat Tösch eine Rhätfäuna der schwäbischen Entwicklung gefunden, aber in den Tauern stellt sich bereits die karpathische ein. In der subalpinen Decke herrscht die karpathische Facies des Rhät. In den Voralpenklippen der Schweiz (Buochser—Stanzerhorn) ist nach W. Schmidt (55) das Rhät in schwäbischer und karpathischer Fazies vorhanden. Den helvetischen Decken der Schweiz fehlt das Rhät völlig, desgleichen sind auch aus den beskidisch-subbeskidischen Decken der Karpathen keine Rhätbildungen bekannt. Ebenso fehlen sie der ostalpinen Flyschzone. Der Bildungsraum des Rhät der Klippen von St. Veit zeigt vor allem auf Beziehungen zu den obersten lepontinischen und den tiefsten Teildecken der voralpinen Decke hin. Die tieferen lepontinischen Decken der Kalkphyllite und der Zentralgneise, beziehungsweise schistes lustrés lassen keine Beziehungen zu der Trias in den Pieninen erkennen.

F. Trauth (56) hat eine eingehende Darstellung der Fauna der Grestener Schichten und ihrer Beziehungen zu analogen Gebieten gegeben. Es ist eine Brachiopoden- und Bivalvenfauna. Sie zeigt die meisten Beziehungen zu den außeralpinen Liasbildungen Frankreichs und Deutschlands. Viel geringer sind die Beziehungen zu dem alpin-mediterranen Gebiete. Die Fauna hat nach Frank vorwiegend mitteleuropäischen Charakter.

75 Arten hat die Grestener Fauna gemeinsam mit dem außeralpinen Frankreich, 11 Formen sind einander nahe verwandt, 71 Spezies gleich dem schwäbisch-fränkischen Gebiet, 9 nahe verwandt, 55 Spezies aus dem Lias der Klippen der Schweiz, 2 nahe verwandt.

Die liasischen Bildungen der Voralpen teilen sich mit denen unserer Grestener Schichten in den Besitz 47 (48?) identischer und 12 nahe stehender Spezies. Mit den Grestener Schichten der Karpathen sind 11 (13?) gemeinsam, 1 verwandt. Der Lias δ von Freistadt hat nur 10 identische, 3 verwandte Arten. Den lepontinischen Bildungen der Tauern, des Engadin fehlen Grestener Schichten gänzlich, desgleichen auch den helvetischen Decken der Schweiz.

Gerade das Fehlen der Grestener Faunenelemente in den helvetischen und penninischen Decken des Simplon, die geringen Beziehungen zu dem Lias von Freistadt weisen darauf hin, daß der Faunenaustausch im Süden des helvetisch-penninischen Deckenlandes über Südfrankreich vor sich gegangen sein muß; denn nur so erklärt sich das Faunenverhältnis zu dem alpin-mediterranen Gebiet, daher auch der relative Reichtum des Lias der Voralpen in der Schweiz an Grestener Faunenelementen.

Die Facies der Grestener Schichten ist in den Ostalpen beschränkt auf die Klippen, auf die äußersten Ketten der Voralpen, in den Karpathen auf die Klippen, die subtatrische und hochtatrische Decke, in den Westalpen bloß auf die exotische Serie der Voralpen (?). Sie ist eine Entwicklung, die dem Westen fremd ist; sie dringt von Osten gegen Westen vor. Ihre Heimat ist der Balkan.

Im besonderen sind die Liasarkosen mit Sandstein der Frankenfesler Decke — Grestener Arkosen bei Kaltenleutgeben — die Cardinienmergel, die Liassandsteine im Liegendschenkel der Ötscherdecke mit *Gryphea arcuata* hervorzuheben.

In der subtatrischen Serie der Kleinen Karpathen, besonders aber im Zjargebirge, sind Grestener Arkosen und Sandsteine bekannt, ähnliche Bildungen auch in der hochtatrischen. Die Liasbildungen von Freistadt (p) zeigen geringe Ähnlichkeit mit dem Lias der schweizerischen Voralpen.

Da die Grestener Facies und ihre Fauna dem lepontinischen Fenster der Tauern fehlt, so nahe Beziehungen zu den voralpinen Decken, zu der subtatrischen, zum Teil der hochtatrischen Decke aufzeigt, entspricht es mehr den Verhältnissen, diese Faciesgebiete in einen Ablagerungsraum zu verweisen, der südlich des Ablagerungsraumes der lepontinischen Tauern lag. Südlich dieses Gebietes erfolgte der Austausch der Faunen mit Frankreich und Deutschland. Eine zweite Verbindung scheint um den Südrand des böhmischen Massivs zeitweilig vorhanden gewesen zu sein, diese brachte die Liasfauna von Freistadt nach Osten.

Durch die Kohleführung unterscheiden sich faziell die Grestener Schichten von den Liassandsteinen der Voralpen und Karpathen sehr, ebenso durch das Fehlen der Hierlatzkalke oder Adneter Kalke. Die Grestener Schichten der voralpinen und der subtatrischen Decken führen statt Kohlenflöze nur Kohlenhäcksel. Hingegen ist der Grestener Facies durch die Führung der Fleckenmergel ein starker Anklang an die voralpine, subtatrische und pienninische Decke aufgeprägt.

Die Zugehörigkeit der *Opalinus*- und *Murchisonae*-Schichten zu der subpienninischen Decke ist noch nicht sichergestellt. Die Schichten scheinen eher der pienninischen Decke zuzugehören, sie sind auch in den Pienninen mit der Hornsteindecke verbunden.

Die nächstfolgenden Doggerschichten, die aus St. Veit bekannt sind, zeigen bekanntlich große Ähnlichkeit mit dem *Zoophycos*-Dogger der Schweizer Klippen. Die Klaussschichten zeigen eine, wie bereits Neumayr hervorgehoben hat, von der alpinen Facies etwas verschiedene Entwicklung. Sie haben wie die tieferen Juraschichten weder zu den voralpinen noch zu den karpathischen Decken nahe Beziehungen. Die Vilser Kalke der Klippen sind in den Kalkalpen im östlichen Teile wenig bekannt. Nur bei Windisch-Garsten ist ein seit langem bekannter Fundort. *Acanthicus*-Schichten, das Tithon und Neocom haben rein alpine Entwicklung. Der Gault ist in unserem Gebiete noch nicht nachgewiesen worden, ist aber in den Pienninen des Allgäu nach Uhlig in derselben Entwicklung vorhanden wie in den Karpathen.

Die Klippenhülle zeigt im allgemeinen nicht die grobblockige Ausbildung wie in den Karpathen. Konglomeratmassen, die der Klippenhülle zugeschrieben werden dürften, finden sich selten: Bei Alland sind Konglomerate in dem Flysch unmittelbar am Außenrand der Kalkalpen. Vielleicht gehören hieher auch die Konglomeratmassen, die Geyer (57) am Außenrand der Kalkalpen vor kurzem bei Almtal nachgewiesen hat. Nach Analogien mit den Karpathen dürfte man diesen Bildungen ein cenomanes Alter zuschreiben. Für diese Deutung spricht auch der Umstand, daß die äußeren Decken der Voralpen ebenfalls Cenoman führen. Rote Mergel von der Ausbildung der Puchover Mergel bilden einen auffallenden Horizont der Klippenhülle. Uhlig hat darauf bereits aufmerksam gemacht.

Flysch und Sandsteine des Alttertiär mit exotischen Geröllen schließen die Schichtfolge. Neben den exotischen Blocken des Cenoman und des Eocän, die echte Geschiebeablagerungen sind, finden sich ferner als Exotika Grüngesteine und Minette. Diese weisen auf Beziehungen zu der rhätischen Decke hin und dürften eher als tektonische Bildungen zu deuten sein. Die Klippenhülle zeigt im allgemeinen abweichenden Charakter von den Oberkreidebildungen der Voralpen. Doch stehen sich, wie das so oft betont worden ist, die Oberkreidesedimente der äußersten voralpinen Ketten und der Klippen insofern sehr nahe, als die Gosau der nördlichsten Ketten im Gesamthabitus mehr flyschähnlichen Charakter hat.

Was nun die Stellung der Pieninen im System der alpinen und karpathischen Decken anbelangt, erscheinen bei Beurteilung dieser Frage folgende Erwägungen von entscheidender Bedeutung.

Nach Uhlig sind die Pieninen Decken, die dem lepontinischen System angehören, und daher unter die subtatrische und hochtatrische Decke untertauchen. Vielleicht unterteufen sie sogar die metamorphen lepontinischen Decken des inneren Gürtels. Aus dem schematischen Profil der Zentralkarpathen ließe sich das entnehmen. Nach dieser Vorstellung Uhlig's erhalten wir folgende Faciesbezirke:

- | | |
|----------------------------|------------------|
| 1. subbeskidisch, | 5. hochtatrisch, |
| 2. beskidisch, | 6. subtatrisch, |
| 3. pieninisch, | 7. ostalpin. |
| 4. metamorph-lepontinisch, | |

Unter der Voraussetzung, daß die metamorph-lepontinische Decke den Kalkphyllit- und schistes lustrés-Decken entspricht — dafür spricht die Überlagerung der hochtatrischen (Radstätter) Decke — liegen die Wurzeln der Pieninen unter der metamorphen lepontinischen, beziehungsweise hochtatrischen Decke.

Setzen wir mit Uhlig die Pieninen der rhätischen Decke Steinmann's gleich, dann sehen wir, daß die Pieninen hier über der metamorph lepontinischen Serie, desgleichen auch über der hochtatrischen Decke (Klippendecke Steinmann's) liegen. Diese Annahme kann aber nicht gelten, denn die Decken verschneiden sich. Daher sind die Pieninen entweder der rhätischen Decke nicht gleichzustellen, oder, wenn das der Fall ist, müssen die Wurzeln der Pieninen über der Klippe der hochtatrischen Decke liegen. Nun ist die Lagerung der rhätischen Decke über den schistes lustrés zweifellos, die Lage über der Klippendecke im Prättigau klar zu ersehen. Uhlig hat aber nun für die Gleichstellung der rhätischen Decke mit den Pieninen entschieden.

Dann bleibt nur die eine Möglichkeit, die Pieninen müssen ihre Wurzeln über der Tatra oder höchstens gleich der Tatra haben, das heißt sie könnten zum Teil noch Teildecken der letzteren sein.

So fordern tektonische Gründe die Wurzeln der Pieninen zwischen der hochtatrischen und ostalpinen Decke.

Gilt die Uhlig'sche Anschauung, dann werden die so nahe verwandten Ablagerungsräume der Pieninen und der hochtatrisch-subtatrischen Decken durch eine Serie ganz anders gebauter Schichten auseinandergerissen, und ein fremdes Element stört die nahen Beziehungen der Pieninen zu denen der Tatra.

Noch klarer wird diese Störung, wenn wir diese Vorstellung auf die Ostalpen anwenden. Im helvetischen Flysch der Ostalpen ist der Jura in Form der »Grestener Sandsteine« von Freistadt, der Bimantenkalk des Marsgebirges, Stramberger Kalk vom Waschberg vertreten. Neocom ist nicht bekannt.

Wenn die Pieninen unter den Kalkphyllitdecken liegen, so schiebt sich zwischen die Pieninen und die subtatrische Fazies die Kalkphyllit-, die Radstätter Decke ein, und erst dann folgt das Ablagerungsgebiet der subtatrischen, beziehungsweise voralpinen Entwicklung.

Abgesehen von der Kalkphyllitgruppe würde die Radstätter Decke allein die nahen Beziehungen der Pieninen zu den subtatrischen und voralpinen Decken recht empfindlich stören. Die Radstätter Decke würde sich als ein ganz fremdes Glied dazwischen stellen.

Wir würden einen großen Vorzug der Deckenlehre preisgeben, hielten wir an diesen Anschauungen fest. Verlegen wir dagegen die Wurzeln der Pieninen südlich der Radstätter Decke, da erhalten wir ein Ablagerungsgebiet, das die Pieninen, die subtatrische, die voralpine Entwicklung umfaßt, ein Ablagerungsgebiet, das, wie im vorhergehenden gezeigt worden ist, viele Beziehungen zueinander aufweist, ein Ablagerungsgebiet südlich der Faciesgebiete: Helvetische Decken des Außenrandes (Stramberger Tithon), Zentralgneisdecken mit Hochstegenkalk (Tithon), Kalkphyllitdecken mit Marmoren (Tithon) und endlich die Radstätter Decke mit den Belemnitenmarmoren (Tithon?), mit einem Wort ein großes Ablagerungsgebiet, das im Oberjura (Neocom?) durch die koralligene Kalkfacies ausgezeichnet ist und im Gegen-

satz steht zu der Radiolaritfacies der Pieninen, der subtatischen Decke, der voralpinen Decke, dem Gebiete der unterostalpinen Decke. Wie schon früher betont, befindet sich diese Zone gleichsam in der Position einer Vortiefe, gegenüber der Plassenkalkfazies der oberen ostalpinen Decke. Diese Vortiefenbildung erscheint als die Einleitung der Deckenwanderung. Wir wollen hier gleich anfügen, daß für die südlich davon gelegene obere ostalpine Decke im oberen Jura die Plassenkalke bezeichnend sind, also wieder eine Korallenfacies.

So kommen wir wohl zu dem Schlusse, daß tektonische und stratigraphische Überlegungen über das Verhältnis der Pieninen zu subtatischen, beziehungsweise voralpinen Decken die unmittelbare Aneinanderstellung der Pieninen mit diesen Decken fordern. Danach betrachten wir die Pieninen als eine Teildecke der voralpinen Decke.

In den Iberger Klippen, in der Aufbruchzone, im Allgäu zeigt sich die immer wiederkehrende Erscheinung, daß Radiolarite und Grüngesteine in engster Verbindung von einer Dolomitmasse der Trias überlagert werden. Im östlichen Abschnitt der Ostalpen erkennen wir dieselbe Schichtfolge. Unter einer mehr einheitlich gebauten Hauptdolomitmasse kommen Klippen von Radiolariten heraus. Hie und da sind sie verbunden mit den Grüngesteinen.

Die große Analogie im Baue ist nicht zu verkennen. Wie das Uhlig schon angedeutet hat, sprechen gerade diese Gründe dafür, die Pieninen der rhätischen Decke Steinmann's gleichzusetzen.

Das obere ostalpine Deckensystem (VI).

Dem oberen ostalpinen Deckensystem fehlt ein krystallines Grundgebirge ganz. Die Silur-Devonbildungen von Graz, der nordsteirische Silur-Devonzug, dem die Kalkhochalpen aufliegen, bauen das obere ostalpine Deckensystem.

Das Mesozoicum zerfällt in 2 Teildecken: in die tiefere Hallstätter, die höhere hochalpine Decke. Die Linie Hernstein—Puchberg—Mariazell ist die Grenze gegen das voralpine Mesozoicum. Die Grenze gegen den inneren Anteil der unteren ostalpinen Decke haben wir bereits kennen gelernt. Im Süden ist es die Linie von Pernegg, im Norden die norische Linie.

Wir wenden uns nunmehr der Besprechung der Silur-Devonbildungen des Grazer Paläozoicums zu.

Das Grazer Paläozoicum (VI a).

Im Jahre 1874 bereits hat Clar (58) eine Einteilung gegeben, die mit geringen Änderungen bis auf den heutigen Tag von den Grazer Geologen festgehalten worden ist.

Gerade durch dieses Festhalten erscheint es aber, als wäre die Deutung der Schichtfolge des Grazer Beckens eine völlig gesicherte, als wäre die stratigraphische Erforschung der Silur-Devonformation in den Hauptzügen abgeschlossen.

Hoernes hatte 1880 schon das Vorhandensein der Grenzphyllite im Sinne Clar's bestritten. In der Tat liegen die mächtigen Kalklager des Schöckel im südlichen Teile unmittelbar dem Grundgebirge auf. Vacek war es, der die Existenz der Semriacher Schiefer in der Clar'schen Auffassung verneinte und behauptete, die Semriacher Schiefer lägen unter dem Schöckelkalk. Diese Hinweise zeigen zur Genüge, daß gerade über die basalen Glieder des Grazer Paläozoicums unter den verschiedenen Forschern keine Übereinstimmung herrschte in bezug auf Bau und Schichtfolge, dazu bei Gesteinen, die hochmetamorph sind und keine entscheidenden Fossilien führen.

Dazu kommt noch ein anderer merkwürdiger Umstand. Die für das Grazer Paläozoicum aufgestellte Schichtfolge ist in den wenigsten Profilen zu finden. Große Mächtigkeitsschwankungen finden sich in den einzelnen Schichten. Wir erinnern nur an die bedeutenden Kalkmassen des Schöckels. An anderen Stellen dagegen fehlen die tieferen Horizonte ganz, ja in den Steinbergen liegen die Clymenienkalke des Oberdevon unmittelbar auf den Crinoidenkalken des Obersilur. An der Grenze der beiden sind nach Penecke nicht selten Breccien eingelagert, die aus Gesteinsstücken der Unterlage und aus Clymenienkalk bestehen. Dieses so eigenartige Lagerungsverhältnis hat man mit einer diskordanten Auflagerung des Oberdevon auf Silur zu erklären versucht. »Dem unteren Oberdevon entspricht Festlands- und Erosionsperiode, die im südlichen Teile unseres Gebietes vielleicht schon während des Mitteldevon begann, woraus sich das Fehlen von Mitteldevonschichten in der näheren Umgebung von Graz und ihr alleiniges Auftreten im Norden (Lantsch) erklären ließe.«

Eigenartig, Festland und Meer, liegen auf einem Raum von wenigen Quadratkilometer beisammen. Und doch vermissen wir die Sedimente der Küste. Das Gestein der devonischen Bildungen sind reine Kalke und Schiefer, hochmarine Ablagerungen, ähnlich wie in Mähren, in den karnischen Alpen. Auch aus diesen Gebieten kennen wir keine andern Ablagerungen als rein marine, fossilreiche Kalke, nirgends die Andeutungen einer Küste während des Mittel- und Oberdevon. Die Transgression der Clymenienkalke erscheint inmitten des Grazer Beckens doch sonderbar.

Vacek, der durch seine langen Aufnahmen in der Grauwackenzone sich eine weitgehende und sichere Kenntnis der Grauwackengesteine erworben hat, hatte auch im Süden der Rennfeldantiklinale eine Reihe von Carbonvorkommnissen gefunden: bei Pernegg, bei St. Jakob, am Wolfsbergkogel. Heritsch (59) hat freilich die Richtigkeit dieser Beobachtung geleugnet und diese Carbonvorkommnisse Vacek's zum Untersilur gezogen.

So zeigte sich aufs neue, daß die Schichtfolge des Grazer Paläozoicum als noch nicht geklärt betrachtet werden darf.

Nach meinen eigenen Studien liegt ein anomaler Kontakt vor zwischen den in der Tiefe des Tales auftretenden Carbonbildungen und den älteren Kalken des Hochlantsch. Ich habe im Jahre 1909 die Carbonvorkommnisse als den Südflügel der Rennfeldantiklinale angesprochen und darauf hingewiesen, daß hier das Carbon unter das Silur untertaucht. Diesen Anschauungen ist auch Mohr beigetreten.

Prüfen wir nun genauer den unteren Teil des Grazer Paläozoicum. Es folgen

Grenzphyllit	}	tieferes Silur
Schöckelkalk		
Semriacher Schiefer		

Nereitenschiefer und untere Crinoidenkalken mit *Pentamerus pelagicus* Barr., Obersilur=E.

Quarzit-Dolomitstufe	}	Unterdevon.
Barrandei-Schichten		

An Fossilien sind bekannt: Aus dem Grenzphyllit Crinoiden (Glieder) indet., aus dem Schöckelkalk Crinoiden (Glieder) indet., aus dem Obersilurischen Nereitenschiefer und unteren Crinoidenkalk *Favosites* spec. Crinoiden (Glieder) indet., Wurmrohren, desgleichen verquetschte »*Bythotrephis*«, *Pentamerus pelagicus*, aus der Quarzit-Dolomitstufe: ? *Thamnophyllum* spec., *Striatopora* cf. *Suessi* R. Hoern., Crinoiden (Glieder) indet., *Placodermorum* genus indet., aus den Barrandei-Schichten: *Aulopora minor* Goldf., *Heliolites Barrandei* R. Hoern., *Cyathophyllum caespitosum* Goldf., *Orthoceras victor* Barr.

Aus dieser Schichtfolge geht hervor, daß das sichere Obersilur erst mit den Kalken mit *Pentamerus pelagicus* beginnt und daß die Quarzitolomitstufe mit den Diabaslagern dem tiefsten Unterdevon bereits angehört, während aber die Barrandei-Schichten die obere Abteilung des Unterdevon repräsentieren. Diese Schichten lassen keine Zweifel bezüglich ihrer Stellung zu.

In Mähren beginnt das Devon mit klastischen Bildungen dem Untergrund aufliegend. Quarzkonglomerate, Quarzite weiß bis rot und Sandsteine im Wechsel mit Kalken und Schiefergesteinen sind die Bausteine. Auch im karnischen Unterdevon erscheint nach Frech (60) inmitten der Kalkmassen sporadisch Quarzit mit Diabas.

So sehen wir eine Analogie auch im faciiellen Aufbau des Grazer Unterdevons zu Mähren und zu den karnischen Alpen.

Wie steht es aber mit den tieferen Horizonten, Grenzphyllit, Schöckelkalk und Semriacher Schiefer?

Dem mährischen Devon fehlen diese Bildungen. In der karnischen Hauptkette sind die Mauthener Schichten Bildungen von ähnlicher Zusammensetzung wie die tiefere Unterlage des Grazer Paläozoicums.

Eine Reihe von silurischen Fossilien sind aus den Mauthener Schichten bekannt geworden, und es unterliegt keinem Zweifel, daß ein Teil dieser Schichten zweifellos dem Untersilur angehört.

Die Mauthener Schichten sind $1\frac{1}{2}$ bis 2 km mächtige, mannigfaltig zusammengesetzte Schichten. »Es ist eine eigentümliche ostalpine Entwicklung« des Untersilur (Frech), »die obere und untere Grenze ist nicht überall vollkommen befriedigend festgelegt.« Die Masse der Mauthener Schichten enthält:

Tonschiefer,	Sandsteine,
Kalkeinlagen,	basische Tiefengesteine,
Graphitschiefer,	basische Ergußgesteine,
Quarzite,	Grünschiefer,
Grauwacken,	Quarzporphyre (Porphyroide).
grobe Konglomerate (Brocken von grauem und rötlichem Quarzit),	

Eine Eigentümlichkeit der Mauthener Schichten ist die von Frech bemerkte hohe Metamorphose gegenüber den Silurgesteinen und der rasche Wechsel im Streichen der Gesteine, so daß sich »Faciesbezirke« unterscheiden lassen.

Welches Alter haben nur diese Schichten? Ohne weiter auf die Altersfrage dieser Bildungen eingehen zu wollen, fällt ihre Ähnlichkeit mit der tieferen Unterlage des Grazer Paläozoicums auf, desgleichen aber auch mit dem Carbon der Nordalpen.

Ohne Zweifel ist ein Teil dieser Schichten in der Tat Silur. Aber die große Mächtigkeit, die Eigenartigkeit des Auftretens und eine Reihe anderer erwähnter Umstände mahnen zur Vorsicht, und wir kommen zu dem Schlusse: Die Mauthener Schichten in den karnischen Alpen können nicht gelten als unzweideutiger Beweis und Analogon für das untersilurische Alter der Schöckelkalke und Semriacher Schiefer.

Alle Studien über das Grazer Paläozoicum haben bisher noch nicht mit voller Sicherheit den Nachweis führen können einer für das ganze Gebiet giltigen Schichtfolge. Existiert der Grenzphyllit, liegen die Semriacher Schiefer über oder unter dem Schöckelkalk?

Daß im Grazer Paläozoicum Carbon vorhanden ist, ist auch von den Grazer Forschern angenommen worden. Am Eingange des Schloßwastelgrabens (Eichkogel) finden sich schwarze Tonschiefer, die für Untercarbon gedeutet worden sind, über den roten Flaserkalken der Clymenienkalke, über jenen Kalken, in denen die tieferen Glieder des Devon ganz fehlen, und wo zwischen Clymenienkalk und den silurischen Schiefen Breccien liegen.

Hoernes deutet an, daß im Hochlantsch, wo ganz ähnliche Verhältnisse vorliegen, tektonische Ursachen denkbar sind. Nicht eine Transgression des Oberdevon ist wahrscheinlich, darauf haben wir schon hingewiesen. Ist nicht etwa der aufliegende Schiefer, der als Untercarbon gedeutet worden ist, derselbe wie der unterlagernde, ist die Breccie nicht eine tektonische?

Für die eine und für die andere Anschauung lassen sich Profile auffinden und eine Reihe von Tatsachen geltend machen. Aber diese Eigenartigkeit der Schichtfolge rührt eben daher, daß sie nirgends

mehr eine primäre ist, nirgends mehr ungestörte Profile vorhanden sind. Drei Erscheinungen, die nur auf diesem Wege verstanden werden können, werden hier erwähnt:

Die großen Mächtigkeitsschwankungen der einzelnen Horizonte. Im Schöckel erreichen die Kalke eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern, in der Breitenau ist derselbe Kalk einige Meter dick.

Die weitaus höhere Metamorphose der tieferen Gesteine gegenüber der wenig metamorphen fossilführenden Serie.

Die Faltungserscheinungen, die von Mohr und mir bei Frohnleiten und im Schöckelkalk beobachtet wurden, sind nach Nord gerichtete, liegende Falten. In den Kalken ist nur mehr Schieferung, Pressungsrichtung zu sehen, früher für Schichtung gehalten. Merkwürdigerweise lagert die mächtige Devonplatte des Hochlantsch als eine fast flache nur durch Brüche gestörte Tafel darauf: Diskordanz in der Metamorphose und der Lagerung.

So stellt sich eine Reihe von Erscheinungen ein, die wir mit Hilfe der alten Auffassung vom Baue des Grazer Paläozoicum nur sehr schwer verstehen können.

Aber um vieles klarer scheinen uns die komplizierten geologischen Verhältnisse zu werden, wenn wir annehmen, die wenig metamorphe Serie des Grazer Silur-Devon liegt als Deckscholle auf einer carbonen Serie, die als der Südflügel des Leoben-Brucker Zuges angesprochen werden kann.

Unter dem Einfluß der zirka 1000 bis 1500 *m* mächtigen Decken sind die dem Carbon aufliegenden mesozoischen Massen abgeschoben, von dem Untergrund losgelöst und selbständig nordwärts geschoben worden. Der Untergrund selbst aber konnte nicht entrinnen. Die gegen Nord gerichtete Bewegung der Deckschollen zeichnet im Untergrunde ihre Richtung. Alle Falten blicken gegen Norden hin. Der Schöckelkalk besonders ist geneigt, solche gegen Nord gerichtete liegende Falten einzugehen. Kalke und Schiefer verfallen sich dabei, ähnlich wie am Triebenstein. Beide haben ja auch denselben tektonischen Bau: den Kern von Kalk umhüllt von Schiefen. Nur ist im Triebensteinkalk die Bewegung scheinbar noch größer. Bedeutende Auswalzungen entstehen im Gefolge dieser Bewegungen.

Die Linie von Pernegg ist eine Überschiebungslinie, die in vieler Hinsicht der »Granlinie« Uhlig's oder der penninischen Linie von Arbenz und Staub (61) gleicht, und mit diesen Linien den Abstau des jüngeren Deckgebirges von seinem Untergrund durch eine große nachfolgende Decke gemeinsam hat.

Wir würden den Verhältnissen Gewalt antun, wollten wir die Existenz der Carbonvorkommnisse Vacek's leugnen. Wir werden aber in Anerkennung dieser Tatsache die Konsequenzen nicht von der Hand weisen können, die uns dahin führen, die Unterlagerung des Silur-Devon durch das Carbon festzuhalten. Die Identität größerer Schichtgruppen aus der bisherigen silurischen Serie mit dem Carbon zwingt uns, diese Schichten für weitaus jünger zu halten. Wir werden dabei unterstützt durch den Umstand, daß es bisher nicht möglich war, unzweideutige Beweise für das untersilurische Alter dieser Schichten zu erbringen. Die Grenzen gegen das Silur werden im Felde schwer zu ziehen sein.

Wir haben hier nur den Versuch gemacht, eine Reihe von Tatsachen anzuführen, die es wahrscheinlich machen, daß das Silur und Devon des Grazer Paläozoicum eine Deckscholle ist, und hoffen, daß es bald gelingen wird, in dieser Frage Klarheit zu schaffen.

Der Gesamtaufbau des Grazer Paläozoikum läßt Beziehungen erkennen zu dem Devon von Mähren und zur karnischen Hauptkette.

Doch die karnische Hauptkette ist viel mehr alpin. Kalke sind die Hauptbildner, terrigenes Material nicht häufig, Fossilien sind zahlreich. Hier ist auch die silurische Schichtfolge reicher. Im Grazer Devon ist die reiche Gliederung nicht mehr vorhanden, Fossilien sind weniger zahlreich, im unteren Devon sind die Beziehungen zu Mähren durch die klastischen Bildungen klar. Wie in Mähren so gehören auch in Graz die devonischen Kalke dem mittleren und oberen Devon an. Schon Stur hat die Ähnlichkeit des Grazer Devon mit dem mährischen betont.

Alle jüngeren Schichten fehlen. Grobe rote Konglomerate, die sich sehr häufig in der Bärenschützklamm finden lassen, dürften der Gosau angehören und auf dem Schöckelkalk aufliegen.

Der nordsteirische Silur-Devonzug (VI a).

Der nordsteirische Silur-Devonzug weicht nur faciell von dem Grazer Paläozoicum ab. Im Obersilur finden sich Tonschiefer, die Hauptmasse aber bilden Kalke.

Untersilur ist bisher ebensowenig im nordsteirischen Silur-Devonzug nachgewiesen worden als im Grazer Paläozoikum. Erst für das Obersilur gelingt der Nachweis. Als Äquivalente der Schichten mit *Pentamerus pelagicus* Barr. erscheinen im nördlichen Zug schwarze Tonschiefer und Kalke, in welchen Orthoceren gefunden worden sind. Sie stimmen nach Stur überein mit den Orthoceren aus den Silurschichten mit *Cardiola interrupta*.

Im Unterdevon scheinen Äquivalente der Quarzit-Dolomitstufe ganz zu fehlen. Es sind Kalke, sogenannte Sauberg-Kalke vorhanden, in denen eine Vertretung der Stufe F und G Barrande nachgewiesen worden ist, Unter- und Mitteldevon.

Die tieferen Stufen enthalten:

Bronteus palifer Barr.,¹

dann finden sich noch

Cyrthoceras sp.,

Calamopora Forbesi

und in höherem Niveau

Bronteus palifer

Chaetetes cognatus.

Diese Schichten können den *Cultrijugatus*-Schichten des Mitteldevon gleichgestellt werden. Funde von

Heliolites porosa

am Göbeck und Wildfeld zeigen, daß ein Teil der Devonkalke dem Mitteldevon zufällt: Calceola-Schichten.

Es ist eine für die östliche Grauwackenzone allgemeine Erscheinung, daß die Silur-Devongesteine im Hangenden von Quarzporphyrdecken überlagert werden. Dieses Verhältnis besteht auch im Westen der Grauwackenzone bei Kitzbühel (Ohnesorge). Im Osten, auf dem ganzen Wege im Ennstal angefangen bis in die Gegend des Veitschtales liegen Porphyroide über dem Devon. Die Gesteine sind ident mit den Quarzporphyren der unteren ostalpinen Decke. Nur zeigen manche — besonders felsitische Ausbildungen — einen recht geringen Grad von Metamorphose. Solche ungeschieferte Gesteine finden sich im Stübminggraben über dem Devon.

Es kann heute als feststehend betrachtet werden, daß die in der Carbonzone auftretenden Porphyroide einen integrierenden Bestandteil bilden, und, wie das Redlich zuerst ausgesprochen hat, dem Perm angehören dürften. Diese Deutung ist ungemein plausibel, wenn wir bedenken, daß in den Karpathen und in den Gailtaler Alpen dasselbe Carbon von denselben Quarzporphyren überlagert wird, und diese ganze Serie die Basis abgibt für die Trias.

In der oberen ostalpinen Decke fehlt über dem Devon jüngeres Paläozoicum. Es treten nur die Porphyroide auf, darüber die Werfener Schiefer.

Es ist nahe liegend, in diesen Porphyroiden permische Deckenergüsse zu erkennen, aus dem Grunde, weil sie über dem Devon liegen, mit dem Werfener verbunden sind, und weil damit auch gezeigt wird, daß die großen permischen Deckenergüsse aus dem dinarischen Gebiete sich weit über das oberostalpine Gebirge hinein in das unterostalpine erstreckten, ja die letzten nördlichsten Ausläufer der Deckenergüsse sogar noch das hochalpine (Radstätter) Gebiet erreichten.

Heritsch hat in bezug auf die Blasseneckserie (Semmering) eine andere Anschauung. Er hält sie nicht für permisch. Bisher aber hat Heritsch für die Selbständigkeit der Blasseneckserie keine Beweise erbringen können.

¹ Merkwürdigerweise sind seit der Zeit keine derartigen Fossilien gefunden worden.

Die Tektonik des südlichen und des nördlichen Flügels ist nicht die gleiche. Es scheint, daß größere Störungen im Silur-Devon des Grazer Paläozoicum überhaupt nicht vorkommen. Dafür sprechen auch die Untersuchungen Heritsch's. Liegende Falten oder größere Überschiebungen scheinen zu fehlen. Der Bau der Hochlantschmasse gleicht bis zu einem gewissen Grade dem Bau der Kalktafeln der Rax, der Veitsch etc. Gleichwie hier in der obersten Decke der Kalkalpen, begünstigt durch die große Mächtigkeit starrer Kalk- und Dolomitmassen, söhlige Lagerung herrscht, Brüche die Tafel in einzelne Schollen zerlegten, Faltungen fast gänzlich fehlen, so erkennt man auch ein ähnliches tektonisches Verhältnis am Hochlantsch; besonders klar wird der Bau von einem der westlich gelegenen Berge, dem Schiff-fall. An zwei Brüchen sinkt die Tafel des Hochlantsch in die Tiefe des Murtales. Die tiefste Scholle erreicht bereits die Mur. Die erste und zweite Stufe sind geschieden durch eine Verwerfung, die auf dem Wege in die Bärenschütz ungemein klar zu erkennen ist. Die zweite und dritte Scholle werden durch die Linie getrennt, die von der Bärenschütz zum »Schwaiger« verläuft. Die obere und mittlere Scholle bilden zwei flache Wannsen, in deren tiefsten Teilen die Gosau- (?), Ablagerungen liegen.

Die Verwerfungen zwischen der oberen und unteren Scholle sind auf dem obenerwähnten Wege, wenn man den Bach überschritten hat, schön zu sehen. Die Kalkmassen sind vollständig zertrümmert, an der Rutschfläche zu einer Breccie verarbeitet. Es ist ein recht instruktives Beispiel.

Bei der Betrachtung der Tektonik des Nordflügels fallen sofort die großen Mächtigkeitsschwankungen des Silur-Devonzuges ins Auge. Mehreren hundert Metern am Reichenstein stehen die wenigen Meter des Silur bei Sieding gegenüber. Um Payerbach herum fehlt das Silur, ebenso auf der Südseite der Rax. Von Neuberg an ist es fast kontinuierlich zu verfolgen bis nach Westen. In Payerbach liegen im Werfener Schiefer Rauchwacken und Mylonite, in denen auch silurisch-devonische Kalke als Komponenten liegen.

Über die Tektonik dieses Zuges ist im allgemeinen nicht viel zu sagen. Wie bereits erwähnt, ist eine der schönsten Stellen, an denen die Auflagerung des Silur erkenntlich ist, im Stübminggraben. Dieses Gebiet gehört samt der Bucht von Gollrad zu einem der interessantesten Teile, besonders das letztere. Vielleicht erscheint in dieser Bucht die unterostalpine Serie als Fenster. Künftige Forschungen werden da wertvolle Aufschlüsse bringen.

Der tafelförmige Bau der Carapace-Region des Grazer Beckens setzt sich in dem flachen Nordfallen des nordsteirischen Zuges fort.

Hier aber befinden wir uns bereits in der Stirnregion. Denn das Grundgebirge erscheint nicht mehr im Norden an der Stirn der Hallstätter Decke. Darum die großen Mächtigkeitsschwankungen, die Zertrümmerung in sekundäre kleinere Schollen, wie sie auch von Heritsch und für das Liesing-Paltengebiet beobachtet worden ist.

An der norischen Linie verschwindet die unterostalpine Decke mit nördlichem Eintauchen. Das Silur-Devon taucht wieder unter die Steilmauern der Kalkalpen, der Hallstätter und der hochalpinen Decke.

Die Hallstätter (VI b) und die hochalpine Decke (VI c).

Wir wenden uns nunmehr der tieferen Teildecke des oberostalpinen Mesozoicum zu, der Hallstätter Decke.

Im Jahre 1903 haben Haug und Lugeon in den Kalkalpen des Salzkammergutes zwischen der bayrischen und der Dachsteindecke zwei Decken ausgeschieden: Die Salzdecke und die Hallstätter Decke. Haug hat im Jahre 1906 eine Begründung dieser Anschauung gegeben und zugleich in einer sehr interessanten Studie die Beziehungen der Kalkalpen zur Grauwackenzone dargelegt. Haug hat die Hallstätter Decke und die Salzdecke sowie die Dachsteindecke mit dem Silur-Devonzug der Grauwackenzone verbunden — eine Gliederung, die trotz der mannigfachen Einsprüche, die dagegen erhoben worden sind, den tatsächlichen Verhältnissen noch am besten gerecht wird und auch von mir im Jahre 1909 bereits in den östlichen Nordalpen angenommen worden ist.

Es ist die obere ostalpine Decke.

Man hat gegen die Haug'sche Deckenfolge vor allem eingewendet, daß sie durch ihre Einschaltung zwischen zwei einander so nahe verwandten Faziesgebieten, wie die bayrische und die Dachsteinentwicklung, den natürlichen Zusammenhang zerresse, durch ihre saline Trias, durch ihre Fossilführung, durch ihre petrographische Entwicklung als ein Fremdkörper zwischen beiden Entwicklungsgebieten stecke. (Diener, Uhlig.) Eduard Suess (62) hat den von Mojsisovics im Salzkammergut aufgefundenen exotischen Blöcken, Grüngesteinen etc. so große Bedeutung beigelegt und die Verschiedenartigkeit der Facies der Hallstätter Decke so hoch bewertet, daß er sie an die Basis der Kalkalpendecken stellte.

Die Schwierigkeiten sind zweifellos sehr groß. Man ersieht das am besten daraus, daß alle über die Frage erschienenen Spezialarbeiten der Hallstätter Decke eine andere Bedeutung, eine andere Stellung geben.

Hahn (63) hat die Hallstätter Bildungen um Lofer herum studiert und findet im Anschlusse an Schlosser, daß der Hallstätter Decke überhaupt nicht die Bedeutung einer eigenen Decke zukomme, sie eine lokale Entwicklung der Dachsteindecke sei, und vereinigt sie aus diesem Grunde mit der Dachsteindecke.

Novak (64) dagegen kommt auf Grund seiner Arbeiten im Salzkammergut zu dem Schluß, daß die Hallstätter Decke über der Dachsteindecke liegt, also ihre Wurzel noch südlich von letzterer hat, während Spengler umgekehrt sie als tiefste kalkalpine Decke im Sinne von E. Suess betrachtet.

Die überaus großen Differenzen zwischen den einzelnen Autoren rühren meiner Meinung nach daher, daß diese Spezialarbeiten sich in Gebieten bewegen, in denen die Hallstätter Decke gerade die kompliziertesten tektonischen Verhältnisse aufweist. Wie aus dem längst bekannten Eintauchen der Dachsteinkalke des Hohen Göll (Dachsteindecke) unter die neocomen Mergel der voralpinen Decke klar hervorgeht, ist der primäre Deckenbau durch einen nachfolgenden Verfaltungsbau noch ungemein kompliziert worden. Es ist daher verständlich, wenn der eine Autor die Hallstätter Decke auf der Dachsteindecke, der andere auf der voralpinen, der dritte unter den beiden liegen sieht. Sind solche komplizierte Gebiete zur Lösung schwieriger tektonischer Fragen ungeeignet, so erscheint es auch als richtiger, die Lösung so großer Fragen auf weiterer Basis zu suchen.

Meine Studien über die Verbreitung und Lage der Hallstätter Decke erstrecken sich über größere Gebiete, vom Wiener Becken an bis an den Hochschwab. Ich habe auch im Salzsachtal die Hallstätter Decke untersucht, und immer in derselben Folge zwischen der voralpinen und der hochalpinen getroffen, wie Haug im Jahre 1906 seine Hallstätter Decke und Salzdecke. Die zwei Decken von Haug bilden offenbar Teildecken einer großen Decke, die im Osten ebenfalls in eine Reihe von Teildecken zerfällt.

Alle diese Teildecken fasse ich zusammen unter der Bezeichnung Hallstätter Decke.

Es wurde bereits gesagt, daß sich im östlichen Abschnitt der Hallstätter Decke eine Reihe Unterteilungen nachweisen lassen. Es ist dies aber nicht so zu verstehen, als lägen diese Decken so übereinander wie etwa die Decken der Voralpen. Nur zwei liegen wirklich übereinander, die anderen dagegen liegen nebeneinander, aber sie sind selbständige Glieder insofern, als sie nicht miteinander unmittelbar verbunden sind, sondern bloß mehr oder weniger große Schubschollen einer Decke darstellen. Faciesverschiedenheiten lassen sich aufweisen, scheinen aber nicht bedeutend zu sein. Auch sind diese Verhältnisse bei der Größe des Gebietes und der Schwierigkeit des Gegenstandes noch nicht genau klargelegt.

Der stratigraphische Aufbau der Hallstätter Decke ist heute trotz aller Bemühungen noch nicht ganz geklärt. Bei meinen Studien über den Aufbau der Hallstätter Decke wurde ich wesentlich unterstützt durch die Untersuchungen G. Geyer's (65) im Mürzgebiet. Viele und treffliche Beobachtungen enthält dieses Werk. Es sind die Ergebnisse um so bemerkenswerter, als gerade die Region des Mürztals zu einer der verwickeltsten der Kalkalpen gehört. Drei Deckeneinheiten mit Unterteilungen bauen diese Berge.

Die Kalkhochalpen südlich der Mariazeller Linie bestehen zum größten Teile aus der Hallstätter Decke, während die hochalpine als mächtige Deckschollen die Massen des Schneeberges, der Rax, Teile der Schnealpe, der Veitsch, vielleicht Tonion, Student, Wildalpe und den Hochschwab aufbaut.

Die Hallstätter Decke kommt in vielen Fenstern zutage.

Als die tiefsten Glieder des Werfener Schiefers erscheinen rotbraune und grünliche quarzitishe Konglomerate, die sich scharf genug abheben und eine gewisse Ähnlichkeit mit permischen Ablagerungen zeigen. Im Hangenden kommen dann die typischen Werfener Schiefer. Größere Quarzitmassen wie in den Voralpen fehlen im östlichen Abschnitt. Cephalopoden, wie *Ceratites idrianus* und *cassianus*, scheinen nach den bisherigen Ergebnissen wenigstens hier im Osten bloß auf die oberostalpinen Werfener Schiefer beschränkt zu sein.

Gelblich mergelige Schiefer, in Kalkmergel übergehend, zum Teil auch Rauchwacken einschließend, gehören der höheren Partie an.

Dem Werfener Schiefer gehört auch das Haselgebirge zu.

Eigentliche Guttensteiner Kalke fehlen. In der Hohen Wand sind dunkle weißgeäderte Kalke vielleicht als Äquivalente der Guttensteiner Kalke anzusehen. Im größten Teile des untersuchten Gebietes finden sich schwarze Kalkschiefer, die sogenannten Guttensteiner Schichten G. Geyer's. Die Hauptmasse der anisischen und ladinischen Stufe wird gebildet von einem Dolomit, dem unteren Dolomit S. Geyer's, den wir hier als Ramsaudolomit bezeichnen, da er seiner Stellung sowie seinem petrographischen Charakter nach fast ident ist mit dem Ramsaudolomit der hochalpinen Decke.

Die Dolomite sind in den unteren Partien dunkel, oben heller, feinkrystallinisch, im Scheiterboden eine Riesenoolithstruktur zeigend. Geyer beschreibt auch Verzahnung von Dolomit und Kalken. Allein, es spricht eine Reihe von Erscheinungen dafür, daß die Verzahnung tektonischer Natur ist. Hahn hat diese von ihm für primär gehaltene Verzahnung zwischen Dolomit und Hallstätter Kalk in der Umgebung von Unken gleichfalls beobachtet.

In allen Fällen aber, wo die karnische Stufe durch ein Schiefer- oder Sandsteinniveau gut markiert ist, erscheint als oberstes Glied des sicher einige hundert Meter mächtigen Ramsaudolomits, durch Übergänge verbunden, ein schwärzlich roter, verwitternder Knollenkalk mit Hornsteinen, dünn gebankt, in vielen Stücken Reiflinger Knollenkalken ähnlich. Höher folgen mehr lichte, dünnschichtige, braunrindige Mergelkalke mit Crinoiden und Korallen.

Aus diesem Kalkkomplex sind bekannt geworden:

Aus der Mürzschlucht:

Amphiclina, ähnlich der *A. speciosa* Bitt.
Spirigera, ähnlich der *Spirigera trigonella*,
Terebratula vulgaris?

Die karnische Stufe wird gebildet von den Halobienschichten, zum größten Teil schwarze Mergelschiefer vom Typus der Reingrabener Schiefer. Sie führen wie diese *Halobia rugosa*.

Eine Dreiteilung in der karnischen Stufe ist wohl angedeutet. Schiefer und schiefrige Mergelkalke sind überwiegend. An Fossilien sind bekannt:

Mürzschlucht und Aiblgraben:

Carnites floridus Wulf,
Halobia Haueri Stm. = *Halobia rugosa*,
Nucula cf. *subtrigona* Münst.,
 cf. *Avicula concinna*,
 cf. *Macrodon strigillatum* Münst.,
Avicula Gea d'Orb.

Bei Sieding sind gefunden worden:

Actaeonina aff. *alpina* Klippst,
Euchrysalis spec.?
Posidonomya weugensis Wissm.?

Gervillia aff. *angusta* Münst.*Avicula* aff. *Gea* d'Orb.*Modiola* aff. *gracilis* Klippst.*Modiola* spec.*Macrodon* spec.*Nucula* aff. *lunata* Münst.*Leda* aff. *Zellima* d'Orb.*Cidaris* spec.*Eucrinus* spec.

Den schwarzen Schiefern folgen im Hangenden im Tale Wegscheid-Gußwerk Sandsteine, ähnlich auch auf der Hohen Wand, eine nur sehr dünne Lage, verschieden vom Lunzer Sandstein. Im Hangenden dürften die Schichten liegen, die Anklänge an die Carditaschichten verraten: Kalke und Kalkmergel mit

Echinidae spec.*Cidaris* spec.*Crinoidae* spec.

Über dem Schieferniveau folgen schwarze oder rote, sehr feste, unebenflächige, knollige, Hornstein führende Gesteine, die in die unternorischen lichten, weißen, roten oder grauen Hallstätter Kalke übergehen. Die Gesteine führen die reichen Linsen mit Hallstätter Cephalopoden.

Monotis salinaria

ist ebenfalls häufig in lichten, massigen, Hornstein führenden Kalken.

Die höhere norische Stufe ist repräsentiert durch dunkle, dünnschichtige Kalke mit

Halorella pedata Bronn.*Cochloceras Suessi* v. Moys,*Juvavella Suessi* Bitt.,*Cladiscites tornatus* Bronn.*Megaphyllites insectus* etc.

Die schwarzen Kalke gehen nach Geyer stellenweise in schwarze mergelige Kalke über, die Zlambachmergeln gleichgestellt werden.

Ob echte Zlambachschichten des Rhät vorhanden sind, erscheint noch nicht sichergestellt. Kalkige Knollenmergel mit Kössener Entwicklung finden sich, charakteristisch für die Hallstätter Decke sind die Starhemberger Schichten des Rhät, die von Lipold zuerst vom Starhemberger Schloß benannt worden sind: Graue, weiße, besonders aber rote Zwischenlagen in mächtig gebankten Kalken vom Aussehen des Dachsteinkalkes, reich an Brachiopoden.

Die liasischen Bildungen der Hallstätter Decke sind noch recht wenig bekannt. Der Lias ist vertreten in der Facies der Fleckenmergel (Hohe Wand), Hierlatzkalke und roten Marmore (Mürzgebiet). Auf der Wand gibt es Oberliaskalke mit *Harporoceras* cf. *serpentinum*.

Es sind ferner rote Knollenkalke mit Hornsteinen im Mürzgebiete bekannt, doch ihr Alter ist nicht sicher.

Der Hallstätter Decke werden wahrscheinlich auch die Plassenkalke des Falkenstein bei Schwarzau zuzuzählen sein. Es sind massige, lichte, rote Marmore.

Neocom und Cenoman ist nicht bekannt.

Die Gosau liegt transgressiv. Die Erosionsbasis reicht bis auf die Hallstätter Kalke. Jüngere Bildungen fehlen.

Mit dem Plassenkalke des Falkenstein sind dichte, lichte Kalke verbunden, die von Bittner (66) für Gault, für Äquivalente der Urgon-Requienienkalke gehalten worden sind. Dem ist aber nicht so. Auf einer Exkursion des Wiener geologischen Institutes unter der Führung von Professor F. Kossmat wurden die Kalke aufgesucht und die Requienien als Radioliten der Gosau erkannt, so daß heute von der Existenz der Requienienkalke in den Ostalpen keine Rede mehr sein kann. Unter den Radiolitenkalken liegen Kalke mit Ostreen, so eng mit dem Plassenkalk verbunden, daß die Grenze recht schwer zu ziehen ist.

Die Gosau ist bekannt durch ihre reiche Entwicklung und ihren Reichtum an Fossilien. *Exogyra columba* wird zwar aus der Gosau der Wand von Hauer erwähnt, aber es dürfte sich auf Grund dieser alten, nicht ganz zuverlässigen Bestimmung nicht um die echte *Exogyra columba* handeln. Die Gosau beginnt mit Konglomeraten, exotische Gerölle führend, und besteht aus marinen und brackischen Schichten. Mergel und Schiefer von bunter Farbe, Sandsteine und flyschartige Gesteine nehmen am Aufbau Anteil. Korallen-, Hippuriten-, Actaeonellen-, Cephalopodenkalke sind die charakteristischen Glieder dieser Gosau. Dazu kommen noch brackische Bildungen mit Kohlenlagern und mit Knochen von Reptilien (Hohe Wand).

Kurz sei hier noch die längst bekannte Facies der hochalpinen (Dachstein-) Decke berührt:

Werfener Schiefer, Ramsaudolomit, Carditaschichten mit Pietraverde-Einlagerungen (Schneeberg), Dachsteinkalk, Hierlatzkalk. Im Salzburgischen ist diese Decke noch mit Plassenkalk verbunden (Untersberg bei Salzburg nach E. Haug), während die Gosau unbekannt ist. Dergleichen sind im östlichen Gebiete höhere Juraschichten nicht bekannt, wohl aber vom Dachstein, wo Klausschichten vorhanden sind.

Die Hallstätter Entwicklung steht der hochalpinen recht nahe. Die skytische, anisische und zum überwiegenden Teil die ladinische Stufe sind in beiden Decken fast gleich entwickelt. In der karnischen Stufe beginnt die facielle Differenzierung. Schon in der obersten ladinischen Stufe treten Kalke vom Typus der Reiflinger Kalke in der Hallstätter Decke auf, die die Halobienschichten einleiten, eine terrigene Facies, die der hochalpinen Decke fremd ist.

Die Hallstätter Kalke unterscheiden sich in vieler Hinsicht von den Dachsteinkalken, so durch die lokale Dünnschichtigkeit, Hornsteinführung und den raschen Wechsel der Farben des Gesteins. Die Hallstätter Kalke zeigen im Gegensatz zu den Dachsteinkalken oft recht dunkle Färbung. Im Rhät unterscheiden sich die beiden Decken besonders durch die Starhemberger Schichten. Von dem unterostalpinen Mesozoicum der Voralpen unterscheidet sich das Mesozoicum der Hallstätter und hochalpinen Decke: Durch die größere Mächtigkeit der Triaskalke im allgemeinen, das Fehlen der Radiolarite, des Neocom des Cenoman, durch die südlichere Entwicklung der Gosau. Im besonderen vermischen wir die Gliederung der unteren Trias in Guttensteiner, Wettersteiner und Reiflinger Kalke, die Lunzerschichten, den Hauptdolomit, vom Rhät die schwäbische und karpatische Facies. Das oberostalpine Mesozoicum zeigt viele Anklänge an das des Bakony, der karnischen Hauptkette und der Dinariden. Wechselbeziehungen mit dem voralpinen Mesozoicum sind angedeutet durch das Auftreten der Guttensteiner Schichten, der über dem Ramsaudolomit liegenden Hornsteinknollenkalke, der Halobien-schiefer, Sandsteine der Hallstätter Decke. In der Hohen Wand sind auch Partien der Hallstätter Kalke dolomitisch entwickelt, so daß Till auch von Hauptdolomit als der Unterlage der Hallstätter Decke daselbst gesprochen hat. Doch dieser Dolomit ist kein fixes Niveau wie der Hauptdolomit, sondern mehr eine lokale dolomitische Ausbildung des Kalkes.

Die Tektonik der Hallstätter Decke läßt einen überaus wechselvollen Aufbau erkennen. Den östlichsten Abschnitt wollen wir die Decke der Hohen Wand nennen. Dieser Decke gehören zu: das südlich der Linie Hernstein-Mühdorf-Scheuchenstein-Faden (Schneeberg) gelegene Gebiet der Hohen Wand, die Neue Welt, der südliche davor gelagerte Zug des Gressenberges, das ganze Gebiet um Puchberg gegen den Ostabsturz des Schneeberges, ein Zug von Hallstätter Gesteinen auf der Südseite des Gösing, der Gahns und des Schneebergs. Ausgenommen sind der Hengst, das Massiv des Schneebergs und seine östlichen Vorlagen, das Gahnsplateau und der Gösingzug.

Der Rücken des Hengst ist ein Fenster der niederösterreichischen Decke, der Schneebergstock und seine Fortsetzung bis an den Gössing eine große Deckscholle der hochalpinen Facies. Die Grenze gegen die Decke verläuft vom Faden am Ostabsturz der Schneebergmauern gegen den Kaltwassersattel beim Baumgartnerhaus, von hier gegen Breitensohl und Schrattenstein nach Osten, umgeht das Plateau »auf der Kehr« und ist dann weiter auf der Südseite über den Gössing nach Sieding, von hier über Priggwitz, die »Eng« bei Payerbach-Reichenau, den Sonnleitstein bis auf den Südfuß der Preinerwand (Rax) zu verfolgen. Hier keilt ähnlich wie am Faden die Hallstätter Decke aus. Die östliche Verbindung um »die Kehr« ist nicht deutlich, da auf dem Ost- und Südrande die Überschiebungslinie unter jüngeren Bildungen verschwindet.

Die Tektonik der Wanddecke um Hernstein und den Piestingdurchbruch, sowie die Lagerungsverhältnisse der Hallstätter Decke auf der Südseite des Schneeberges habe ich an anderer Stelle beschrieben und verweise hier darauf.

Die Grenze gegen die voralpine Decke ist in vielen Profilen klar als eine Überschiebungslinie zu erkennen. Bei Hernstein überschieben norische Hallstätter Kalke, denen Haselgebirge auch anhaftet, und die Gosau unmittelbar die Liasfleckenmergel der südlichsten Scholle des Mandling, ähnlich ist der Kontakt bei Mühldorf. Hier fehlen die tieferen Glieder der Hallstätter Decken fast vollständig. Erst näher gegen den Nordfuß der Wand stellen sich mitteltriadische und selbst ladinisch-anisische Kalke an der Basis ein. Halobien-schiefer und schwarze Muschelkalke liegen auf Liasfleckenmergel. Im Wiesenbachtal liegen, wie Bittner bereits gezeigt hat, solche untertriadische Hallstätter Gesteine auf der voralpinen Unterlage als kleine Deckschollen. Auf den Südabfall der Dachsteinkalke und Fleckenmergel des Hutbergzuges ist die Hallstätter Decke mit Werfener Schiefer und einzelnen Fetzen von Muschelkalk aufgeschoben, gegen den Faden zu verdünnt sich die Hallstätter Decke zusehends. Im Profil des Fadens unterteufen die voralpinen Dachsteinkalke mit jurassischen Bildungen im Hangenden unmittelbar die Schneebergdecke. Die Hallstätter Decke fehlt hier gänzlich. G. Geyer verdanken wir ein Profil vom Faden, aus dem der anomale Kontakt der niederösterreichischen Decke mit der hochalpinen deutlich hervortritt.

Auf der Ostseite des Schneeberges ist infolge der Schutthalden die Überlagerung der hochalpinen Decke über die Hallstätter nicht aufgeschlossen, auf dem Kaltwassersattel ist aber das Einfallen — hier fehlt die Hallstätter Serie ebenfalls — der niederösterreichischen Decke (Dachsteinkalke des Hengst) unter den Werfener Schiefer des Hengst gut zu sehen.

Das Fenster des Hengst bildet eine Antikline mit östlichem Streichen, das gegen Rohrbach und Puchberg unter die Gosau der Hallstätter Decke untertaucht. Bei Breitensohl, bei Schrattenstein fallen die Hallstätter Kalke verbunden mit Gosau unter die hochalpine Decke mit südlichem Fallen.

Auf der Südseite ist einer der besten Aufschlüsse im Klausgraben bei Sieding vorhanden. Wie bereits beschrieben, liegt hier über dem Verrucano der Carbonserie eine zertrümmerte Scholle der voralpinen Decke mit Werfener Schiefer und Rauchwacken von Triasdolomiten und -kalken. Diese Serie unterteuft das Silur, die Basis der Hallstätter Kalke. Zuoberst der ebenfalls ganz zertrümmerten roten Marmore läßt sich in transgressiven Konglomeraten die Gosau erkennen. Die Grenze gegen die hochalpine Decke ist etwas westlich davon ungemein scharf markiert, indem bei Priggwitz über der Gosau der Werfener Schiefer der Schneebergdecke liegt.

Die Lagerung auf der Südseite ist schwebend oder gegen Norden fallend.

Das Vorkommen der voralpinen Schubschollen unter dem Silur ist von großem Interesse. Circa 10 km nördlich taucht die voralpine Decke im Fenster des Hengst bereits als eine weitaus vollständigere Serie auf. Auf der Nordseite fallen die Dachsteinkalke mit Rhät unter die Werfener Schiefer, um wenige Kilometer nördlich davon in den regelmäßigen südfallenden Dachsteinkalken des Gressenbergzuges wieder zu erscheinen.

Im Profile Hohe Wand-Gressenberg ist die Hallstätter Decke am mächtigsten entwickelt. Sie zeigt im ganzen einen synklinalen Bau, in der Mitte lagert die Gosau der Neuen Welt. Die Ränder der Synkline im Norden und Süden sind etwas überstürzt, so daß längs des Südabfalles die Gosau die Hallstätter

Kalke der Hohen Wand unterteuft, auch der Kontakt der Gosau mit den Hallstätter Kalken des Gressenbergs ist ein anomaler. Der Bau dieser überschobenen Syncline der Gosau der Neuen Welt ist insbesondere durch die Schürfungen auf Kohle erschlossen worden, die Erscheinung der Überkipfung der Wandkalke auf die Gosau von E. Suess als ein Beispiel einer Rückfaltung angeführt worden.

Gegen den Sierningbach zu ist die Hallstätter Decke offenbar unter dem Einfluß der hochalpinen Decke in weitaus komplizierteren Lagerungsverhältnissen anzutreffen. Der ruhige Bau der Neuen Welt macht einer Schollenstruktur Platz, die die Entzifferung der Tektonik sehr erschwert.

Daß das ganze hier besprochene Gebiet der Hallstätter Decke zuzurechnen ist, zeigen die vielen Funde von echten Hallstätter Kalken. Bei Hernstein, Mühldorf, von der Hohen Wand, bei Losenheim, im Sierningtal sind in den Hallstätter Kalken Faunen der norischen Stufe seit längerer Zeit bekannt.

Der Hallstätter Decke ist mit großer Wahrscheinlichkeit die Decke des Falkenstein zuzurechnen. Auf dem Faden ist, wie erwähnt worden, die Hallstätter Decke gänzlich reduziert. Gegen den Voisbach zu setzt sie aber von neuem an und erreicht in der Umgegend von Schwarzau im Gebirge wieder größere Verbreitung.

Über dem Orte Schwarzau erhebt sich mit einer steilen Mauer der Falkenstein. Die Basis bildet Hauptdolomit. Unvermittelt folgt darüber als prächtige Mauer ein fester, dichter, weiß und rot geflammt Kalk mit Belemniten, Korallen, Nerineen. Es ist Plassenkalk. Bittner hat zuletzt dieses Vorkommnis beschrieben. Darüber folgen eng verbunden Kalke mit Ostreen, dann Gosauergel. Auf dem Plateau liegen Kalke mit Radioliten. Es ist das jenes Gestein, das von Bittner für Urgonkalk gehalten worden ist.

Die Plassenkalke des Falkenstein sind eine Entwicklung des Tithon, wie sie in solcher Ausbildung und Mächtigkeit in der niederösterreichischen Entwicklung zumindestens im östlichen Teile der Voralpen nicht bekannt sind. Plassenkalke in ähnlicher Position mit Gosau verbunden finden sich bei Landl an der Enns.

Die Plassenkalke des Falkenstein liegen dem Hauptdolomit der voralpinen Serie direkt auf. Eine ähnliche Überschiebung von Plassenkalk auf Hauptdolomit hat Spengler (67) im Salzkammergut nachgewiesen. Daß in der Tat hier eine Überschiebung vorliegen muß, ergibt sich aus stratigraphischen und tektonischen Gründen. Die Plassenkalkfacies ist in dieser Mächtigkeit der Ötscherdecke fremd, ein Übergang in die Radiolaritfacies in derselben tektonischen Kette des Mandling nicht recht erklärlich. Diese Verhältnisse zugegeben, wäre es eine stratigraphische Merkwürdigkeit, daß in dem Profile der Plassenkalk dem Hauptdolomit unmittelbar auflagert, ein Verhältnis, das sonst nirgends in der voralpinen Facies zutrifft. Wenn oberer Jura vorhanden ist, dann sind auch immer die tieferen Glieder entwickelt. In der Ötscherdecke ist immer damit der Dachsteinkalk verbunden.

Aus dem Bau der Falkensteindecke erkennt man, daß sie über dem Hauptdolomit liegt. Denn dieser unterteuft auch im Norden diese Kalke. Ein Bruch zwischen Hauptdolomit und Plassenkalk im Sinne der Schwarzauer Querstörung ist eine unzulängliche Erklärung. Dieser Bruch folgt immer der Grenze des Kontakts von Süd gegen Nord, dann nach Ost. Es finden sich übrigens die Plassenkalke noch im Preintale, als Deckschollen, hier unzweifelhaft als die Fortsetzung der Deckschollen von Hallstätter Entwicklung auf den Dachsteinkalken der Lahnsattelsyncline. Dieses interessante Lagerungsverhältnis mit dem Vorkommen von paläozoischem Grundgebirge im hinteren Preintal wird später genauer beschrieben.

Der Falkenstein liegt als eine zerstückelte Scholle dem Hauptdolomit auf, gegen den Schneeberg zu erscheinen auch die tieferen Glieder der Hallstätter Decke: Halobianschiefer in typischer Entwicklung und dunkle Kalke auf dem Baumeckersattel. Die Grenze gegen die hochalpine Decke ist in diesem Profile schwerer zu ziehen.

Auf der ganzen Westflanke der Rax ist die Hallstätter Decke entwickelt. In dieser Aufbruchlinie, die vom Hohen Gupf über den Kaisersteig gegen Naßwald zu verfolgen ist, liegen die bekannten Vorkommnisse von Werfener Schiefer über Halobianschiefer, das sonderbare Lagerungsverhältnis, das Geyer

und Bittner bereits beschrieben haben. Die Hallstätter Decke ist hier prächtig entwickelt. Alle Glieder bis auf den Lias und die Gosau sind vorhanden. Auf dem Wege vom Naßwald zum Binderwirt wandern wir durch die Wände der Monotiskalke, im Profile des Hohen Gupf liegen die Hallstätter Kalke in zwei Schuppen übereinander. Die Grenze gegen die Ramsaudolomite der hochalpinen Decke ist eine sehr scharfe und durch eine Reihe von Werfener Schieferaufbrüchen gut markiert. Die Hallstätter Decke fällt mit östlichem Fallen unter die hochalpine Decke der Rax.

Vom Hohen Gupf ist die Hallstätter Decke um den Südsturz der Heukuppe weiter bis unter die Wände des Waxriegels zu verfolgen. Das Profil von oben nach unten ist folgendes: Dachsteinkalke des Predigtstuhles, Carditaschichten, Ramsaudolomit, hier mehrere hundert Meter mächtig, leicht gegen Norden fallend. Werfener Schiefer ist wahrscheinlich in dem kleinen Sattel vorhanden, doch konnte er nicht nachgewiesen werden.

Darunter die Hallstätter Decke: Eine kleine Felspartie mit fleischroten, geflammten Marmoren, stark gequält, fällt mit nördlichem Fallen unter die Ramsaudolomite, selbst wieder unterlagert von Werfener Schiefer und Quarzporphyren.

Die Felspartie hebt sich scharf von den zerfallenden mürben Dolomitriegeln als kecke Mauer ab. Sie kann nicht der unteren Trias zugerechnet werden, denn derartige Gesteine gibt es nicht in der ladinischen oder anisischen Stufe der hochalpinen Decke. Weitere solche Linsen von Hallstätter Kalken stellen die Verbindung her mit der Hallstätter Decke des Sonnleitsteines, der den westlichsten Eckpfeiler der Decke der Hohen Wand bildet.

So bildet die hochalpine Decke der Rax und des Schneeberges eine mächtige flachgelagerte Deckscholle, die fast allseitig durch die Hallstätter Decke unterlagert wird. Auch aus diesem westlichen Zuge der Hallstätter Decke sind Hallstätter Fossilien aus dem Naßwalde bekannt.

Ganz ähnlich wie auf der Westseite der Rax ist auch auf dem Ostabsturz der Schneealpe die Hallstätter Decke zu erkennen. Die Hallstätter Kalke ziehen als ein Band heller Felsmauern vom Naßkamm unter den Wänden gegen Süden und Norden. Über ihnen liegt der dunkle, keine Wände, sondern mürbe Hänge bildende Dolomit. Werfener Schiefer tritt als die Unterlage des Dolomites hoch oben auf dem Plateau der Schneealpe auf dem Ameisbühel zutage.

Gegen Norden hinauf komplizieren sich die Verhältnisse bedeutend. Es mag hier nur hervorgehoben werden, daß der Schwarzriegel, der Lahnberg ein Fenster der Ötscherdecke bilden.

Der Lahnberg-Schwarzriegelzug bildet eine Antikline. Gegen den Sonnleitstein zu unterteuft er die Hallstätter Decke mit südlichem Einfallen. Ein Werfener Schieferzug markiert die Grenze.

Auf dem Gipfel des Schwarzriegels selbst liegt eine Deckscholle von Hallstätter Kalk, mit Werfener Schiefer beginnend, auf Liasfleckenmergel und Dachsteinkalk der Ötscherdecke.

An die Antikline des Lahnberges schließt sich die Synkline des Lahnsattels, deren Nordflügel die prachtvollen Dachsteinkalke des Göller bilden. In dieser Synkline, Rhät und Lias auflagernd, liegt eine kleine Deckscholle der Hallstätter Decke: Werfener Schiefer, Ramsaudolomit, Hallstätter Kalk und Gosau. G. Geyer hat diese Lagerungsverhältnisse durch Aufbruch von unten zu erklären versucht.

Dieses Profil Gippel—Lahnberg ähnelt sehr dem Profile Gressenberg—Hengst.

In der Synkline von Dachsteinkalk liegt im Preintal ein Vorkommen von Grundgebirge. Bittner (68) hat zuletzt dieses so überaus interessante Vorkommen beschrieben. Es finden sich: schwarze Bänderkalke, schwarze Phyllite, Graphitschiefer, Serpentin, eine Schichtgruppe, die vielleicht am ehesten noch als eine rudimentäre carbone Serie gedeutet werden kann, da im Silur eine solche Gesteinsgruppierung nicht vorkommt.

Bittner hat dieses Vorkommen als Aufbruch aus der Tiefe gedeutet — eine Erklärung — die aber den Verhältnissen nicht gerecht wird. Zwar sind die Lagerungsverhältnisse unklare, doch der unmittelbare Zusammenhang der Dachsteinkalke des Gippel und des Lahnberges, die offenkundig synklinale Lagerung der Dachsteinkalke im Preintal fordert die Wurzellosigkeit dieser Gesteine. Sie könnten als mitgeschleppte

Schollen der Hallstätter Decke bezeichnet werden, als Schollen, die aber nicht aus dem Grundgebirge der Hallstätter Decke stammen, sondern dem Grundgebirge der voralpinen Decke entnommen sind.

Die voralpine Decke wurde, wie gezeigt worden ist, von ihrem Grundgebirge abgelöst, als eigene Decke weiter gegen Norden verfrachtet. Die Hallstätter Decke mußte also dort, wo sie selbst das Silur-Devon eingebüßt hat — und das ist auf dem ganzen Südfuß der Rax der Fall — unmittelbar über die Carbonserie hinweggehen. Auf diesem Wege wurden Schollen aus dem Carbon aufgenommen und an der Stirn der Hallstätter Decke weiter nach Norden geschleift.

Die Karbonzone im Süden hat in der Tat die Zusammensetzung der Preiner Deckscholle. Serpentine finden sich im Südgehänge der Rax. So steht nördlich von Edlach Serpentin an. Kalke und Serpentine bilden gleichsam tektonische Gerölle in dem Schiefer.

Ob eine ähnliche Erklärung für das Serpentinvorkommen in der Hallstätter Decke bei Höflein zutrifft, ist nicht geklärt.

Die größte Mächtigkeit erreicht die Hallstätter Decke auf dem Süd- und Westabfalle der Schneealpe, in der Krampen und im Mürzthal zwischen diesem Orte und der Ortschaft Frein. Zwei Decken liegen hier auf größere Strecken hin nachweisbar übereinander. Am Aufbaue beteiligt sich die Gesamtschichtfolge vom Werfener bis in die Gosau.

Wir können die tiefere Decke als die Mürzsteger Decke trennen von einer höheren, der Decke der Frein. Werfener Schiefer trennt die beiden Decken, die selbst wieder im Hangenden auf weitere Strecken von Deckschollen der hochalpinen Decke überlagert werden. Diese drei Decken bilden zusammen ein flach liegendes System, das gegen die Frein zu nördlich einfällt.

Die Hallstätter Decken dieses Gebietes sind es gerade, die reiche Fossilien geliefert haben, sowohl im Profil Frein—Krampen als auch westlich davon im Profil Königsalpe-Proleswand.

Den Gegensatz zwischen den Hallstätter Gesteinen und dem Dachsteinkalk des Roßkogel (hochalpine Decke) hat G. Geyer hervorgehoben. Wir verdanken diesem Forscher eine Reihe der interessantesten Profile. Die Überlagerung der einzelnen Decken ist in einigen Profilen, die G. Geyer entworfen hat, zu erkennen.

Östlich von der Krampen ist unter den Wänden die Hallstätter Decke zu verfolgen. Sie stellt die Verbindung her mit der Ostseite der Schneealpe, wo wir bereits das Band von Hallstätter Kalken am Naßkamm kennen gelernt haben.

Die Decke von Mürzsteg liegt dem Grundgebirge auf. Den Silur-Devonkalken von Neuberg folgen Quarzporphyre, darüber Schiefer mit Verrucano. Werfener Schiefer und Ramsaudolomit in großer Mächtigkeit unterteufen die Halobien-schichten, die G. Geyer bereits auf der Südseite der Lachalpe verfolgt hat. Darüber folgt, jähe Mauern bauend, der Hallstätter Kalk mit *Monotis salinaria*. Orbitolitensandstein, durch ein polygenes Konglomerat mit dem Hallstätter Kalk innig verbunden, bilden die tieferen Horizonte der Gosau. Die höheren nehmen Mergel mit *Pachydiscus Neubergicus* ein. Diese Gosau schließt die Schichtfolge der Mürzsteger Decke. Sie ist östlich vom Krampengraben, über Krampen fast ununterbrochen bis auf die Lachalpe zu verfolgen, unmittelbar vom Werfener Schiefer überlagert.

Dieser Zug, der die zweite Decke einleitet, beginnt im Krampengraben und läßt sich über den Jöselbauer bis nach Mürzsteg verfolgen, wie das bereits Geyer erwähnt.

Im Profile von Mürzsteg erkennen wir mit voller Sicherheit, daß die untere Decke eine Synkline bildet. Die steilen Mauern der Lachalpe und der Lanauwand, die von der Mürz in der Klause von Lanau durchsägt werden, fallen steil gegen Norden, tauchen aber mit entgegengesetztem Fallen gleich hinter Mürzsteg wieder auf. Die Hallstätter Marmore werden mit südlichem Fallen eine große Strecke auf der Straße von Mürzsteg nach Scheiterboden durchwandert. Auf der Nordseite des Hocheck erscheint in ihrem Liegenden wieder der Ramsaudolomit. Von hier an gegen Norden bis kurz vor dem Eingang in die Mürzschlucht herrscht flache, tafelige Lagerung.

In der Synkline der Mürzsteger Decke liegt nun auch die obere Hallstätter Decke, die Freiner Decke. Den Werfener Schieferzug an der Basis haben wir von Krampen bis Mürzsteg kennen gelernt. Ramsaudolomit folgt darüber. Die Halobienschichten sind nicht deutlich. Scharf dagegen tritt die Mauer der Hallstätter Decke hervor. Sie bildet die Klause der Krampen. Stellenweise findet sich im Hangenden noch Gosaukonglomerat mit Orbitolitensandstein.

Die Trennung der beiden Decken ist auf dem westlichen Abfall der Schneevalpe auch im Profile der Kohlmerwand deutlich zu sehen.

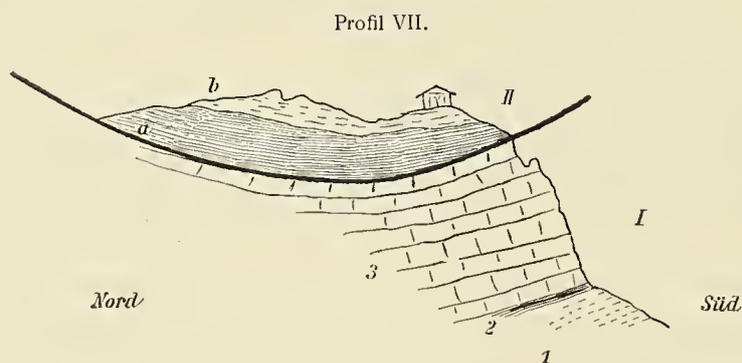
Am Ausgang vom Höllgraben stehen Hallstätter Marmore an. Man trifft sie sogar noch an der Straße. Sie setzen den ganzen Wolfskogel zusammen. Wieder fallen die jäh klotzigen Wände auf gegenüber dem flachen, durchfurchten Gehänge des Ramsaudolomits, der sich darüber aufbaut, mehrere hundert Meter mächtig. An der Grenze findet sich auch Werfener Schiefer nach Geyer. Seine Spuren finden sich im Graben, der vom Wolfskogel in den Höllgraben hinabführt. Dem Ramsaudolomit liegen Halobienschichten auf. Über diese bauen sich mit herrlicher Wand die Hallstätter Kalke der Kohlmerwand. Flach wie eine Tafel liegt die mächtige Kalkmasse. Im Hintergrunde des Höllentales ist der söhliche Bau sehr schön zu sehen. Dieselbe Aufeinanderfolge der Decken, getrennt durch Ramsaudolomit, zeigt sich im Profile des Höllsattels.

G. Geyer hat diese Verhältnisse anders gedeutet.

Gegen die Mürzschlucht zu ist die Trennung der beiden Decken viel schwieriger. Werfener Schiefer, Ramsaudolomite fehlen. Die beiden Decken liegen mit gleichen Gliedern der höheren Trias übereinander. Die Trennung ist dennoch vorhanden. Zwei Bänder von Halobienschichten geben die Möglichkeit, die beiden Decken zu trennen.

Über diesen Decken liegt die hochalpine Decke. Meist ist Werfener Schiefer an der Basis. Der Gipfel der Lachalpe ist eine solche Deckscholle. Doch die Trias ist ungemein reduziert. Der Dolomit in der Umgebung der Lachalpe ebenso wie der Werfener Schiefer sind in recht bescheidenen Vorkommnissen vorhanden.

Am klarsten zeigt die Deckschollennatur der hochalpinen Decke jener Ramsaudolomit, auf dem das kaiserliche Jagdschloß steht.



Profil des Höllgrabens bei Mürzsteg.

<p style="text-align: center;">I Hallstätter Decke.</p> <p>1 = Ramsaudolomit.</p> <p>2 = Halobienschichten.</p> <p>3 = Hallstätter Kalke.</p>	<p style="text-align: center;">II Hochalpine Decke.</p> <p>a = Werfener Schiefer.</p> <p>b = Ramsaudolomit.</p>
---	---

Die norischen Hallstätter Kalke, reich an Fossilien, unterteufen mit söhlicher Lagerung den Werfener Schiefer, der die Dolomitkappe trägt.

Der Werfener Schiefer des Naßköhr, der Werfener Schieferzug, der einerseits von hier nach Osten hin über den Griessattel in das Tal der Kalten Mürz hinunterzieht, der gegen Westen hin über die »Hinteralpe« auf der Westseite des Roßkogls in Frein sich hinabsenkt, ist die Basis der hochalpinen

Deckscholle der Klobenwände, des Roßkogls, einer Deckscholle, die aufgebaut ist aus Ramsaudolomit, Carditaschichten und Dachsteinkalk. Sie liegt als eine schwach nordgeneigte Tafel der Freiner Decke auf. G. Geyer hat bereits die Verschiedenheit dieser Scholle gegenüber den tieferen Hallstätter Gesteinen betont.

Die Hallstätter Decke ist in der Veitsch, der Königsalpe, der Proles, im Student, im Tonionstock vorhanden. In der Gegend von Mariazell, von hier südlich, dann auf der Südseite des Hochschwab ergeben sich treffliche Profile für einen Einblick in den Bau der Hallstätter Decke dieser Gebiete.

Geyer hat bereits dargetan, daß die Dachsteinkalke mit Liasfleckenmergeln und jurassischen Horizonten im Hangenden von der Bürgeralpe gegen das Walstertal zu nach Süden einfallen.

An der sogenannten Mariazeller Aufbruchslinie stoßen nun die Gesteine der Ötscherdecke mit anomalem Kontakt an ganz verschiedenartige Gesteine. Es sind die Schichten der Hallstätter Decke. Sie ist hier in Schollen zerfallen. Die Schichten stehen miteinander nicht immer im Verbande. Vom Werfener Schiefer bis zur Gosau finden sich alle Gesteine am Kontakte mit der voralpinen Decke.

Die Überschiebung der Hallstätter Serie auf die voralpine ist an einigen Stellen in ganz überzeugender Weise zu ersehen. Auf den südfallenden Fleckenmergeln liegen als Deckschollen hoch auf dem Hange, auffallend lichte Felsklötze und Felsmauern bildend, Hallstätter Kalke. Die untere Trias fehlt hier vollständig. Die Profile ähneln sehr denen im Osten, auf der Nordseite der Hohen Wand, bei Hertenstein. Keineswegs aber fehlt die tiefere Trias überall. Schwarze Dolomite, dem Ramsaudolomit angehörig, liegen im Walstertal über den Fleckenmergeln. Die Niederung des Tales aber bauen Werfener Schiefer. Haselgebirge verrät sich in dieser Zone durch die auffallenden Dolinen. Auch die Gosau nimmt an dem Aufbau teil. Auf der Straße von Mariazell gegen Gußwerk liegen zwei Züge von Hallstätter Kalk, durch Gosau geschieden, übereinander. Die südliche Scholle trägt ebenfalls wieder Gosau. Die mächtigen Kalkmassen der Sauwand bauen sich mit einer Steilmauer über der Gosau auf. Vielleicht liegt in diesen Kalken eine Deckscholle der hochalpinen Decke vor.

Die tektonischen Verhältnisse dürften gerade hier recht komplizierte sein. Man ersieht das auch aus dem Umstand, daß in der südlichen Scholle an der scharfen Straßenbiegung (gegenüber der Kapelle St. Anton) ein Aufbruch von Werfener Schiefer (nach Geyer),⁷ sowie dunkle Muschelkalke von der Art der Reiflinger Kalke vorkommen in engster Verbindung mit roten Kalken, die verschieden sind von Hallstätter Kalken, aber die größte Ähnlichkeit mit Klausschichten haben. Diese Schichten sind durch einen anomalen Kontakt geschieden von den Hallstätter Kalken.

In der Umgebung von Gußwerk, dann auf dem ganzen Wege von hier nach Wegscheid, kann man sich einen vortrefflichen Einblick in den Aufbau der Hallstätter Decke verschaffen. Auf der Nordseite der Wetterin ist die Hallstätter Serie wieder durch einen Zug von Werfener Schiefer von der Hallstätter Serie des Lieglergrabens getrennt.

Trotzdem die Hallstätter Serie in diesen Gebieten so reich entwickelt ist, ist es doch in hohem Maße wahrscheinlich, daß sie nicht als eine ununterbrochene Decke bis auf die Südseite des Hochschwab sich erstreckt.

In Aflenz tritt sie klar in die Erscheinung. Die Zusammensetzung ist dieselbe. Die Halobien-schiefer führen eine Reihe von Formen. In Hallstätter Kalken hat Bittner die *Halorella pedata* aufgefunden. Bisher sind noch wenige Fossilien bekannt. Bekanntlich hat Bittner die Aflenzer Entwicklung der Trias als eine eigenartige zuerst erkannt.

Auffallend ist die bedeutende Mächtigkeit, die oftmalige Schuppung der Hallstätter Decke, die sich im Profile Aflenz—Bürgeralpe in dem oftmaligen Auftreten der Halobien-schichten recht gut erkennen läßt. Die Grenze gegen die hochalpine Decke ist im Feistringgraben eine eigenartige und täuscht eher einen primären Verband vor. Die überaus mächtigen Ramsaudolomite der hochalpinen Decke werden unterlagert von schwarzen, dünnbankigen Kalken, welche das oberste Glied der Hallstätter Serie bilden. Werfener Schiefer fehlt.

Das Studium der Hallstätter Serie sowohl im Norden als auch im Süden des Hochschwabmassivs wird noch eine schwierige, aber überaus interessante Untersuchung sein.

Noch wollen wir hier die Lagerungsverhältnisse der hochalpinen Deckschollen besprechen. Hochalpin sind: Schneeberg und Rax, eine Tafel bildend, die Schneealpe, in mehrere getrennte Schollen zerfallend, die Deckschollen der Veitsch, der Wetterin, des Tonion (?), des Student, der Wildalpe, der Sauwand (?). Westlich dieser kleinen Deckschollen bildet die hochalpine Decke in dem massigen Bau des Hochschwab eine zusammenhängende, breite und mächtige Decke, die nur auf der Südseite und auf der Nordseite die Hallstätter Decke hervortreten läßt. Das tiefste Glied der hochalpinen Decke ist nach den bisherigen Erfahrungen Quarzporphyr, dem Werfener Schiefer aufliegt, und die bekannte Schichtfolge Ramsaudolomit, Carditaschichten, Dachsteinkalk. Der Quarzporphyr liegt über der Hallstätter Decke an der Basis der hochalpinen im Profil des Törlweges, der Verrucano im Profil der »Eng« bei Payerbach.

Genau so wie in der Hallstätter Decke ist auch in der hochalpinen infolge der weiten Bewegung eine intensive Verschleifung der tieferen Glieder eingetreten, die in manchen Profilen bis zum gänzlichen Verlust der unteren Glieder führt. So kann die hochalpine Decke auch mit dem Dachsteinkalk den Hallstätter Kalken aufliegen, Profile, die die Trennung der beiden Decken dann zu einer schwierigen, ja unmöglichen Aufgabe machen.

Der Bau dieser Decken ist im allgemeinen doch ein ruhiger. Die vielen kleinen Falten fehlen. Besonders in der hochalpinen Decke ist der söhliche Bau leicht zu erkennen. Doch auch hier ist es möglich, Überschiebungen kleineren Stiles zwischen Ramsaudolomit und Dachsteinkalk nachzuweisen. Der Aufbau des oberostalpinen Mesozoicums zeigt ausgesprochenen Deckenbau. Die Möglichkeit des Ausweichens in dem freien Raum erzeugt flach welligen, söhlichen Bau.

Schluß.

Auf Tafel I sind einige Querschnitte dargestellt. Sie zeigen alle eine ziemliche Konstanz der geologischen Verhältnisse am Außenrande. Der innere Teil der Nordostalpen dagegen weist im östlichsten (Profil I) ganz andere geologische Verhältnisse auf als im westlichsten (Profil V). Der Nordrand aller Profile liegt im Grundgebirge der böhmischen Masse (I). Nach Süden zu folgt darauf die miocäne Auflagerung (II), dann die Sandsteinzone (III). Die helvetischen Decken der Flyschzone tauchen unter die Klippenzone (Vc).

Die Scheidung in Pieninen und Subpieninen ist in den Profilen nicht durchgeführt. (Vd) bedeutet das unterostalpine Mesozoicum, die voralpine Decke. Die Gliederung in die (tiefste) Frankenfesler, die Lunzer und in die Ötscherdecke (höchste) ist angedeutet. Wie Deckschollen ruht auf dem voralpinen Mesozoicum die obere ostalpine Decke. VI a ist Silur-Devon, VI b die Hallstätter, VI c die hochalpine Decke. Profil I zeigt das Fenster des Hengst, Profil III die Auflösung der hochalpinen Decke in eine Reihe kleiner Deckschollen, Veitsch, Tonion, Student. Das Silur kommt nirgends am Nordrand der oberen ostalpinen Decke zum Vorschein, auf der Südseite fehlt es auch im Profil der Rax (Profil II). An der norischen Linie sehen wir das unterostalpine Mesozoicum unter dem Silur zutage kommen. (Profil I, III und IV) Vb ist die Carbon-Permserie. Im nördlichen Zuge bildet sie die Basis für das voralpine Mesozoicum. Im Profil I und II sehen wir das Carbon im Fenster der Wechseldecke auftauchen. Hier fehlt dem Carbon das alte Grundgebirge. Erst weiter im Westen ist dieses entwickelt. (Profil III und IV.) Der flache antiklinale Bau tritt klar hervor. Im Süden sehen wir an der Linie von Pernegg dem Carbon von der Breitenau etc. die Silur-Devonschollen des Grazer Paläozoicum aufliegen (VI a). Das Semmeringdecken-system weist eine Gliederung auf in das Grundgebirge (IV b) und das Mesozoicum (IV c), im Profil II die Teilung in die Stuhleck-, die Mürz- und die Drahtekogeldecke. Im Profil I ist bloß die tiefste, die Stuhleckdecke entwickelt; sie wird als eine dem Carbon auflagernde Deckscholle gedeutet. Die Lagerung auf dem Carbon ist auf das Hinübertreten der lepontinischen Decken über den Rand des Fensters zurückzuführen (Verfaltung). Im Profil IV erscheint die Semmeringserie als ein schmales Fenster unter den Gneisen der unterostalpinen Decke.

Tafel II. Von Norden nach Süden folgen: Böhmisches Masse (I), Miocänzone (II), Sandsteinzone (III), Klippenzone (Vc) mit einer im östlichsten Teile wahrnehmbaren Zweiteilung in pieninisch und subpienninisch, endlich das voralpine Mesozoicum (Vd). Vd₁ ist die tiefste Teildecke desselben, die Frankenfesler Decke, Vd₂ die Lunzer-, Vd₃ die Ötscherdecke, Vd₄ das Mesozoicum an der norischen Linie.

An der Linie Hernstein—Mariazell taucht die Ötscherdecke unter das obere ostalpine Mesozoicum. Im östlichen Abschnitte ist hauptsächlich die tiefere, die Hallstätter (VI b), im westlichen die hochalpine Decke entwickelt (VI c). Wir sehen das Fenster des Hengst (voralpin), die Hallstätter Deckscholle des Lahnsattels, die große Deckscholle der Rax und des Wiener Schneeberges (hochalpin), im Mürz-tale die kleineren hochalpinen Deckschollen, der Schneealpe, Veitsch, Tonion, Student etc. VI a ist das basale Gebirge der oberen ostalpinen Decke: das Silur-Devon. Um Vordernberg ist es mächtig entwickelt. Von hier bis Neuberg ist es ununterbrochen zu verfolgen. Unter den Wänden der Rax fehlt es zum Teil. Doch weiter östlich ist es wieder in Sieding in Niederösterreich vorhanden. Dieser Zug bildet den nordsteirischen Silur-Devonzug. Ganz getrennt davon erscheint tiefer im Süden das

Grazer Silur-Devon zu beiden Seiten der Mur. Vd_4 bezeichnet das voralpine Mesozoicum an der norischen Linie. Es sind dies die Vorkommnisse bei Kammern, bei Stübing und bei Sieding. Vb ist die Carbon-Permserie. Der nördliche Zug ist der nordalpine Grauwackenzug, der südliche gibt die Verbreitung unter dem Grazer Silur-Devon. Im Wechsel taucht die Carbon-Permserie als Fenster inmitten des Lepontinischen auf. Va ist das unterostalpine Grundgebirge. Die Rennfeld-Mugelkuppe-Antiklinale ist durch den Querriegel von Kapfenberg mit dem Kletschach-Roßkogelzug im Norden verbunden. IVb ist das Grundgebirge der Semmeringdecken, IVc das Mesozoicum.

Tafel III gibt eine Übersicht der Verbreitung der einzelnen Deckensysteme in der östlichen Hälfte der Ostalpen. I ist wieder die böhmische Masse, II die Miocänzone, III die helvetisch-beskidische Decke der Flyschzone der Alpen und Karpathen. IV bedeutet das lepontinische System, IVa die Zentralgneisdecken samt den Decken der Kalkphyllitgruppe, IVb die Klamm-, beziehungsweise Radstätter Decke. Diese erscheint im Osten wieder etwas verändert als Semmeringdecke und geht von hier über in die hochtatischen Enklaven der Karpathen: Kleine Karpathen, Inovec, Tribec etc. V bedeutet die untere ostalpine Decke. $Va—b$ ist das altkrystalline Grundgebirge samt dem Paläozoicum, Carbon und Perm, im Süden sind auch zuzurechnen die mesozoischen Inseln von Kärnten sowie der Zug der Gailtaler Alpen und der Karawanken. Im Norden ist das Mesozoicum dagegen als Vd_{1-3} ausgeschieden, es ist der voralpine Anteil der Kalkalpen, der durch die Lunzer Entwicklung gekennzeichnet ist. Interessant ist die Fortsetzung dieser Decke über die Kleinen Karpathen weit ostwärts bis ins Waagtal. Vc ist die ostalpine Klippenzone, ostwärts übergehend in die Klippenzone der Karpathen. Ve ist die subtatische Decke, eine Unterdecke des unteren ostalpinen Mesozoicum. VI bedeutet obere ostalpine Decke. $VIIa$ ist Silur-Devon, die Devoninseln südlich von Rechnitz sind nicht dargestellt. $VIIb$ Hallstätter und hochalpine Decke. $VIIa$ sind die Dinariden, $VIIb$ der Bakony, $VIIc$ die Fünfkirchener Insel. Die roten Kreuze geben die Lage der Eocänvorkommnisse von Radstatt, Kirchberg und dem Gurktale und zeigen die Verbindung mit dem subtatischen Eocän des Leithagebirges und der Kleinen Karpathen.

In den Alpen dringen die höheren Decken viel weiter gegen Norden vor als in den Westkarpathen. Die Flyschzone öffnet sich gegen NO. Ebenso auch die Klippenzone. Die subtatische Decke verbreitet sich ganz besonders, in einzelnen Fenstern tritt die hochtatische Decke zutage. Die voralpine Decke tritt auffallend zurück im Aufbaue. Sie reicht bloß bis ins Waagtal. Die obere ostalpine Decke folgt nicht mehr den generellen Streichen der tieferen Decke. Sie bleibt tief im Süden zurück. Das ungarische Mittelgebirge dürfte als die Fortsetzung der höheren ostalpinen Decke zu deuten sein. Es ist auf der Karte nicht mehr sichtbar, da es weiter im Osten liegt.

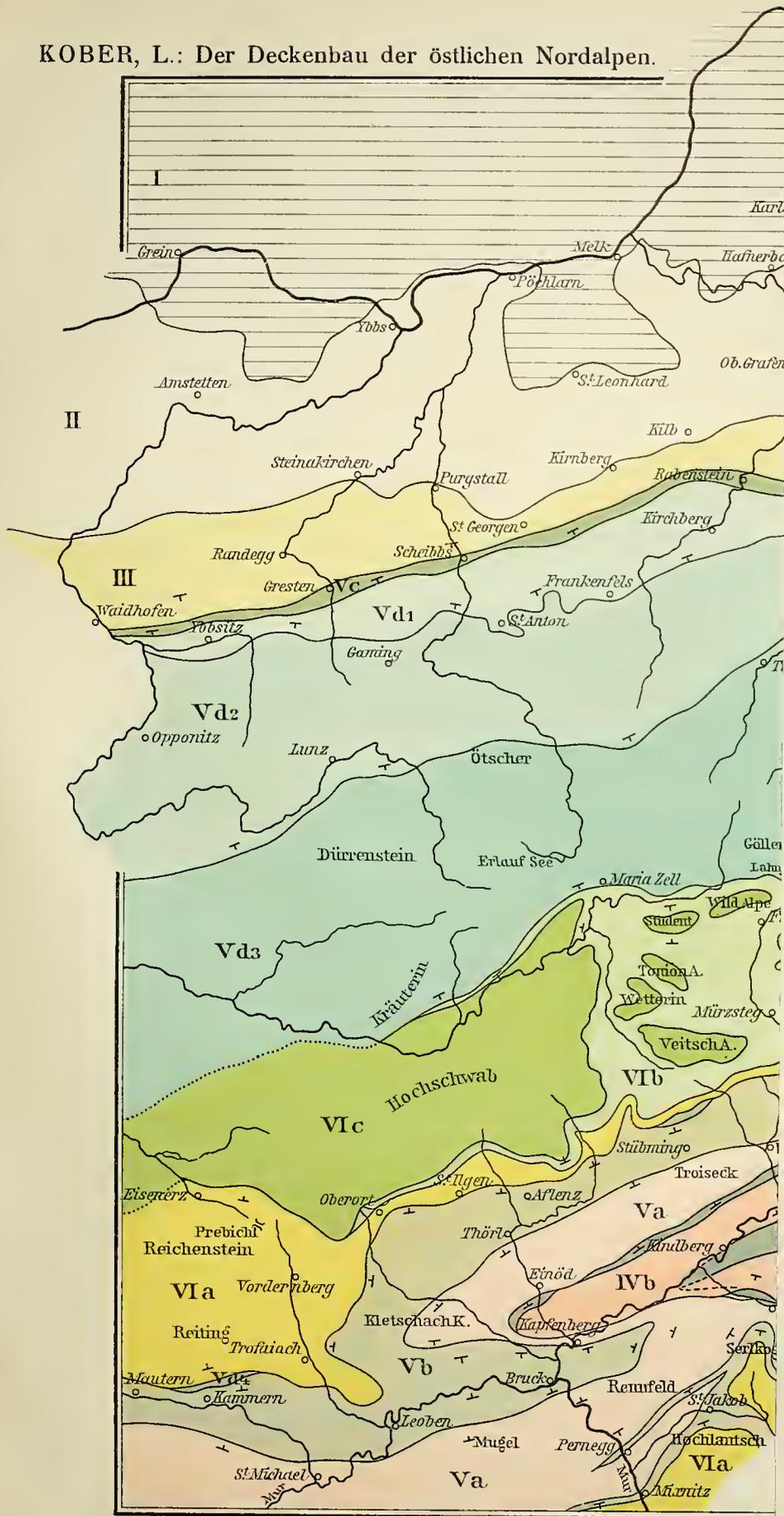
Literaturhinweis.

1. L. Kober, Mitt. d. geol. Ges., Wien, Bd. II, 1909, p. 492.
— Mitteil. d. naturw. Vereines an der Universität, Wien, IX. Jahrg., 1911, Nr. 5, p. 73. — Mitteil. d. geol. Ges. Wien, Bd. IV, 1911, p. 63. — Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch., Wien, math.-naturw. Kl., Bd. CXX, Abt. I, 1911. — Ebenda, Bd. CXXI, Abt. I, 1912.
2. V. Uhlig ebenda, Bd. CXV, Abt. I, p. 1719.
3. H. Mohr, Mitteil. der geol. Ges., Wien, Bd. III, 1910, p. 104.
4. F. Heritsch, Zentralbl. für Min., Geol. und Paläont., Bd. 1911, p. 90 und 110.
5. H. Vettters, Verh. der k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1911, Nr. 7, p. 151.
6. F. Toula, Jahrb. geol. Reichsanstalt, Bd. XXIX, p. 123 bis 136.
7. M. Limanovski, siehe das Referat von Goetel, Mitteil. d. geol. Ges., Wien 1912.
8. G. Steinmann, Mitt. der geol. Ges., Wien 1910, Bd. III, p. 285.
9. E. Haug, Compt.-rend. Acad. des Sci., Paris 148, 1909, I, p. 1345 und 1427.
10. P. Termier, Bull. Soc. géol. France 1903, IV^e sér.
11. C. Schmidt, Eclogae geol. Helvetiae, Vol. IX, Nr. 4.
12. B. Studer, Geologie der Schweiz, 1851.
13. D. Stur, Geologie der Steiermark, Graz 1871, p. 73.
14. M. Vacek, Verhandl. geol. Reichsanstalt, Wien, 1886, p. 455.
15. V. Uhlig, Mitt. der geol. Ges., Wien, 1809, Bd. II, p. 462.
16. F. Heritsch, Sitzungsber. der kais. Akad. der Wissensch. in Wien, math.-naturw. Kl., Bd. CXX, Abt. I, Februar 1911.
17. F. Toula, Denkschr. der kais. Akad., Wien, Bd. L, 1850. Exkursionsführer, IX. Intern. geolog. Kongreß, Wien 1903.
18. D. Stur, Jahrb. geol. Reichsanstalt, Wien, Bd. 33, 1883, p. 189.
19. F. Heritsch, Sitzungsber. der kais. Akad. der Wissensch., Wien, Bd. CXVIII, Abt. I, Februar 1909.
20. M. Vacek, Verh. geol. Reichsanstalt, Wien, Bd. 1906, p. 223.
21. H. Mohr, Mitt. der geol. Ges., Wien, Bd. 1911, p. 305 und 627.
22. F. Stoliczka, Jahrb. geol. Reichsanstalt, Wien, Bd. 1863.
23. A. Koch, siehe H. Mohr, l. c., p. 182.
24. B. Sander, Denkschr. der kais. Akad. der Wiss., Wien, 1911.
25. H. Mohr, Nach einem Vortrage in der geol. Ges. in Wien, 1911. Mohr wird darüber noch berichten.
26. V. Uhlig, Sitzungsber., 1908, Bd. CXVII.
27. F. Frech, Geologie der Radstädter Tauern, Geol.-paläont. Abhandl., herausg. von Koken, Jena, 1902.
28. F. Heritsch, Sitzungsber., Bd. CXVI, Abt. I, November 1907.
29. M. Vacek, Verh. geol. Reichsanstalt, Wien, Bd. 1888, p. 60.
30. E. Ascher, Mitt. der geol. Ges., Wien, Bd. I, 1908.
31. E. Suess, Antlitz der Erde, III. Bd., II. Teil.
32. K. A. Redlich, Zeitschrift für praktische Geologie, XVII. Jahrg., 1909, p. 102.
33. E. Haug, Soc. géol. de France, IV. Ser. VI. 1906, p. 359.
34. V. Uhlig, l. c., Nr. 26.
35. Siehe das Referat von V. Goetel in den Mitt. der geol. Ges., Bd. 1912.
36. V. Uhlig, Sitzungsber., Wien 1907, Bd. CXVI.
37. H. Beck und H. Vettters, Beitr. zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orientcs, Bd. 1904, XVI, Heft I und II.
38. G. Geyer, Jahrb. geol. Reichsanstalt, Wien, Bd. 1909, LIX, p. 29.
39. A. Bittner, Verh. geol. Reichsanstalt, Bd. 1896, p. 3.
40. A. Spitz, Mitt. der geol. Ges., Wien, Bd. 1910, p. 351.
41. A. Bittner, Verh. geol. Reichsanstalt, 1894, p. 368.
42. Verh. geol. Reichsanstalt, 1888, p. 76.
43. — Die geol. Verhältnisse von Hernstein, Wien, 1886.
44. — Verh. geol. Reichsanstalt, 1893, p. 320.
45. O. Ampferer u. W. Hammer, Jahrb. geol. Reichsanstalt, 1912.
46. F. Toula, Jahrb. geol. Reichsanstalt, Wien 1896, Bd. 36, p. 89.
47. G. Geyer, ebenda, 1889, Bd. 39.
48. D. Stur, ebenda, 1860, Bd. XI.
49. V. Vettters, Denkschr. der kais. Akad. der Wissensch., Wien 1909.

50. Siehe das Referat von V. Goetel, Mitt. der geol. Ges., Wien, 1912.
51. M. Lugeon, Bull. Soc. Vaud. Sc. nat. S., Vol. XXXIX, Laus. 1903, p. 17.
52. F. Trauth, Mitt. der geol. Ges., Wien, 1908, Bd. I, p. 112.
53. V. Uhlig, ebenda, 1910, Bd. III.
54. F. Hochstetter, Jahrb. geol. Reichsanstalt, Bd. 47.
55. W. Schmidt, Mitt. der geol. Ges., Wien, 1909, Bd. II, p. 203.
56. F. Trauth, Beiträge zur Paläont. und Geologie von Österreich-Ungarn und des Orients, Bd. 1908.
57. G. Geyer, Verh. geol. Reichsanstalt, Bd. 1911.
58. Siehe K. A. Penecke, Jahrb. geol. Reichsanstalt, Bd. 43, 1893, p. 567.
59. F. Heritsch, Mitt. des Naturw. Vereines für Steiermark, Jahrg. 1910, Bd. 47, p. 108.
60. T. Frech, Die karnischen Alpen, Halle 1894.
61. P. Arbenz u. W. Staub, Vierteljahrsschrift der Naturforsch. Gesellschaft in Zürich, 1910, Jahrg. 45, p. 23.
62. E. Suess, Antlitz der Erde, III. Bd., II. Teil.
63. F. Hahn, Jahrb. geol. Reichsanstalt, Bd. LX, 1910.
64. J. Novak, Bull. acad. Scienc. Cracovie ser. A., Februar 1911.
65. G. Geyer, Jahrb. geol. Reichsanstalt, Bd. 1889.
66. A. Bittner, Verh. geol. Reichsanstalt, Bd. 1893, p. 320.
67. E. Spengler, Mitt. der geol. Ges., Wien, Bd. IV, 1911, p. 181.
68. A. Bittner, Verh. geol. Reichsanstalt, Bd. 1893, p. 245.

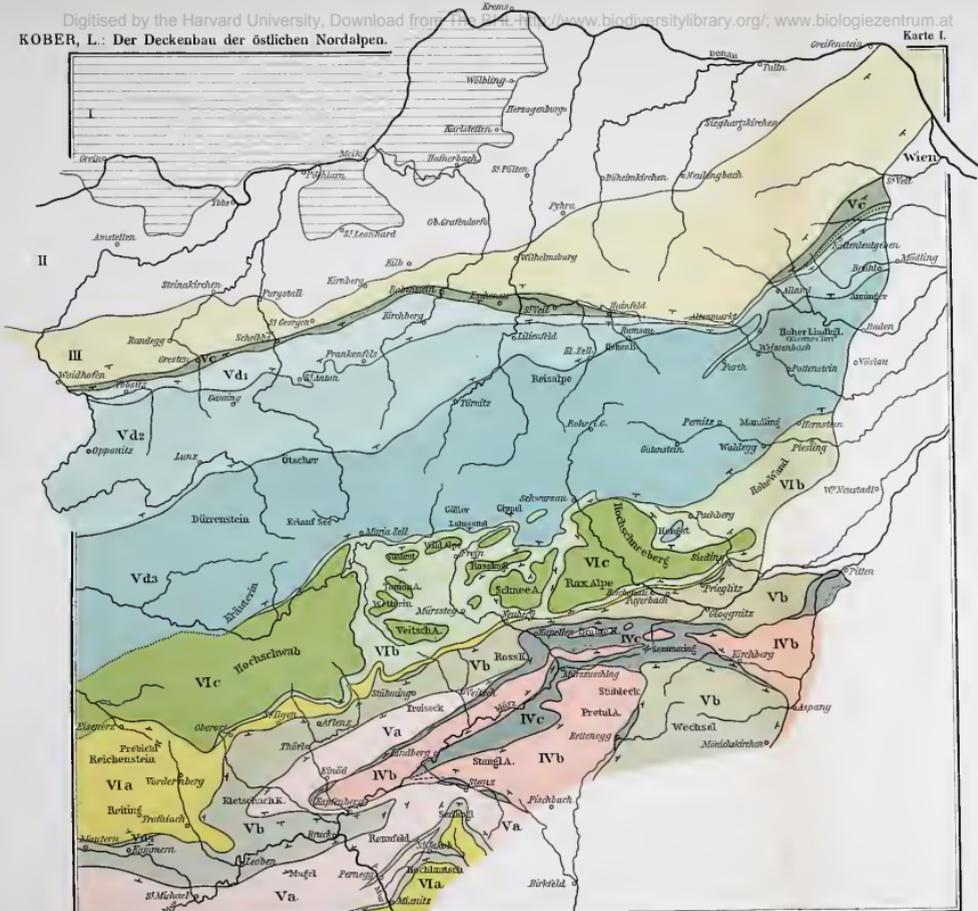


KOBER, L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen.



Tektonische Karte der östlichen Nordalpen.

KOBER, L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen.

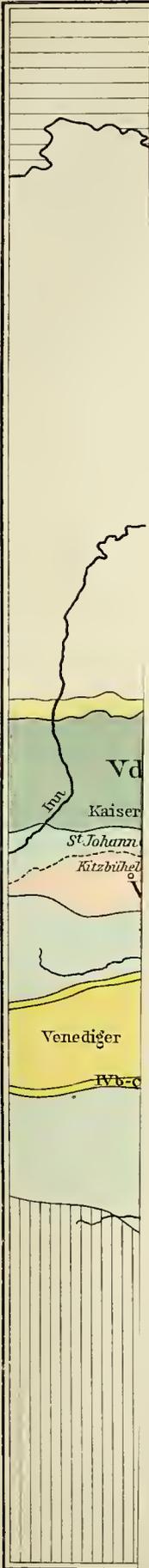


Tektonische Karte der östlichen Nordalpen.

Maßstab 1: 500.000.

Kartogr. Anstalt G. Freytag & Berndt, Gen. u. b. H., Wien.

KOBER, L.



Schematisch

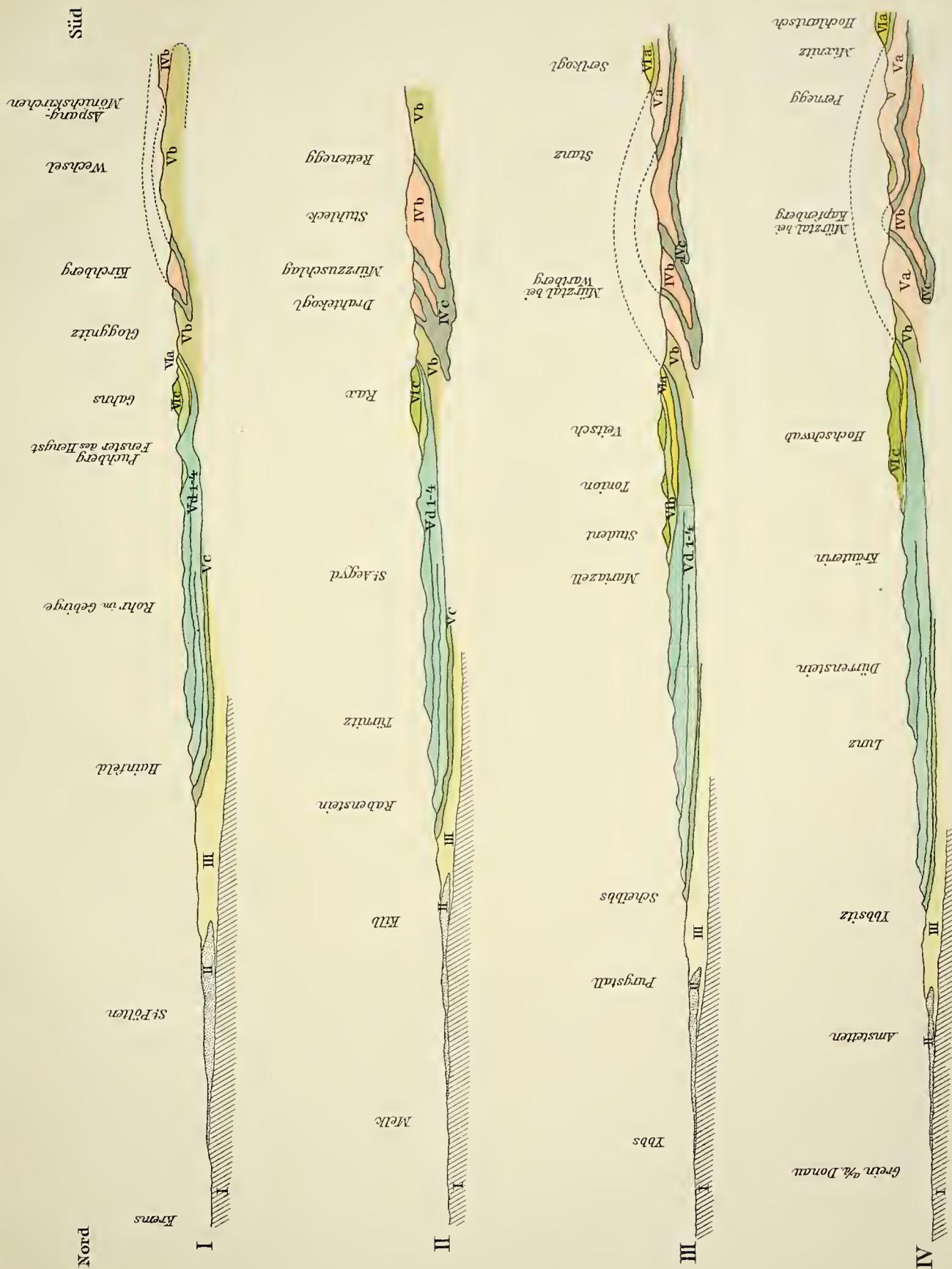


Schematische Darstellung des Zusammenhanges von Ostalpen und Karpaten.

Maßstab 1:1,500.000.

Kartogr. Anstalt G. Freytag & Berndt, Ges. m. b. H., Wien.

KOBER, L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen.



Decken-Profile durch die östlichen Nordalpen. Maßstab 1:500.000.

Kartogr. Anstalt G. Freytag & Berndt, Ges. m. b. H., Wien.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Denkschriften der Akademie der Wissenschaften.Math.Natw.Kl. Frueher: Denkschr.der Kaiserlichen Akad. der Wissenschaften. Fortgesetzt: Denkschr.oest.Akad.Wiss.Mathem.Naturw.Klasse.](#)

Jahr/Year: 1913

Band/Volume: [88](#)

Autor(en)/Author(s): Kober Leopold

Artikel/Article: [Der Deckenbau der östlichen Nordalpen \(mit 1 Tafel, 7 Textfiguren und 2 Karten\). 345-396](#)