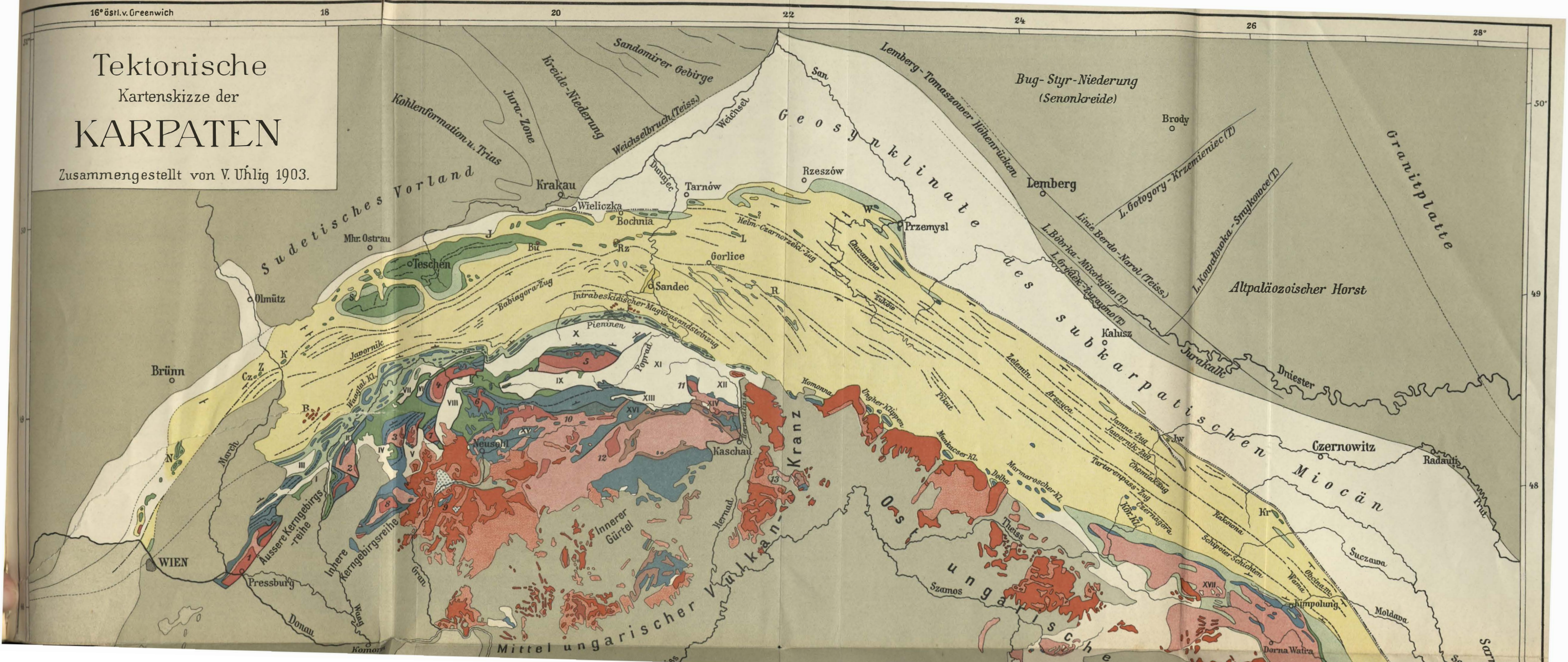


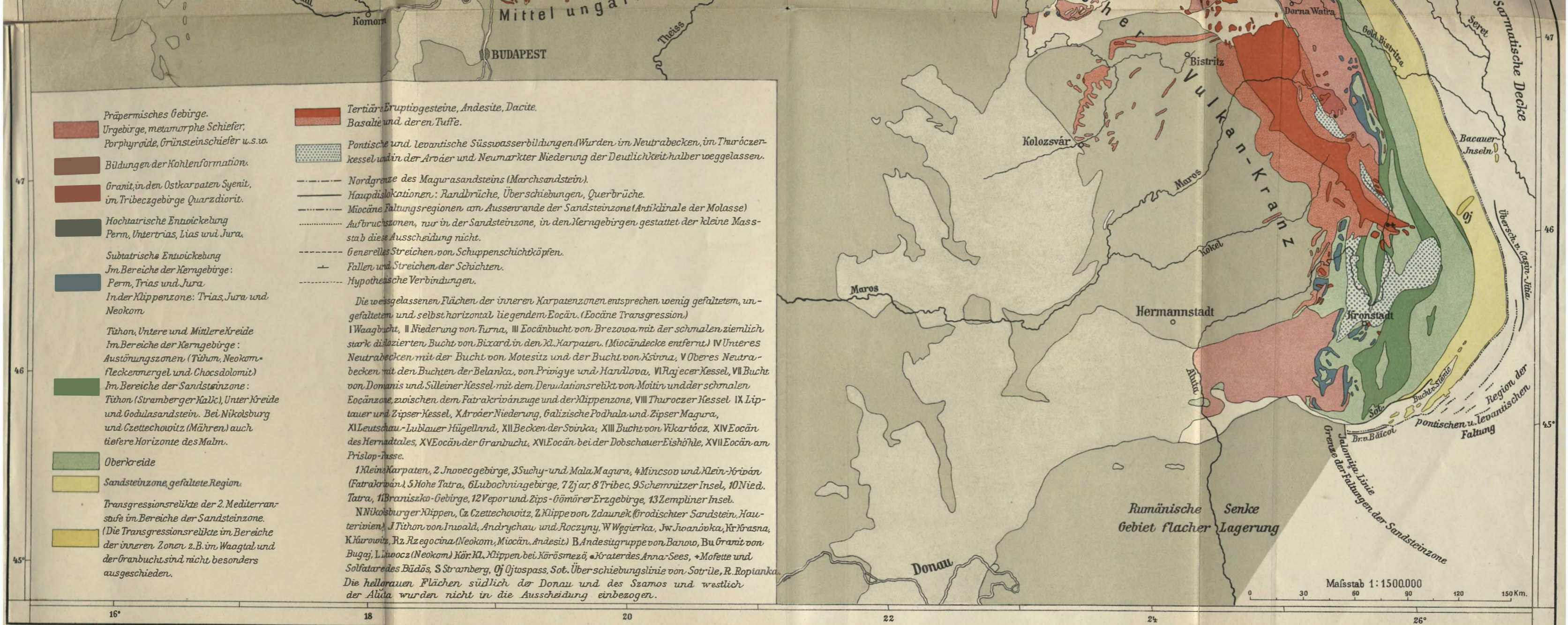
Überschiebung der hochtatrischen Syncline S_1 im Litworový-Graben durch den Granitaufbruch A_2 der Sziroka, Osttatra.

Die Spitze in der Mitte des Bildes ist die Sziroka (2215 m), die Spitze rechts davon die Eistaler Spitze. Die Bergmassen rechts und unten bestehen aus dem Granit des Zentralkernes. Von links unten zieht zur tiefen Einsattelung unterhalb der Sziroka ein Band von Permquarzit und Untertrias, darüber liegt Liasjurakalk, an der helleren Farbe kenntlich. Dieser ist vom Granit des Aufbruches A_2 , der die Spitze und die obere Partie der Sziroka bildet, überschoben. Im Szirokasattel ist der Granit des Aufbruches A_4 über den Kalkstein hinweg an die Untertrias gepreßt. Über dem Kalke liegt zunächst Granit, dann Permquarzit, über den erst die Hauptmasse des Granits A_1 überschoben ist. (S. Fig. 35.)

Tektonische Kartenskizze der KARPATEN

Zusammengestellt von V. Uhlig 1903.





Präpermisches Gebirge.
Urgebirge, metamorphe Schiefer,
Porphyroide, Grünsteinschiefer u.s.w.

Bildungen der Kohlenformation.

Granit, in den Ostkarpaten Syenit,
im Tribeczgebirge Quarzdiorit.

Hochtriasche Entwicklung
Perm, Untertrias, Lias und Jura.

Subtriasche Entwicklung
Im Bereiche der Kerngebirge:
Perm, Trias und Jura
In der Klippenzone: Trias, Jura und
Neokom

Tithon, Untere und Mittlere Kreide
Im Bereiche der Kerngebirge:
Austönungszone (Tithon, Neokom-
fleckenmergel und Chocsdolomit)

Im Bereiche der Sandsteinzone:
Tithon (Stramberger Kalk), Unter Kreide
und Godulasandstein. Bei Nikolsburg
und Czettechowitz (Mähren) auch
tieferer Horizonte des Maln.

Oberkreide
Sandsteinzone, gefaltete Region.

Transgressionsrelikte der 2. Mediterran-
saufe im Bereiche der Sandsteinzone.
(Die Transgressionsrelikte im Bereiche
der inneren Zonen z.B. im Waagtal und
der Granbucht sind nicht besonders
ausgeschieden.)

Tertiäre Eruptivgesteine, Andesite, Dacite,
Basalte und deren Tuffe.

Pontische und Levantische Süßwasserbildungen (Wurden im Neutra-
becken und in der Aroäer und Neumarkter Niederung der Deutlichkeit halber weggelassen).

- Nordgrenze des Magurasandsteins (Marchsandstein).
- Hauptdislokationen: Randbrüche, Überschiebungen, Querbrüche.
- Miozäne Faltungsregionen am Aussenrande der Sandsteinzone (Antiklinale der Molasse)
- Aufbruchzonen, nur in der Sandsteinzone, in den Kerngebirgen gestattet der kleine Maßstab diese Ausscheidung nicht.
- Generelles Streichen von Schuppenschichtköpfen.
- Fallen und Streichen der Schichten.
- Hypothetische Verbindungen.

Die weisgelassenen Flächen der inneren Karpaten zonen entsprechen wenig gefaltetem, un-
gefaltetem und selbst horizontal liegendem Eocän. (Eocäne Transgression)
I Waagbucht, II Niederung von Turna, III Eocänbucht von Brezowa mit der schmalen ziemlich
stark dislozierten Bucht von Bizard in den Kl. Karpaten. (Miozändecke entfernt) IV Unteres
Neutra-becken mit der Bucht von Motesitz und der Bucht von Ksirta, V Oberes Neutra-
becken mit den Buchten der Belanka, von Privigy und Handlova, VI Rajecer Kessel, VII Bucht
von Domaniš und Silleiner Kessel mit dem Denudationsrelikt von Moitir und der schmalen
Eocänzone, zwischen dem Fatrakrivánzunge und der Klippenzone, VIII Thuroczer Kessel IX Lip-
tauer und Zipser Kessel, X Aroäer Niederung, Galizische Podhala und Zipser Magura,
XI Leutschau-Lublauer Hügelrand, XII Becken der Svirka, XIII Bucht von Vikartócz, XIV Eocän
des Hernádales, XV Eocän der Granbucht, XVI Eocän bei der Dobschauer Eishöhle, XVII Eocän am
Prislop-Passe.

1 Klein-Karpaten, 2 Jnovecgebirge, 3 Suchy- und Mala Magura, 4 Mincsov und Klein-Hriván
(Fatrakriván), 5 Hohe Tatra, 6 Lubochviagebirge, 7 Zjar, 8 Tribec, 9 Schemnitzer Insel, 10 Nied.
Tatra, 11 Braniszko-Gebirge, 12 Vepor und Zips-Gömörer Erzgebirge, 13 Zempliner Insel.

NNikolsburger Klippen, Gz Czettechowitz, Z Klippe von Zdaunek (tradischer Sandstein, Hau-
terivien), J Tithon von Inwald, Andrychau und Roczyny, W Węgiarka, Jw Joanówka, Kř Krasna,
K Károvič, Rz Rzegocina (Neokom, Miozän, Andesit) B Andesitgruppe von Barovo, Bu Granit von
Bugaj, L Lúnoo (Neokom) Kőr Kl. Klippen bei Kőrösmező, * Krater des Anna-Sees, + Mofette und
Solfatara des Búdös, S Stramberg, Oj Ojtospass, Sot. Überschiebungslinie von Sotriale, R Ropianska.
Die hellgrauen Flächen südlich der Donau und des Szamos und westlich
der Alida wurden nicht in die Ausscheidung einbezogen.

16° 18 20 22 24 26°

Maßstab 1:1500.000
0 30 60 90 120 150 Km.

BAU UND BILD

DER

K A R P A T E N

VON

V. UHLIG.

MIT 1 TITELBILD, 139 TEXTABBILDUNGEN UND 1 KARTE IN FARBENDRUCK.

I. Abschnitt.

Allgemeine Einführung.

Verlauf der Karpaten. — Anschluß an die Alpen. — Höhen- und Abflußverhältnisse. — Gliederung auf geohistorischer Grundlage.

Verlauf der Karpaten.

Als ein eng zusammengepreßtes System ostwestlich streichender Gebirgsfalten erstrecken sich die Alpen fast bis an die große ungarische Niederung: angesichts dieser Niederung erfahren sie eine Spaltung, wie wenn hier ein unsichtbarer Keil läge, der die Falten auseinander zu treten und nach zwei Richtungen abzuschwenken zwang. Die Südalpen schlagen als dinarisches Gebirge die südöstliche, die Nord- und Zentralalpen als Karpaten die nordöstliche Richtung ein.

Die karpatischen Falten dringen weit nach Norden vor. Dieselben Sandsteinschichten, die bei Klosterneuburg unter $48^{\circ} 20'$ über die Donau setzen und dann Mähren und Schlesien durchziehen, erreichen bei Rzeszów in Galizien unter $50^{\circ} 3'$ den nördlichsten Scheitel des Karpatensystems. Aus der nordöstlichen Streichungsrichtung lenken die Karpaten in ihrem mittleren Teile in die westöstliche, aus dieser in die südöstliche Richtung ein und gelangen schließlich über Ostgalizien und die Bukowina mit fast südlichem Streichen in das Grenzgebiet zwischen Moldau und Wallachei und in die südöstliche Ecke Siebenbürgens. Hier vollzieht sich in nahezu rechtem Winkel eine völlige Drehung der Streichungslinie: das karpatische Grenzgebirge setzt sich unter dem Namen der Transsylvanischen Alpen nach Westen fort, um endlich unter abermaliger Wendung nach Südwesten und Süden durch das ehemalige Banat den Paß des Eisernen Tores zu erreichen. So schwingen sich die Karpaten von Donau zu Donau in einem fast vollendet regelmäßigen Bogen von ungefähr $2\frac{1}{2}$ Quadranten Umfang und über 1500 *km* Länge.

Im Eisernen Tore setzt der Geograph den Karpaten im weitesten Sinne eine Grenze: die Elemente des geologischen Baues aber streichen unter den rauschenden Fluten der Donau ungestört nach Süden. Jenseits der serbischen Grenze erhebt sich die Fortsetzung des Banater Gebirges und hieran schließt sich unter neuerlicher Wendung des Streichens die große ostwestliche Balkankette an. Hier erst auf serbischem Boden kehrt der gleichsam abgeirrte nördliche Hauptstamm zu den erweiterten und weit lockerer gefügten Falten des südlichen Hauptstammes zurück, aber der Anschluß ist hier weit weniger innig als in den eng zusammengeschweißten Falten der Alpen; er wird nach Osten hin bald neuerdings gelockert und

die Leitlinie des Balkan löst sich ostwärts immer mehr und mehr von den Dinariden.

Anschluß an die Alpen.

Indem sich die Alpen in Niederösterreich ihrem Ostrande nähern, nehmen sie im Wiener Walde und im Wechsel allmählich ein nach Nordosten gerichtetes Streichen im Sinne der Karpaten an. Da sich aber gerade im Übergangsbiete die langgezogene Niederung des Wiener Beckens einsenkt, so ist der volle Zusammenhang oberflächlich durch die miocäne Beckenfüllung dem Auge entzogen. Die „Kalkzone“ der Ostalpen erfährt eine völlige Unterbrechung; an der Thermenlinie von Baden abgesunken, kommt sie erst am Westabhange der Kleinen Karpaten wieder zum Vorschein. Von der „Zentral-“ und der „Sandsteinzone“ blieben dagegen Teilstücke erhalten und diese Zonen sind daher weit mehr als jene geeignet, den Zusammenhang der Karpaten mit den Alpen aufzuhellen.

Die kristallinen Schiefer des Wechsel und des Rosaliengebirges verschwinden zwischen Wiener-Neustadt und Mattersdorf, erheben sich aber von neuem im Leithagebirge, das nun 27 *km* lang die karpatische Richtung markiert. Zwar sinkt auch dieses Gneisgebirge wieder unter das Niveau der Ebene, doch tauchen als seine Fortsetzung bei Hainburg an der Donau die Hundsheimer Berge auf, die schon den bezeichnenden Bau der karpatischen Kerngebirge aufzeigen: ein kleiner Kern von Granit und kristallinen Schiefen ist hier von einem schmalen Saum von altem Quarzit und von Liaskalk umhüllt. Das Anstehen dieser Gesteine an beiden Ufern der Donau führt uns zu der Erkenntnis, daß die Kleinen Karpaten schon in Niederösterreich in den Hundsheimer Bergen ihren Anfang nehmen.

Auch die zweite alpin-karpatische Verbindungslinie entlang der Sandsteinzone ist lückenhaft. Wohl lassen sich die Schichten des Wiener Sandsteines ungefähr 16 *km* lang jenseits der Donau in karpatischer nordöstlicher Streichungsrichtung verfolgen, aber bei Ernstbrunn und Groß-Rußbach verschwinden sie unter Miocänbildungen, um erst bei Nikolsburg in kleinen Partien und jenseits der Thaya in breiter Zone wieder aufzutreten. So entsteht hier zwischen Alpen und Karpaten eine ungefähr 22 *km* lange Bresche, die eine völlige Unterbrechung bewirken würde, wäre nicht eine Reihe oberjurassischer Inselberge hierher gestellt, die als echt karpatische Wahrzeichen die Lücke überbrücken.

Am Übergange der Alpen in die Karpaten stoßen wir also gleichsam auf eine schwache Stelle im Gebirgsgertiste. Ein großer Teil der Übergangsregion ist in miocäner Zeit niedergesunken und es entstand hier jene weite Pforte, die das miocäne Meer vom Alpen- und Karpatennordrande quer durch das Gebirge in das innerungarische Becken eindringen ließ, die später nach Abzug des Meeres die Entwässerung des oberen Donaugebietes in das ungarische Becken ermöglichte und schließlich eine der bedeutungsvollsten Völkerstraßen geworden ist.

Merkwürdigerweise vollzieht sich mit dem Übergange vom ostwestlichen Streichen der Alpen zum nordöstlichen der Karpaten zugleich ein tiefgreifender Wandel nicht nur des Gebirgsbaues, sondern auch der Beschaffenheit vieler Schichtgruppen. Die Sandsteinzone, in den Alpen ein schmales Band, fast nur eine Vorstufe des Kalkgebirges, gelangt in den Karpaten zu mächtiger Entfaltung. Sie gewinnt hier nicht nur orographische Selbständigkeit, sondern bedingt mit ihren meilenlangen, einförmig-linearen Bergzügen einen besonderen Landschaftstypus, der wohl in keinem Gebirge so bedeutsam ausgeprägt ist, wie in den Karpaten. Die Kalkzone, in den Alpen das auffallendste und meistbewunderte Glied des Gebirgsbaues, verliert in den Karpaten an Selbständigkeit und Bedeutung. Das Urgebirge bildet in den Alpen im Verein mit paläozoischen Schiefen eine mächtige Zentralzone, in den Karpaten beschränkt es sich größtenteils auf einzelne kleinere, von mesozoischen Bildungen umzogene „Zentralkerne“.

Nicht in langen schmalen Falten wie in den Alpen kommt hier im Bereiche der mesozoischen Ablagerungen die gebirgsbildende Kraft zur Auslösung, sondern jene kleinen Urgebirgskerne erscheinen gleichsam als Zentren der Faltung, zwischen denen sich tieferes, weniger gefaltetes und vielfach kesselförmig gesunkenes Land befindet. Das Eocänmeer, das in den Ostalpen hauptsächlich auf den Gebirgsrand angewiesen war, konnte in diese Binnenkessel überfließen und so in das Herz des Gebirges vordringen. Äußerst unregelmäßig verläuft der Südrand der Karpaten und an vielen Stellen kamen hier gewaltige Andesitmassen zum Ausbruch.

So auffallend sind diese Unterschiede, daß man leicht verleitet werden könnte, sie zu überschätzen und darüber die trotzdem bestehenden, wenn auch oft versteckten oder unscheinbaren Homologien alpinen und karpatischen Baues zu übersehen. Und das wäre umso weniger am Platze, als ja beide Gebirgssysteme im eigenen Bereiche ebenfalls große Abweichungen erkennen lassen.

Höhen- und Abflußverhältnisse.

Die Faltung äußerte sich in den Karpaten im allgemeinen mit geringerer Intensität als in den Alpen. Die einzelnen Ketten sind weniger eng zusammengedrückt, weniger hoch emporgetragen. An seinem Beginne erhebt sich das karpatische Gebirge in den Kleinen Karpaten nur bis zu 754 *m*; im nächstfolgenden Kerngebirge des Inovecz verzeichnet man Höhen bis zu 1042 *m*, dann im Mala Magura-Kerne bis zu 1162 *m*, im Mincsozunge bis zu 1477 *m*, im Fatrakriván bis zu 1711 *m*. Das zentrale Tatragebirge endlich kulminiert in 2663 *m*. Die Karpaten nehmen also von ihrem Beginne an der Donau bis zu den zentralen Teilen allmählich an Höhe zu. Vom Zentrum nach Osten fallen die Ketten rasch ab, um sich in den Ost- und Südkarpaten neuerdings bis an 2000 *m* und darüber in die Regionen des Hochgebirges zu erheben, ohne aber die größten Höhen der Tatra zu erreichen. Infolge dieser verhältnismäßig geringen Höhe entbehren die Karpaten der er-

haben Schönheit der Gletscherwelt und des ewigen Schnees, dagegen prangen diejenigen Gebirgspartien, die in der Eiszeit vergletschert waren (Tatra, Gyömbéerkette, Czarnahora, Marmaroscher Alpen, Rodnaer Alpen, Transsylvanische Alpen und Bucsecs) in der vollen wilden Schönheit jener echtalpinen Felsformen, die eine spezifische Wirkung des Eises und Schnees bilden.

Die größten Höhen sind im allgemeinen an das Urgebirge und dessen Granitmassen gebunden, dennoch liegt die Hauptwasserscheide der West- und Zentral-, zum Teil auch der Ostkarpaten nicht hier, sondern in der Sandsteinzone. Das Urgebirge mit den sich daran anschließenden Falten mesozoischer Gesteine war schon vor Ablagerung der Hauptmasse der Karpatensandsteine gefaltet und der Einwirkung der Erosion ausgesetzt. Damals schon bestanden jene Tiefenregionen zwischen den gefalteten Kerngebirgen, die nicht nur dem Eocänmeere den Zugang eröffneten, sondern auch dem Abzuge des Süßwassers den Weg vorzeichneten. Als sich nun nordwestlich, nördlich und nordöstlich von der auf diese Weise durchgängig gemachten Zone der inneren, älteren Kerngebirge die Sandsteinzone aufwölbte, mußte diese trotz ihrer durchschnittlich geringeren Höhe zur Hauptwasserscheide werden, und die Gewässer der inneren Zone der Kerngebirge waren genötigt, nach Süden abzuziehen. Nur die Hohe Tatra nimmt hier eine Ausnahmestellung ein. Die innerkarpatischen Tiefenregionen bestimmen aber nicht bloß die Richtung des Abflusses, sondern naturgemäß auch die Lage der Ortschaften und Verkehrswege; sie ermöglichten den Ackerbau und die Entstehung kultureller Mittelpunkte. Da nun diese Tiefenregionen von der Lage der Faltungszonen abhängen, diese aber wiederum vorwiegend die Zentralkerne des Urgebirges umziehen, so gewinnt es den Anschein, als wäre die Position dieser Kerne entscheidend für die Anlage der Faltungszonen und damit auch der Tiefenregionen und wir erhielten hier ein merkwürdiges Beispiel dafür, wie ein geologisches Ereignis aus den ältesten Zeiten der Erdgeschichte nicht nur Erdperioden hindurch die spätere geologische und topographische Gestaltung bestimmen, sondern auch die menschliche Kultur bis an die Schwelle der Gegenwart beeinflussen kann.

Gliederung auf geohistorischer Grundlage.

Ein Hauptzug der tektonisch-topographischen Gliederung, wie sie durch die besondere Eigenart der geohistorischen Entwicklung der Karpaten geschaffen wurde, besteht in dem Gegensatze zwischen den geologisch älteren Innenzonen und der geologisch jüngeren Sandsteinzone. Von Norden, Nordwesten und Nordosten her umspannt die Sandsteinzone gleich einer riesigen Klammer die verschiedenartigen Teile des inneren und älteren Gebirges und schweißt sie so zu einer höheren Einheit zusammen. Sie ist größtenteils aus cretacischen und tertiären „Karpatensandsteinen“ zusammengesetzt und außen von einem schmalen Saum von jungtertiären, salzführenden

Ablagerungen umgeben. In der Außenregion befinden sich oberjurassische und untercretacische Klippen und Inseln.

Im vollen Gegensatz hierzu zeigen die inneren Zonen eine mannigfaltige Gestaltung. Ihr geologisches Baumaterial besteht in den Kernpartien aus dem Urgebirge, veränderten paläozoischen Schiefeln und Granit, in den auflagernden und randlichen Partien aus den vorwiegend kalkig-dolomitischen Gesteinen der permisch-mesozoischen Schichtenfolge. Speziell der Außenrand ist durch eine merkwürdige Gestaltung ausgezeichnet: die mesozoischen Gesteine sind hier so sehr von klastischen Sedimenten der obercretacische und alttertiären Periode überschüttet, daß sie nur in kleineren Felspartien, als Nadeln, Kegel und Kämme aus den jüngeren Sedimenten aufragen. Nicht mit Unrecht hat man diesen randlichen Teil des älteren karpatischen Gebirges als Klippenzone bezeichnet.

Im Bereiche der inneren Zonen kann man einen äußeren und einen inneren Gürtel unterscheiden: der äußere besteht aus den schon erwähnten Kerngebirgen, in denen kleine Zentralmassen von Granit und kristallinen Schiefeln von mesozoischen Felsarten umzogen und durch gewisse Tiefenregionen voneinander gesondert sind; der innere bildet eine breite Masse von Urgebirge, metamorphen Schiefergesteinen und paläozoischen Ablagerungen, auf der die mesozoischen Kalke deckenförmig ausgebreitet sind. Endlich gelangen wir am Innenrande des alten Gebirges an die vulkanischen Ausbruchsmassen und so ergibt sich für die mittleren und westlichen Karpaten von außen nach innen folgende geotektonische Gliederung:

1. Die Sandsteinzone.
2. Die Innenzonen mit folgenden Gliedern:
 - a) der Klippenzone,
 - b) dem Gürtel der Kerngebirge,
 - c) dem inneren Gürtel (Veporgebirge und Zips-Gömörer Erzgebirge).
3. Die Vulkangebirge am Innenrande.

Von den Bestandteilen des inneren, älteren Gebirges ist lediglich die Klippenzone durch Kontinuität ausgezeichnet; die Zone der Kerngebirge und der innere Gürtel dagegen sind ostwärts nur bis zu der nordstidlichen Bruchlinie des Hernádtales bei Kaschau zu verfolgen. An dieser Linie verschwindet das ältere Gebirge so vollständig, daß ostwärts, mit Ausnahme der kleinen Zempliner Gebirginsel, jede Spur davon unter dem Miocän und den Anschwemmungen des Bodrogköz, der Flüsse Ungh, Latorcza und Toplya verloren geht. In dieser Region der Ostkarpaten trifft man nach Verquerung der Sandsteinzone an deren Innenrande wohl noch Reste der Klippenzone an, aber alle anderen Glieder des älteren Gebirges sind versunken und mächtige Andesitmassen brechen unmittelbar am Rande der Klippen- und Sandsteinzone hervor.

Man muß weit nach Osten, bis an die Quellen der Theiß ziehen, um neuerdings auf ältere Gesteine und kristallinisches Gebirge zu stoßen. Hier

aber kommt eine etwas modifizierte Anordnung der Gebirgsglieder zur Geltung. Wir begegnen hier nicht mehr den so eigenartigen, isolierten Kerngebirgen der West- und Zentralkarpaten, sondern treffen eine einheitliche, durch die ganzen Ost- und Südkarpaten fast ununterbrochen hindurchziehende kristallinische Masse mit Auflagerungen von permisch-mesozoischen Gesteinen an, und dieses ältere Gebirge ist nicht von der Klippenzone durch ein Band alttertiärer Sandsteine getrennt, sondern es stellt sich unmittelbar in die Linie der Klippenzone ein. Infolge dieser Gestaltung kommen in den südöstlichen Karpaten nur drei Elemente des geologischen Baues in Betracht: die Sandsteinzone, das ältere Gebirge und die vulkanischen Massen der Innenseite.

Wie die älteren Ablagerungen durch ihr Material, ihre gegebene Plastik, ihren gegebenen geologischen Bau die Beschaffenheit und die Tektonik der jüngeren Bildungen mitbestimmen, so wurde auch das ältere Gebirge seitens der jüngeren geologischen Ereignisse beeinflusst, indem es teils von jüngeren Ablagerungen überdeckt, teils von vulkanischen Durchbrüchen und jüngeren tektonischen Bewegungen betroffen wurde. Naturgemäß macht diese Wechselwirkung an den Grenzen der gefalteten Ketten nicht Halt, sondern erstreckt sich auch auf das benachbarte Gebiet, das „Vorland“. Ein tieferes Verständnis des Gebirges und seiner Entwicklung kann daher nur aus der Erfassung des Gebirgsanzuges und seiner Umgebung erfließen.

Diese Tatsache konnte bei der vorliegenden Aufgabe, die österreichischen Karpaten nach ihrem geologischen Bau, ihrer Gestalt und Entstehung zu schildern, nicht unbeachtet bleiben. Die Beschreibung durfte sich nicht auf den österreichischen Anteil der Karpaten in Mähren, Schlesien, Galizien und der Bukowina beschränken, sondern mußte über die politische Grenze nach Ungarn und Rumänien übergreifen, sollte ein natürlich abgerundetes Bild gegeben und versucht werden, etwas tiefer an die Wurzel der natürlichen Zusammenhänge vorzudringen. Nur die dem eigentlichen Karpatenbogen ferner liegenden Partien, wie das Ungarische Mittelgebirge, die Transsylvanischen Alpen und die Gebirge im Westen Siebenbürgens konnten außerhalb des Rahmens der näheren Betrachtung bleiben.

Von dem „Vorlande“ der Karpaten wird hier die „Podolische Tafel“ nähere Erwähnung finden als das sudetische Gebiet, das im ersten Teile von „Österreichs Bild und Bau“ eingehend dargestellt ist. Die konsequente Verfolgung des geohistorischen Gesichtspunktes, der dieser Betrachtung hauptsächlich zu Grunde liegt, erfordert es, bei der Zergliederung des geologischen Baues mit dem ältesten Teile des Gebirges zu beginnen, und daher wollen wir vor allen anderen das Urgebirge und die paläozoischen Bildungen näher kennen lernen.

II. Abschnitt.

Das Urgebirge und die paläozoischen Bildungen.

Allgemeine Gliederung. — Urgebirge und kristalline Schiefer in den West- und Zentralkarpaten. — Die Granitstöcke. — Das Carbonsystem. — Die erzführende Serie. — Das präpermische Gebirge der Ostkarpaten.

Allgemeine Gliederung.

In dem verwickelten Felsgefüge der Karpaten bilden die archaischen Massen gleichsam die Grundpfeiler. An sie schließen sich teils ursprünglich klastische, teils eruptive, später metamorphosierte Gesteine so innig an, daß es bisher nicht gelungen ist, sie durchgreifend vom Urgebirge zu unterscheiden und bestimmten Systemen mit Sicherheit zuzuweisen.

Nur die versteinерungsführenden Ablagerungen des Carbonsystems vermag man im Bereiche des inneren Gürtels und der Zempliner Insel deutlich abzusondern; in anderen Gebirgsabschnitten herrscht aber auch über die Kohlenformation nicht genügende Klarheit. Dies zwingt uns, das Urgebirge, die kristallinisch-metamorphen Schiefer und die paläozoischen Bildungen, mit Ausschluß des Permsandsteins, gemeinsam in Betracht zu ziehen, ein Vorgang übrigens, der in der Tatsache, daß sich Urgebirge und Paläozoicum der Karpaten gegenüber der permisch-mesozoischen Schichtenfolge wie eine geologische Einheit oder ein Grundgebirge verhalten, auch einer sachlichen Begründung nicht entbehrt.

Leider sind jetzt Zeit und Umstände für die Darstellung dieses Teiles der karpatischen Bildungen wenig günstig. Durch die Vertiefung der mikroskopischen und geologischen Untersuchungsmethoden sind erfreulicherweise neue Anschauungen über das Urgebirge und die kristallinen Schiefer teils schon entstanden, teils im Entstehen begriffen. Eine gründliche Umwälzung der Auffassung des Urgebirges beginnt zu Tage zu treten und nötigt zu neuerlicher Durchforschung der archaischen Massen.

In den Karpaten sind bisher einzig die Transsylvanischen Alpen und das Banater Gebirge im Sinne der neueren Ziele systematisch untersucht worden, Gebiete, die gerade hier nur ganz im allgemeinen in Betracht kommen. Betreffs der West- und Zentralkarpaten finden wir uns auf Beobachtungen aus einer Periode angewiesen, in der andere als die heutigen Gesichtspunkte maßgebend waren. Selbst der unsichere Weg der Umdeutung älterer Beobachtungen ist wegen ihrer außerordentlichen Lückenhaftigkeit in den meisten Fällen ungangbar. Wir werden uns daher mit einem vielfach schwankenden Bilde abfinden müssen.

Wenn BEUDANT¹⁾ schon im Jahre 1822 annahm, daß Gneis und Granit, die ihm untrennbar verbunden schienen, einen früheren, Glimmerschiefer und

¹⁾ F. S. BEUDANT. Voyage min. et géol. en Hongrie pendant l'année 1818, Paris 1822, II. p. 83.

Tonschiefer einen späteren Lösungsniederschlag vorstellen, so leitete ihn hierbei offenbar die Beobachtung, daß im allgemeinen hochkristalline Gesteine den tiefsten und innersten Kern, weniger hochkristalline Gesteine aber zu meist den äußeren Mantel der Urgebirgsmassen bilden. Und dieselbe Beobachtung ist es im Grunde genommen, die später dazu geführt hat, im Bereiche des Urgebirges ganz allgemein eine ältere Gruppe von hochkristallinen Gneisen und Glimmerschiefern und eine jüngere Gruppe von weniger kristallinen Glimmerschiefern, Tonglimmerschiefern und Tonschiefern zu unterscheiden. Der Grad der Kristallinität bildete im Zusammenhange mit den Lageungsverhältnissen die Grundlage dieser Gliederung. Von dieser Betrachtungsweise ließen sich namentlich die Geologen der Wiener Geologischen Reichsanstalt in den Fünfziger- und Sechzigerjahren des vorigen Jahrhunderts bei den Aufnahmen in den Karpaten leiten. In diesem Sinne unterschieden F. v. HAUER¹⁾ und G. STACHE 1863 in Siebenbürgen zwei, später J. БÜCKН²⁾ und B. v. INKEY³⁾ im Banat und den Transsylvanischen Alpen drei Gruppen von kristallinen Schiefern mit nach oben abnehmender Kristallinität.

Bei Aufstellung dieser Gliederungen waren sich die Geologen dessen wohl bewußt, daß sich unter den Felsarten namentlich der oberen Gruppe solche befänden, die nicht eigentlich zum Urgebirge gehören, sondern nur mehr oder minder stark veränderte Sedimente aus paläozoischer Zeit vorstellen.⁴⁾ Selbst die Vorstellung, daß sich unter den kristallinen Schiefern manche ursprüngliche Eruptivgesteine verbergen, war den Forschern schon damals nicht ganz fremd.

Dank den neueren Forschungen vermag jetzt der Geologe mit größerer Sicherheit als vordem die merkwürdigen, mit den Konvergenzerscheinungen der Lebewesen vergleichbaren Vorgänge zu überblicken, die einerseits ursprünglichen Eruptivgesteinen, andererseits klastischen Sedimenten die Merkmale der kristallinen Schiefer aufgeprägt haben. blieb B. v. INKEY in seiner lichtvollen Studie über die Transsylvanischen Alpen bei der Einteilung der kristallinen Schiefer in drei Gruppen stehen, obwohl er wußte, daß sich darunter sowohl veränderte Sedimente wie Eruptivmassen befinden, so konnten F. SCHAFARZIK, L. MRAZEC⁵⁾ und MUNTEANU-MURGOCI schon um einen Schritt

¹⁾ F. v. HAUER und G. STACHE. Geologie Siebenbürgens, Wien 1863, S. 185.

²⁾ J. БÜCKН. Bericht über die Tätigkeit d. k. ungar. geolog. Anstalt im J. 1880. — Erklärungen z. geolog. Detailkarte d. Länder d. ungar. Krone, Blatt Versecz.

³⁾ B. v. INKEY. Die Transsylvanischen Alpen vom Rotenturmpasse bis zum Eisernen Tor. Math. u. naturwiss. Berichte aus Ungarn IX, 1892, S. 20. Vergl. auch: G. PRIMICS. Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und des benachbarten rumänischen Gebirges. Separatabdruck aus dem Jahrb. der k. ungar. geolog. Anstalt Bd. VI, Budapest 1884, S. 283—315. Mit einer geolog. Karte u. Durchschnitten. — G. PRIMICS. Wanderungen in den Fogarascher Alpen. Jahrb. d. Ungar. Karpatenver. 1880, S. 405—441. — B. v. INKEY. Földt. Közl. 1884, 1—3. Geotektonische Skizze der westlichen Hälfte des ungar.-rumän. Grenzgebietes.

⁴⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 504.

⁵⁾ L. MRAZEC. Considerations sur la zone centrale des Carpathes Roumains. Bull. Soc. Sc. phys. de Bucarest. Nr. 5—6; 1895. Vergl. auch: L. MRAZEC et G. MUNTEANU-

weiter gehen und die fremden, teils sedimentären, teils eruptiven Bestandteile vom eigentlichen, echten Urgebirge abzuscheiden versuchen.

Die erste Gruppe BÖCKHS und v. INKEYS, die der granitischen Gneise und Granite, hat wegen ihres eruptiven Ursprungs aus der Gliederung der kristallinen Schiefer zu entfallen. Auch die dritte Gruppe v. INKEYS bedarf einer Revision, da wohl die Hauptmasse derselben wegen ihrer deutlich klastischen Herkunft dem eigentlichen Urgebirge fernsteht. Demnach unterscheiden wir mit MRAZEC nicht drei, sondern nur zwei Gruppen von kristallinen Schiefen: die erste Gruppe bildet das echte Urgebirge und besteht aus hochkristallinen Gneisen, Glimmerschiefen, Granuliten und Hornblendeschiefen; die zweite Gruppe vereinigt hauptsächlich Hornblende-, Epidot-, Chlorit-, Sericit-, Talk- und Graphitschiefer, sekundäre Gneise, Quarzite und kristalline Kalke, kurz alle Gesteine von metamorphem Habitus, die wir noch nicht bestimmten paläozoischen Systemen zuzuweisen vermögen. Die obere Gruppe hat daher nur eine provisorische Bedeutung, ihre Auflösung und nähere Gliederung wird aber noch lange Zeit die Forschung beschäftigen.

Das Urgebirge und die kristallinen Schiefer in den West- und Zentralkarpaten.

Nicht als geschlossene Mittelzone, sondern in kleinere Partien geteilt, kommen in den West- und Zentralkarpaten die kristallinen Schiefer zu Tage. In der Außenregion sind sie als kleine Kernmassen im allgemeinen parallel zum Gesamtstreichen, im einzelnen aber doch ziemlich unregelmäßig angeordnet. Man kann der leichteren Übersicht halber eine äußere und eine innere Reihe unterscheiden: jene besteht aus den Kernmassen 1. der Kleinen Karpaten, 2. des Inovecz, 3. des Suchy- und Mala Maguragebirges, 4. des Zjar, 5. des Mincsov- und Fatrakrivágebirges, 6. der Tatra; diese aus den Kernmassen 7. des Tribecz, 8. der Schemnitzer Insel, 9. des Lubochnia-gebirges, 10. der Niederen Tatra. An diese Reihen gliedern sich weiter im Osten 11. die kleinen Kerne des Branisko- und 12. des Zempliner Gebirges an (s. die tektonische Karte). — Die kristallinen „Zentralkerne“ dieser Kerngebirge stellen teils langgestreckte, teils ellipsoidische, teils auch

MURGOCI. Contributions à l'étude pétrographique des roches de la zone centrale des Carpathes méridionales. II. Sur les gneis à cordiérite des Montagnes du Lotru. III. La wehrlite du mont Ursu. Bull. Soc. Sc. Nr. 3. Bucarest 1897. — G. MUNTEANU-MURGOCI. Contributions à l'étude pétrographique des roches de la zone centrale des Carpathes méridionales. IV. Les Serpentes d'Urde, Muntin et Găuri (Massif du Parîngu). Annuaire du Musée de Géologie et Paléontologie de Bucarest 1898. — G. MUNTEANU-MURGOCI. Structure géologique des Montagnes Muntinu et Urde. Communiqué à la soc. de sc. phys. de Bucarest, Decembre 1886. — L. MRAZEC. Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpathes Roumains. Arch. Sc. phys. et naturell. Genf 1897, 4. pér., t. III. — L. MRAZEC. Contributions à l'étude pétrographique des roches de la zone centrale des Carpathes du Sud et spécialement des judete etc. Annuaire du Musée de Géologie Bucarest 1894. — L. MRAZEC. Contributions à l'étude pétrographique des roches de la zone centrale des Carpathes du Sud. Bull. Soc. phys. Bucarest 1896, Nr. 1 et 2.

quadratische Massen vor. Die größten Ausmaße zeigen die Hohe und Niedere Tatra, diese mit 70 km Länge und ungefähr 10 km Breite, jene mit 48 km Länge und bis zu 11·5 km Breite.

Im Gegensatz zu den Kerngebirgen bildet 13. der Stock des Vepor- und des Zips-Gömörer Erzgebirges eine kompakte Masse kristalliner Gesteine von 130 km Länge und bis zu 40 km Breite und kann daher von allen kristallinen Stöcken der Westkarpaten am ehesten mit der Mittelzone der Ostalpen verglichen werden. Er gewährt einen besseren Einblick in die Zusammensetzung des alten Grundgebirges als die kleinen Kerngebirgsmassen, die nur Bruchstücke des präpermischen Gebirges zu unserer Kenntnis bringen. Einzelne von ihnen bestehen ja nur aus Granit, andere aus Granit und Urgebirge, wieder andere aus sämtlichen Hauptteilen des präpermischen Gebirges. Echtes Archaicum herrscht neben Granit in der Hohen Tatra, im Mincow-, im Suchy- und Mala Maguragebirge. Im Vepor, Inovecz und in der Niederen Tatra ist es in geringerer Ausdehnung entwickelt.

Die Granitstöcke der West- und Zentralkarpaten.

Langgestreckte, seltener rundlich begrenzte Granitmassen spielen in allen Kerngebirgen eine wichtige geologische Rolle. Ihre mineralische Zusammensetzung¹⁾ dürfte größeren Schwankungen unterliegen, als man gewöhnlich annimmt; am Tribecz tritt an Stelle des normalen Granits nach F. SCHAFAARZIK²⁾ grobkörniger, orthoklasfreier Quarzdiorit.

Die Erscheinungen der Randfazies: Parallelstruktur, Streckung, undeutliche Schieferung, Chloritisierung und Epidotisierung sind namentlich am Nordrande des Tatra-Granitstockes beobachtet. Aplitische und pegmatitische Gänge durchsetzen da und dort das Gestein und an manchen Stellen scheiden sich quarzdioritische Partien aus. Am Südrande desselben Massivs streichen granitische Lagergänge durch die kristallinen Schiefer und Schieferzonen, im Felkatala mit großen Granaten, durch den Granit.

In weit verwickelterer Weise durchschwärmt in der Mala Magura ein Geäder von zahllosen Granitlagergängen feinschuppigen Gneis (s. Fig. 1 und 2). Viele dieser Gänge vereinigen sich radial zu einem mächtigen Granithauptstock; grobe Gänge zeigen häufig pegmatitische Struktur; in ganz feinen Adern differenziert sich in der Mitte Quarz, an den Salbändern Feldspat (s. Fig. 3).

Beobachtungen in der Tatra, im Mincow- und Suchygebirge scheinen dafür zu sprechen, daß die kristallinen Schiefer an der einen Seite der Granitkörper unter den Granit ein-, auf der andern von ihm abfallen; ob das aber allgemein der Fall ist, bleibt fraglich.

¹⁾ J. SZÁDECZKY. Der Granit der Hohen Tatra. TSCHERMANS Mineral. Mitt., Wien, 1892, XIII, S. 222.

²⁾ F. SCHAFAARZIK. Über die industriell wichtigeren Gesteine des Komitates Nyitra. Jahrb. d. k. ungar. geolog. Anstalt für 1898, Budapest, 1901, S. 272.

Die karpatischen Granite waren, wie wir sehen werden, wiederholten geodynamischen Einwirkungen ausgesetzt. Dennoch haben nur die weniger mächtigen, kleineren Gänge in einzelnen Gebirgen, wie besonders in der

NW

SO

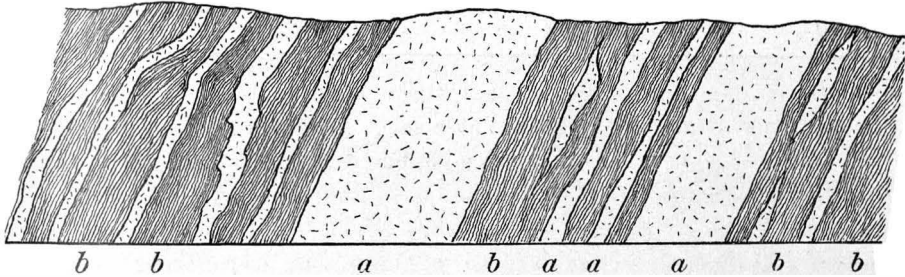


Fig. 1. Granitinjektionen in dünschieferigem Gneis in Fundstollen (Chvojnica), Mala Magura, nahe der Mündung des Grabens zwischen Wolfsberg und Pfaffenstollen.
a Granit, b Gneis. Der mächtigste Granitgang dieses Aufschlusses ist ungefähr 1 m breit.

Niederer Tatra, Parallelstruktur und Streckung angenommen. Die mächtigeren Massen bewahrten körnige Struktur und zeigen nur am Rande Schieferung. Die Kataklaststruktur ist bald nur angedeutet, bald typisch ausgebildet, allgemein dagegen herrscht tiefergehende Klüftung. Kontaktmetamorphose ist am Rande der Granitmassen bisher nicht bekannt.

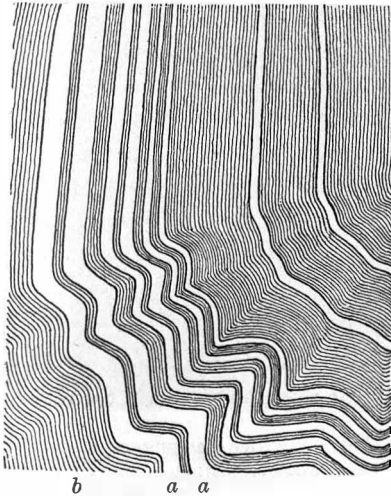


Fig. 2. Granitinjektionen im Gneis von Fundstollen, Mala Magura.
a Granit, b Gneis. Der breiteste Granitgang ist 2 cm mächtig.



Fig. 3. Granitgang im Gneis von Fundstollen, Mala Magura, 1 dm mächtig.
a Gneis, b feldspatreiche Randzone, c quarzreiche Mittelzone.

Der Granit der Westkarpaten ist in mehreren Gebieten durch Goldführung ausgezeichnet: bei Limbach in den Kleinen Karpaten und bei Boca in der Niederen Tatra setzen goldführende Quarzgänge auf und in der Mala Magura wurde noch in der zweiten Hälfte des 17. Jahrhunderts Waschgold

aus pliocänen Schottern gewonnen. Auch jetzt noch ergiebig sind die berühmten gold- und antimonführenden Quarzgänge von Magurka in der Niederen Tatra.¹⁾

In den Hochgebirgsgebieten zeichnet sich der Karpatengranit durch außerordentliche Steilheit und Wildheit der Bergformen aus. Mit Unrecht hat man seinen Quarzreichtum dafür verantwortlich gemacht, denn nicht an



Fig. 4. Der granitische Hauptkamm der Hohen Tatra mit der Meeraugenspitze (2508 m), aufgenommen von J. PICHLER vom Miedzianc-Rücken.

Unterhalb des Hauptkammes das Kar des Meerauges, darunter der innerste Teil des Kares des Fischsees.

eine besondere Gesteinsbeschaffenheit sind die Schroffen gebunden, sondern an die ehemals vergletscherten Gebiete. Auch unsere Abbildung Fig. 4 zeigt dieses Zusammentreffen: nahe dem zerscharteten Hauptkamme senken sich als Anzeichen ehemaliger Vergletscherung prächtige Kare ein, deren tiefste

¹⁾ A. MEIER. Gold- u. Antimonbergbau Magurka. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVIII. S. 257. Über den Bergbau bei Chvojnica vergl. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVI. S. 135.

Partien die vielbesprochenen kleinen Meeraugen umfassen. Unterhalb des Niveaus der pliocänen Vergletscherung stehen auch die Karpatengranite in flachen gerundeten Kuppelformen an, wie viele andere Vorkommen dieser Art. Das Mincsovgebirge bietet dafür ein schönes Beispiel (s. Fig. 5).

Das geologische Alter unserer Granite läßt sich nicht mit Genauigkeit bestimmen; so viel aber steht fest, daß sie nicht etwa einer postpermischen Intrusion angehören, wie der Tonalit der Ostalpen, sondern geologisch älter sind als die Permformation.¹⁾ Transgrediert doch der Permquarzit ganz allgemein über den Granit und an manchen Punkten, wie am Abfalle der



Fig. 5. Die granitische Kette des Mincsovgebirges im Waagdurchbrüche bei Strečno. Im Vordergrund der Chocsdolomit der Ruine Strečno mit dem darunterliegenden Neocom an den Granit des Zentralkernes angepreßt (Strečnolinie).

Weißseespitze in der Osttatra, beginnt der Permquarzit mit einem Grundconglomerat aus Granitblöcken (s. Fig. 7). Ob aber der Granit nicht nur älter ist als die Permformation, sondern etwa auch älter als das übrige Paläozoicum, oder ob er verschiedenen Intrusionsperioden angehört, bleibt vorläufig eine offene Frage. Er scheint in gewissen Gebieten, wie z. B. in den Kleinen Karpaten oder an der Sulova im inneren Gürtel in Gesteine der paläozoischen „erzführenden Serie“ eingeschaltet zu sein; gelänge es später, die Altersstellung dieser Gesteine näher festzustellen, so wäre die Möglichkeit einer etwas genaueren Altersbestimmung der Granitintrusionen näher gerückt.

¹⁾ Geologie des Tatragebirges I. Denkschr. d. k. Akad. Wien 1897, 64. Bd., S. 647.

Das Carbonsystem.

Der erste Schritt zur Altersbestimmung dieser Schiefergesteine ist durch den Nachweis von carbonischen Versteinerungen in der Gegend von Dobschau im Bereiche des inneren Gürtels angebahnt. Schon in den Fünfzigerjahren fand hier Dr. KISS marine Versteinerungen, die E. SUSS mit bewundernswerter Kennerschaft trotz ihres schlechten Erhaltungszustandes als carbonisch feststellte und mit den Bleiberger Schichten in Beziehung brachte.¹⁾ F. v. HAUER schienen die Versteinerungen von Dobschau „unzweifelhaft mit jenen der sogenannten Gailtaler Schiefer der Südalpen übereinzustimmen“.

Den Hauptbestandteil der von einzelnen Pflanzenresten begleiteten Marinfauuna bilden semiretikulate Producten, ferner treten große Spiriferen, Strophomenen, Choneten, Streptorhynchus, Discina, mehrere Zweischaler, Crinoiden und ein Trilobit (*Griffithides dobsinensis* Illés²⁾) auf. Wären die Stücke nicht verzerrt und als Steinkerne erhalten, so könnte bei dem Reichtum der Fauna auch eine nähere Bestimmung des stratigraphischen Horizontes gewagt werden, nach dem bisher vorliegenden Material ist das aber noch nicht möglich.

Außerhalb Dobschaus sind von STUR³⁾ und BÖCKIT⁴⁾ nur dürftige Crinoiden- und Produktenreste gefunden worden. In Toronya (Zempliner Insel) sammelte die „Technische Kommission“ schon 1836 Pflanzenreste (nach D. STUR⁵⁾ *Asterophyllites* und *Pecopteris*). Für die feinere Altersbestimmung zwar belanglos, beweisen diese Funde immerhin die weite Verbreitung des Carbon im inneren Gürtel.

Bei Dobschau haben die Gesteine des Carbon, besonders die rostbraunen und grauen glimmerreichen Sandsteine, die dunklen Tonschiefer, die roten und grauen Conglomerate und endlich die äußerst spärlichen dunklen Kalke einen ziemlich normalen Charakter, sie zeigen nur verhältnismäßig geringe Spuren von Metamorphose. Etwas stärker verändert sind schon die so bezeichnenden roten und grünen Grauwackenconglomerate und dunkelroten Schiefer am Nordrande des Zipser Erzgebirges,⁶⁾ und noch mehr tritt der sericitische Glanz bei den dünnplattigen grünen und rötlichen Schiefen von Krompach hervor, die STUR als Talkschiefer zum Permsystem gezogen hat. Dieser

¹⁾ S. F. v. ANDRIAN. Vorlage der Aufnahmskarte für 1867. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S. 56. Vergl. ferner F. v. HAUER, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 509 u. W. VOLT im Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1900, 50. Bd., S. 707.

²⁾ V. ILLÉS. Földt. Közl. 1902, XXXII, S. 408.

³⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 404.

⁴⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVII, S. 229.

⁵⁾ D. STUR in Abhandl. d. geolog. Reichsanstalt VIII. Die Culmflora d. Ostrauer u. Waldenb. Sch., S. 318, ferner Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1891, 41. Bd., S. 2. D. STUR scheint die Pflanzenreste des Zempliner Gebirges früher als *Cyatheites arborescens* und *Cordaites borassifolia* bestimmt zu haben. Vergl. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 510, S. 243.

⁶⁾ A. GRODDECK. Über die Gesteine der Bindt in Ober-Ungarn. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 663.

Reichtum der petrographischen Entwicklung läßt vermuten, daß hier mehr als eine Stufe des Carbonsystems entwickelt ist.

Die erzführende Serie.

Am Nordrande des Zips-Gömörer Erzgebirges (bei STUR: Volovecmassiv) grenzen die Carbongesteine an eine geologisch sehr interessante und zugleich volkswirtschaftlich sehr wichtige Schichtgruppe an, in der zahlreiche und mächtige altberühmte Gänge mit Eisen- und Kupfererzen, Kiesen, Fahlerzen, Baryt und anderen Mineralen aufsetzen. Wir wollen sie als erzführende Serie bezeichnen und unterscheiden in ihrem Verbaude zweierlei Hauptbestandteile: klastisch-metamorphe und eruptiv-metamorphe Gesteinsmassen.

IN großer Mächtigkeit und weiter Verbreitung kommen verschiedenfarbige, weiße, graue, grünliche, gelbliche und selbst schwärzliche sericitische Schiefer und Quarzite, ferner graue Grauackengneise vor. A. GRODDECK verglich die gelblichen Schiefer der Bindt mit dem „weißen Gebirge“ von Holzappel, dem Lagerschiefer von Mitterberg und dem weißen Schiefer von Agordo. VOIT unterschied bei Dobschau eine quarzreiche und eine chloritisch-talkige Abänderung.

Zwischen diesen Schiefen lagern im nördlichen Teile des Zips-Gömörer Erzgebirges mattglänzende, dichte, meist unvollkommen schieferige Grünsteine, deren Vorkommen ESMARCK¹⁾ schon 1798 beschrieben hat. L. ZEUSCHNER²⁾ und D. STUR³⁾ verfolgten Übergänge von der deutlich porphyrischen Ausbildung mit noch erhaltenen Plagioklasen zu dichten Grünschiefern, und solche Übergänge treten häufig genug auf, um jeden Zweifel an der eruptiven Natur dieser basischen Grünsteine zu beseitigen. Auch ein vollkörniges Tiefengestein scheint hierher zu gehören: der vielberufene, von F. BEUDANT fälschlich als Gabbro bezeichnete und von POSEWITZ und S. РОТН⁴⁾ als Quarzdiorit erkannte Grünstein von Dobschau, der nach VOIT⁵⁾ in Grünschiefer übergeht.

Noch mächtiger entfaltet sind im Bereiche der erzführenden Serie Porphyrschiefer. Manche Abarten erkennt man noch deutlich als Quarz-

¹⁾ ESMARCK. Kurze Beschreibung einer mineralogischen Reise durch Ungarn, Siebenbürgen und das Banat. Freiberg 1798.

²⁾ L. ZEUSCHNER. Gangverhältnisse bei Kotterbach und Poracs. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. Wien, 1853, XI.

³⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 403.

⁴⁾ TH. v. POSEWITZ. Bemerkungen über den Grünstein von Dobschau. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1879, S. 79.

SAMUEL ROTH. Variet. d. Dobschauer Grünsteins. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1879, S. 223. Vergl. auch L. NAGL Daten über den Diorit von Dobschau. Neues Jahrb. f. Min. 1882, I, S. 236.

⁵⁾ W. VOIT. Geognostische Schilderung der Lagerstätten-Verh. von Dobschau, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1900, 50. Bd., S. 708.

porphyr, wie nach F. SCHAFARZIK¹⁾ die über 1 km mächtige Masse des Csúcsomer Tales bei Rozsnyó; andere dagegen sind in ein gleichmäßig phyllitisches Gestein mit Kataklastenstruktur umgewandelt, wie die Masse der Berge Ivágyó und Bányáldal bei Rozsnyó. Obwohl eine nähere Scheidung des klastischen von dem eruptiven Teile der erzführenden Serie erst der Zukunft überlassen bleiben muß, können wir doch heute schon vermuten, daß ein großer Hauptteil der Gesteine dieser Serie zu den Porphyroiden gehört. STURS „Karpatengneis“ und porphyrtiger Tonschiefer, höchstwahrscheinlich auch seine „Schiefer mit talkähnlichem Glimmer“ und körnigen Grauwacken des Grantales²⁾ werden zum Teil hierherzustellen sein.

F. v. HAUER³⁾ betrachtete die Grünschieferzone am Nordrande des Zipser Erzgebirges wegen ihres Kontaktes mit der Kohlenformation bekanntlich für devonisch und vermutete, daß die übrigen „Tonglimmerschiefer“ einer noch älteren Formation angehören könnten. Gewiß liegt dieser Deutung ein beachtenswerter Kern zu Grunde. Denkt man sich aber die Eruptivgesteine aus der erzführenden Serie gleichsam herausgehoben, so bleibt eine Reihe von Schiefergesteinen zurück, in die man vorläufig eine geologische Grenze zu verlegen kaum im Stande sein wird. Obwohl die HAUERsche Deutung richtig sein mag, erscheint es daher doch vorerst konsequenter, auf die Absonderung des Devon zunächst zu verzichten und die gesamte erzführende Gruppe als eine von sauren und basischen Intrusivgesteinen durchsetzte metamorphe Schichtengruppe zu betrachten, deren Gliederung und Stellung im Rahmen des Paläozoicum zur Zeit noch nicht näher fixiert werden kann. Die erzführende Serie ist nicht nur im inneren Gürtel, sondern auch in der Niederen Tatra, im Tribecz, Inovecz und in den Kleinen Karpaten weit verbreitet.

Nebst der erzführenden Serie begegnet man in den West- und Zentralkarpaten verschiedenartige Quarzite, kristalline Kalkschiefer, Hornblende- und Chloritschiefer und undeutliche Gneise, deren Verhältnis zu der erzführenden Serie noch unaufgeklärt ist. Intensive Studien in der Natur und im Laboratorium werden notwendig sein, um hierüber Licht zu verbreiten. Nach dem heutigen Stande unserer Kenntnis ist es ein Gebot der Vorsicht, diese kristallinen Schiefer als eine besondere, vielleicht etwas stärker metamorphe Gruppe von der erzführenden Serie zu trennen.

Ein kurzer Rückblick auf das präpermische Gebirge der West- und Zentralkarpaten läßt uns demnach vier Hauptgesteinsgruppen nebst den Granitintrusionen erkennen: als carbonisch unterscheiden wir im inneren Gürtel leicht metamorphe Conglomerate, rote und grünlich glänzende Schiefer, seltener Sand- und Kalksteine mit Versteinerungen. Die zweite vom

1) F. SCHAFARZIK. Vorläufige Mitteilung über das Auftreten von Quarzporphyren und Porphyroiden in d. Comit. Gümör und Szepes (Zips) in Nordungarn. Földt. Köz. 1902, XXXII, Heft 7 bis 10.

2) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S. 350.

3) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 507.

Carbon scharf getrennte, an Porphyroiden und Grünschiefern reiche Gruppe, sondern wir als „erzführende Serie“; als dritte Gruppe von unsicherer Stellung fassen wir metamorphe Quarzite, Sericitschiefer, kristalline Kalke, Hornblende- und Chloritschiefer zusammen und die vierte Gruppe endlich bildet das echte Urgebirge. Die zweite und dritte Gruppe dieser Aufzählung entsprechen der oberen Gruppe der allgemeinen Einteilung.

Das präpermische Gebirge der Ostkarpaten.

Grundverschieden von den Kernmassen der Westkarpaten erstrecken sich die kristallinen Schiefer der Ost- und Südkarpaten als eine fast ununterbrochene mächtige Zentralkette von den Quellen der Theiß bis an die Donauenge des Eisernen Tores. Nur im gesunkenen Persanyergebirge ist der Zusammenhang zerrissen, aber auch hier vermitteln mehrere Partien von kristallinen Schiefen den Übergang von der ostkarpatischen Masse zu der hochragenden und mächtigen Masse der Südkarpaten oder Transsylvanischen Alpen.

An die ostkarpatische Masse im engeren Sinne schließt sich die Masse der Rodnaer Alpen innig an und von dieser führen kleinere Inseln zu der mächtigen westsiebenbürgischen Masse des Bihar- und Erzgebirges.

Gewisse scharf ausgeprägte Merkmale verbinden diese Massen zu einem einheitlichen, geschlossenen Entwicklungsgebiete. Echte Urgebirge nimmt hier viel geringere Flächen ein als die klastisch-metamorphen Felsarten. Bei diesen ist der ursprünglich klastische Charakter so deutlich ausgeprägt, daß POŠEPNY¹⁾ schon 1865 die kristallinen Kalke und Schiefer der Rodnaer Alpen für das Umwandlungsprodukt einer alten Sedimentärformation erklären konnte, für die er 1868 den Namen basturnische Formation vorschlug. Später warf K. PAUL²⁾ die Frage auf, ob nicht im Schiefergebirge der Bukowina die metamorphen Äquivalente des podolischen Silur zu suchen seien, und Bruno WALTER³⁾ verwies auf die Ähnlichkeit der Manganerzlager der Bukowina mit den entsprechenden Vorkommnissen im devonischen Kiesel-schiefer des Rheinischen Schiefergebirges.

Eine positive Grundlage strebte 1895 L. MRAZEC⁴⁾ an, indem er die Quarzconglomerate, dunklen Sandsteine, Graphitschiefer, Anthracite und lichtgrauen Sericitschiefer von Schelea im Jiultale in den Südkarpaten als carbonisch deutete. Ähnliche Gesteine, und zwar graphitische, sericitische und kalkige Schiefer mit Realgar und kohlige Kiesel-schiefer sind in den Ostkarpaten, namentlich bei Sarul Dorna an der bukowinisch-moldauischen Grenze bekannt und es scheint, daß sie in den Ostkarpaten eine ziem-

¹⁾ F. POŠEPNY. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XV. Verh., S. 183, Jahrb. XVIII. S. 53, XXIII, S. 74.

²⁾ Geologie der Bukowina, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1876, S. 330.

³⁾ BRUNO WALTER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1876, S. 414.

⁴⁾ Über die Anthracitbildungen des südlichen Abhanges der Südkarpaten. Anzeiger d. k. Akad. d. Wissensch. Wien 1895, Nr. XXVII.

liche Verbreitung besitzen.¹⁾ Mag auch das geologische Alter nicht sicher gestellt sein,²⁾ so bedingt doch schon die Sonderung dieser ScheleaGruppe einen Fortschritt.

Die Hauptmasse der metamorphen Schiefer geringerer Kristallinität bildet als obere (2.) Gruppe einen mächtigen Verband von Sericitquarziten, gneisartigen Sericitschiefern, Chlorit-, Amphibol-, Epidot- und Talkschiefern, kristallinen Kalken und Kalkschiefern, der sich gegen das echte Urgebirge in den Südkarpaten diskordant und transgredierend verhält.

Die obere Gruppe der Ostkarpaten ist den Westkarpaten gegenüber durch die außergewöhnlich mächtige Entwicklung der kristallinen Kalke und der grünen Amphibol-, Epidot- und Chloritschiefer ausgezeichnet. Die rumänischen Geologen bezeichnen sie geradezu als die Gruppe der Grünschiefer und konstatieren eine große Ähnlichkeit mit der „Schieferhülle“ der alpinen Zentralstöcke. Beziehungen zu den Westkarpaten ergeben sich dagegen durch das Vorhandensein von Porphyroiden. Im Bihargebirge hat C. PETERS schon 1861 diese Gesteine mit bewundernswerter Schärfe präzisiert. Viele Jahre später wurden sie von S. ATHANASIU am moldauischen Pietrosu von F. v. NORCSA in der Gegend von Déva festgestellt. Sie sind aber auch in der Bukowina und im Gyergöer Gebirge verbreitet und es wäre noch zu erweisen, ob nicht etwa manche Erzlagerstätten der Ostkarpaten mit diesen Gesteinen zusammenhängen.

Das echte Urgebirge besteht in den Ost- und Südkarpaten aus Gneis Glimmerschiefer, Cordieritgneis, feldspatreichem Hornblendeschiefer, vielleicht auch gewissen kristallinen Kalken. Es scheint im Bihar und in den Transsylvanischen Alpen stärker entwickelt zu sein als in den eigentlichen Ostkarpaten.

Granitische Massen stehen im Osten und Süden der Karpaten sehr im Hintergrunde und hierin offenbart sich einer der bedeutungsvollsten Unterschiede ost- und westkarpatischer Entwicklung. Die verstreuten kleinen Granitstöcke der Südkarpaten haben größtenteils schieferige Struktur angenommen; nur die innersten Kerne bewahren eugranitisches Gefüge. In den Ostkarpaten scheinen echte Granite mit erhaltener körniger Struktur sogar gänzlich zu fehlen. Dagegen bricht hier im Gyergöer Gebirge der so viel berufene mineralreiche Eläolithsyenitstock von Ditró zu Tage, den wir im IX. Abschnitte näher besprechen werden.

¹⁾ S. ATHANASIU. Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ostkarpaten, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 139.

²⁾ Die Anthracite der Scheleaformation wurden zuerst, und zwar von M. DRAGHICENU (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1890, geolog. Karte von Rumänien) für mesozoisch erklärt. Da in neuester Zeit auch F. v. NORCSA Beobachtungen machte, die auf einen Zusammenhang der Scheleaformation mit jurassischen Bildungen hinzuweisen scheinen, so dürfte die Klärung dieser Frage noch weitere Forschungen erfordern. In den Ostkarpaten liegt kein Grund vor, um die kohligen Kieselschiefer und die Tonschiefer von Sarul Dorna etc. dem Jura zuzuweisen.

III. Abschnitt.

Die permisch-mesozoische Schichtenfolge.

Allgemeine Verhältnisse. — Die subtatische Entwicklung. — Hochtatische Enklaven. — Die Ablagerungen der südlichen Klippenzone. — Die innerkarpatische Region. — Das ostkarpatische Gebiet. — Die Ostkarpaten und das sogenannte orientalische Festland.

Allgemeine Verhältnisse.

Das Carbonsystem schließt sich in den Karpaten eng an die älteren metamorphen Schiefergebilde an und teilt deren geologische Schicksale. Eine neue Epoche hebt mit dem Absatze von rötlichen Quarzsandsteinen und Quarzconglomeraten an, die man als permisch zu betrachten sich gewöhnt hat, und schließt mit kalkigen und dolomitischen Bildungen der Unter- und Mittelkreide. Wir bezeichnen die Ablagerungen dieser Epoche als permisch-mesozoische Schichtenfolge und erblicken in ihnen eine große geologische Einheit.

Wie sich in den Alpen die spezifisch alpinen Faltungen hauptsächlich an den Bildungen dieser Periode verkörpern, so war diese Schichtenfolge auch in den Karpaten einer Hauptfaltung unterworfen. Man sollte daher für die permisch-mesozoische Schichtenfolge große Mächtigkeit voraussetzen, denn diese wird ja oft als ein besonderes Kennzeichen gefalteter Ablagerungen bezeichnet. Für die Karpaten trifft dies aber nicht zu: bei Einstellung von Mittelwerten gelangt man zu einer Mächtigkeit von ungefähr 1200 *m* für die gesamte permisch-mesozoische Schichtenfolge der sogenannten subtatischen Entwicklung, von ungefähr 800 *m* für die hochtatische Entwicklung.¹⁾ Und doch bilden diese Gesteine in den West- und Zentralkarpaten die Träger intensiver Faltungen! Noch geringer ist die Mächtigkeit der permisch-mesozoischen Gesteine in den Ostkarpaten, aus Gründen, die wir bald besprechen werden; allerdings ist hier auch die Faltung weit weniger stark.

Oft schon ist im einzelnen die Zugehörigkeit der mesozoischen Ablagerungen der Karpaten zur Mediterranprovinz dargelegt worden. Weniger bekannt und noch nicht genügend gewürdigt ist dagegen die Tatsache, daß innerhalb des karpatischen Ablagerungsraumes Unterschiede der Ausbildung der permisch-mesozoischen Schichten von zwar sekundärer, aber dennoch bedeutungsvoller Natur bestehen. Vor allem anderen fesselt hier der Gegensatz west- und ostkarpatischer Entwicklung: In den West- und Zentralkarpaten herrscht mit gewissen Ausnahmen vom Perm bis an die Basis der Oberkreide ununterbrochene Sedimentierung, die Schichtenfolge ist daher im allgemeinen vollständig; in den Ostkarpaten ist sie dagegen höchst lückenhaft und die Ablagerung war durch wiederholte Denudationsperioden unterbrochen. Zudem zeigen auch die Ablagerungen selbst in beiden großen Gebieten manche Verschiedenheiten.

¹⁾ V. UHLIG. Geologie des Tatragebirges I. Denkschr. d. k. Akad. Wien, 64. Bd., 1897, S. 682 (42).

Aber auch im engeren Rahmen der West- und Zentralkarpaten entwickeln sich nicht zu übersehende Differenzen. Der gleich zu besprechende Permquarzit ist hier auf die Kerngebirgsregion beschränkt, er fehlt dagegen im inneren Gürtel und die mesozoische Schichtenfolge beginnt hier erst mit den eigentlichen Werfener Schiefen.

In Trias und Jura greifen diese Differenzierungen um sich und nötigen uns zur Unterscheidung von vier Faziesgebieten (s. Fig. 6). Im Bereiche der Kerngebirge herrscht im allgemeinen die subtatrische Fazies, so benannt nach ihrem Vorkommen am Tatarande. Nur einige kleine Enklaven sondern sich im zentralen Teile gewisser Kerngebirge als hochtatrische

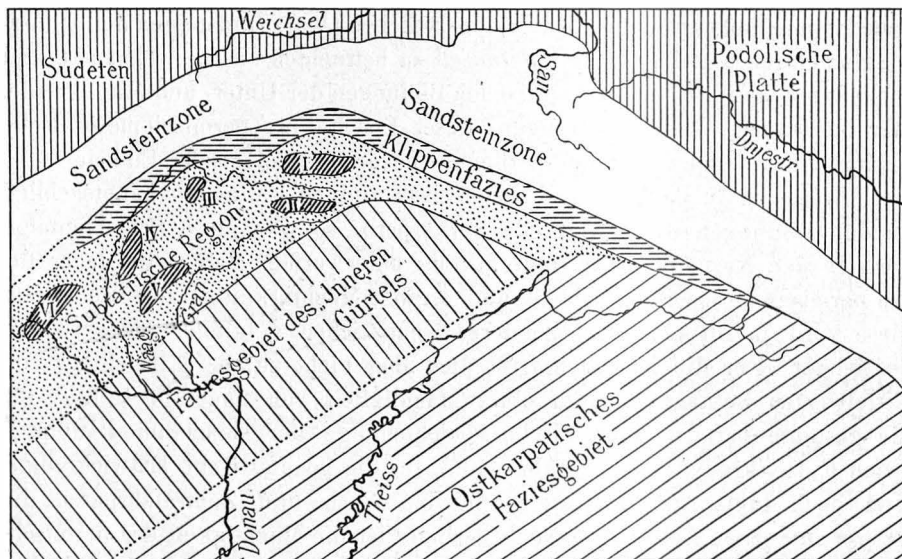


Fig. 6. Faziesgebiete der Karpaten.

Die schräg schraffierten Partien im Bereiche der subtatrischen Region entsprechen den hochtatrischen Enklaven (I Tatra, II Niedere Tatra, III Mincsov, IV Inovecz, V Tribecz, VI Kl. Karpaten).

Faziesgebiete ab. Am Außenrande fügt sich das Faziesgebiet der Klippenzone, am Innenrande das innerkarpatische Faziesgebiet an.

Die subtatrische Entwicklung.

Die subtatrische Ablagerungsreihe setzt mit rötlichem, wohlgeschichtetem Quarzsandstein ein, dessen Bänke ein sehr bezeichnendes System von 30—100 m Mächtigkeit ohne Zwischenmittel aufbauen. Zu unterst kann ein Grundconglomerat aus Granitblöcken mit feldspatreicher, toniger roter Binde-masse auftreten (s. Fig. 7). Auch sonst gehen einzelne Bänke in Quarzconglomerat über. Nach oben vermitteln rote Schiefer und glimmerreiche Sandsteine den Übergang zum Werfener Schiefer.

Der Grundquarzit ist gänzlich fossilfrei; Pflanzenreste, die D. STUR dieser Bildung zugeschrieben hat, stammen in Wirklichkeit aus triadischem

Sandstein.¹⁾ Dieser Umstand erschwert die Feststellung sowohl des geologischen Alters, wie auch der Bildungsweise dieser wichtigen Ablagerung. Allgemeine Analogien und die Lagerung unter den Werfener Schiefen bilden die einzige Legitimation für ihre Einreihung in das Permsystem. Es läßt sich aber nicht verkennen, daß diese Sandsteine bei ihrem engen Zusammenhange mit den Werfener Schiefen sehr wohl auch nur die tiefste Partie der Untertrias bilden könnten.²⁾ Wenn wir daher diese Bildung als permisch bezeichnen, so geschieht es einestheils, weil die Gründe zum Abgehen von dieser bisher üblichen Bezeichnung nicht stark genug sind und andernteils mit Rücksicht auf das ähnliche Auftreten des Perm an der Basis des alpinen Mesozoicum.

Hinsichtlich der Entstehung ist vielleicht das Grundconglomerat der Osttatra vom eigentlichen Quarzit zu trennen: jenes könnte sehr wohl als

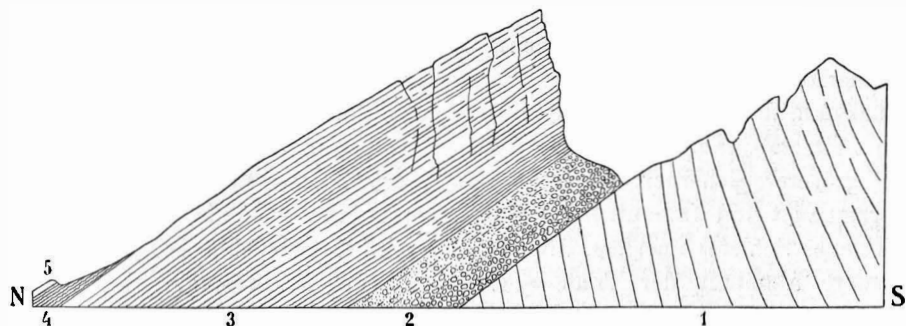


Fig. 7. Entwicklung des Permsystems südlich vom Kupferschächtenpasse (Béler Kalkalpen), Tatra.

1 Granit mit südwärts gerichteter Klüftung, 2 Rotes Grundconglomerat 3 m, 3 Quarzsandstein c. 9 m, 4 Roter Schiefer, 5 Hochtatrischer Liasjurakalkstein.

Land- oder Wüstenbildung aufgefaßt werden, dieser zeigt in der Ebenflächigkeit der Schichten und in der Natur des Gesteins die Merkmale eines echten Abrasionssedimentes. Der echte Permquarzit umrahmt stets die Zentralkerne; in größerer Entfernung von den Kernpartien geht er in eine Wechselfolge von roten Sandsteinen und roten Schiefen über, die in der Niederen Tatra und in den Kleinen Karpaten Decken von Melaphyr und Diabasporphyrat enthalten.³⁾ Wahrscheinlich bildete sich der eigentliche

¹⁾ V. UHLIG. Geologie des Fatraktivágebirges. Denkschr. d. k. Akad. Wien 1902, S. 3.

²⁾ Vergl. die Ausführungen F. v. HAUERS im Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 511.

³⁾ Vergl. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 513. Die Entdeckung der Melaphyre (in Breitenbrunn in den Kl. Karpaten) geht auf v. LILL und P. PARTSCH zurück. Vergl. P. PARTSCH Erläut. z. geogn. Karte d. Beckens v. Wien 1844, S. 17. — G. TSCHERMAK. Porphyrgesteine Österreichs, Wien 1869, S. 233, Sitzungsber. d. k. Akad., 52. Bd., S. 265. — STUR. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, S. 17, XVIII, S. 337. — ANDELAN und PAUL. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIV, S. 325. — STEIN. Melaphyre d. Kl. Karpaten. Min. Mitt. III. 1881, S. 411.

Permquarzit in der Brandungsregion an den vorragenden Zentralkernen, während sich weiter nach außen in größerer Tiefe die feineren terrigenen Sedimente zu beträchtlicher Mächtigkeit anhäuften und zeitweilig von submarinen basischen Ergüssen überzogen wurden.

Die Trias bewährt sich im subalpinen Gebiete insofern als eine dreiteilige Formation, als zu unterst Werfener Schiefer, in der Mitte mächtige Kalke und Dolomite, zu oberst bunter Keuper und Kössener Schichten ausgebildet sind.

Die Erforschung der karpatischen Trias begann mit der Nachweise des so wichtigen Leithorizontes der Werfener Schiefer bei Schemnitz durch J. v. PETTKÓ und F. v. HAUER.¹⁾ Auffallend stimmen sowohl die Versteinerungen wie auch der Gesteinscharakter der karpatischen Vorkommnisse mit den Werfener Schiefen der Alpen überein. Aber nur die innere Reihe der Kerngebirge ist durch die mächtige und typische Entwicklung der Werfener Schiefer ausgezeichnet; in der äußeren Reihe ist dieser Leithorizont auf ein Minimum reduziert. Es war daher ein besonderer Glücksfall, daß es M. LIMANOWSKI²⁾ gelang, in diesem Horizonte bei Zakopane die Leitversteinerungen der Werfener Schiefer aufzufinden. Man kann nun mit größerer Sicherheit als vordem die wenig mächtigen Schiefer zwischen Permquarzit und Dolomit der äußeren Kerngebirgsreihe als Vertretung der Werfener Schiefer ansehen. Über den Werfener Schichten erhebt sich als mittlere Abteilung der Trias, echt alpin in der Erscheinung, eine bis zu 300 m mächtige graue Dolomit- und Kalkmasse. Die tiefere Partie nimmt bei kalkiger Entwicklung das Aussehen des Guttensteiner Kalkes oder des Reiflinger Knollenkalkes an. Der um die Geologie der Karpaten so hochverdiente D. STUR³⁾ entdeckte hier an mehreren Punkten der Niederen Tatra und der Granbucht bei Neusohl Muschelkalkversteinerungen, besonders Brachiopoden, die sich auch in der Hohen Tatra, begleitet von Crinoiden, wiederfinden.

Die höhere Partie der mittleren Abteilung ist vielerorts durch Sandstein und Schiefer mit *Equisetites arenaceus* und *Halobia Haueri* von der tieferen geschieden. D. STUR setzte diesen detritogenen Horizont den Lunzer Sandsteinen und den Reingrabener Schiefen der Ostalpen gleich und stellte folgerichtig die obere Partie der Dolomite in den tieferen Keuper. Obwohl nun der detritogene Horizont nicht überall entwickelt ist, kann man doch wohl annehmen, daß die obere Partie der Triaskalke und Dolomite aus dem Muschelkalk allgemein in den Keuper eingreife.

¹⁾ F. v. HAUER in HAIDINGERS Mitt. Freund. d. Naturwiss. Wien VII. S. 19. — J. v. PETTKÓ. Geolog. Karte von Schemnitz, Abh. d. geolog. Reichsanstalt II, S. 5. Vergl. STUR Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVIII, S. 359. — STACHE. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 266.

²⁾ Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 162.

³⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVIII, S. 392, 361, 355—358 etc.

Daher entspricht die oberste Bildung der subtätischen Trias, eine ungefähr 100 m mächtige Folge von roten Schiefen und weißen oder rötlichen Sandsteinen und Conglomeraten, nur dem bunten Keuper der germanisch-polnischen Trias, dem sie, wenn man von dem Mangel von Gips und Salz absieht, auch faziell sehr nahe steht. Dieselbe Periode, in der die Alpen und die innerste Karpatenzone den Absatz des mächtigen Dachsteinkalkes und Hauptdolomites erleben, bringt den Außenrand der Karpatenregion unter die Herrschaft von ähnlichen Verhältnissen wie sie im germanisch-polnischen Triasbecken bestanden.

In der rhätischen Stufe, an der obersten Grenze der Trias, führt zunehmender mariner Einfluß zur Bildung der bekannten dunklen Schiefer und blaugrauen Kalkbänke mit *Terebratula gregaria* und der Lithodendronkalke. Fast stets versteinierungsführend bildet diese Stufe der Kössener Schichten in Verbindung mit den darunter liegenden, auffallenden roten Keupermergeln wahrhaft den Leitstern des Geologen in dem Gewirre der versteinungsarmen subtätischen Ablagerungen.

Zu Beginn des Lias werden die kalkigen neuerdings durch detritogene Ablagerungen, graue Sandsteine und schwärzliche Schiefer verdrängt. Sie enthalten ziemlich allgemein marine Versteinerungen des Unterlias, *Cardinien*, *Gryphaea arcuata* u. a.; nur in der hochtätischen Enklave führen sie an der Tomanowaalpe der Tatra auch Kohlenspuren und eine reiche Landflora,¹⁾ welche die übliche Bezeichnung der Grestener Schichten für diese Bildung rechtfertigt. Die grauen Sandsteine sind übrigens nur in der Tatra als dunkel verwitternde mächtige Felsbänder (s. Fig. 8) entwickelt, in den übrigen Kerngebirgen nehmen sie so zahlreiche Crinoidenglieder auf, daß sie schließlich in graue sandige Crinoidenkalke übergehen. Die sogenannten Hierlatzkalke²⁾ des Zjargebirges sind wahrscheinlich nichts anderes als derartige brachiopodenreiche Crinoidenkalke.

Über den Grestener Schichten sind alle höheren Stufen des Lias, Dogger, Malm und Neocom im subtätischen Gebiete in der einförmigen Fazies der Fleckenkalke und Mergel ausgebildet. Nur sporadisch kommen in diesen knolligen, durch eigentümliche graue Flecken gekennzeichneten, radiolarienreichen Gesteinen Versteinerungen vor und diese verteilen sich merkwürdigerweise nicht gleichmäßig auf alle Horizonte, sondern bevorzugen besonders die Hochstufe des Unterlias, den Oberlias und das Tithon.

Schon NEUMAYR³⁾ hat sich viel mit dieser Eigentümlichkeit der west-karpatischen Jura beschäftigt, ohne eine befriedigende Erklärung gefunden

¹⁾ M. RACIBORSKI. Flora Retycka w Tatrach. Rozpraw mat.-przyrod. Akademii w Krakowie XXI, S. 243. — Vergl. V. UHLIG, Geologie d. Tatragebirges I, S. 668 (28).

²⁾ G. STACHE. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XV, S. 309. — J. ČERMÁK im Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVI, S. 135.

³⁾ M. NEUMAYR. Penninischer Klippenzug, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XXI, 1871, S. 520—523.

zu haben. An eine Unterbrechung der Schichtenfolge und Ausfall einzelner Horizonte darf man aber wohl nicht denken; zu regelmäßig lagert an guten Aufschlüssen Bank auf Bank, als daß hier eine Unterbrechung der Ablagerung eingetreten sein könnte. Man betrachte nur die umstehende Abbildung der Béler Kalkalpen (s. Fig. 8). Bandweise ruhen über dem weißen Triasdolomit bunter Keuper, Rhät und der Felszug der Grestener Sandsteine (Pisanasandstein), dann die mächtige Serie der Fleckenmergel bis zu den hellen Kalken der Unterkreide. Nirgends zeigt sich der geringste Anhaltspunkt zur Annahme einer Lücke und so sind wir anzunehmen bemüht, daß die Fleckenmergel und die ihnen beigeordneten Gesteine in der Tat sämtliche Horizonte vom Unterlias bis in das Neocom vertreten.

Bei dieser Einförmigkeit der Entwicklung müßte man auf eine nähere Gliederung fast verzichten, böten nicht gewisse abweichend ausgebildete Horizonte feste Anhaltspunkte, wie der rote eisenreiche Hornsteinkalk und der Crinoidenkalk des Oberlias in der Tatra,¹⁾ der rote und grüne Aptychenkalk des Tithon im Fatrakován- und Lubochniagebirge,²⁾ die hellen splitterigen Tithonkalke im Suchy-, Mala Magura-, Zjar- und Facskowergebirge.³⁾

Ohne deutliche Grenze gehen die tithonischen in neocome Fleckenmergel über. Hellere Farbe, dünnere Beschaffenheit und größerer Tonreichtum sind manchmal, aber nicht immer Kennzeichen des neocomen Anteils der Fleckenmergel. STUR⁴⁾ behauptete, daß die Ammoniten der verschiedenen Horizonte der Unterkreide in den Karpaten gemengt wären. Das beruht aber gewiß nur auf unrichtigen Bestimmungen und der Schwierigkeit, nach Horizonten zu sammeln. Im Choec-, Fatrakován- und Lubochniagebirge, wahrscheinlich in der gesamten Kleinen Fatra, nehmen plattige Kalkmergel und sandig-schieferige Mergel ein besonderes Niveau über den eigentlichen Neocommergeln ein, sie führen im Choecgebiete *Desmoceras liptaviciense*, eine Leitform der Wernsdorfer Schichten, und gehören wohl dem Barremien an. Nach oben gehen sie in hellen, versteinierungsfreien Dolomit über, der unter dem Namen Choefeldolomit (Karpatendolomit, Neocomdolomit STUR) vielleicht die auffallendste Erscheinung der subtatrischen Schichtenfolge bildet. Nicht mit Unrecht bemerkt F. v. HAUER von dieser merkwürdigen Rekurrenzfazies, „daß man sich sehr versucht fühlen müßte, diesen Dolomit mit weit älteren Gesteinen, namentlich den Triasdolomiten oder den Hauptdolomiten in Parallele zu setzen, wäre nicht ihre Auflagerung

¹⁾ Die Versteinerungen des tatrischen Oberlias, große Nautilen, Befemiten und Ammoniten, darunter *Am. bifrons*, wurden zuerst von L. ZEUSCHNER nachgewiesen. — Vergl. Über d. Bau des Tatragebirges etc. Verh. d. russ.-min. Ges. 1847 u. a. a. O. L. HORNÉGER, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt VIII, 1857, S. 143—146, 180.

²⁾ D. STUR. Jahrb. IX, S. 107. Vergl. Geologie des Fatrakovángeb. Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch. 1902, S. 528.

³⁾ E. ŠTACHE. Jahrb. XVI, S. 312. — K. PAUL. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XV, 1865, S. 347.

⁴⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt IX, S. 131.

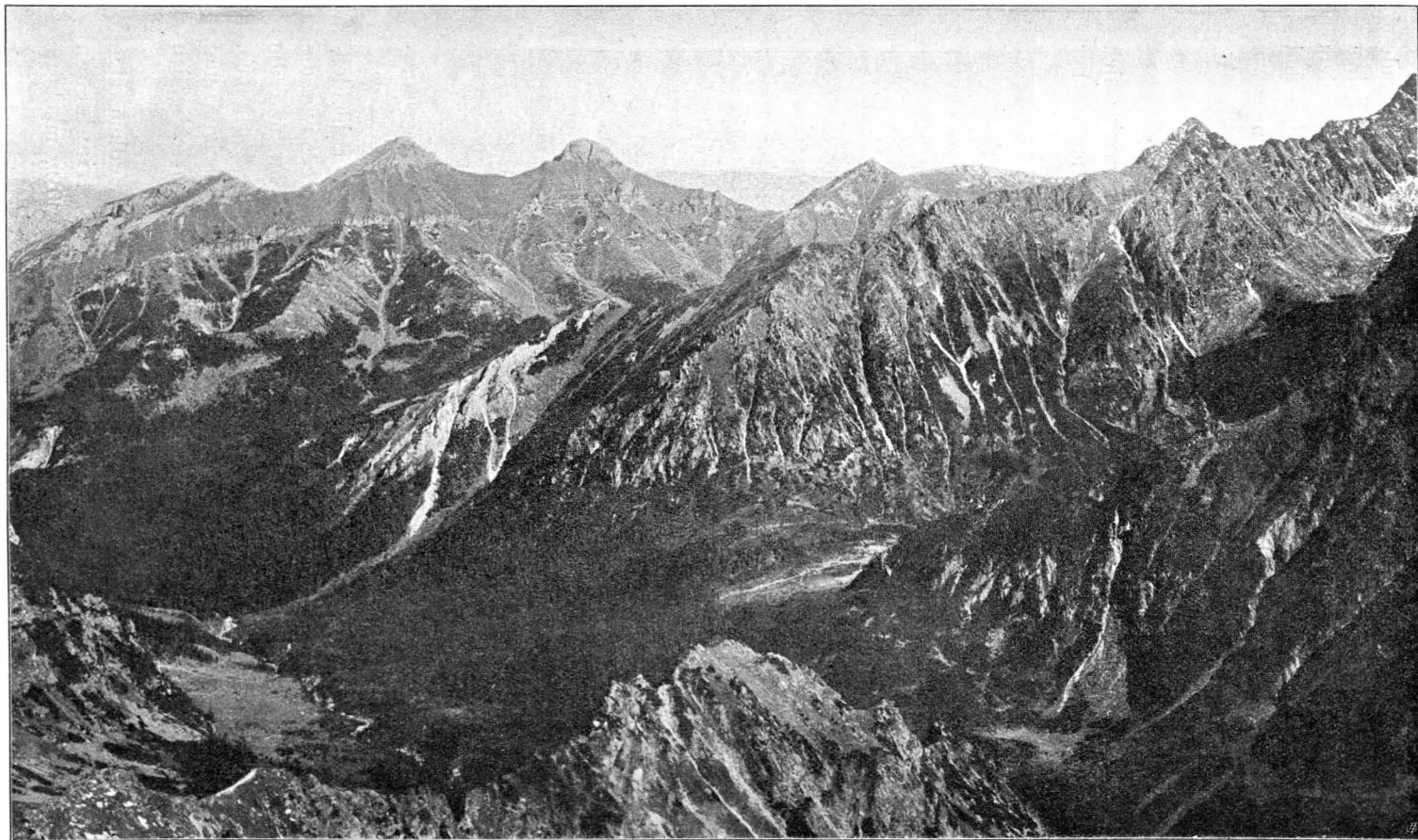


Fig. 8. Die Béler Kalkalpen, Tatra.

Rechts und im Vordergrunde Granit, an den sich heller, hochtatrischer Kalkstein anlehnt. Darüber liegt im Hintergrunde die subtatrische Schichtenfolge. Das ununterbrochene schmale Felsband entspricht den Grestener Schichten; darüber liegen Liasfleckenmergel und an den Spitzen die Schichten vom Oberlias bis zur Unterkreide. Unter den Grestener Schichten ziehen Rhät, bunter Keuper und in kleinen Schroffen Triasdolomit durch; letzterer ist von Untertrias und Permquarzit unterlagert und auf den hochtatrischen Kalkstein geschoben.

auf Neocomschichten an zahlreichen Stellen nachgewiesen“. Die beistehende Abbildung (Fig. 9) zeigt den Chocsdolomit auch in seiner landschaftlichen Erscheinung als Rivalen des Triasdolomits. In manchen Gebieten, besonders in der Osttatra, tritt an seine Stelle zum Teil der helle, grobbankige und bituminöse Murankalk. Seltene Caprotinenreste im Murankalkstein sowie die Lagerungsverhältnisse des Chocsdolomits, weisen diesen spezifisch karpatischen Bildungen ihre Stellung im Aptien und Albien an.¹⁾

Die hochtatrischen Enklaven.

Der höhere und innere Teil des Zentralkernes der Tatra erwies sich zuerst als Träger einer eigenartigen, von der subtatrischen in mehrfacher

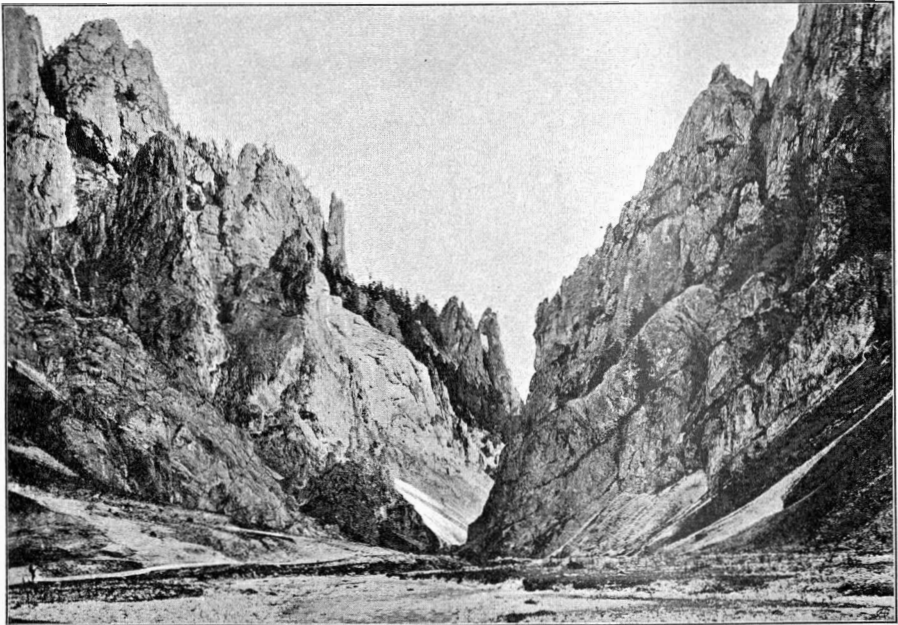


Fig. 9. Chocsdolomit am Ausgang des Vratnetales, Nordrand des Fatrakovágebirges.
(Photographie von A. Bilowitzki-Teschen.)

Hinsicht abweichenden Ausbildung der permisch-mesozoischen Schichtenfolge. Später zeigte es sich, daß auch einige andere Kerngebirge, wie die Kleinen Karpaten, das Inovecz- und Tribeczgebirge, der Mincsov und die Niedere Tatra in ihren zentralen Partien eine „hochtatrische“ Region haben, während die Umrahmungen des Lubochniagebirges, des Fatrakován und vielleicht auch des Suchy-, Mala Magura- und Zjargebirges ausschließlich „subtatrischen“ Charakter aufzeigen.

Zum Wesen der hochtatrischen Entwicklung gehört vor allem eine überaus dürftige Vertretung oder selbst gänzlicher Mangel der triadischen Ablagerungen. In der Tatra bildet eine höchstens 80—100 m mächtige

¹⁾ Geologie des Tatragebirges I, S. 34 (674).

Folge von roten Schiefen, Sandsteinen und dolomitischen Wacken die gesamte Vertretung der Triasformation. Marines Rhät ist nur an einer Stelle entwickelt, sonst folgen über den roten Triasschiefern unmittelbar die pflanzenführenden Sandsteine und dunklen Schiefer der Grestener Schichten. War die hochtatratische Zentralpartie der Tatra während der Triaszeit ein zeitweilig gehobenes oder auch nur ein untiefes Gebiet schwächsten Absatzes, so lagen andere Zentralkerne sicher trocken, denn sie zeigen zwischen Permquarzit und Lias entweder gar keine Spuren von triadischen Ablagerungen, wie die Kleinen Karpaten und der Tribecz oder nur schwache Andeutungen von Werfener Schiefen wie der Inovecz.



Fig. 10. Auftreten des hochtatratischen Liasjurakalksteins in den Tylkowe Kominy, Tatra. Aufgenommen vom Czerwony wierch upłaziański.

Westlicher Abschluß der hochtatratischen Antikline A_2 durch die Vereinigung der hochtatratischen Synklinen S_1 und S_2 in den Tylkowe Kominy. In der Schlucht zwischen den verschmelzenden Kalkzügen liegt ein kleiner Aufbruch von Permquarzit und rotem Schiefer, darüber Grestener Schichten. Im Vordergrunde hochtatratischer Kalkstein (Schlucht Kraków), an den rechts am Gładkie upłaziańskie die Mergel der transgredierenden Oberkreide diskordant angrenzen. Die Fortsetzung dieser Oberkreidepartie nimmt den Nordabhang der Tylkowe Kominy ein.

Das zweite Hauptmerkmal der hochtatratischen Faziesgebiete besteht in der einförmig kalkigen, an die alpine Trias erinnernden Ausbildung des Lias und Jura. Wenn man z. B. das hochtatratische Gebiet der Czerwone wierchy bei Zakopane in der Tatra betritt (s. Fig. 10), könnte man sich in irgend eine alpine Triaslandschaft versetzt wännen, so groß ist die Ähnlichkeit der bankigen, zuweilen dolomitischen Kalke des hochtatratischen Lias und Jura mit den triadischen Kalken der Alpen, besonders dem Dachsteinkalk. Manche von diesen Vorkommnissen wurden denn auch früher als triadisch angesprochen.

In der Tatra konnte das Wesen dieser Kalke zuerst aufgeheilt werden. Hier wurden in einem gewissen Niveau der Kalkserie rötliche Crinoidenkalke mit liasischen Spiriferinen (Alpe Uplaz), in einem etwas höheren Horizonte in weißen und rötlichen Crinoidenkalken und roten eisenreichen Ammonitenkalken Versteinerungen des Braunen Jura, speziell der Klaus-schichten aufgefunden. An der oberen Grenze kommen rote Knollenkalke und Hornsteinkalke mit Aptychen und entstellten Ammoniten und weiße Korallenkalke nach Art der Stramberger Kalke vor. Da nun diese Kalkserie in ihrem Verbands keine Unterbrechung erkennen läßt und an ihrer unteren Grenze durch Wechsellagerung in die unterliasischen Grestener Schichten übergeht, so muß man wohl die Annahme machen, daß die betreffenden Kalke dem ganzen Lias und Jura entsprechen.

In den übrigen hochtatriscen Enklaven zeigen die Lias- und Jura-kalke geringere Mächtigkeit und etwas abweichende Ausbildung. Zwar ist auch in diesen Gebieten Einförmigkeit des Schichtenbaues und gelegentliches Vorkommen von Crinoidenkalk zu verzeichnen, aber die Kalksteine gehen häufig in dünn-schichtige, selbst schieferige Ablagerungen über, die in den Kleinen Karpaten bei Mariental den Charakter von Dach-schiefern annehmen. Etwas ähnliches ist in der Tatra nicht bekannt. Die Schieferlagen zeigen oft einen leichten sericitischen Glanz, ja sie können selbst das Aussehen leicht metamorpher Schiefer erhalten.

Das war offenbar mit ein Grund, warum diese Kalke („Ballensteiner Fazies“) in den Kleinen Karpaten lange Zeit für paläozoisch angesehen wurden, obwohl doch schon frühzeitig im Dach-schiefer von Mariental *Harpoceras bifrons* und gezerrte Belemniten, in Theben Belemniten und in Ballenstein liasische Brachiopoden gefunden waren. Das merkwürdigste aber ist, daß diese Gesteinsveränderung in den weniger intensiv gefalteten Kerngebirgen weit stärker hervortritt als in der hochgradig gefalteten Tatra.

Wie groß der stratigraphische Umfang der hochtatriscen Kalke außerhalb der Tatra ist, läßt sich mangels entsprechender Versteinerungsfunde nicht sicher beurteilen. In den Kleinen Karpaten besteht ein Übergang des hochtatriscen in den subtatriscen Lias; in anderen Kerngebirgen ist die Grenze beider Entwicklungen durch eine Überschiebung scharf markiert.

Als Ursache der Faziesdifferenzierung kann man wohl mit gutem Grunde die Verschiedenheit der Bildungstiefe ansehen. Die radiolarienreichen Gesteine der subtatriscen Fazies sind gewiß in größerer Tiefe entstanden als die zum Teil koralligenen, crinoidenreichen hochtatriscen Kalke, eine Annahme, die mit der insularen Natur der Zentralkerne zur Triaszeit bestens übereinstimmt.

Die Ablagerungen der Klippenzone

ziehen sich als schmaler Saum am Außenrande der subtatriscen Region hin und haben bei dieser Lage naturgemäß gewisse Beziehungen zur subtatriscen Fazies.

Subtatische Merkmale zeigen der bunte Keuper und die Kössener Schichten bei Homonna im Osten, Drietoma und Becko im Westen. Die dunklen Hornsteinkalke des Muschelkalkes von Becko entfernen sich schon merklich vom eigentlichen subtatischen Typus und gänzlich auf die Klippenzone beschränkt ist der helle karnische Kalk mit *Amphiclina amoena* BITTNER der kleinen Klippe von Kockócz in Waagtale.¹⁾

Die Gesteine des Lias und des unteren Dogger (Zone des *Ammonites opalinus* und *Murchisonae*) nähern sich den subtatischen Fleckenmergeln, sind aber etwas toniger und vor allem wesentlich reicher an Versteinerungen. Den isolierten Liasfunden der subtatischen Region steht in der Klippenzone ein Reichtum von Versteinerungen aus allen Hauptstufen des Lias gegenüber.

Im mittleren Dogger und Malm erscheinen Ablagerungen in einer Reihenfolge, die sonst im gesamten Karpatengebiet nirgends vorkommt: über den Opalinus- und Murchisonaeschiechten weiße Crinoidenkalke, darüber rote Crinoidenkalke mit Versteinerungen der Bathstufe. Darüber rote Czorsztyner Kalke mit Versteinerungen des Kelloway, Oxford und Kimmeridge und endlich helle Brachiopoden-, Crinoiden- und Cephalopodenkalke des Tithon. Diese bisweilen äußerst wenig mächtigen Bildungen, von denen namentlich die Czorsztyner Kalke bis auf 6 m reduziert sein können, haben jene reichen Faunen geliefert, die namentlich durch die Beschreibungen von ZEUSCHNER, ZITTEL und NEUMAYR eine so große Berühmtheit erlangt haben.

Merkwürdigerweise geht neben dieser versteinerungsreichen Ausbildung des Dogger und Malm eine einförmige versteinerungsarme Fazies einher, die den subtatischen Fleckenkalken sehr nahe steht und die wir als Hornsteinkalkfazies bezeichnen. Auf die Bedeutung dieser Differenzierung hat besonders M. NEUMAYR²⁾ aufmerksam gemacht. Leider sind die von ihm gewählten ansprechenden Bezeichnungen der hoch- und subkarpatischen Fazies nicht haltbar, seitdem man weiß, daß Fleckenmergel und Hornsteinkalk in der Tatra nicht ausschließlich herrschen, sondern gerade die höheren Teile dieses Gebirges einer besonderen Entwicklung vorbehalten sind. Die Ausdrücke sub- und hochkarpatische Fazies wurden daher durch „versteinerungsreiche“ und „Hornsteinkalkfazies“ ersetzt.

Schon NEUMAYR bemerkte Übergänge von einer zur andern Ausbildungsweise der Klippen; die Mannigfaltigkeit dieser Übergänge ist aber größer als er annahm. Beide Fazies wechseln im Bereiche der Klippenzone reihenförmig miteinander ab; der Abstand der einzelnen Reihen beträgt oft kaum 1 m. Gerade dieses Nebeneinandervorkommen und der häufige Fazieswechsel kennzeichnen nebst der geringeren Mächtigkeit und dem großen Fossilreichtum ganz besonders die Ablagerungen der Klippenzone.

Die Klippenkalke verschwinden unter der jüngeren Flyschdecke; erst in der Außenregion der Flyschzone kommen wieder ältere Gesteine zum

¹⁾ A. BITTNER in Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1900, S. 183.

²⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XXI, S. 475, 487—501. Vergl. Jahrb. 40. Bd., S. 743.

Vorschein, jedoch keine Trias-, Lias- und Doggerbildungen, sondern nur Tithon und Unterkreide, und zwar in einer, in der Klippenzone unbekanntem Ausbildung. Wir können hieraus den Schluß ableiten, daß sich der Bildungsraum der Klippenzone nahe dem ehemaligen, vom Flysch verdeckten Ufer des mesozoischen Meeres der inneren Karpaten befand. In tieferen Zonen wurden Hornsteinkalke, an seichteren Rücken und nahe dem Ufer die versteinungsreichen Kalke abgesetzt. Wenn sich nun hier der ganze Versteinungsreichtum des karpatischen Jura zusammendrängt, so liegt es sehr nahe, an eine Zusammenschwemmung oder Strandung der Ammonitengehäuse im Sinne von J. WALTHER zu denken. Besonders die Beschaffenheit der Czorsztyner Kalke und der Ammonitenbreccie von Rogóznik kommen dieser Annahme sehr entgegen.

Die innerkarpatische Region.

Die Transgression der mesozoischen Serie beginnt im Gebiete des inneren Gürtels mit mächtigen, versteinungsreichen Werfener Schiefen. Über diesen baut sich die gesamte Triasformation aus kalkigen Gesteinen auf. Zwar sind hier nur wenig Versteinungen hauptsächlich im obersten Horizont der Trias gefunden worden, aber bei der gleichmäßig ruhigen Lagerung der Schichten genügt gerade dieses Vorkommen, um die kalkige Natur der mittleren und oberen Trias des inneren Gürtels zu erhärten.

Die reichsten Funde stammen aus dem Crinoidenkalk von Dernö. Nach den Bestimmungen von BITTNER und MOJSISOVICS entspricht die Cephalopoden-, Bivalven- und Brachiopodenfauna von Dernö der Zone des *Ammonites Metternichi*, also der jüngsten Zone des Keupers und ungefähr in dasselbe Niveau gehören die großen Dachsteinkalk-Megalodonten des Murányplateaus.¹⁾ Vom bunten Keuper ist bisher nicht die geringste Spur nachgewiesen worden, an seine Stelle treten Kalke von echt alpinem Typus. Nicht im Bereiche der Kerngebirge, sondern im innerkarpatischen Gebiete findet der Geologe die volle und typische Entwicklung der ostalpinen Trias wieder, und obwohl dieses noch wenig erforschte Gebiet bisher den Eindruck großer Fossilarmut erweckt, kann man doch in Zukunft der Entdeckung mancher alpinen Fauna und vielleicht selbst noch der Aufindung von alpinen Mergelhorizonten entgegensehen.

Das Jurasystem spielt im inneren Gürtel eine geringe Rolle: bei Bugyik-Falva wies FÖTTERLE²⁾ graue Hornsteinkalke mit Aptychen des Oberjura, bei Szalonna von Porphyr durchbrochene Liasbildungen nach.

¹⁾ STÜRZENBAUM. Földt. Közl. IX, 1879, 287. — E. v. MOJSISOVICS. Chronologischer Umfang des Dachsteinkalkes, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, 1896, 105. Bd., S. 29—31. — A. BITTNER. Brachiopoden von Dernö, Anhang zu Brachiop. d. alp. Trias. Abh. d. geolog. Reichsanstalt XIV, 1890, S. 276—286. — Zahlreiche große Megalodonten kommen an der Wasserscheide zwischen Vereskő und Murány-Huta vor. Unmittelbar neben der Straße sind auf der Höhe mehrere Steinbrüche angelegt, in denen die zur Straßenbeschotterung verwendeten Megalodontenkalke gebrochen werden.

²⁾ F. FÖTTERLE. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 117.

Das ostkarpatische Gebiet.

Die permisch-mesozoische Schichtenfolge beginnt auch in der ostkarpatischen Region mit einem, auf kristallinen Schiefeln diskordant aufruhenden Abrasionsedimente, einem durchschnittlich kaum 20 m mächtigen Quarzconglomerat und Sandstein von hellgrauer, rötlicher oder violetter Farbe, ohne Versteinerungen. Nach dem Vorgange von A. v. ALTH wurde der Name Verrucano auf diese Felsart übertragen. Das klastische Gestein geht nach oben unvermittelt in eine authigene Bildung, einen schlecht geschichteten grauen Dolomit über.¹⁾ Weit mächtiger als das Verrucano-

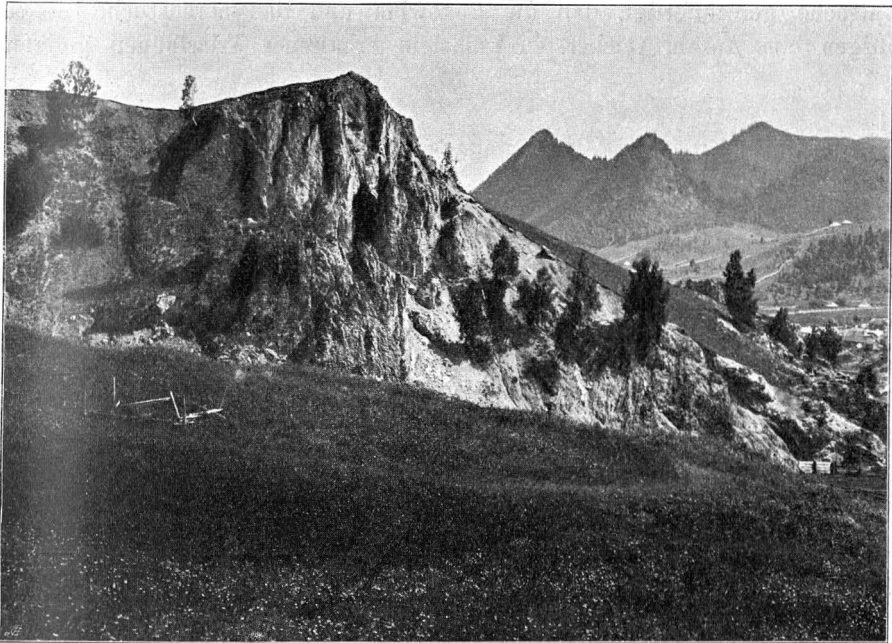


Fig. 11. Verrucanodolomit von Pojorita, Bukowina.

Über dem Verrucanodolomit liegen rote Jaspisschichten. Die Schichtenfolge ist hier durch Bruch verdoppelt. Die Spitzberge im Hintergrunde (Adam und Eva) bilden die Fortsetzung der Verrucanodolomitzone (Innerer Flügel der großen Mulde).

conglomerat zieht der Verrucanodolomit, wie wir ihn nennen wollen, als ununterbrochenes Felsband durch die Landschaft (s. Fig. 11) und erscheint so als Hauptfelsart der ostkarpatischen Permformation. Nähere Parallelen und Vergleiche dieses interessanten Gesteins sei es mit dem alpinen Bellerophonkalk und dem Dolomit des alpinen Rotliegenden, sei es mit dem deutschen Zechstein, scheitern leider an dem gänzlichen Mangel an deutbaren Versteinerungen.

Über dem Verrucanodolomit erscheinen rote Schiefer mit Sandstein-

¹⁾ V. UHLIG. Über die Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den Ostkarpaten. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., 106. Bd., S. 190 (3).

und dunkelroten Jaspis- und Eisenkieselbänkechen, die an einzelnen Punkten in der Bukowina und im nordöstlichen Siebenbürgen echte Werfener Schiefer mit *Natiria costata*, *Myophoria costata*, *Pseudomonotis cf angulosa*, *Turbo rectecostatus* als Einlagerung enthalten. Die Jaspise und Eisenkiesel wurden früher für eine Art von Pietra verde, für vulkanische Tuffgesteine gehalten,¹⁾ in Wirklichkeit bilden sie echte Radiolariensedimente. Die wenig mächtige Schichtgruppe der roten Schiefer geht nach oben in schwärzliche Schiefer und graue, glimmerreiche Sandsteine über.

C. PAUL²⁾ stellte in der Bukowina eine Schichtgruppe des obertriadischen Kalksteines auf und dieses Vorgehen war scheinbar durch die Tatsache gerechtfertigt, daß die Bukowina und das nordöstliche Siebenbürgen eine Anzahl reicher, in Kalkstein erhaltener Triasfaunen geliefert

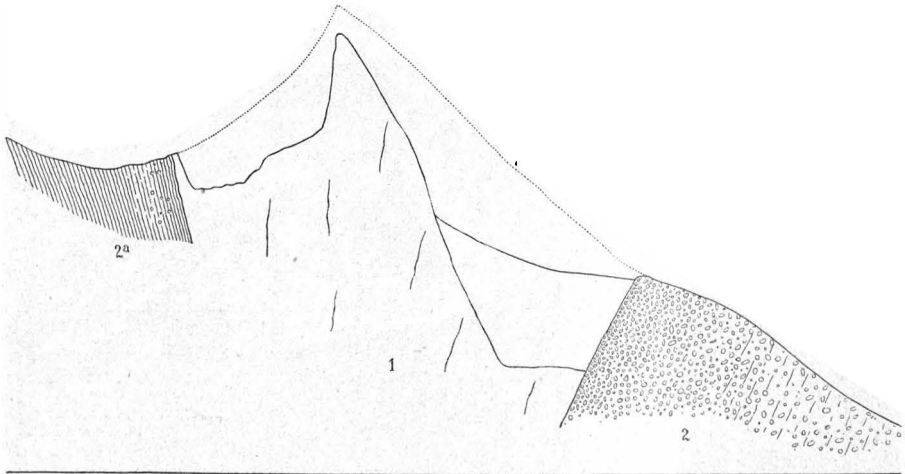


Fig. 12. Klippe von weißem karnischen Riffkalk mit *Halobia austriaca* im Valea mare bei Kimpolung, Bukowina.

1 karnischer Riffkalk, 2 Conglomerathülle, 2a Conglomeratarmer Teil der Umhüllung, Sandsteinbänkechen und Schiefer mit einzelnen Kalkgeschieben (Neocom). Fig. 13 zeigt die photographische Aufnahme der Kontaktpartie zwischen 1 und 2. Die Klippe ist durch Steinbruchbetrieb stark reduziert.

haben. Im Pareu Cailor bei Pojorita in der Bukowina kommen rote Halobienkalke und eine Trachycerenfauna des Wengener Horizontes vor, bei Pojorita rote Kalke mit der Fauna des *Trachyceras Aon* der karnischen Stufe; graue Riffkalke mit karnischen Bivalven (*Halobia austriaca*) und Brachiopoden treten in Valea mare bei Kimpolung in der Bukowina auf und aus dem Nagy Hagymásgebirge in Siebenbürgen brachte F. HERBICH³⁾ reiche Funde

¹⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1880, 30. Bd., S. 167.

²⁾ Geologie der Bukowina, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1876, XXVI, S. 291. Vergl. die dazu gehörige geolog. Karte.

³⁾ F. HERBICH. Das Széklerland, Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geolog. Anstalt. Bd. V, 1878, S. 80 etc. Vergl. ferner E. v. MOJŠISOVIC, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1875, S. 142. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. 1896, 105. Bd., S. 38. — V. UHLIG in Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. 98. Bd., S. 733.

von Hallstätter Kalken der norischen Stufe bei. Dieselbe Stufe ist durch Hallstätter Kalk im Valea Mesteacan bei Kimpolung vertreten und endlich erscheinen bei Pojorita auch graue Korallenkalke mit rhätischen Brachiopoden. Diese Vorkommnisse könnten sehr wohl dazu verleiten, sich die Zusammensetzung der ostkarpatischen Trias etwa nach dem Muster der kalkreichen Obertrias der Ostalpen vorzustellen.

In Wirklichkeit aber existiert weder in der Bukowina, noch im nordöstlichen Siebenbürgen eine kontinuierliche Ablagerung von obertriadischem Kalkstein, sondern die versteinierungsreichen Kalkvorkommnisse bilden lediglich kleine, unscheinbare, oft Kilometer weit voneinander entfernte,

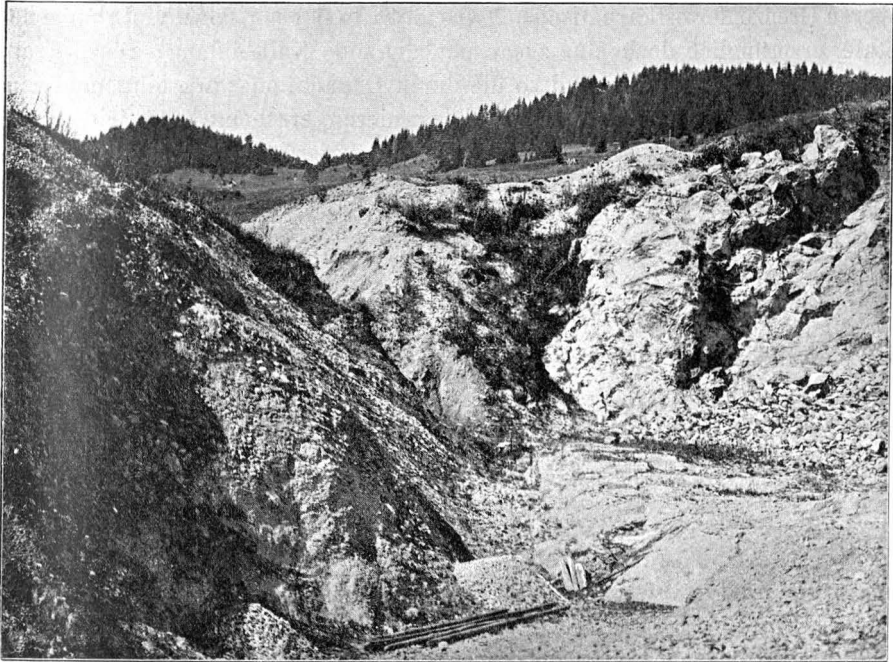


Fig. 13. Karnische Riffkalkklippe des Valea mare bei Kimpolung, Bukowina. Rechts weißer Riffkalk, links das mächtige, durch dunklen Ton leicht verkittete Kalkconglomerat (s. Fig. 12).

isolierte Schollen. So erscheint z. B. der „Blutstein“ genannte Halobienkalk im Pareu Cailor als eine Scholle von 3 bis 4 m Mächtigkeit und 6 bis 8 m Länge, andere sind noch viel kleiner und selbst das größte Vorkommen, der karnische Riffkalk des Valea mare bei Kimpolung, stellt sich nur als eine zuckerhutförmige Klippe mit einem Durchmesser von kaum mehr als 60 m dar. Einzelne dieser Schollen sind von einem mächtigen Mantel von Geschieben umhüllt und verraten sich so auf das unzweideutigste als echte Inselklippen, wie der Zuckerhut des Valea mare (vgl. Fig. 12 und 13), oder sie liegen als große Blöcke im Conglomerat und neocomen Ton, wie die rhätischen Riffkalkblöcke von Pojorita (vgl. Fig. 14).

Andere Schollen dagegen gehen sicher in das kontinuierlich fortstreichende Hauptgestein über; z. B. der Blutstein im Pareu Cailor in die roten Jaspisschichten. Namentlich die schwärzlichen Schiefer scheinen derartige anscheinend koralligene Miniaturriffe zu führen. Somit gehören die isolierten Triaskalkschollen der Ostkarpaten trotz ihres scheinbar gleichartigen Auftretens in zwei, geologisch grundverschiedene Kategorien: Die einen bilden ursprüngliche Miniaturriffe infolge heteropischer Differenzierung, die anderen Klippen und Blöcke infolge von Denudationsvorgängen. Waren nun alle die zahlreichen Kalkschollen, die jetzt als echte Inselklippen und Blöcke von jüngeren Gesteinen umhüllt sind, ehemals solche kleinere heteropische Riffeinlagerungen nach Art des „Blutsteins“ oder bestand an der oberen Grenze der ostkarpatischen Trias, etwa in der norischen und rhätischen Stufe, ursprünglich doch eine zusammenhängende Kalkbildung? Diese Frage bestimmt zu beantworten und so die durch Denudation stark mitgenommene ostkarpatische Trias gleichsam zu rekonstruieren, erscheint heute leider noch

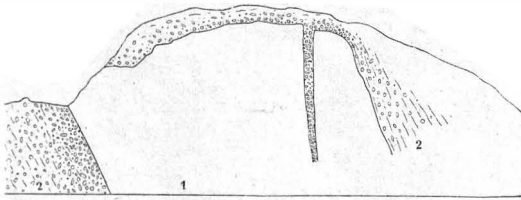


Fig. 14. Blockklippe von rhätischem weißen Riffkalk, umschlossen von einer Conglomerathülle in Fundul Pojorita, Bukowina.

1 Rhätischer Kalk, 2 dunkler Ton mit Geschieben, in eine Spalte des Kalksteins eingreifend, neocom.

verfrüht und wird vielleicht auch später nicht völlig gelingen. Die Tatsache, daß die Jaspisschichten mindestens bis zum Niveau der Kalkscholle des Pareu Cailor, also bis zum Wengener Horizonte reichen und darüber noch schwarze Schiefer mit Kalklinsen folgen, beweist, daß mindestens der größere Teil der ostkarpatischen

Triasformation aus schieferigen, kieseligen und sandigen Gesteinen von geringer Mächtigkeit zusammengesetzt ist, in denen Kalke nur als kleine Riffe und Linsen sporadisch auftreten. Ob dagegen an der obersten Grenze der Formation nicht vielleicht doch eine zusammenhängende Kalkbildung bestand, bleibt vorläufig unentschieden. Die Trias der Ostkarpaten scheint sich zur ostalpinen Trias ähnlich zu verhalten, wie die schieferigen Devonbildungen Deutschlands mit ihren „hercynischen“ Kalklinsen zu dem rein kalkigen Devon Böhmens und der Alpen. Auch das Tithonriff von Stramberg, die neocomen Korallenkalke der Bukowina und die Cipitkalke Tirols könnten wegen ihrer Beziehungen zu gleichalterigen Schiefen zum Vergleiche herangezogen werden.

Im Persanyer Gebirge erlangen echte Werfener Schiefer und Muschelkalk eine etwas größere Mächtigkeit, aber auch hier weicht die Ausbildung der Schichten zwar nicht im Handstücke, wohl aber im Gesamtauftreten vom gewohnten Bilde der alpinen Trias wesentlich ab.

Basische Eruptionen, auf die wir im XI. Abschnitte zurückkommen, begleiten die Ablagerung der ostkarpatischen Trias, die sich wohl sicher

in ununterbrochener Folge vollzog, denn es sind ja fast sämtliche Stufen der Trias paläontologisch vertreten. Die erste sichergestellte Unterbrechung der Sedimentation erfolgte zu Beginn des Lias. Eine Kontinentalperiode von, geologisch genommen, kurzer Dauer trat ein, in der die eben gebildeten Ablagerungen zum ersten Male zerstörenden Angriffen ausgesetzt waren.

Im Osten der Südkarpaten, im Burzenlande bei Kronstadt, gewann das Meer zuerst wieder Boden; die Ablagerungen hatten aber zunächst noch litoralen Charakter. Aus der Zerstörung der anstehenden kristallinen Schiefer gingen Conglomerate, Sandsteine und Schiefertone hervor, die unmittelbar auf dem Urgebirge abgesetzt wurden. Kohlenflöze und zahlreiche Landpflanzen verraten die Nähe des Festlandes, der marine Einfluß war aber in Zunahme begriffen, denn man findet unmittelbar über der Kohle Kalkbänke mit Cardinien und anderen marinen Muscheln, Belemniten und Brachiopoden in ähnlicher Mischung wie in den Grestener Schichten der Nordalpen und in Fünfkirchen.¹⁾ Das Meer des Unterlias breitete sich weit nach Norden aus; die Spuren seines Übergreifens verfolgen wir an drei wahrhaft winzigen Schollen von unterliasischem roten, ammonitenreichen Knollenkalk, (sogenanntem Adnether Kalk) im Altdurchbruche des Persanyer Gebirges bei Alsó-Rákos, im Nagyhágyásgebirge und im Valea sacca bei Kimpolung in der Bukowina. In Valea sacca²⁾ liegt der rote Knollenkalk mit Ammoniten der Hochstufe des Unterlias auf Jaspisschichten, seiner Ablagerung ging also eine beträchtliche Abtragung voraus. Eine noch intensivere Denudationsperiode folgte nach: von der Ablagerung des Unterlias, die einst die ganzen Ostkarpaten vom Persanyer Gebirge bis in die Bukowina bedeckt haben mußte, blieben, so viel man weiß, lediglich jene drei oben erwähnten Schollen zurück, deren größte bei 3 m Mächtigkeit kaum 50 m weit zu verfolgen ist.

Diese kontinentale Denudationsphase dauerte in der Bukowina und im nordöstlichen Siebenbürgen höchstwahrscheinlich bis in die Zeit des Unteroolith. In das Burzenland hingegen drang das Meer schon zur Zeit des Oberlias ein und hinterließ hier gelbliche, ungemein glimmerreiche, kalkige Sandsteine mit *Harpoceras bifrons* und anderen Ammoniten und Belemniten. Der Oberlias zeigt eine von den Grestener Schichten, der Unteroolith eine vom Oberlias unabhängige Verbreitung; somit mußte das Meer des Oberlias zurückgetreten sein, um im Unteroolith das verlorene Gebiet wiederzugewinnen.

Die Braunjura-Transgression erstreckte sich über die gesamten Ostkarpaten. Teils sandige, teils tonige, bisweilen etwas kalkige, stets glimmerreiche Ablagerungen finden sich in Denudationsresten über die ganze ost- und südkarpatische Area ausgebreitet. Mindestens zwei Horizonte sind hier paläontologisch nachweisbar: der tiefere entspricht dem oberen Bajocien, der höhere den altbekannten und weitverbreiteten Klaussschichten (Bathonien).

¹⁾ D. STUR. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1860, S. 57. 1872, S. 341—347.

²⁾ V. UHLIG. Liasfauna von Vale sacca, Abh. d. Ver. „Lotos“, Prag.

Die transgressive Natur dieser Ablagerungen ist durch zahlreiche Beobachtungen belegt: auf Butia Psenilor, nordwestlich von Pojorita liegen schwärzliche Schiefer mit *Posidonomya alpina* und Belemniten auf triadischem Kalkstein und umfließen mehrere kleine Klippen dieses Kalkes; in Kisere bei Zsedanypatak und auf Piatra Nițana im nordöstlichen Siebenbürgen ruhen kalkigsandige Braunjuraschichten mit Ammoniten und Belemniten unmittelbar auf Verrucanogesteinen, im Burzenlande unmittelbar auf kristallinen Schiefeln. In Isvoralb bei Kimpolung in der Bukowina enthält der Braunjura mit *Sphaeroceras* sp. ein mächtiges Conglomerat von Sandsteinfragmenten aus der Schichtgruppe der schwärzlichen Triasschichten. Wahrscheinlich wurde auch das Tonmaterial dieser Triasschichten zum Aufbau der schwärzlichen Braunjuragesteine der Bukowina mitverwendet.

Die Meeresbedeckung und die Ablagerungsphase des Braunjura hat in den Ostkarpaten offenbar einen nicht unbeträchtlichen Teil des Bajocien und Bathonien in Anspruch genommen. Eine genauere Feststellung der oberen Grenze dieser Phase ist nicht nur durch die Versteinerungsarmut, sondern auch durch die Unbestimmbarkeit des Umfanges der nachherigen Denudation sehr erschwert. Aus der Verteilung des Dogger und seinem Verhalten zu den räumlich getrennten Ablagerungen des Malm kann für die Bukowina und das nordöstliche Siebenbürgen auf eine ehemalige Denudationsperiode zwischen Dogger und Malm geschlossen werden.

In den Südkarpaten¹⁾ nahm man bisher die Vertretung eines Teiles des Bajocien und der Bathstufe an; nach POPOVICI-HATZEG²⁾ kommt hier aber auch *Macrocephalites macrocephalus*, die berühmte Leitform des unteren Kelloway vor. Im Gebiete des felsigen Königssteins beginnt die Braunjura-Transgression über dem Kristallinen nach den schönen Darlegungen von J. SIMIONESCU³⁾ mit sandigen Kalken des oberen Kelloway. In beiden Gebieten aber bauen sich über dem braunen Jura in konkordanter Lagerung die weißen Kalke des Malm auf.

In diesen Kalken hat man bisher freilich nur Versteinerungen des Tithon, besonders Korallen, Brachiopoden, Nerineen und Diceraten⁴⁾ nachgewiesen, da aber ihre Mächtigkeit außerordentlich groß, für eine Stufe wohl allzugroß ist, — beträgt sie doch am Königsstein an 800 m —, da ferner zwischen den Braunjura-Gesteinen und den Malmkalken keine scharfe Grenze besteht, so muß man mit der Möglichkeit rechnen, daß die Ablagerung

¹⁾ Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 28—31, 126. Vergl. ferner SIMIONESCU l. c., HERBICH, Données paléont., Annuaire Bureau géol. Bucarest 1885, III., S. 108. — K. REDLICH, Geol. Stud. Rumänien. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 77.

²⁾ POPOVICI-HATZEG. Étude géol. des env. d. Campulung et de Sinaia. Paris 1898, S. 75.

³⁾ SIMIONESCU im Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1898, 48. Bd., S. 20. Fauna calloviana din Valea Lupului. Bucuresti 1899.

⁴⁾ HAUER u. STACHE. Geologie Siebenbürgens. Wien 1863, S. 161. Vergl. HERBICH, Széklerland, ferner besonders POPOVICI-HATZEG, Note prélim. Calc. tith. et néoc. Paris 1897, Étude géol. env. de Campulung, Paris 1898, S. 84. — J. SIMIONESCU. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 25.

in den Südkarpaten aus dem braunen ununterbrochen in den weißen Jura fortgesetzt wurde, und daher jene negative Phase zwischen Dogger und Malm, die wir für die Ostkarpaten als wahrscheinlich bezeichneten, in den Südkarpaten vielleicht nicht eingetreten sei.

Zur Zeit des Kelloway vollzog sich im Burzenländer Gebiete eine kleine Erweiterung des Meeres in westlicher Richtung nach dem Königsstein hin, und weitere lokale Übergriffe des Meeres auf kristalline Schiefer scheinen sich im Tithon ereignet zu haben.



Fig. 15. Der Tithonkalkzug des Nagy Hágymas bei Bálánbánya im nordöstlichen Siebenbürgen.

Nach einer Aufnahme von L. von Lóczy.

Im Vordergrunde Gneis und kristalline Schiefer; darüber ein schmales Band von Verrucanodolomit, darüber Spuren von Trias und Jura und in ununterbrochenem Zuge Acanthicusschichten und heller Tithonkalk. Links die isolierte Kuppe des Egres-kő. Innenflügel der großen ostkarpatischen Randmulde.

Als weißblinkende Riesenmauer ziehen sich die Tithonkalke durch das Gyergőer Gebirge (s. Fig. 15). Ihre Unterlage bilden rote und grünliche Knollenkalke mit zahlreichen Ammoniten der Acanthicusschichten. Von hier stammt hauptsächlich das Material zu NEUMAYRS klassischer Arbeit über die Acanthicusschichten und zu HERBICHS verdienstvoller Monographie. Nach oben gehen die Acanthicusschichten allmählich in die Tithonkalke über, nach unten bricht die Juraserie scharf ab und liegt diskordant auf Trias, Lias und Dogger. Hier ist also sicher eine Malmtransgression anzunehmen.

Am Außenflügel der mesozoischen Mulde der Bukowina vertreten rote

plattige Kalkschiefer mit *Aptychus imbricatus* einen hohen Horizont des Malm, vermutlich das Tithon, und sind einerseits mit dünn-schichtigen Kalksandsteinen, Mergelschiefern und massigen Conglomeratsandsteinen (Muncelconglomerat C. PAUL.) innig verbunden, andererseits gehen sie in eine Wechselagerung von kalkigen Sandsteinen und dünn-schichtigen hellen Kalkmergeln mit neocomen Aptychen und Belemniten über. Leider konnte wegen der Versteinerungsarmut dieser Gesteine bisher nicht genau bestimmt werden, wie tief die Sandsteinbildung in den weißen Jura herabreicht. Am Innenflügel der bukowinischen Mulde fehlt diese sandkalkige Malm- und Neocomfazies, vielleicht ist hier aber das Tithon in der tieferen Zone der über 300 m mächtigen Korallenkalke des Raräu enthalten. Diese führen zwar in ihren höheren Partien neocome Caprotinen,¹⁾ das brauchte aber die Zugehörigkeit der tieferen Partie zum Tithon nicht auszuschließen.

In den gesamten Ostkarpaten ist das Tithon mit dem Neocom so innig verknüpft, daß es fast unmöglich ist, eine scharfe Grenze zwischen diesen Bildungen zu ziehen, wenn nicht zufällig glückliche Versteinerungsfunde die Sonderung unterstützen.²⁾ Das gilt sowohl für die sandig-kalkige wie die koralligene Fazies. Da die aus den koralligenen Tithonkalken hervorgehenden untercretacischen Caprotinenkalke jedenfalls dem Mittelneocom, wahrscheinlich auch dem Urgonien und Aptien entsprechen, so überdauerte hier die Korallenfazies an der Wende vom Jura zur Kreide, ähnlich wie dies von J. BÖCKH für das Banater Gebiet erwiesen ist, mehrere Stufen in ununterbrochener Folge.

Die untercretacischen Korallenkalke zerfallen in der Bukowina in kleinere Partien, zwischen denen sich graue sandige Tone befinden. In einzelnen Fällen ist der Übergang vom Kalk zum Ton dadurch vermittelt, daß sich die Kalkpartien am Rande in kleine Rasen auflösen und der Ton Büschel von Korallen aufnimmt. In anderen Fällen schließen sich Kalk und Ton schroff gegen einander ab. Es wäre schwer zu entscheiden, ob die Tone der letzteren Art nicht vielleicht einer transgredierenden Oberkreidebildung angehören, wenn es nicht G. STEFANESCU³⁾ gelungen wäre, in einer solchen zwischen die Kalkmassen der Pietrile Doamne am Raräu eingesenkten Tonpartie Versteinerungen zu entdecken. *Desmoceras Matheroni* und *D. cf. leptariense* verbürgen hier die Zugehörigkeit dieses Tones zum Aptien und damit auch die ungefähre Gleichalterigkeit mit den Korallenkalken.

¹⁾ V. UHLIG. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. 98. Bd., S. 735. — S. ATHANASIU. Geolog. Beob. d. Nordmoldau. Karpaten, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 134.

²⁾ V. UHLIG. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. 106. Bd., 1897, S. 190. — POPOVICI-HATZEG a. a. O., S. 96. — L. SIMIONESCU a. a. O., S. 29. — F. v. NOPCSA. Földt. Közl. 29. Bd., 1899, S. 127.

³⁾ G. STEFANESCU. Anuarulu biuroului geologicu Anul III, 1885, Bucuresci, S. 51. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., 98. Bd., S. 735.

Die Ostkarpaten und das sogenannte Orientalische Festland.

Der Gegensatz zwischen der wesentlich ununterbrochenen Ablagerung des Mesozoicum in den Westkarpaten und dem wiederholten Wechsel von Trans- und Regression, von Akkumulation und Denudation in den Ostkarpaten bildet zweifellos eine geologische Tatsache von großer Bedeutung. Um sie aber voll zu würdigen, müssen wir einen Blick auf das Balkangebiet werfen.

Das balkanische Mesozoicum erinnert in mancher Hinsicht an das ostkarpatische. Lias und Dogger haben dieselbe vorwiegend sandige Beschaffenheit, im Malm, Tithon und Neocom herrschen dieselben weißen koralligen Kalke. Es besteht aber auch dieselbe Lückenhaftigkeit der Schichtenfolge, derselbe Wechsel von Trans- und Regression und, wie es scheint, auch ein ähnlicher geologischer Bau. Vergegenwärtigt man sich dagegen die gänzlich abweichenden geohistorischen und tektonischen Verhältnisse der Westkarpaten, so wird man die Bemerkung in gewisser Beziehung gerechtfertigt finden, daß nicht an der unteren Donau, sondern an den Quellen der Theiß ein neuer Gebirgstypus beginne.

Die Trans- und Regressionen erstreckten sich, wie wir gesehen haben, nicht immer über die ganze östliche Area, sondern hatten zum Teil einen lokalen Charakter. Als lokale Erscheinung muß z. B. der Mangel von Perm und Trias im östlichen Teile der Südkarpaten aufgefaßt werden; wechsellagernd verliefen ferner auch die Trans- und Regressionen des Lias. Dagegen nahm im braunen Jura der positive Einfluß ziemlich allgemein zu und im ganzen östlichen Gebiete einschließlich des Balkan erweist sich die Periode des Tithon und des Neocom gleichmäßig als Höhepunkt des marinen Einflusses.

Der zeitweise kontinentale Charakter der östlichen Area hat die Forschung schon vor Jahren beschäftigt. C. F. PETERS¹⁾ erklärte 1853 auf Grund der littoralen Beschaffenheit der Grestener Schichten im Fünfkirchener- und Banater Gebirge den östlichen Balkan als liasisches Festland. E. v. MOJSISOVICS²⁾ unterschied 1880 ein orientalisches Festland, „dessen Uferländer während der Carbon-, Perm- und Triaszeit allmählich vom benachbarten Meere überschritten wurden, und das während der Jurazeit immer mehr an Ausdehnung verlor.“ NEUMAYR nahm 1885 im Liasozean dieses Gebietes eine kroatische, eine thrakische und eine Dobrogea-Insel an, POMPECKJ endlich suchte 1897 die Uferlinie des Liasmeeres im ganzen ostmediterranen Gebiete festzulegen.³⁾

Mit großem Scharfblick erkannte E. v. MOJSISOVICS den bedeutungsvollen Gegensatz zwischen der kontinuierlichen mesozoischen Schichtenfolge

¹⁾ F. PETERS. Bedeutung des Balkan als Festland der Liasperiode. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., Wien, 48. Bd., I., S. 418.

²⁾ E. v. MOJSISOVICS. Grundlinien der Geologie von Westbosnien. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1880, 30. Bd., S. 12—15.

³⁾ NEUMAYR. Geograph. Verbreitung der Juraformation, Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch., Wien 1885, S. 51. — ПОМПЕЧКЈ. Anatol. Lias. Zeitschr. d. geolog. Ges. 1897, S. 709—828.

in Bosnien-Herzegowina einerseits und den unterbrochenen Ablagerungen in den östlich angrenzenden Gebieten Südungarns, Serbiens und des Rhodopegebirges andererseits. Wir können jetzt hinzusetzen, daß sich dieser Gegensatz über viel größere Gebiete erstreckt und auch die Ost- und Südkarpaten sowie der gesamte Balkan zu der zeitweilig kontinentalen Region der unterbrochenen Schichtenfolge gehören.¹⁾

In diesem Bereiche mochten allerdings einzelne Partien den festländischen Charakter längere Zeit hindurch festgehalten haben als andere. Wie die südkarpatische Masse in der Triaszeit teilweise trocken lag, während Ostkarpaten, Balkan und Krasso-Szörenyer Gebirge inundiert waren, so mochten auch die kristallinen Massen südlich des Balkan einen mehr kontinentalen Charakter als ihre Umgebung bewahrt haben. Vielleicht hatte ein Teil dieser Massen eine so hohe Lage, daß er sogar während der ganzen mesozoischen Zeit trocken blieb. Auf diesen Teil könnte die Bezeichnung eines mesozoischen Festlandes angewendet werden. Allein ein Festland, das allmählich immer mehr abbröckelte, konnte hier eigentlich nicht bestanden haben. Man wird den Verhältnissen vielleicht besser gerecht, wenn man nicht von einem Festlande, sondern von einer Region spricht, die mehrfachem Wechsel von Meeresbedeckung und Trockenlegung unterworfen war, mit dem Maximum der ersteren zur Tithon- und Neocomzeit.

Die wechselvolle geologische Geschichte dieses orientalen Gebietes festzustellen, ist als eine der anziehendsten Aufgaben namentlich der künftigen Balkanforschung vorbehalten.

IV. Abschnitt.

Der innere Gürtel.

Überblick. — Das Veporgebirge. — Das Murány-Plateau. — Die nördliche Kalkzone. — Das paläozoisch-metamorphe Gebirge im östlichen Teile des Hauptstockes. — Die südliche Kalkzone. — Das Bükkgebirge und die kleineren Inseln. — Die Zempliner Insel und die Hernádlinie. — Erzgänge.

Überblick.

Das Gebiet der österreichischen Karpaten greift von Norden her mit der Hohen Tatra in die äußere Zone der Kerngebirge ein, erreicht aber nicht mehr die innere Zone, die ihrer ganzen Ausdehnung nach dem Königreiche Ungarn angehört. Noch ferner liegt natürlich der innerste und südlichste Teil der Karpaten, den wir in den vorhergehenden Abschnitten kurzweg als den „inneren Gürtel“ bezeichneten. Gerade dieses Gebiet ist aber für die geologische Entwicklungsgeschichte der Karpaten von größter Bedeutung

¹⁾ K. DIENER hat mit Recht darauf hingewiesen, daß auch die Zentralalpen zu dieser Region unterbrochener Schichtenfolge gehören. Mitt. d. geograph. Gesellsch. Wien 1902. S. 294.

und so können wir es hier nicht gänzlich umgehen, wollen aber die Besprechung tunlichst beschränken.

Der Hauptstock des inneren Gürtels besteht aus dem mächtigen Zuge des Veporgebirges und dem Zips-Gömörer Erzgebirge. An diese kompakte Gebirgsmasse schließen sich einige größere Inseln und Schollengebirge an. Am Südrande sind angesichts der innerungarischen Ebene einzelne Partien durch miocäne und pliocäne Ablagerungen abgegliedert, wie besonders das Gebirge zwischen Szendrő und Edelény und die kleine Carboninsel bei Salgó Tárjan. Im Süden reiht sich die große Scholle des Bükkgebirges an und im Osten zählen wir die sogenannte Zempliner Insel jenseits der Hernádlinie hieher.

Die Stellung des Hauptstockes weist so deutlich auf die Zentralalpen als Fortsetzung hin, daß man an dem inneren Zusammenhang dieser Regionen nicht zweifeln kann, wenn auch die Verbindung oberflächlich an 37 Meilen lang unterbrochen ist. An Breite der Entwicklung rivalisiert der Hauptstock mit der Zentralzone der Ostalpen, seine Höhe bleibt freilich tief unter den alpinen Spitzen, ja selbst tief unter den höchsten Spitzen der Kerngebirge zurtück.

Weder ein Senkungsgebiet noch ein die ganze Zone schneidendes Quertal macht den Hauptstock des inneren Gürtels durchgängig; ungeteilt erstreckt sich der Hauptkamm aus der Gegend von Gyetva viele Kilometer weit in nordöstlicher Richtung bis zu jenem merkwürdigen Gebirgsknoten an der Ostseite des Kiraly hegy (Königsberg, Kralova hola), von dem die Schwarz-Waag nach Nordwesten, der Hernád nach Norden und Nordosten, die Göllnitz nach Osten, die Dobsch und Sajo nach Südosten, die Gran nach Westen abfließen. Von hier erstreckt sich das Gebirge, vom Göllnitztale durchschnitten, ostwärts bis an die Hernádlinie.

Ähnlich wie in den Kerngebirgen sind die Hauptkulminationspunkte, und zwar die Stolica mit 1480 *m*, der Kohut mit 1411 *m*, die Fabowa hola mit 1441 *m*, der Lesnik mit 1398 *m* Höhe, auch hier an das Auftreten von Granitmassen gebunden. Infolge seines kompakten Aufbaues bildet der Hauptstock des inneren Gürtels ein schwer zugängliches Gebirge. Abgesehen von der am Westrande vorbeiziehenden Eilzuglinie Budapest—Ruttka, überschient nur die Zahnradbahn von Tiszólez nach Bréznobánya die Wasserscheide. Selbst Straßenzüge sind nur äußerst spärlich verteilt und so ist über das ganze Gebirge, über dessen endlose Wälder, dessen Hochwiesen und stille Täler der ganze Zauber weltfremder Einsamkeit ausgebreitet. Nur an wenige Punkte ist bisher der Fremdenverkehr vorgedrungen und auch lebhaft betriebener Erzbergbau vermag die weltentrückte Stille dieser Gegend nicht zu zerstören. Wohl raucht da und dort ein Hochofen, über Berg und Tal gespannte Drahtseilbahnen führen den Bergsegen zu Röstöfen und Eisenbahnen und riesige Halden sprechen von Jahrhunderte altem Bergbau; aber all dieses Schaffen vollzieht sich in solcher Stille, daß es den Eindruck der Einsamkeit und Ruhe nur noch erhöht.

Im nördlichen und mittleren Teile herrschen, wohin das Auge sich wendet, Buchen- und Nadelholzwälder und selbst in den Haupttälern erschweren der karge Boden und ein rauhes Klima den spärlichen Ackerbau. Am Südfuße dagegen grünt die Rebe und üppig fruchtbares Gelände schmiegt sich an das Gebirge. Im Bereiche der kristallinen Schiefer und des Granits nehmen die Berge gerundete, sanft abfallende Formen an: nirgends wilde, felsstarrende Schönheit, aber ringsum hunderterlei intime Naturreize.

Die Kalkgebiete dagegen bilden Felsregionen mit pittoresken Schluchten und kühnen Wänden, mit Höhlen und allen typischen Karsterscheinungen. Am Murány-Plateau, im Vernärer Kalkgebirge und im Gebiete der Dobschauer Eishöhle verlieren sich zwar die bezeichnenden Oberflächenformen zumeist im Dunkel herrlicher Hochwälder; die nackte oder nur von dürftigem Gestrüpp überzogene südliche Kalkzone bleibt dagegen in dieser Beziehung dem Morphologen nichts schuldig, und nicht mit Unrecht bemerkt E. v. Kiss, daß hier „von den Dolinen und Karrenfeldern bis zu den unterirdischen Bächen und Höhlen jede für den Karst charakteristische Bildung aufzuweisen ist“.

Im Hauptstocke des inneren Gürtels erscheinen zwei geologische Hauptgruppen übereinander gelagert: Urgebirge, Granitintrusionen, metamorphe Schiefer; ferner die erzführende Serie mit ihren sauren und basischen Intrusivgesteinen und endlich die Kohlenformation bilden insgesamt ein Grundgebirge, über welches die zweite Gruppe, die vorwiegend kalkigen Gesteine der Triasformation transgredierend übergreifen. Eine geringe Rolle spielen außerdem Andesitdurchbrüche, Tuffaufschüttungen und tertiäre Auflagerungen.

Die transgredierenden Triasgesteine umsäumen den Nordrand des Hauptstockes; sie streichen in einem fast ununterbrochenen Zuge von der Hernádlinie bis an die Quellen der Gran und setzen im Veporgebirge das ausgedehnte Murány- oder Czigán-Plateau zusammen. Eine ähnliche Kalkdecke lehnt sich im Süden an das alte Gebirge an.

Bewirken diese Kalkzonen eine Gliederung des Gebirges in meridionaler Richtung, so zerlegt die unterbrochene Zone von Carbongesteinen zwischen Dobschau und Jolsva den Hauptstamm in eine kleinere östliche und eine größere westliche Partie: diese umfaßt das Veporgebirge samt Kohut und Fabova Hola und den größten Teil des Gömörer Erzgebirges, jene das Zipser Erzgebirge mit dem Rósznyoer Anteil des Gömörer Erzgebirges oder das sogenannte Volovecmassiv Sturs.

Das Veporgebirge.

Wenn wir im zweiten Abschnitte die mangelhafte Kenntnis des karpatischen Urgebirges beklagen mußten, so gilt dies ganz besonders dem Veporgebirge. Daß hier echtes Urgebirge entwickelt ist, dürfte indessen nicht zu bezweifeln sein, ebenso daß es besonders den Hauptkamm einnimmt und

Granitkerne umschließt. Granit taucht so viel man weiß in vier Regionen auf: am Kohut und an der Stolica, an der Fabova Hola, am Lesnik und nach Th. SZONTÁGH¹⁾ auch an der Bielovodiquele bei Gyettva.

Nach den bisherigen Darstellungen²⁾ sind Gneis, Glimmerschiefer und granatenführender Glimmerschiefer am Nord- und Südgehänge des Hauptkammes sehr verbreitet und erst am äußersten Rande des Gebirges werden metamorphe Schiefer von geringerer Kristallinität verzeichnet. Wahrscheinlich ist aber die Verbreitung der metamorphen Schiefer in Wirklichkeit viel größer. Die erzführende Serie ist am Nordwestrande in der Gegend zwischen Brezó und Libethen jedenfalls sehr entwickelt und ein großer Teil der hier von STUR verzeichneten „körnigen Grauwacken“ dürfte, wie das schön aufgeschlossene Vorkommen von Brezó zeigt, zu den Porphyroiden gehören.

Am Tresnyikbache bei Ciuntava an der Straße von Dobschau nach Pusztamező verschwindet als äußerster Ausläufer des Veporkammes grauer Augengneis unter der nördlichen Triasdecke. Das Urgebirge des Veporkammes dringt somit nicht in den östlichen Teil des Hauptstockes ein, der fast ausschließlich aus den Schiefen der erzführenden Serie zusammengesetzt ist. Über die Lagerungsverhältnisse des Veporgebirges liegen leider keine Angaben vor.

Das Murányplateau.

Schon eine flüchtige Begehung läßt erkennen, daß man im Murányplateau kein gefaltetes Land im wahren Sinne des Wortes, sondern eine auf kristallinem Untergrunde lagernde Decke vor sich hat. Zu unterst liegen versteinungsreiche Werfener Schiefer, darüber erhebt sich, von steilen Felsmauern begrenzt, eine mächtige Folge von Kalken und Dolomiten.

Am Westende löst sich die Decke in kleinere Partien auf. Die Werfener Schiefer umsäumen den Nordrand, am Südrande sind sie auf die Gegend westlich von Tiszole beschränkt. Von Tiszole bis an den Ursprung der Gran stößt der Triaskalkstein unmittelbar an Gneis und kristalline Schiefer, an denen er entlang einer ungefähr 25 km langen, schnurgeraden und dem allgemeinen Streichen parallel laufenden Nordostlinie abschneidet. Obwohl die Beobachtung an dieser bedeutungsvollen Dislokation, die wir Muránylinie nennen werden, durch den häufigen Mangel deutlicher Schichtung sehr erschwert ist, kann man doch erkennen, daß die Triasschichten gegen die kristallinen Schiefer bald steil, wie an der Tesna skala (Fig. 16), bald ziemlich flach (Fig. 17) geneigt sind; bei der mächtigen Quelle Vyvieračka südwestlich von Murány besteht eine leichte Überschiebung des Kalksteines durch Amphibolschiefer (Fig. 18). Die Kalkdecke, deren geologische Details der künftigen Forschung dankbare Aufgaben stellen werden, erhält an der

¹⁾ Th. SZONTÁGH. Földt. Közl. 1885.

²⁾ D. STUR. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVIII, S. 344—346. — F. FÖTTERLE. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 117, 216. — F. v. ANDRIAN. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 257. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1859, S. 535. — K. PAUL. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVI, S. 171.

Muránylinie eine Neigung nach Südosten konform dem vorherrschenden Verflähen der kristallinen Schiefer.

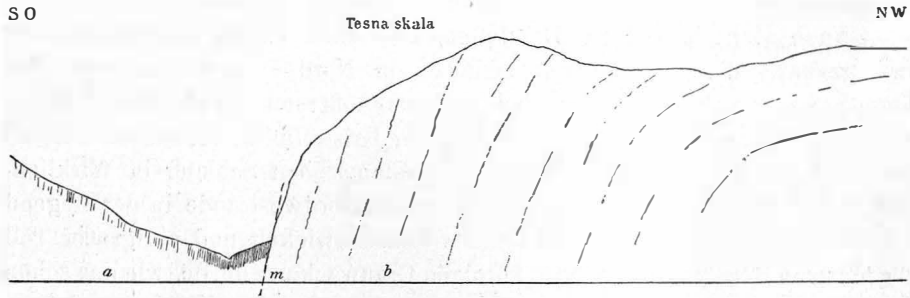


Fig. 16. Die Murány-Dislokation an der Tesna skala bei Murány Huta.
m Muránylinie, a kristalline Schiefer, b Dachsteinkalk.

Auf einen Punkt müssen wir noch hinweisen, bevor wir das so merkwürdige Murányplateau verlassen.

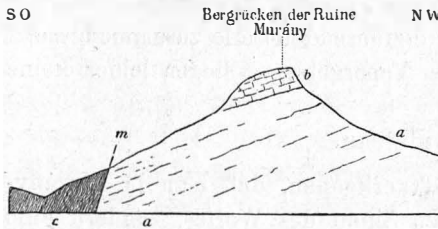


Fig. 17. Südrand des Murányplateaus bei der Ruine Murány.

a Triasdolomit und Kalk mit Dactyloporiden,
b heller Triaskalk, c kristalline Schiefer, m Dislokation der Muránylinie.

F. FÖTTERLE¹⁾ schrieb den Triaskalken und Werfener Schiefen eine schmale, aber regelmäßige Unterlage von paläozoischen Kalken und Tonschiefern zu, wie wenn eine Bildungskontinuität zwischen der Trias und den paläozoischen Kalken und Schiefen bestände. Obzwar nun die leicht kristallinen Kalke, Quarzite und Schiefer, die z. B. in Pohorella die Unterlage der Trias bilden, gewiß eine viel größere

Verbreitung im Grantal und seinen Nebentälern besitzen als FÖTTERLE an-
S O N W

Strasse von Tiszolc nach Murány
im Tale der Lehocka voda

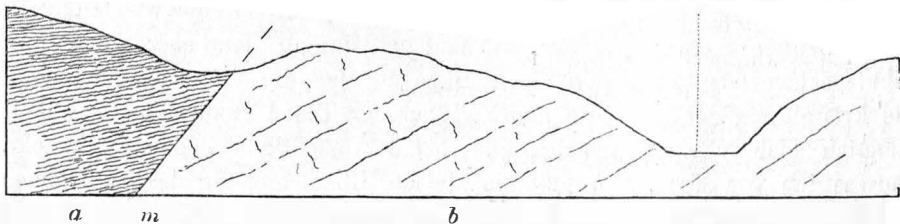


Fig. 18. Der Südrand des Murányplateaus südwestlich von Murány.

a kristalline Schiefer, b heller Triaskalk, m Muránylinie.

nahm, so ist doch ein derartiger Zusammenhang nicht vorhanden; man kann sich leicht überzeugen, daß das Permsystem hier fehlt und die Verbreitung

¹⁾ Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 216, 422.

der Triasdecke von den metamorphen Schiefen und paläozoischen Kalken gänzlich unabhängig ist.

Die nördliche Kalkzone des Zipser Erzgebirges.

Von den kristallinen Massen des Königsberges und des Tresnyk hoch überragt, besteht die verengte Triasdecke am Granursprunge eine Strecke lang nur aus Werfener Schiefer mit kleinen Melaphyreinschaltungen. An der Wasserscheide setzen aber Triaskalke und Dolomite neuerdings ein und bilden zuerst nordöstlich, dann ostwestlich und endlich südöstlich streichend die nördliche Kalkzone des Zipser Erzgebirges.

Die westliche Partie, das Kalk- und Dolomitgebirge des Vernärer Waldes und der Dobschauer Eishöhle, läßt an ihrem Südrande unter scharf abgebrochenen Schichtköpfen von Triaskalk Werfener Schiefer mit nordwestlicher Neigung hervortreten. Da am Nordwestrande ebenfalls Werfener Schiefer, und zwar mit entgegengesetztem Verfläichen die Unterlage des Triasdolomits bilden, so erscheint das Kalkgebirge im großen ganzen als eine Mulde desselben als eine muldige Decke. Strichweise brechen wohl im Bereiche dieser Decke Werfener Schiefer auf, wie in Stracena und zwischen Pusztamezö und der Eishöhle, aber wahrscheinlich nicht infolge von Faltung, sondern von Bruchbildung. An ihrem Nordwestrande ist die Triasdecke zwischen Pusztamezö und Vernár an den Ausläufer der Niederen Tatra angedrängt, daher wohl an dieser Stelle das etwas steilere Einfallen der Werfener Schiefer und des Dolomits. Etwas weiter östlich erreicht die Kalkdecke den Gebirgsnordrand: hier stand ihr kein älteres Gebirge hemmend entgegen und so sehen wir hier die

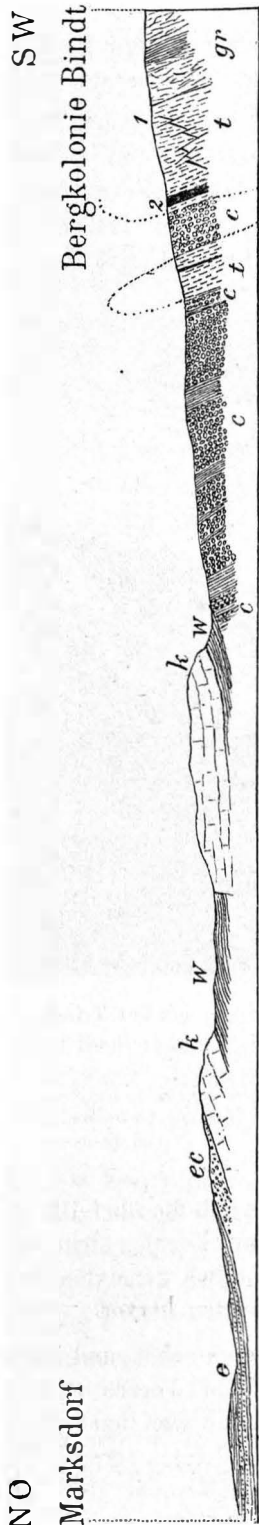


Fig. 19. Durchschnitt der nördlichen Randzone des Zipser Erzgebirges von Bindt nach Marktsdorf (Marktsfaln).

gr Grün-schiefer und Grünstein, *t* sericitischer Tonschiefer, gelblicher und schwarzer Schiefer der Grünschieferserie, *c* Grauwacke und roter Tonschiefer der Carbonformation, *w* Werfener Schiefer, *k* Triaskalk, *ec* eocänes Sandsteine und Schiefer-tone. — 1 Gabrielen-gang, 2 Grober Gang, 3 Neuer Gang. Die Gangmächtigkeit ist übertrieben gezeichnet, Maßstab 1 : 25.000

Kalke in flacher Lagerung unter die ebenfalls flachliegenden oder schwebenden Eocänconglomerate untertauchen (s. Fig. 19).

Bei Iglófüred (ehedem Vorderhütten) unterbricht eine leichte Erhebung der roten Schiefer und Grauwacken des Carbonsystems die Kalkdecke. Zahlreiche große Erosionsreste von Triaskalk und Werfener Schiefer überbrücken hier am Tollstein, Schwarzenberg, Scharfenberg die Lücke bis zum Berge Luxland (s. Fig. 23), an dem die Triasdecke neuerdings konti-



Fig. 20. Transgression der Triaskalkdecke über die erzführende Serie bei den Porácsér Mühlen östlich von Kotterbach im Galmusgebirge. (Nördliche Kalkzone des Zipser Erzgebirges.)

Die helle Felsmauer besteht aus Triaskalk, das flachere Gelände am Fuße des Triaskalkes aus den Schiefeln und Grünsteinen der erzführenden Serie. Der kleine, von einem Kapellchen gekrönte Vorsprung im Vordergrund rechts besteht aus Grünschiefer.

nuierlich ansetzt, um über Bindt und Kotterbach in das Galmusgebirge überzugehen. Unverkennbar tritt überall der merkwürdige Gegensatz zwischen der flach nördlich geneigten Triasdecke und den steil südlich verflächenden älteren Schichten hervor.

Besonders schön und überzeugend kann dieses Verhältnis an der Slovinska Skala bei Porács verfolgt werden, weil hier die Triasdecke in einer schmalen Partie weit nach Süden vorgreift und daher mehrere Zonen der paläozoischen Gesteinsgruppe überspannt, die zu beiden Seiten dieser Partie der Reihe nach unter dem Triaskalk zum Vorschein kommen (s. Fig. 20

und 21). Mit richtigem Blick hat schon D. STUR¹⁾ diese Lagerungsverhältnisse aufgefaßt: „Interessant ist das Vorkommen der Werfener Schiefer im Galmusgebirge. An der Slovinska Skala sieht man den Werfener Schiefer samt dem darauf liegenden Kalkgebirge in übergreifender Lagerung erst auf dem roten Sericitschiefer (bei STUR Rotliegend), dann auf den Conglomeraten der Kohlenformation endlich auf den grünen Schiefen so aufgesetzt, daß seine Schichten nahezu horizontal liegen, während die darunter anstehenden Schichten der genannten Gesteine mehr oder minder steil südlich einfallen.“

Die Kalkdecke des Galmusgebirges senkt sich am Nordrande unter die nahezu horizontal liegenden Eocänconglomerate. Die Strandbildungen des Eocän greifen hier bei Poracs²⁾ und bei der Dobschauer Eishöhle³⁾ ziemlich tief in das Gebirge ein.

Den östlichen Teil der Kalkzone beherrschen ähnliche Bedingungen wie den westlichen: die Kalkdecke war hier seitens des entgegenstehenden Braniszkogebirges Pressungen ausgesetzt und wurde stark disloziert und später



Fig. 21. Transgression der Triasdecke der Slovinska Skala zwischen Porács und Slovinka im Galmusgebirge (nördliche Kalkzone des Zipser Erzgebirges).

t Sericitschiefer der Grünschieferserie, *g* Grünstein und Grünschiefer, *w* Werfener Schiefer, Untere Trias, *k* Triaskalk.

durch Denudation in kleinere Teile zerlegt. Die geringsten Störungen zeigen die weit nach innen gelegenen Kalkschollen der Murowana und Folkmarska skala bei Kajsó. Die Triasschollen von Jekelfalu lassen zwar im Norden und Süden Werfener Schiefer unter dem Kalk hervortreten, sind aber im einzelnen von verwickelten Dislokationen betroffen. Die große östliche Partie ist bei Kassa Hámor grabenförmig an scharfen Brüchen mit südlicher Neigung eingesunken (s. Fig. 22). Die südliche Bruchlinie von Kassa Hámor erstreckt sich vielleicht bis in die Hernádlinie.

Die hangende Partie der Triaskalke zeigt bei Kassa Hámor rötliche und gelbliche Farbentöne und teils grob-, teils feinkörnige Beschaffenheit und plattige, dünn-schichtige Absonderung. STUR glaubte diese Gesteine als liasisch, jurassisch und selbst neocom auffassen zu sollen; dazu liegt aber bei dem Vorkommen ähnlicher Kalke in der Trias kein genügender Anlaß vor.

¹⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 412.

²⁾ D. STUR. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 413, 414. — D. STUR spricht von Löchern von Bohrmuscheln in den eocänen Conglomeraten. — POSEWITZ im Jahresber. d. k. ung. geolog. Anstalt für 1898, Budapest 1901, S. 38.

³⁾ J. NOTH. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1874, S. 245. — M. v. HANTKEN. Kohlenflöze und Kohlenbergbau in Ungarn. Budapest 1878, S. 274.

Die Lagerungsverhältnisse der Triasscholle von Kassa Hámor erinnern in gewisser Beziehung an das Murányplateau: in beiden Fällen südliche Neigung der Schichten, Abschneiden an einem Bruche, Mangel von Faltung. Die transgressive Triasdecke läßt demnach in ihrer ganzen Ausdehnung echte Faltungserscheinungen vermissen, tönt dagegen nur da ungestört und flach nach Norden aus, wo kein älteres Gebirge entgegensteht. Wo das aber der Fall ist, erscheint die Triasscholle im Sinne der älteren, nach Süden verflächenden Struktur in das ältere Gebirge mehr oder minder stark versenkt.

Das paläozoisch-metamorphe Gebirge im östlichen Teile des Hauptstockes.¹⁾

Als erstes, nördliches Band ziehen sich am Rande des Zipser Erzgebirges die roten, seltener grünlichen plattigen, mehr oder minder deutlich

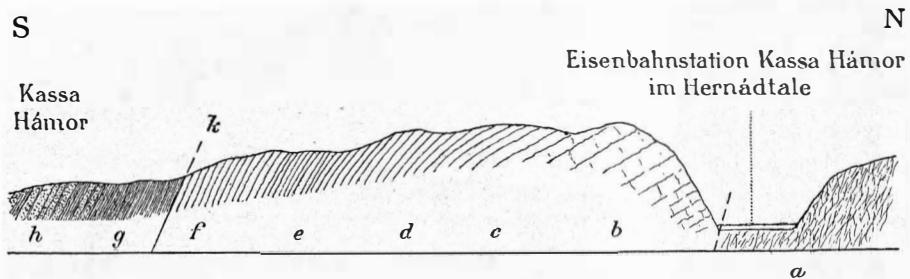


Fig. 22. Triaskalkscholle von Kassa Hámor in der nördlichen Kalkzone des Zipser Erzgebirges.

a schiefrieger, viriditisch zersetzter, kataklastischer Granit (?), *b* bis *f* Triaskalk, *b* dolomitischer grauer Kalk, *c* wohlgeschichteter, teilweise mergeliger, bläulichgrauer Kalk, *d* rötlich gefleckter Kalk, *e* feinkristalliner, rötlicher und wachsgelber Kalk, dünn-schichtig, *f* bläulichgrauer dünn-schichtiger Kalk, *g* schwarze, glänzende grafitische Carbonschiefer, *h* dunkelgraue Sandsteine und Schiefer des Carbon, *k* Bruchlinie von Kassa Hámor.

sericitischen Schiefer des Carbon mit steil südlichem Einfallen hin. STUR hat sie ohne genügende Begründung als permisch gedeutet. Innig mit ihnen verbunden erscheinen als zweite mächtige Zone die roten carbonischen Grauwacken (Culm?) und die dritte Zone endlich gehört den klastisch und eruptiv-metamorphen Gesteinen der „erzführenden Serie“ an.

Auch im Bereiche dieser Serie spricht sich insofern ein zonarer Bau aus, als das nördliche, 2 bis 4 km breite Band basische Grünsteine und Grünschiefer, der breite Hauptteil der Serie dagegen saure Porphyre und Porphyroide enthält.

Durch den Nachweis der Porphyroide hat F. SCHAFARZIK die erzführende Serie in ein ganz neues Licht gerückt: nicht nur der nördliche Teil, wie früher angenommen wurde, sondern das gesamte Zipser- und Gömörer Erzgebirge ist von Eruptivmassen in überraschend großer Verbreitung und Mächtigkeit durchzogen.

¹⁾ Die Literatur über dieses Gebiet ist größtenteils schon im II. Abschnitte erwähnt.

Was man früher für eine einförmige Folge von klastisch-metamorphen Schiefen gehalten hat, wird man nunmehr in einen eruptiven und einen klastischen Teil zu zerlegen haben.

Im Gegensatz zu den schiefrigen Gesteinen der Porphyroide und Grünsteine hat die langgezogene Granitmasse von Sulova bei Hnilecz ihre ursprünglich grobkörnige Struktur deutlich bewahrt. Es ist das das einzige bisher bekannte Granitvorkommen des Zips-Gömörer Erzgebirges. Die Erhaltung der körnigen Struktur ist hier um so merkwürdiger, als sich unmittelbar an die den Granit begrenzenden Glanzschiefer an der Wasserscheide zwischen Hnilecz und Rozsnyó ausgezeichnet schiefrige Porphyroide anschließen (vgl. Fig. 23).

Die carbonischen Schiefer und Grauwacken am Nordrande des Zips-Gömörer Erzgebirges sind durch Wechsellagerung miteinander innig verknüpft, von der erzführenden Serie dagegen scharf getrennt. Wohl erscheinen schmale Grauwackenzonen im Bereiche der Grünschiefer, wie das z. B. auf der Bindt der Fall ist (s. Fig. 19), doch besteht kein Übergang und man muß annehmen, daß dieses Auftreten der Grauwacke einer Einfaltung oder Einklemmung zuzuschreiben ist. Damit kontrastiert in bemerkenswerter Weise der verschwommene Übergang von der Grünschieferzone zu der Zone der Porphyroide: fast nur von der Willkür des Beobachters scheint es abzuhängen, ob diese Grenze etwas mehr nördlich oder weiter südlich gezogen wird.

An die erzführende Serie schließt sich im Süden neuerdings ein Band von Carbon-schichten an. Grobe Conglomerate bilden auch hier ein Leitgestein, dazu kommen schwärzliche und gelbliche Tonschiefer und nach FÖTTERLE und STUR auch Kalke. Über diesen Schichten liegen am Nyerges bei Rozsnyó feste Schiefer, Sandsteine

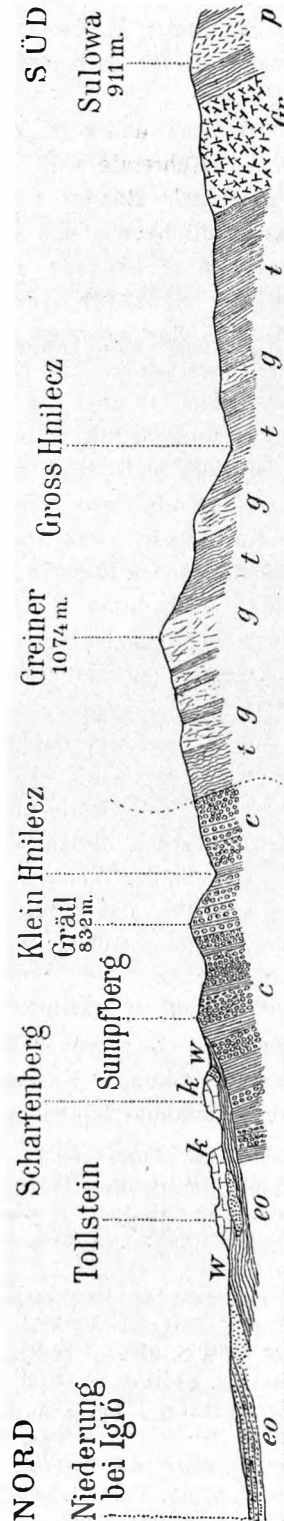


Fig. 23. Durchschnitt des nördlichen Teiles des Zipser Erzgebirges zwischen Sulova und Igló.

t Ton- und Serpentschiefer der erzführenden Serie, p Porphyroid, g Grünschiefer, c roter Carbon-schiefer und Grauwacke, Gr Granit, w Werfener Schiefer, untere Trias, k Triaskalk, eo eocäne Conglomerate, Sandsteine und Schiefertone. Maßstab der Länge 1:75.000, Maßstab der Höhe 1:50.000.

(Nyergeser Sandsteine E. Kiss) und Crinoidenconglomerate, die zwar bisher als Werfener Schiefer gedeutet sind, aber möglicherweise doch noch dem Carbon angehören.

Wir erkennen daher im Zips-Gömörer Erzgebirge die große und bei 20 km breite erzführende Serie als Mittelzone, an die sich im Norden und Süden symmetrisch Bänder von Carbon und Triasgesteinen anschließen. Sowohl das nördliche wie das südliche Carbonband besteht aus steil südlich geneigten Schichten und dasselbe Verflachen zeigen ausnahmslos die Schiefer der erzführenden Serie der Mittelzone (s. Fig. 25). Bei der enormen Breite dieser Zone muß wohl eine Wiederholung der Gesteinsfolge im Einklang mit dem symmetrischen Baue angenommen werden. Ob aber die übergroße scheinbare Mächtigkeit auf schiefe Falten, auf Schuppenstruktur oder andere tektonische Vorgänge zurückzuführen ist, entzieht sich leider zur Zeit der Beurteilung.

Die erzführende Serie des Zipser Erzgebirges wird nach Westen hin durch das Kohutmassiv fast abgeschnitten, nur schmale Zonen dringen im Norden und Süden des Massivs nach Westen vor. Die südliche nimmt, über Jolsva, Ratkó und Rima Bánya streichend, den Südfuß des Vepor- und Kohutmassivs ein. Im Norden ist die Verfolgung der erzführenden Serie durch die Unsicherheit ihrer Unterscheidung von den Quarzitschiefern des Königsberges und von Pohorella¹⁾ sehr erschwert. Es steht aber fest, daß die Grünschiefer bei Dobschau unter der Triasdecke verschwinden, jenseits derselben bei Vernár wieder zum Vorschein kommen und am Fuße des Königsberges weithin ausgezeichnet entwickelt und von Porphyroiden begleitet sind.²⁾ Weiter westlich bilden Porphyroide in Brezó die Unterlage des Permquarzits der Granbucht. Wenn wir die Beschreibung D. STURRS³⁾ richtig deuten, dehnen sie sich über die Kreswiese nach Libethen aus. Vielleicht steht das Nickel-Kobaltvorkommen des Peklotaies bei Libethen mit diesem Gesteine in Beziehung.

Die südliche Kalkzone.

Südlich von Rozsnyó steht dem Beschauer eine festungsartig aufsteigende weißblinkende Kalkmauer entgegen: der nördliche Schichtkopf der südlichen Kalkzone.⁴⁾ Dringt man mit dem Flusse Sajo in die Kalkzone

¹⁾ R. PFEIFER. Umgebung von Zlatna, Pohorella und Helpa im oberen Grantal Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 264.

²⁾ Es verdient vielleicht erwähnt zu werden, daß ziemlich mächtige schneeweiße Quarzgänge am Nordabhange des Königsberges und der Orlawa die kristallinen Schiefer durchsetzen.

³⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVIII, S. 346, XIX, S. 392.

⁴⁾ Vergl. F. FÖTTERLE. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 117. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S. 276. — D. STUR. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 410. — L. v. MADERSPACH. Földt. Köz. VIII, 1878, S. 271. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1879, S. 80. — STÜRZENBAUM. Földt. Köz. IX, S. 287. — J. SÓBÁNYI. Entwicklungsgeschichte der Umgebung des Kanyaptatales. Földt. Köz. XXVI, 1896, S. 273. — E. v. KISS. Geolog. Verh. d. Rozsnyóer Beckens. Földt. Köz. 1900, XXX, S. 302. Vergl. Abschnitt II u. III. — H. WOLF. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1869, S. 217.

ein, so sieht man die Kalke an beiden Seiten der breiten Talung gleich riesigen Mauern sich erheben und an der Plateauhöhe in gleichem Niveau abschneiden (s. Fig. 24).

Bei dieser Art des landschaftlichen Auftretens kann man nicht daran zweifeln, daß die bis zu 20 km breite südliche Kalkzone fast horizontal oder schwebend gelagert ist. Hierauf hat schon E. v. Kiss ausdrücklich hingewiesen, indem er zugleich das Vorhandensein von Brüchen hervorhob. Namentlich das Auftreten der Werfener Schiefer im Bereiche der Decke scheint an Brüche geknüpft zu sein, die vielleicht auch an dem Zerfalle



Fig. 24. Die südliche Kalkzone des Zips-Gömörer Erzgebirges im Sajotalc bei Vigtelke nordöstlich von Pelsücz.

Links die flache Decke des Pelsüci Nagyhegy, in der Mitte und rechts das Szilicer Plateau.

der Decke an ihrem Süd- und Westrande beteiligt sind. Nirgends beobachtet man deutliche Faltung und wird dadurch geneigt, das gelegentliche Vorkommen aufgerichteter Schichten mit Brüchen in Beziehung zu setzen.

Am Nordrande der Triasdecke liegen bei Krásznahorka und am Magastető Denudationsreste von rötlichem und weißem Triaskalk in fast schwebender Lagerung auf den abgeschnittenen Schichtköpfen von Quarzitschiefern, kristallinen Kalken und Gesteinen der erzführenden Serie. Die Werfener Schiefer, sonst überall die Unterlage der Triasdecke, fehlen hier. Offenbar haben wir hierin ein Anzeichen progressiver Transgression zu erblicken. Im inneren Gürtel fehlt allgemein das Permsystem. Das Gebirge lag in dieser Periode trocken und die Transgression begann mit dem

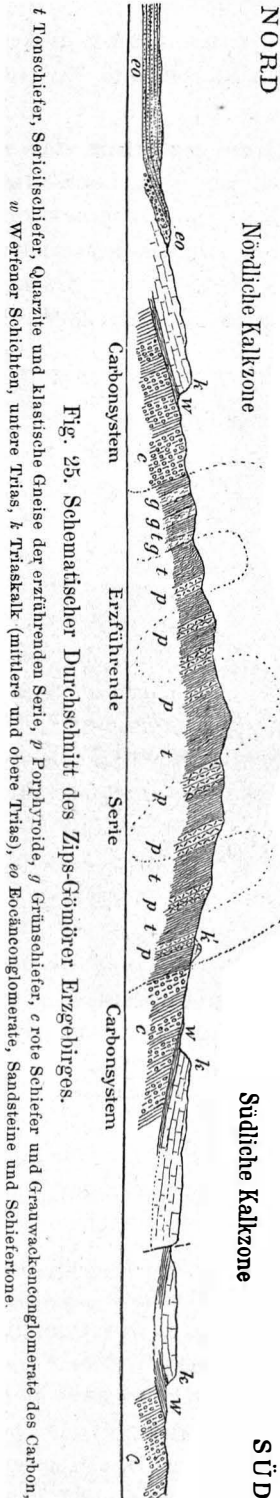


Fig. 25. Schematischer Durchchnitt des Zips-Gürtler Erzgebirges.

Werfener Schiefer. Das Triasmeer bespülte zunächst nur den Fuß des Erzgebirges, später aber drang es in positiver Bewegung immer weiter vor und mag wohl in der Obertrias den größten Teil des Gebirges überzogen haben. Der „Transgressionszeuge“ Radzim bei Dobschau scheint darauf hinzuweisen, daß das übergreifende Meer den Carbonablagerungen gefolgt ist.

Gegenwärtig überragt die Mittelzone beträchtlich die triadischen Randzonen, wie aus dem bestehenden schematischen Profil (Fig. 25) zu ersehen ist. Die Transgressionserscheinungen beweisen, daß die zentrale Grundgebirgszone schon in triadischer Zeit, also wohl infolge der präpermischen Faltung, die Randregionen überragt haben muß. Andererseits geht aus dem Mangel eines faltigen Zusammenschubs und dem geologischen Baue der Triaskalkdecken hervor, daß die nachmesozoischen tektonischen Einflüsse keine wirkliche Faltung, sondern nur Bruchbildung im Bereiche des inneren Gürtels bewirkt haben. Somit enthüllt der innere Gürtel ein Stück des variscischen Karpatengebirges in seinem ursprünglichen Baue und es erweist sich die südliche Einfallsrichtung als charakteristisch für die variscische Struktur.

Durch die Tatsache des höheren Alters der Struktur des inneren Gürtels würde die Möglichkeit keineswegs beseitigt, daß die beiden nachmesozoischen Faltungsphasen nicht bloß Bruchbildung zur Folge hatten, sondern auch die flache kuppel- oder schildförmige Erhebung des Hauptstockes des inneren Gürtels noch verstärkten, eine Annahme, die mit dem Baue der Kerngebirge bestens harmoniert.

Das Bükkgebirge und die kleineren Inseln.

Die Gebirgsinsel zwischen Szédrö und Edelény am Südrande der südlichen Kalkzone gehört nach F. v. HOCHSTETTER¹⁾ teilweise, nach FÖTTERLE

¹⁾ F. FÖTTERLE. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S. 276, 1869, S. 147. — F. v. HOCHSTETTER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1855, VI, 407, VII, 1856, S. 692.

gänzlich zum Carbonsystem. Ungefähr 22 km südlich davon erhebt sich bei Miskolcz aus tertiärer Umrahmung das buchenbewachsene Bükkgebirge bis zu der Höhe von 953 m. Der geologische Bau des Bükkgebirges stellt sich nach J. Böckh in den Hauptzügen sehr einfach dar: eine breite Scholle von schwärzlichen und weißen, hornsteinführenden, zuweilen dolomitischen Kalken und rötlichen und gelblichen Kalkschiefern schwebt auf einem gefalteten Untergrunde von dunklen, mit Hornstein- und Kalkbänken wechselagernden Tonschiefern. In dem gefalteten Schichtsystem entdeckte J. Böckh¹⁾ bei Visnyo und Dédes Reste von Crinoiden und Produkten und konnte es daher der Carbonformation zuschreiben. Weniger sicher ist die Deutung der versteinierungsfreien Kalkdecke. Es mag fraglich sein, ob die Kalke des Bükk nicht besser an die Trias als an den Jura anzuschließen wären, gleich den bunten Schiefern, Kalken und Schalsteinen im nördlichen Teile dieses Gebirges. Bei Szarvaskö bricht titaneisenreicher Olingabbro hervor, ein Vorkommen, auf Grund dessen F. v. Hauer die Vermutung wagte, daß die devonische Grünschieferserie vielleicht auch im Bükkgebirge entwickelt sei.²⁾

Über diese offenen Fragen werden spätere Forschungen zu entscheiden haben. Was man aber schon heute behaupten kann, ist die Tatsache, daß im Bükkgebirge keinerlei Anzeichen einer erheblichen postmesozoischen Faltung bestehen. Darin offenbart sich eine bemerkenswerte Übereinstimmung mit den Kalkzonen des Zips-Gömörer Erzgebirges, die uns berechtigt, das Bükkgebirge an den „inneren Gürtel“ anzuschließen. Mit dem Bükkgebirge ist eine kleine carbonische Insel am Westrande der vulkanischen Mátra eng verbunden. Das Streichen dieser Insel beweist, daß die Fortsetzung des Bükkgebirges in südwestlicher Richtung, also im Ungarischen Mittelgebirge zu suchen ist. Dieses Gebirge aber charakterisiert L. v. Lóczy als ein flach gelagertes und von Brüchen durchsetztes Schollengebirge, und so findet die schon von Hauer, Suess u. a. ausgesprochene Ansicht von dem Zusammenhange des Bükkgebirges mit dem Ungarischen Mittelgebirge nicht nur in der topographischen Verteilung und Streichungsrichtung dieser Gebirge, sondern auch in den Lagerungsverhältnissen ihre volle Begründung. Der Randbruch, an dem die Scholle des Bükkgebirges im Süden versinkt, ist nicht auf dieses Gebirge beschränkt, sondern erstreckt sich weithin nach Südwesten. Seine Fortsetzung bildet die Linie, an der das Ungarische Mittelgebirge abbricht.

Tertiäre Anlagerungen umkränzen das Bükkgebirge mit fruchtbaren Vorbergen, die im Süden und Osten mit immer flacheren und sanfteren Gehängen in die große ungarische Ebene verlaufen. Unter diesen tertiären

¹⁾ J. Böckh. Geolog. Verh. d. Bükkgeb., Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVII, S. 223. Die ältere Literatur ist in dieser Arbeit ausführlich verzeichnet.

²⁾ J. Szabó in Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1877, S. 269. — C. v. Jónx in Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 317. — F. v. Hauer. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 510.

Bildungen erregt namentlich eine versteinungsreiche Zone von Nummulitenkalken und Conglomeraten bei Erlau am Südrande großes Interesse. Merkwürdigerweise fehlt am Nordrande ein Seitenstück dieser Eocänzone. Dagegen treten nach FÖTTERLE bei Bugyikfalva am Südrande des Gömörer Erzgebirges Nummulitenschichten auf. Sie erweisen das Eindringen des Eocänmeeres in die Niederung zwischen dem Bükk- und dem Zips-Gömörer Erzgebirge. Schon früher scheint das Meer der Oberkreide hier Eingang gefunden zu haben, denn J. БÖCKH konnte bei Tapolcsány im nördlichsten Teile des Bükkgebirges Conglomerate mit *Actaeonella*, also vermutlich eine obercretacische Uferbildung, nachweisen. Den näheren Verlauf der alten obercretacischen und eocänen Uferlinien wird man freilich kaum jemals sicher ermitteln können, da jüngere miocäne Senkungen, Denudationen und Auflagerungen die Spuren des obercretacischen und eocänen Meeres in der weiten Niederung zwischen dem Bükkgebirge und dem Zips-Gömörer Erzgebirge wohl größtenteils vernichtet oder überdeckt haben dürften.

Aus dieser durch ihren Braunkohlenreichtum so berühmten Niederung ragen besonders bei Salgótarján einzelne ältere Inseln von schwarzen Carbon-schiefern und dunkelgefärbten Mergelkalken auf, die von Andesit durchbrochen und von Miocänschichten überlagert sind.

Die Zempliner Insel und die Hernádlinie.

Jenseits der Hernádlinie und des vulkanischen Durchbruches des Eperjes-Tokajer Gebirges erscheint die kleine Zempliner Gebirgsinsel wie ein vom Hauptstocke der Zentralkarpaten abgesprengtes Randstück. Den Kern dieses flachen, niedrigen Hügelgebirges bilden Gneis und Glimmerschiefer; darauf ruhen von H. WOLF¹⁾ als devonisch gedeutete Tonschiefer und Quarzite, auf diesen Sandsteine und Schiefer mit Pflanzenresten der Kohlenformation und endlich Quarzconglomerate und Quarzite des Perm. Rote Schiefer und dunkle Kalke der Trias schließen die Schichtenfolge nach oben ab.

Dieser Zusammensetzung zufolge zeigt die Zempliner Insel sowohl zum Braniszkogebirge wie zum Nordsaum des Zipser Erzgebirges gewisse Beziehungen: das Auftreten des Permquarzits verweist uns auf das Braniszkogebirge, die Kohlenformation auf das Zipser Erzgebirge. Bei dem Umstande, daß der Nordsaum des Zipser Erzgebirges in seinem östlichen Abschnitte mit dem Brauiszkozuge sozusagen verschmilzt, kann diese Zwischenstellung der Zempliner Insel nicht befremden.

An der Hernádlinie bricht der Hauptstock des inneren Gürtels ab, seine Fortsetzung ist mit Ausnahme der eben besprochenen Zempliner Insel unter jungtertiären Bildungen begraben und der Beobachtung entzogen. Die Stellung dieser Insel wie auch der Verlauf der südlichen Klippenzone

¹⁾ Vergl. H. WOLF. Erläuterungen der geologischen Karten der Umgebung von Hajdu-Nánas etc. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 242. — J. v. SZÁDECZKY. Geologie des Zempléner Inselgebirges. Földt. Közl. 1895, XXV, S. 269. — J. de SZÁDECZKY. La Montagne de Pilis, Földt. Közl. 1891, XXI, S. 265.

beweisen, daß mit dem Hernádruche eine Verschiebung der Gebirgszonen in meridionaler Richtung nicht verbunden war.

Der Umstand, daß sich die südliche Kalkzone des Zipser Erzgebirges in ihrem östlichen Teile auffallend der nördlichen Kalkzone nähert, erweckt den Eindruck, wie wenn es hier zu einer Verschmelzung der beiden Kalkzonen um den Ostrand des zentralen Grundgebirges herum kommen sollte. Ist diese Vermutung richtig, dann schneidet die Hernádlinie nur unbedeutende Randteile des Gebirgsstockes ab, wie dies sonst bei Randbrüchen der Fall ist. Dann wäre auch die Hernádlinie nicht eigentlich als Querlinie, sondern als peripherische Randbruchlinie und als die wahre Fortsetzung des Bruches an der Innenseite des Bükk- und des Ungarischen Mittelgebirges anzusehen, ähnlich wie der Eperjes-Tokajer Trachytzug als Fortsetzung der Vulkanzone der Mátra. Daß die beiden Kerngebirgszonen im Braniszkogebirge vereinigt zu Ende gehen und dieses selbst nach Südosten streicht und mit dem inneren Gürtel fast verschmilzt, unterstützt sehr wesentlich diese Betrachtungsweise und legt die Vermutung nahe, daß der west- und zentralkarpatische Gebirgstypus an der Hernádlinie und im Zempliner Gebirge gänzlich zu Ende geht. Wenn hier die Randbruchlinie dieselbe Bedeutung hat wie in anderen Teilen der Karpaten, so wäre anzunehmen, daß jenseits der Hernádlinie ein Gebiet niedergebrosen ist, das weniger intensiv gefaltet war wie die West- und Zentralkarpaten und als Beginn einer neuen Gebirgsgestaltung in den geologischen Bau der Ostkarpaten überführte.

Die Erzgänge.

Wir können die Besprechung des inneren Gürtels nicht abschließen, ohne den erstaunlichen Erzreichtum des Zips-Gömörer Erzgebirges wenigstens mit flüchtigem Blicke gestreift zu haben.¹⁾

Uralter Bergbau geht in diesen Bergen um. Schon vor mehreren Jahrhunderten wurden deutsche Bergleute zur Erschließung des Erzreichtums herangezogen und ein nicht unrühmliches Kapitel ungarischer und deutscher Bergbaugeschichte knüpft sich an diese Region.

Ursprünglich war das Streben des Bergmanns ähnlich wie auch in anderen Gebieten besonders auf die edleren Erze, auf Kupferkies, Silber- und Quecksilberfahlerz, in Dobschau seit 1780 auch auf Kobalt- und Nickel-

¹⁾ Nachstehend einige der wichtigeren Arbeiten über die Erzgänge des Zips-Gömörer Erzgebirges:

B. v. COTTA. Erzlagerstätten von Dobschau. Berg- u. Hüttenm. Zeitung 1861, S. 124, 153. — G. FALLER. Kobaltbergbau zu Dobschau. Jahrb. d. Bergakademien IV, 1868, S. 165. — F. VOIR. Lagerstättenverhältnisse von Dobschau. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt 1900, S. 695. — K. KERPELY. Unser Eisenhüttenwesen zur Zeit des Millenniums. Földt. Közl. 1897, S. 395. — M. MILOSEVICH. Roheisenproduktion im Kom. Gömör. Földt. Közl. 1897, S. 394. — L. ZEUSCHNER. Koterbach u. Poracs, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, XVII, 1856. — C. v. NEUPAUER. Eisenstein-Vorkommen Cino-Bánya. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt XVI. Verh. d. geol. Reichsanstalt, S. 102. — L. MADERSPACH. Magyarországon vas-és ércz fekhelyei, Budapest 1880. — H. WOLFF. Kohle bei Somodi.

erze gerichtet; die Eisenerze blieben gar häufig auf den Halden liegen — man konnte ja die leicht verhüttbaren Sorten auswählen, um dem noch geringen Eisenbedarfe zu genügen — bis sich in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts allmählich ein Umschwung vollzog und das Eisenerz immer mehr an Bedeutung gewann. An Stelle des patriarchalischen Kleinbetriebes ist jetzt eine intensive moderne Massenproduktion getreten, die nicht nur den ungarischen, sondern auch einen großen Teil des schlesisch-mährischen und preußisch-schlesischen Eisenerzbedarfes deckt.

Das gesamte Zips-Gömörer Erzgebirge ist, so weit es Grünschiefer, Grünsteine und Porphyroide enthält, von mächtigen Gängen der Carbonspatformation durchsetzt. Am Nordrande zieht sich eine nur wenig unterbrochene Gangzone von Dobschau über Rabenseifen, Groß- und Klein-Hnilecz, Vorderhütten, Bindt, Rostoka, Kotterbäch, Poracs, Slovinka und Zsakarócz bei Göllnitz hin. Hieran reihen sich südlich die Göllnitzer und Helezmanóczyer Gänge, ferner der Gang von Prakendorf zwischen der Konkordia- und der Eidechsen- und Stirkenberger Grube, endlich die Vorkommen von Schmöllnitz und Stoos an. Nahe der Wasserscheide bewegt sich der Bergbau von Aranyidka. Am Südabhange des Gebirges erstreckt sich die Gangzone von Metzenseifen, die über Krasnahorka in das Ganggebiet von Rozsnyó übergeht. Hier schließen sich westwärts die Gänge des Berges Hradek, von Ochtina und Rakos und endlich die berühmten drei Gänge des Vashegy (Želesnik) in Szirk und Turcsok an. Als westlichstes Vorkommen können vielleicht auch die Gänge von Cino-Bánya und Turicska hier angeschlossen werden.

Alle diese Gänge streichen ungefähr ostwestlich und verfläichen südlich im Sinne der allgemeinen Gebirgsstruktur. Man hat sie deshalb auch mehrfach als „Lager“ angesprochen, obwohl die häufig, besonders in Dobschau, beobachtete Zertrümmerung oder Spaltung der Gänge in „Fächer“ ihre Struktur, die oft sehr deutlichen Salzbänder, das Vorkommen von Gangkrenzungen, wie in Slovinka, und von widersinnigem Verfläichen, wie auf Bindt (s. Fig. 26), die Gangnatur sicherstellen. Die Gänge sind bis zu 20, ja selbst 30 und 34 *m* mächtig und nicht selten 4 bis 5, selbst 8 bis 10 *km* weit verfolgbar. Sie setzen vorwiegend in den Schiefeln der „erzführenden Serie“, viel seltener in der Kohlenformation auf (z. B. Vorderhütten und Grätel bei Igló); sie stellen sich aber auch an der Grenze dieser Formationen oder im Grünstein oder an der Grenze zwischen Grünstein und den genannten Formationen ein.

Eisenstein bei Rákó. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1869, S. 217. — FALLER. Reisenotizen über Metallbergbaue Oberungarns. Jahrb. d. k. k. Bergakad. 1867, S. 132. — A. HAUCH. Schmöllnitzer Hüttenprozesse, Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. 1886, S. 269—271. — B. v. COTTA in Berg- u. Hüttenm. Z. 1861, S. 151. — G. v. RATH. Geologische Reise nach Ungarn. Verh. d. Niederrhein. Ges. 1877, S. 9, 11, 13. — L. MADERSPACH. Zink- und Galmeilagerstätten von Pelsőcz-Ardó. Földt. Közl. 1877. (Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1879, S. 209.) Karte der Mineralreichtümer der Länder der ung. Krone von J. BÜCKH und A. GESSELL 1898. — LAMPRECHT. Montanwesen d. Millenniums-Ausstellung, Budapest. Berg- u. Hüttenm. Jahrb., 45. Bd. 1897, S. 59 (Rudobánya).

Von der Mannigfaltigkeit der Gangfüllung geben namentlich Dobschau und Kotterbach eine Vorstellung. In Dobschau liegt am Langenberge, am Biengarten und bei den Maßörtern eine stockförmige, bis 35 m mächtige Masse von Eisenspat ziemlich flach auf Diorit auf und ist von Gesteinen der Kohlenformation (mit Versteinerungen) überlagert; ein höchst eigenartiges Vorkommen, das man aber wegen des nesterförmig verstreuten Auftretens von Kobalt-, Nickel-, Fah- und Kupfererzen in den tieferen Lagen mit den übrigen echten Gängen von Dobschau in Beziehung bringen muß. Diese letzteren durchsetzen bis zu 3 m mächtig körnigen Diorit nahe am Kontakt mit Tonschiefer, zertrümmern sich nach oben und vertauben nach unten in 180 bis 200 m Tiefe. Die Gangfüllung besteht hauptsächlich aus Eisenspat, Kalkspat, Ankerit und Quarz, auch Turmalinnadeln. Einzelne Gänge enthalten fast nur diese Füllung, andere, die ursprünglich auf Eisenspat und Kupferkies bebaut waren, veredeln sich in der Tiefe zu Kobalt- und Nickel-

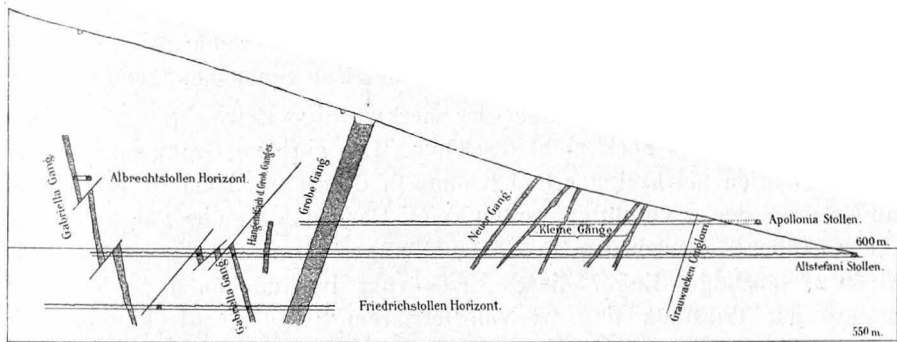


Fig. 26. Querprofil der Bindtner Erzgänge (geschnitten durch den Altstefanistollen).
Nach bergamtlicher Darstellung.

erzgängen. Nur die quantitative und lokale Verteilung der Mineralien zeigt Abweichungen, der Gesamtcharakter ist bei allen Dobschauer Gängen derselbe.

In Kotterbach treten besonders Eisenspat, Eisenglimmer und Schwespat und in der Nähe der Salbänder auch Quarz, Kupferkies, Silber- und Quecksilberfahlerz als Gangfüllung auf; während aber an dem bis zu 18 und mehr Meter mächtigen Gange Drozdziak derber, weißer Schwespat selbst bis zu völliger Verdrängung der übrigen Mineralien vorherrscht und auch die sulfidischen Erze, Zinnober und gediegenes Quecksilber ziemlich reichlich entwickelt sind, enthält der 2 bis 3 m mächtige „Grobe Gang“ vorwiegend nur Eisenspat, weniger Schwespat und noch weniger sulfidische Erze. Noch schwächer ist die Vertretung des Schwespates und der Sulfide in Bindt und Rostoka, fast reiner Eisenspat bricht in Zsakarócz ein. Einen ähnlichen Charakter zeigen die Gänge südlich von Göllnitz und an der südlichen Abdachung des Erzgebirges. Nur die mächtigen Schwefel- und Kupferkiesstöcke von Schmölnitz und die untergeordnet auftretenden silberhaltigen Blei- und Kobalterze, vielleicht auch die Antimon- und Galmeivorkommnisse nördlich von Rozsnyó nehmen hier eine Sonderstellung ein.

A. v. GRODDECK führt die vorherrschende Gangformation des Zips-Gömörer Erzgebirges auf seinen „Typus Mitterberg“ zurück und diese Auffassung ist um so bemerkenswerter, als nicht nur die Gangfüllungen, sondern auch die Nebengesteine die größte Ähnlichkeit aufweisen. Die Entstehung der Gänge wurde besonders in Dobschau und Kotterbach auf den Einfluß der basischen Intrusionen zurückgeführt. Über diesen Zusammenhang konnten Zweifel bestehen, solange angenommen wurde, daß die Mehrzahl der Gänge südlich der Grünsteinzone keine Beziehungen zu irgend welchen Eruptivgesteinen zeige. Durch den Nachweis der großen Verbreitung der Porphyroide im Bereiche der erzführenden Serie scheinen diese Zweifel nun gänzlich behoben und nach SCHAFARZIK lassen sich diese Gangvorkommen ungezwungen als Produkte einer postvulkanischen Tätigkeit erklären. Offenbar aber handelt es sich hier um eine sehr alte Erscheinung: die basischen Intrusionen müssen zwar geologisch jünger sein als die Kohlenformation von Dobschau, aber älter als die untere Trias, die bei Slovinka deckenförmig die steilgestellten Grünschiefer überzieht. Somit ist der Spielraum für diese Intrusionen und deren Nachwirkungen, rein geologisch genommen, ziemlich eng.

Mit den Spatgängen ist aber der merkwürdige Erzreichtum des Zips-Gömörer Erzgebirges noch nicht erschöpft. Die carbone Grauwacke ist an einigen Punkten bei Folkmar und Kropfack derart mit Hämatit bereichert, daß sie als Eisenerz verhüttet werden kann. Carbonkalk enthält am Ostramos in der südlichen Carbonzone in Höhlenfüllungen Brauneisenerz und ein bis zu 30 m mächtiges Lager dieses Erzes ruht in Rudobánya, Telkes und Szendrő auf Triaskalk und ist von tertiärem Tegel überdeckt. Endlich kommen bei Pelsőcz-Ardó im Bereiche der südlichen Kalkzone im Triaskalk Zinkblende und Zinkspat, nebenher auch Blei und Silber vor.

V. Abschnitt.

Das Tatragebirge.

Die Landschaft, eiszeitliche Vergletscherung. — Tektonische Gliederung. — Die sub-tatrische Zone. — Die hochtatrische Zone. — Mesozoische Schollen am Süd- und Westrande. — Die Umrahmung der Tatra.

Die Landschaft, eiszeitliche Vergletscherung.

Einer gigantischen Veste gleich, erhebt sich aus dem flachen alt-tertiären Acker- und Weideland der galizischen Podhala und des Liptauer und Zipser Kessels unvermittelt aufstarrend der wildgezackte Felskamm der Tatra. Alles Gebirge im Norden, Süden und Osten der Tatra ist meilenweit niedergebroschen, wie wenn es gälte, diese Perle der Karpaten so recht zur Schau zu stellen und zu ihrer Bewunderung einzuladen.

Der Gegensatz zwischen Niederung und Gebirge ruft an der Südseite einen besonders überwältigenden Eindruck hervor, weil sich hier die Granitmasse des Zentralkernes gleichsam in einem Anlauf die Kulminationshöhen erzwingt, die sich in der Hohen Tatra nicht am Hauptkamme, sondern an kurzen südlichen Querkämmen befinden. Zwischen diesen sind ungemein jähe steilwandige Täler eingefurcht, die den Ausblick auf den unbeschreiblich zerscharteten Hauptkamm und eine lange Kette von edelgeformten Spitzen eröffnen.

Auch die Randberge der Nordseite erheben sich ziemlich unvermittelt, behindern aber als vorgelagerte „Kalkzone“ den freien Ausblick auf den Hauptkamm. Dafür entschädigen sie durch die besonderen Schönheiten des Kalk- und Dolomitgebirges (s. Fig. 8 und 10); lange Quertäler mit einem Netz von Seitentälern vermehren hier die Mannigfaltigkeit der landschaftlichen Szenerie und steigern den Eindruck des Hauptkammes. An den Alpen gemessen, erscheint das Tatragebirge freilich klein, beträgt doch seine größte Breite knapp 15 *km*, seine Länge nur 52 *km*; man könnte es fast nur als Modell eines Hochgebirges bezeichnen. Aber wie dieses Gebirge auf engem Raume eine Fülle interessanter geologischer Erscheinungen als Modifikationen einer großartigen Gesetzmäßigkeit des tektonischen Baues erkennen läßt, so vereinigt es auch in landschaftlicher Hinsicht einen seltenen Reichtum an feinen und zugleich wilden Gebirgsformen. Gerade das modellartige des Gebirges bildet einen besonderen Reiz der Tatra, der noch eine weitere suggestive Steigerung durch das rauhe Klima erfährt, das die Vegetationsgürtel des Hochgebirges tiefer als z. B. in den Alpen herabdrückt.

Bei so viel Schönheit und Eigenart entbehrt die Tatra der Erhabenheit des ewigen Schnees und der Eisströme. Höhe und Niederschlagsmenge reichen bloß zur Entwicklung von Schneeflecken aus, die auch nur in feuchtkalten Jahren an geschützten Stellen den Hochsommer überdauern. In der Plistocänzeit dagegen bestand eine ausgiebige Vergletscherung. Den Südfuß der Hohen Tatra umgürtete vom Kriván bis zum Stößchen des Weißwassertales ein bis zu 4-5 *km* breiter Eisring. Er ist jetzt durch einen gewaltigen, von herrlichen Nadelwäldern überzogenen Blockwall mit einzelnen prächtigen Moränen-Amphitheatern und dem Moränensee von Csórba markiert. An der Nordseite der Tatra floß das Eis in wohlgeschiedenen Betten die Quertäler entlang und quoll nur aus den großen Haupttälern, dem Jávorka-, Bialka-, Pańszczyca- und Suchawodatale, in solcher Masse hervor, um sich mit fächerförmig ausgebreiteter Stirn auf das Eocänland ergießen zu können.

Im westlichen Teile der Tatra bewegte sich die eiszeitliche Vergletscherung entsprechend der geringeren Höhe in viel bescheideneren Verhältnissen; die Eisströme fanden tief im Hochgebirge ihr Ende. Scheuerung, Rundhöcker- und Grundmoränenbildung waren zwar nicht besonders belangreich, dagegen tritt hier der Zusammenhang zwischen der ehemaligen Vergletscherung und der Kar- und Seebildung auffallend klar zu Tage (s. Fig. 4).

Tektonische Gliederung.

Das Kerngebirge der Hohen Tatra¹⁾ wird seit langer Zeit mit Recht als ein Hauptbeispiel eines „einseitigen“ Gebirges angeführt. Ist doch eine zusammenhängende „Kalkzone“ nur an der Nordseite entwickelt, während die Südseite und der Hauptkamm fast gänzlich aus Urgebirge und Granit bestehen. Jedem Besucher des Gebirges drängt sich sofort die Erkenntnis auf, daß die permisch-mesozoischen Bildungen des Nordabhanges fast ausnahmslos vom archaischen und granitischen Kerne nach Norden abfallen. Viel schwieriger schon gestaltet sich die Feststellung der Tatsache, daß dieser Erscheinung teils schiefe Falten mit parallelen Flügeln, teils nach Süden überschobene Falten zu Grunde liegen.

Das Faltensystem der Tatra streicht ostwestlich und besteht aus vier Hauptfalten. Die archaische und granitische Zentralmasse ist nichts anderes als der Kern der höchsten und mächtigsten antiklinalen Aufwölbung (Fig. 27 A_1) dieses Faltensystems, dessen nördlich folgende Aufbrüche stufenweise an Höhe und Intensität abnehmen. Die zweite Antikline (A_2) bringt wohl auch noch Urgebirge zum Aufbruche, aber in geringerer Mächtigkeit und nicht längs der ganzen Kette, während an der dritten (A_3) nur noch die Untertrias und an einzelnen Stellen auch noch die Permformation, an der vierten (A_4) nur die mittlere Trias zur Oberfläche gelangen.

Zwischen den vier Hauptsätteln liegen ebensoviele schiefe Mulden, die vorwiegend vom Hangendschenkel des folgenden Aufbruches nach Süden, d. i. in der Richtung gegen die Zentralmasse überschoben sind. Man könnte sonach die tatratische Kalkzone auch in vier „Schuppen“ gliedern, allein diese Gliederung ließe sich nicht streng durchführen, weil der Aufbruch A_2 nicht durch die ganze Kalkzone hindurchsetzt, weil ferner nicht allgemein Überschiebung herrscht, sondern überschobene in vollausgebildete Mulden übergehen, und weil endlich sekundäre Überschiebungen weitere Komplikationen bewirken.

Nur die Überschiebungs- oder Wechselfläche zwischen der zweiten Mulde (S_2) und dem dritten Aufbruche (A_3) streicht ohne Unterbrechung durch die ganze Kalkzone hindurch; sie bildet zugleich die scharfe Grenze zwischen der hoch- und subtatratischen Entwicklung der mesozoischen Formationen und soll daher als Hauptüberschiebungs- oder Hauptwechselfläche bezeichnet werden. Die Antiklinen A_1 und A_2 , die Synklinen S_1 und S_2 gehören der hoch-, die Anti- und Synklinen A_3 und A_4 , S_3 und S_4 gehören der subtatratischen Zone an.

Was berechtigt uns nun aber zu der Behauptung, daß dem eigentümlichen Baue der tatratischen Kalkzone schiefe und überschobene Falten zu

¹⁾ Die geologische Literatur über das Tatragebirge ist enthalten in: V. UHLIG. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 562—573 und in den Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch., Wien, 64. Bd, S. 643, 68. Bd, S. 1. (Geologie des Tatragebirges.)

²⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 502.

Grunde liegen? Sollte die Annahme wiederholter Längsbrüche nicht auch eine befriedigende Erklärung ermöglichen? Solche Längsbrüche brauchten nur mit Unterschiebung der höheren Scholle verbunden gewesen zu sein, um gewisse Durchschnitte zu erklären. Wir wollen hier von der Erörterung der Frage, ob denn derartige Längsbrüche von Faltenbrüchen wirklich wesentlich verschieden sind, gänzlich absehen, sondern verweisen auf einige Beobachtungstatsachen.

Sehen wir z. B. im Sattel zwischen dem Malafakatale bei Zakopane (vergl. Fig. 31) auf dem subtriatrischen Triasdolomit (A_3) bunten Keuper und auf diesem die Kössener und Grestener Schichten aufrufen und darüber dieselben Schichten in umgekehrter Folge sich wiederholen, so ergibt sich das Bild einer schiefen Falte mit parallel zusammengelegten Flügeln aus der unmittellbaren Beobachtung.

In dieser Auffassung werden wir sehr bestärkt, wenn wir dieselbe schiefe Mulde (S_3) etwas weiter östlich am Kopienice in eine liegende Mulde übergehen und an der Poroniner Kopa eine winzige Kappe von Kössener Schichten auf Lias aufrufen sehen (vgl. Fig. 28), wenn wir ferner in die Antiklinalzone A_3 bei Javorina eine sekundäre Mulde jurassischer Schichten eingesenkt finden.

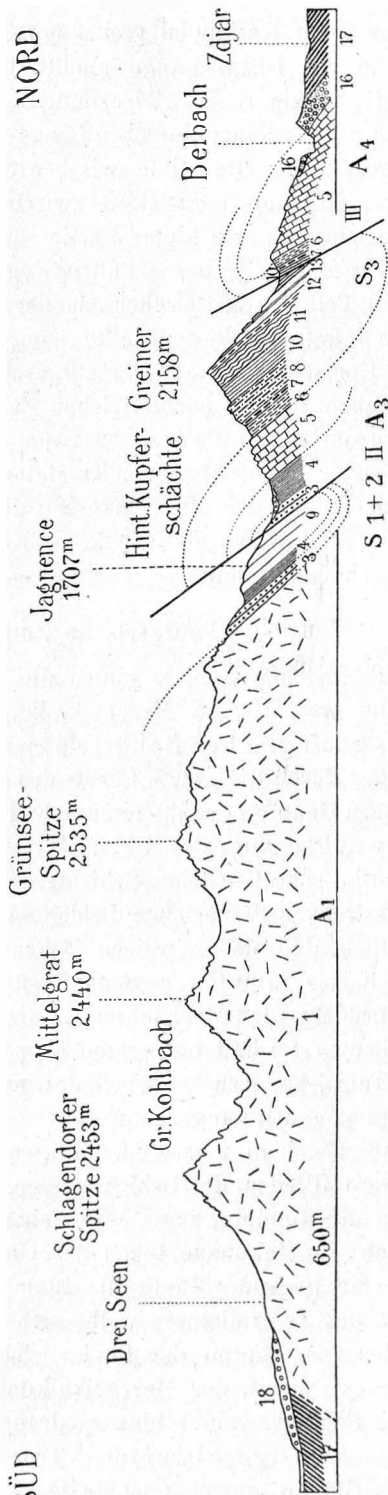


Fig. 27. Durchschnitt der östlichen Tatra von der Schlagendorfer Spitze zum Greiner. Maßstab 1 : 75.000.

1 Granit, 3 Perm Quarzit, 4 bunter Schiefer der unteren Trias, 5 Muschelkalkdolomit, 6 bunter Keuper, 7 Rhät, 8 Grestener Schichten (Unterlias), 9 hochtriatrischer Liasurakalk, 10 Liasfleckenmergel (subtriatrisch), 11 Oberlias, roter und grüner Hornsteinkalk, 12 Jura- und Neocomfleckenmergel, 13 Murankalk und Spokover Mergel, 16 Nummulitenkalk und Conglomerat (Mittlelocän), 17 boreocän und Oligocän, 18 Moränen-schutt. II Hauptüberschiebung, III Überschiebung zwischen S_3 und A_3 .

In den Béler Kalkalpen grenzt der Triasdolomit der Antikline A_4 an einer Strecke von 10 km Länge unmittelbar an die jüngsten, cretacischen Schichten der Mulde S_3 in gleichsinniger Lagerung an. Wenn irgendwo, so müßte hier der Typus einer einfachen Längsverwerfung vorliegen. Aber bei sorgfältiger Begehung der Grenzlinie zwischen S_3 und A_4 überzeugt man sich, daß am Sattel vom Rigliani- in das Beltal zwischen den cretacischen Kalken S_3 und dem Triasdolomit A_4 eine kleine Partie von buntem Keuper und rhätischem Kalk mit *Terebratulula gregaria* auftritt (vgl. Fig. 27). Offenbar bildet diese Partie einen Teil des Mittelschenkels der schiefen Falte, der sonst überall zerrissen und unterdrückt wurde und nur gerade hier erhalten blieb, weil er bei der Überschiebung zufällig mitgeschleppt wurde.

Aber auch in der hochtatrischen Zone läßt sich eine Reihe von Erscheinungen nur durch Faltung erklären. Wie sollten denn die mächtigen, an hohen Wänden aufgeschlossenen Kniefalten der Tomanowa (s. Fig. 30 bis 34) die schiefen Falten der Miętusiakessel, die Vereinigung der hochtatrischen Synklinen S_1 und S_2 an den Tylkowe Kominy anders als durch Faltung zu stande gekommen sein?

Die subtatrische Zone der Tatra.

Im subtatrischen Gebiete bilden die beiden Antiklinalzonen des Triasdolomits (im wesentlichen Muschelkalkdolomit) gleichsam das Grundgerüst des geologischen Baues; sie erstrecken sich mit nördlich geneigten Schichten fast durch die ganze Länge des Gebirges und es bedarf daher nur einer richtigen Deutung der jüngeren Schichten der Muldenmitte (S_3), um einer zutreffenden Auffassung des Gebirgsbaues sicher zu sein. Bei Zakopane bilden unterliasische Grestener Schichten die Muldenmitte, nach Westen hin treten jurassische und neocome Schichten hinzu und erweitern die Mulde so beträchtlich, daß das nördliche Dolomitband hiedurch nach Norden in den Bereich des alttertiären Senkungsfeldes gedrängt wird, wo es vom Alttertiär bedeckt, der Beobachtung entzogen ist. Der südliche Muschelkalkdolomit (A_3) hält länger an, aber auch er erreicht nicht das Westende der Tatra, sondern verschwindet etwa 9 km vorher, überdeckt oder überschoben von den jüngeren Felsarten der Muldenmitte. Auf der ganzen Strecke äußert sich in verschiedenfältiger Weise, in Anpressungen jüngerer an viel ältere Glieder der Schichtenfolge, in Blattbildung und sekundären Aufbrüchen die Tendenz zur Überschiebung nach Süden.

Östlich von Zakopane bildet der Übergang der schiefen subtatrischen Mulde in eine liegende Mulde die Einleitung zu größeren Veränderungen. Der Granit des Zentralkernes wölbt sich hier in der Wołoszynkette stark nach Norden vor, um an der Bialka plötzlich zurückzuweichen. Dadurch wurde, wie es scheint, der Muschelkalkdolomit A_4 gehoben und zugleich in das spätere Senkungsgebiet hinausgedrängt, während weiter östlich an der Bialka eine kräftige sigmoide Verschiebung der gesamten Kalkzone nach Süden eintreten mußte.

Jenseits der Bialkaverschiebung lenkt die subtatratische Zone wieder nach Nordosten ein, um schließlich mit ost-südöstlichem Streichen an den Ostrand des Gebirges zu ziehen und hier die reizvolle Gruppe der Béler Alpen aufzubauen. Es ist das ein sehr regelmäßig gebautes Stück der subtatratischen Zone, vielleicht das einzige, wo man mit einem Blicke den Bau eines großen Gebirgsteiles übersehen kann. In der Muldenmitte ist hier über dem Muschelkalkdolomit (A_3) die gesamte Schichtenfolge bis zum Murankalk und Chocsdolomit aufgestapelt (vgl. Fig. 8, 27), und vom Triasdolomit der Antiklinale A_4 regelmäßig überschoben. Kleine Verschiebungen nach Süden treten hier am Durlserberge und beim Drexlerhäuschen auf. In der Osttatra ist die Mulde S_4 am Nordrande in größerer Ausdehnung erhalten als im westlichen Teile; sie reicht nur in den Lias, die jüngeren Bildungen verfallen dem alttertiären Senkungsfelde.

Die hochtatratische Zone der Tatra.

Kann man die Faltung gleichsam als einen Kampf der einzelnen Schichtengruppen um den vorhandenen Raum bezeichnen, so bildete die hochtatratische Region den Schauplatz einer besonders heftigen Konkurrenz. Die gegenseitige Beeinflussung, die Verdrängung und Anpassung der Schichtengruppen erlangt hier eine so große Bedeutung, daß der geologische Bau eine gewisse Eigenart aufweist und etwas weniger regelmäßig erscheint als bei den subtatratischen Aufbrüchen.

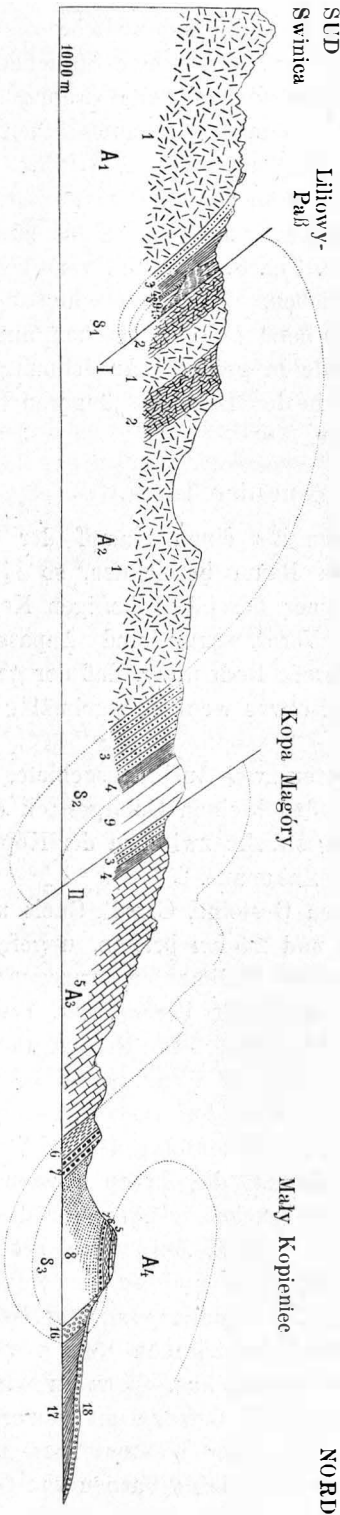
In der hochtatratischen Zone existieren zwei Aufbruchsgebiete, ein westliches und ein östliches; dieses umfaßt den kleinen Gebirgsstock der Jaworiner Sziroka (2215 m), jenes die Gebirgsstrecke zwischen der Kopa Magóry und den Tylkowe Kominy südlich von Zakopane.

Im Westen brechen die kristallinen Gesteine, Granit, Gneis und Hornblendeschiefer, in einer 4·3 km langen und 2·5 km breiten, ungefähr rechteckigen und ringsum von hochtatratischen Sedimenten umzogenen Masse hervor. Vom Granit des Zentralkernes (A_1) fallen Permquarzit, Triasschiefer und hochtatratische Liasjurakalke als Synklinalen S_1 nach Norden ab und sind vom Granit des Aufbruches A_2 an einer scharf ausgeprägten ostwestlichen Linie überschoben. Auf dem Granitkerne dieses Aufbruches A_2 liegen neuerdings Permquarzit und die hochtatratische Schichtenfolge der Synklinalen S_2 mit ziemlich steil nördlich einfallenden Schichten, die ihrerseits wieder an der Hauptwechsellinie vom subtatratischen Aufbruche A_3 überschoben sind (vgl. Fig. 28). Am Lilienpasse, einem schon von L. ZEUSCHNER beschriebenen Punkte, ferner im Tychatale, am Giewontzuge und an der Kopa Magóry sind diese Verhältnisse mit aller Klarheit erkennbar und hier ist auch die Übereinstimmung mit der Tektonik der subtatratischen Region vollständig.

Gehen sonst Antiklinen in lange Spitzen aus, so haben wir hier ein Beispiel einer fast rechteckigen und an der Ostseite mit ganzer Breite zu Ende gehenden Aufbruchsmasse. Auch an der Westseite des Aufbruches tritt der Granit plötzlich zurück, doch weisen kleine Partien von Granit und

1 Granit, 2 Granit, schiefrig, 3 Permquarzit, 4 bunter Schiefer der Untertrias (Werfener Sch.), 5 Triasdolomit, 6 bunter Keuper, 7 Riß, 8 Grestener Schichten, Unterlias, 9 hochtatrischer Liasjurakalk, 15 Oberkreide, 16 Miozänen Nummulitenkalk und Conglomerat, 17 Obererocän und Oligocän, 18 Moränenschutt. I Überschiebung zwischen S_1 und A_2 , II Hauptüberschiebung.

Fig. 28. Durchschnitt der Hohen Tatra von der Swinica zum Kopieniec bei Zakopane. Maßstab ungefähr 1 : 46.000.



Grestener Sandstein in der Fortsetzung der Scheitellinie des großen Aufbruches durch den Kalkstein hindurch den Weg zu einer zweiten Aufbruchsmasse von Granit, die sich am Małolączniak mit nord-südlicher Erstreckung kuppelförmig aus dem Kalkstein vorwölbt. Von hier führt ebenfalls eine fast ununterbrochene Reihe kleiner Partien von Granit und Grestener Sandstein längs der Fortsetzung der Scheitellinie am Hauptkamm über die Krzeszanica zu einer zweiten Granitinsel am Czerwony wierzch upłaziański und an diese reiht sich im Westen ein komplizierter Aufbruch von Triasschiefer und Grestener Sandstein an. Erst in der Smytnia an der Westseite des Koscieliskotales findet diese Aufbruchzone mit einer kleinen Partie von Permquarzit und Triasschiefer ihren Abschluß.

Zwischen den Granitkuppen sind tiefe Kessel eingesenkt, die nur Liasjurakalk aufschließen, wie wenn die Granitmassen wurzellos wären und nur von oben her kappenförmig auf dem Kalkstein säßen. Daß dies aber in Wirklichkeit nicht zutrifft, sondern die Granitinseln tatsächlich aus der Tiefe hervortauchen, geht aus dem Umstande klar hervor, daß die hochtatrischen Kalke an der Südseite der Kondraczka, des Małolączniak und des Czerwony wierzch upłaziański mit weithin sichtbaren Bänken in ihrer ganzen Breite auf den genannten Urgebirgsinseln aufruhend (s. Fig. 29 und 30).

Der mächtige Zakopaner Urgebirgsaufbruch (A_2) ist also in seinem westlichen Teile zweimal tief eingeschnürt und wieder breit vorgewölbt und bietet so das eigentümliche

Bild eines perlchnurförmigen, an zwei Stellen gleichsam gedrosselten Aufbruches.

Mit dieser ungewöhnlichen Aufbruchsform tritt zugleich eine völlige Umkehrung der Bewegungsrichtung ein: die hochtatriscen Liasjurakalke der Synkline S_2 fallen nicht vom granitischen Aufbruche A_2 nach Norden ab, wie es der Regel entspräche, sondern sie schießen darunter nach Süden ein. Sie bilden dabei im Małoląkakessel eine mächtige nach innen eingebogene Kniefalte, in den Miętuśiakesseln zwei nach Süden ge-



Fig. 29. Der hochtatriscce Liasjurakalk am Südadhänge (der Granitkuppe des Małolączniak bei Zakopane.

Aufgenommen vom südwestlichen Gehänge der Kondraczka. Die dunkle Partie am rechten Bildrande entspricht dem Granit des Małolączniakabhanges, von dem die hellen Kalke nach Süden abfallen. Vgl. damit den Durchschnitt Fig. 30.

richtete Falten (s. Fig. 31). Ebenso neigen sich die Kalke der Synkline S_1 nach Süden gegen den Zentralkern und wenden diesem am Tomanowapasse eine prächtige Kniefalte zu, die nichts anderes sein kann als die nach außen gepreßte Synkline des Tychatales.

In den Czerwone wierchy fehlen an mehreren Stellen Perm- und Triasschichten zwischen dem hochtatriscen Kalkstein und dem Granit. Sollte es sich hier etwa um alte Erosionserscheinungen handeln? Die Frage liegt nahe, denn wir haben ja im dritten Abschnitte gezeigt, daß die hochtatriscen Regionen in der Triaszeit Untiefen bildeten oder selbst zeitweilig gänzlich trocken lagen. Die Beobachtungstatsachen drängen aber zu einer

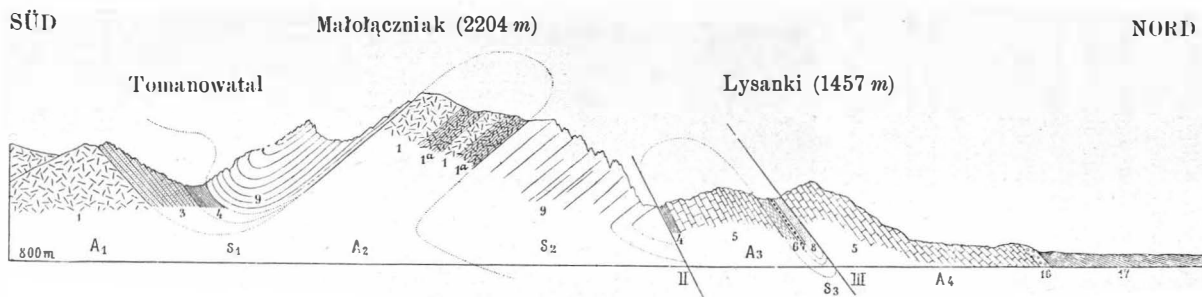


Fig. 30. Durchschnitt der Kalkzone des Tatragebirges über den Malolączniak bei Zakopane.

1. Granit, 1a Granit, schiefzig, 3 Permquarzit, 4 Untertrias, 5 Triasdolomit (Muschelkalk), subtriasch, 6 bunter Keuper, subtriasch, 7 rhätische Kalke mit *Ter. gregaria*, 8 Grestener Schichten, Unterlias, 9 hochtriascher Liasjurakalk, 16 Nummulitenkalk und Conglomerat, 17 Schiefer und Sandstein, Obereocän.
II, III Überschiebungsfächen.

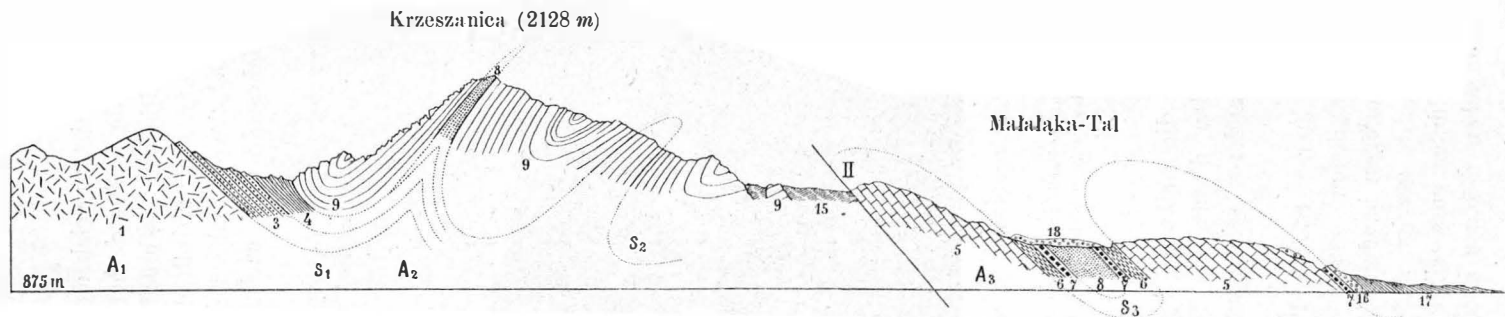


Fig. 31. Durchschnitt der Kalkzone des Tatragebirges über die Krzeszanica bei Zakopane.

- 1 Granit, 3 Permquarzit, 4 Untertrias, 5 Triasdolomit (Muschelkalk), subtriasch, 6 bunter Keuper, subtriasch, 7 rhätische Kalke mit *Ter. gregaria*, 8 Grestener Schichten, Unterlias, 9 hochtriascher Liasjurakalk, 15 Oberkreide, 16 Nummulitenkalk und Conglomerat, 17 Schiefer und Sandstein, Obereocän, 18 Moräne.
II Überschiebungsfäche.

tektonischen Erklärung der Erscheinung. Bandförmige und wenig intensive Falten bieten keinen Anlaß zur Unterdrückung einzelner Schichtengruppen. Wo dagegen das Aufbruchsmaterial bald breit vorgewölbt, bald auf ein Minimum eingedämmt ist, werden Verschiebungen, namentlich zwischen ungleiche Widerstände bietenden Felsarten unvermeidlich eintreten müssen. Die harten Massen, hier die Granite und die hochtatriscen Kalke werden das Feld behaupten, während die weichen plastischen Gesteine, die Triasschiefer und Grestener Schichten, die Gleitflächen für das harte Material



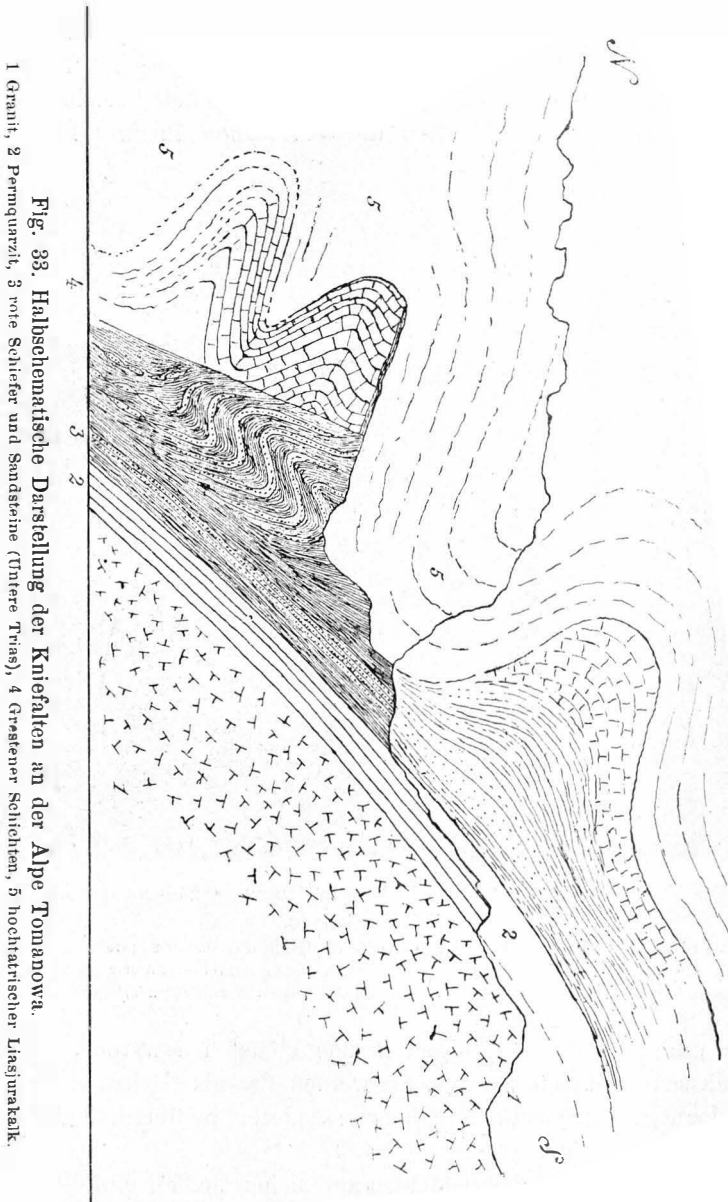
Fig. 32. Die Kniefalte der Grestener Schichten im Czerwony ژهleb an der Alpe Tomanowa bei Koscielisko.

Die Kniefalte nimmt die Mitte des Bildes ein. Die weißen Felsschroffen darüber bestehen aus hochtatriscen Liasjurakalk. Rechts von den Grestener Schichten treten bunte Schiefer (Untertrias) auf; zwischen den Grestener Schichten und dem Liasjurakalk ist ein schmaler Streifen von roten Triasschiefern eingezwängt.

abgeben und zum Teil diejenigen Räume einnehmen werden, die von den harten Massen verlassen wurden. So werden die plastischen Schichtgruppen an einzelnen Stellen gänzlich fehlen, an anderen in übergroßer Mächtigkeit angestaut sein.

Von der Lagerung der Schichten an solchen Stellen gibt die Gegend des Tomanowapasses ein gutes Bild (vgl. Fig. 32 und 33). Die Grestener Schichten, die wir im Tomanowasattel und auf der 3·4 km langen Strecke zwischen dem Passe und dem Jaworfels im Tychatale vermissen, sind an der Westseite des Passes ungewöhnlich mächtig und knieförmig eingefaltet; zahlreiche kleine Brüche durchziehen namentlich die roten Triasschiefer, ein

größerer Bruch liegt zwischen den Triasschiefern und den pflanzenführenden und eisenreichen Grestener Schichten und ein schmales Band von roten Triasschiefern ist zwischen hochtratischen Kalkstein und Grestener Sandstein



eingeklemmt. Aus den schönen Aufschlüssen der Tomanowa geht klar hervor, daß hier starke Verschiebungen der Schichtgruppen stattgefunden haben, die man etwa in der durch Fig. 33 angedeuteten Weise halb schematisch darstellen kann.

Die Granitmassen des Małofącziak und des Uplaziński zeigen als Folge der Faltung eine auffallende Streckung und Parallelstruktur. Am Uplaziński ist der Granit zugleich hochgradig viriditisch zersetzt; am Małofącziak konkurrieren die Erscheinungen der Randfazies, aplitische und pegmatitische Gänge, mit denen der Dynamometamorphose. Auch an dem mächtigen Urgebirgsaufbruche zwischen der Kondraczka und dem Lilienpasse fehlt es namentlich in der Nähe der Überschiebungsfäche des Tycha- und Suchawodates nicht an Streckung und Parallelstruktur des Granits. Daneben kommen aber zwischen Giewont und Kondraczka Gneispartien mit südlicher Einfallsrichtung vor.

Westlich der Czerwone wierchy öffnet sich die Kniefalte der Syncline S_2 immer mehr und vereinigt sich mit der Syncline S_1 an den Tylkowe Kominy in einem regelmäßigen, den Aufbruch der Smytnia umspannenden Bogen (s. Fig. 34 und 10). Von hier ab besteht die hochtatratische Zone nur noch aus einer einfachen nach Norden geneigten Schichtenfolge von Permquarzit, Triaschiefer, Grestener Schichten und hochtatratischem Kalkstein, die im westlichsten Gebirgsabschnitte unter den nach Süden drängenden untercretacischen Gesteinen der subtatrischen Muldenmitte verschwindet.

Östlich vom großen Zakopaner Aufbruch erscheint die hochtatratische Zone durch den Zusammenfluß ihrer beiden Synklinen auf ein einfaches Band reduziert; an der Bialka-Sigmoide ist sie von der subtatrischen Zone überwältigt. Erst 2.25 km weiter südlich taucht am Ostufer der Bialka der hochtatratische Kalkstein neuerdings auf, er schwenkt in demselben Sinne wie die subtatrische Zone nach Süden, erreicht in Szirokasattel den südlichsten Punkt, um von da unter knieförmiger Biegung neuerdings nach Nordosten zu streichen.

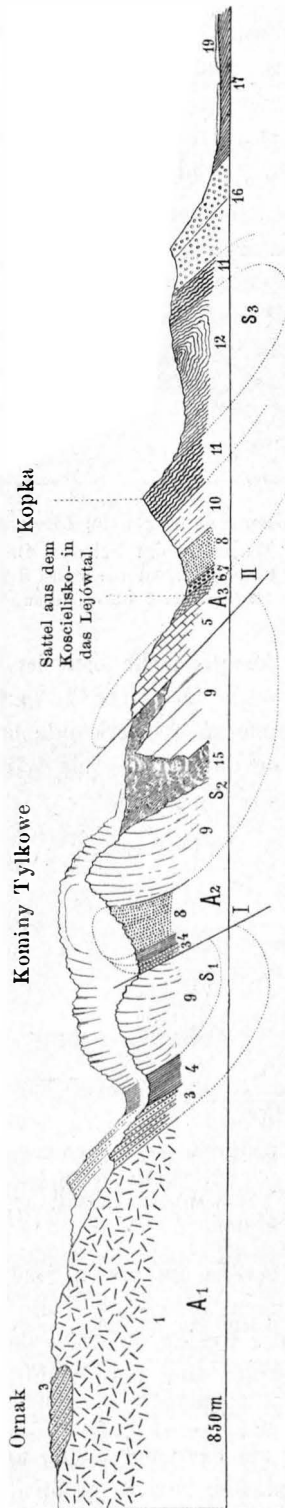


Fig. 34. Durchschnitt der Tylkowe Kominy, Westseite des Koscieliskotales.

1 Granit, 3 Permquarzit, 4 Untertrias, 5 Triasdolomit (Muschelkalk), subtatrisch, 6 bunter Keuper, subtatrisch, 7 rhätische Kalke mit *Ter. gregaria*, 8 Grestener Schichten, Unterlias, 9 hochtatratischer Liasjurakalk, 10 Liasfleckenmergel, 11 Oberlias, roter und grünlicher Hornsteinkalk, 12 Jura- und Neocomfleckenmergel, 15 Oberkreide, 16 Nummulitenkalk und Conglomerat, 17 Schiefer und Sandstein, Obopecan, 19 pliocäne Terrassen. I, II, Überschiebungsfächen.

In diesem Teile der hochtatrischen Zone kommt abermals ein langgestrecktes schmales Granitband (A_2) zum Aufbruch. Umkehrung der Bewegungsrichtung ist hier auf die nördliche Syncline S_2 beschränkt, die südliche ist in regelmäßiger Weise vom Granit des Aufbruches A_2 an zwei Flächen nach Süden überschoben (vgl. Fig. 35). Namentlich der Litworowy zleb läßt die Überschiebungen

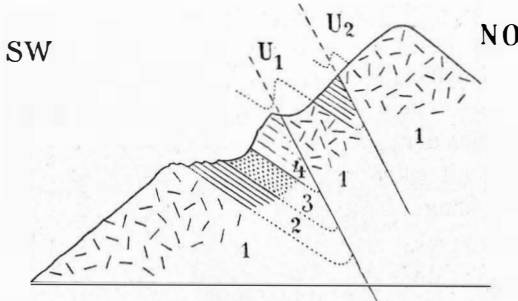


Fig. 35. Überschiebungen im Litworowy zleb an der Westseite der Sziroka, Osttatra.

1 Granit, 2 Permquarzit, 3 Untere Trias, 4 Hochtatrischer Liasjurakalk. U Überschiebungen.

mit seltener Klarheit erkennen: die bleichen, teilweise deutlich geschichteten Kalkschroffen, die Rasenfläche der bunten Triasschiefer mit ihren Schrunden, die felsigen, geschichteten Bänder des Permquarzits und endlich der massige, dunkle Granit heben sich so deutlich voneinander ab (s. Titelbild), daß über den geologischen Bau volles Licht verbreitet wird.

Die hochtatrische Zone ist durch das Vorkommen transgredierender Lappen von Oberkreide ausgezeichnet. Im Tychatal bedecken die Mergelschiefer der Oberkreide bald die ganze Sedimentzone, bald umgeben sie einzelne Partien, die als Klippen aus dieser Decke hervorragen; bald

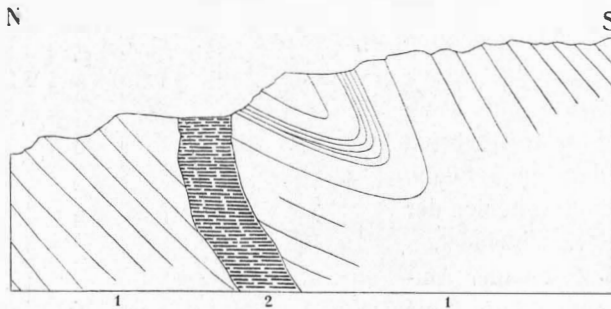


Fig. 36. Transgredierende Lagerung der Oberkreide an der Nordseite der Krzeszanica.

1 Hochtatrischer Liasjurakalk, 2 Oberkreide.

erscheinen sie als Ausfüllung tiefer Kessel im Kalkstein, wie an der Alpe Pisana im Tale von Koscielisko, bald als Decken oder Bänder (s. Fig. 36) auf der Höhe der Kalkmassen, bald füllen sie Nischen und Klüfte aus und ziehen von der Höhe der Kalkberge zur Tiefe der Täler. Das Meer der Oberkreide muß das

Gebirge bereits im ersten Stadium der Faltung vorgefunden haben; seine Ablagerungen haben aber die Hauptfaltung noch mitgemacht; die Steilstellung der Kreide am Fuße der Giewontwände, das Einfallen der Kreideschiefer unter den Granit im Tychatal und andere Erscheinungen wären sonst nicht erklärbar (vgl. Fig. 37).

Die als Kern der ersten und mächtigsten Antikline (A_1) aufzufassende Zentralmasse besteht größtenteils aus stark zerklüftetem Granit; kristalline

Schiefer sind an der Nordseite schwach vertreten, stärker im Süden. Hier bekunden sie eine für die geologische Auffassung des Gebirges sehr wichtige Tatsache: die Urgebirgsschiefer weisen an der Südseite ein nach Südosten gerichtetes und demnach der Neigung der Sedimente geradezu entgegengesetztes Verfläachen auf. Aber selbst an der Nordseite finden sich Spuren einer südlichen Neigung der Urgebirgsschiefer, wie z. B. am Ornakrücken und an der Kondraczka, so daß die richtende Einwirkung der nachmesozoischen Faltung im Bereiche des Urgebirges und des Granites keinen großen Umfang angenommen haben kann. Nur die kleineren Aufbruchsmassen von Granit, die Randregionen der Aufbrüche, wohl auch da und dort gewisse Quetschungszone erfuhren Streckung und Parallelstruktur, die große Hauptmasse des Urgebirges und des Granites wurde merkwürdig wenig berührt.

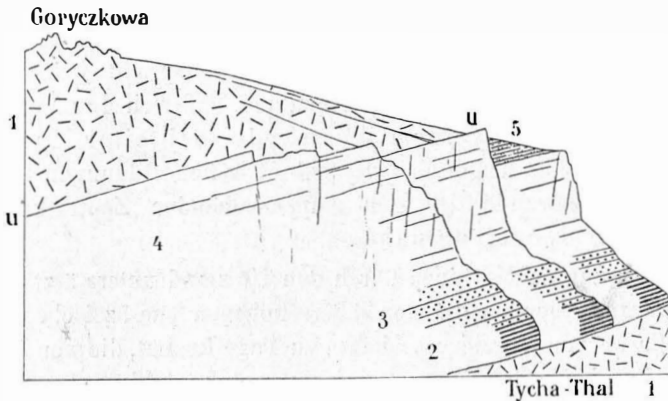


Fig. 37. Überschiebung der Sedimentärzone des Tychatales (S_1) und der Oberkreide durch den Granitaufbruch A_2 .

1 Granit, 2 Permquarzit und untere Trias, 3 Grestener Schichten (Pisanasandstein), 4 hochtatischer Liasjurakalk, 5 Oberkreide. u Überschiebung.

Mesozoische Schollen am Süd- und Westrande.

An den Südrand des Zentralkernes stoßen größtenteils alttertiäre Karpatensandsteine und nur in kleinen Schollen auch mesozoische Gesteine an. Obzwar das ziemlich flache Gelände nur wenig Einblick in die Zusammensetzung dieser Schollen gewährt, sind doch zwei Erscheinungen klar erkennbar: Die mesozoischen Kalke zeigen im allgemeinen ziemlich flache Lagerung und fallen vom Zentralkern nach Süden ab. Eine kleine Scholle besteht bei Pribilina aus zerbröckeltem Choesdolomit und läßt den Kontakt mit dem Zentralkern und das Abfallen von ihm deutlich erkennen.

Die mesozoischen Schollen sind von Nummulitenconglomeraten und -Kalken umzogen, deren weithin flach ausgebreitete Schichten auf einen wenig aufgerichteten Untergrund schließen lassen. Man kann diese Schollen nicht eigentlich zum Faltenystem der Hohen Tatra zählen; sie dürften viel-

mehr eine „Austönungszone“ des weiter südlich sich erhebenden Faltenbaues der Niederen Tatra bilden. Sicher grenzen sie von Süden her mit einem großen Bruche an den Zentralkern der Hohen Tatra an (s. Fig. 39).

Der Zentralkern der Tatra geht nach Westen in der Gegend nördlich von Liptó-St.-Miklós an einer ungefähr nord-südlichen Linie zu Ende. Geschichtete hoch- und subtatrische Ablagerungen fallen hier vom Urgebirge und Granit nach Westen ab. Eine Wechselfläche, entsprechend der Hauptbruchlinie scheidet die hoch- und subtatrischen Felsarten. Der hochtatrische Kalkstein erscheint auf das Urgebirge gerückt und die subtatrischen Gebilde sind nicht nur auf die hochtatrischen geschoben, sondern überschreiten diese im nördlichen Teile der Randpartie und überlagern den Granit. Während sich aber die Überschiebung am Nordabhange des Gebirges nach Süden lenkt, ist sie am Westrande nach Osten gerichtet.

Um den auffallenden westlichen Abschluß des Zentralkernes an einer queren Nord-südlinie zu erklären, könnte man an eine beträchtliche Horizontal- oder Blattverschiebung denken; besser entspricht jedoch den gesamten geologischen Verhältnissen die Annahme, daß sich der Zentralkern schon ursprünglich an seinem Westrande in breiter Masse erhob und die Überschiebung namentlich der subtatrischen Bildungen sowohl am Nord- wie am Westrande des sich emporwölbenden Zentralkernes ihre Richtung gegen denselben nahm.

Diese Deutung scheint auch durch den Umstand unterstützt zu werden, daß am Westrande der nach Osten überschobenen mesozoischen Randzone eine kleine Partie von Urgebirgsschiefern zu Tage kommt, die von Morożewicz im Hinowatale, einem Seitentale des Suchy potok, aufgefunden wurde und die in gewisser Beziehung den Granitaufbrüchen bei Zakopane entsprechen könnte. Leider ist über dieses merkwürdige Vorkommen bis jetzt nichts Näheres bekannt.

Die Umrahmung der Tatra.

Von einer Spitze betrachtet, erscheint die wellig-hügelige Umgebung der Tatra fast als eine Ebene. Mit Ausnahme der vorhin besprochenen mesozoischen Schollen der Südseite und der Insel von Rauschenbach besteht dieses Hügelland aus einförmigem Alttertiär. Man hat vom Südrande 10, vom Nordrande 15 km zu überschreiten, um über flaches Alttertiärland wieder auf mesozoische Faltenzüge zu stoßen und vom Ostrand gelangt man erst nach 43 km zu der archaisch-mesozoischen Scholle des Braniszko-gebirges. Das Alttertiär zerfällt in zwei Schichtengruppen: mitteleocäne Nummulitenkalke und Conglomerate liegen zu unterst und darüber befinden sich obereocäne und oligocäne Schiefertone und Sandsteine. Die Nummulitenkalke und Conglomerate bilden als ein bald schmales, bald mächtiges Band den Nordfuß des Gebirges. Sie liegen mit nördlich einschließenden Bänken anscheinend konkordant auf den ebenfalls nördlich geneigten mesozoischen Felsarten. Daß aber diese Konkordanz nur eine scheinbare

ist, beweist der Umstand, daß das einheitliche Eocänband in seinem Fortstreichen verschiedene tatratische Bildungen zur Unterlage erhält und kleinere Lappen auf verschiedene ältere Gesteine, ja selbst auf den Zentralgranit übergreifen (s. Fig. 38). Die Blöcke des Nummulitenconglomerates bestehen, wie man schon seit langer Zeit weiß, aus den verschiedensten Tatragesteinen, am Rande von Dolomitzügen fast ausschließlich aus Dolomitgeschichten. An solchen Stellen entstand das als Sulower Conglomerat bekannte Gestein, dessen Verwitterungsformen, aus der Entfernung betrachtet lebhaft an den primären Dolomit erinnern können.

Die Neigung der Eocänbänke schwankt an den Anlagerungsflächen an das ältere Gebirge zwischen 30° und 55° . Die vom Kontakte entfernter gelegenen Bänke nehmen ein immer flacheres Einfallen an, so daß schon in geringer Entfernung vom älteren Gebirge, z. B. in der Ebene von Zakopane nur noch eine schwache Neigung nach Norden bemerkbar ist.

Dieser nördlich geneigten Region steht eine Zone mit von der Klippenlinie nach Süden, also gegen die Tatra geneigten Schichten gegenüber. In ermüdender Eintönigkeit sieht man in den Talrissen überall dieselben flach geneigten Schiefer- und Sandsteinbänke auftreten, die eine Formation von enormer Mächtigkeit bilden müßten, wenn nicht durch Brüche immer wieder dieselben Schichten an die Oberfläche gebracht wären. An der Klippenzone stellen sich die Schichten etwas steiler auf und zeigen unmittelbar am Kontakt selbst untergeordnete Knickungen, die sich ungezwungen als Schleppungserscheinung am Randbrüche der Klippenzone deuten lassen. Das Alttertiärland zwischen Tatra und Klippenzone erscheint sonach als eine flach muldenförmig eingesunkene, von zahlreichen Brüchen durchsetzte, aber nicht gefaltete Tafel (s. Fig. 39 und 40).

Im Süden der Tatra, im Bereiche des Liptauer und Zipser Kessels, sind die Lagerungsverhältnisse vielleicht etwas weniger regelmäßig, denn man bemerkt hier namentlich nahe der Tatra einen etwas häufigeren Wechsel der Einfallrichtung, im allgemeinen herrscht aber doch flache Lagerung vor. Besonders deutlich zeigen das die fast schwebenden Schichten an der europäischen Hauptwasserscheide bei der Station Csorba. Dieselben Verhältnisse endlich herrschen auch im Leutschau-Lublauer Hügelland im Osten der Tatra.

Am Süd- und Ostrande der Tatra fehlen Nummulitenkalke; sie umsäumen zwar die mesozoischen Schollen daselbst, aber nicht den Zentral-

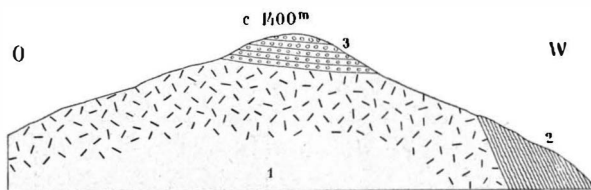


Fig. 38. Kuppe von Nummulitenkalk auf dem Granit (des Zentralkernes der Tatra, am Wege von Zuberec zum Palenicapasse.

1 Granit, 2 Neocomfleckenergel, 3 Nummulitenkalk, übergehend in Conglomerat und Breccie.

kern. An diesen stoßen vielmehr, wie schon erwähnt, an einer und derselben Randbruchlinie teils jüngere Alttertiärschichten, teils mesozoische Schollen an. Das kann wohl nur durch ungleiche Senkungen in nachalttertiärer Zeit erklärt

werden, welche im wesentlichen der alten, voreocänen Bruchlinie folgten. Die südliche Randbruchlinie nimmt am Ostende des Gebirges eine nordöstliche Richtung an, sie geht in die östliche Randbruchlinie der Tatra über und läßt sich etwas stärker nach Osten abgelenkt auch über die Tatra hinaus am Fuße der Zipser Magura bis zu der 7·4 *km* langen und bis zu 1·6 *km* breiten mesozoischen Insel von Rauschenbach verfolgen. Ein kleiner Längshorst, umgeben von Alttertiär, bildet diese Insel, ein sehr einfach gebautes Gebirge mit ziemlich schwach nach Nordwesten geneigten Trias- und Liasschichten. An der Nordwestseite liegen auf den Schichtflächen wie am Nordrande der Tatra Nummulitenkalke und Conglomerate auf; nach Südosten ist das Gebirge durch einen linearen Bruch abgeschnitten, und hier grenzen jüngere Alttertiärschichten an das Mesozoicum an. Dieser Bruch kann im wesentlichen nichts anderes sein als die Fortsetzung der Randbruchlinie der Tatra (s. die tektonische Karte).

Die alttertiären Niederungen im Umkreis der Tatra entziehen das darunter liegende Mesozoicum unserer Kenntnis. Einzig die Insel von Rauschenbach und die kleinen Schollen am Südfuße der Tatra können uns über den geologischen Bau dieser Randgebiete Anhaltspunkte gewähren. Diese Schollen aber deuten an, daß wir uns an Stelle der Flyschdecken zwischen der Niederen und Hohen Tatra, zwischen dieser und der Klippenzone nur schwach gefaltete mesozoische Regionen denken

müssen. Sonach schalten sich in den Zentralkarpaten zwischen stark gefaltete und gehobene Bogen breite Austönungszonen ein, deren flache Lagerung auf ein allmähliches Ausklingen der nur in schmalen Faltenzonen sich heftig und gleichsinnig äußernden Massenbewegung hinweist.

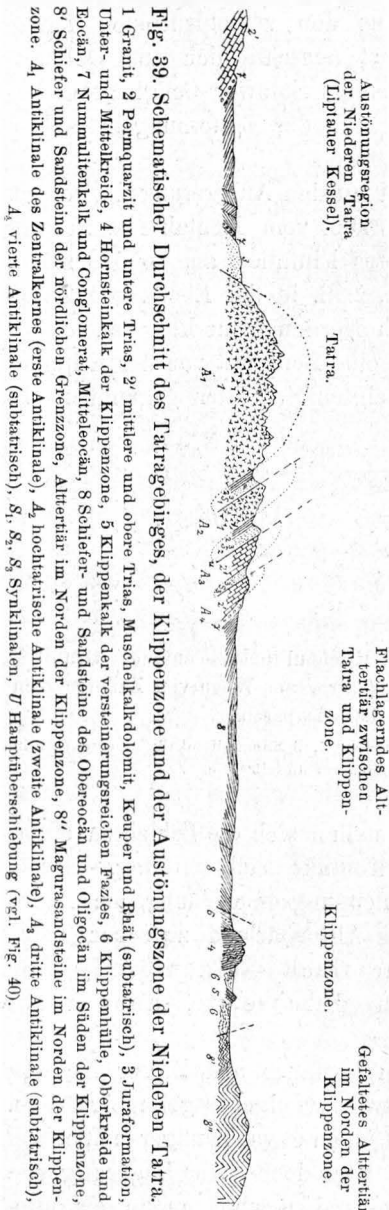


Fig. 39. Schematischer Durchschnitt des Tatragebirges, der Klippenzone und der Austönungszone der Niederen Tatra. 1 Granit, 2 Permquarzit und untere Trias, 3' mittlere und obere Trias, Muschelkalkdolomit, Keuper und Rhät (subtratisch), 3 Juraformation, Unter- und Mittelkreide, 4 Hornsteinkalk der Klippenzone, 5 Klippenkalk der versteinerungsreichen Fazies, 6 Klippenhülle, Oberkreide und Eocän, 7 Nummulitenkalk und Conglomerat, Mitteleocän, 8 Schiefer- und Sandsteine des Oberocän und Oligocän im Süden der Klippenzone, 8' Schiefer und Sandsteine der nördlichen Grenzzone, Alttertiär im Norden der Klippenzone, 8'' Maguransandsteine im Norden der Klippenzone, 4₁ Antiklinale des Zentralkernes (erste Antiklinale), 4₂ hochtrichterische Antiklinale (zweite Antiklinale), 4₃ dritte Antiklinale (subtratisch), 4₄ vierte Antiklinale (subtratisch), S₁, S₂, S₃, S₄ Synklinalen, U Hauptüberschiebung (vgl. Fig. 40).

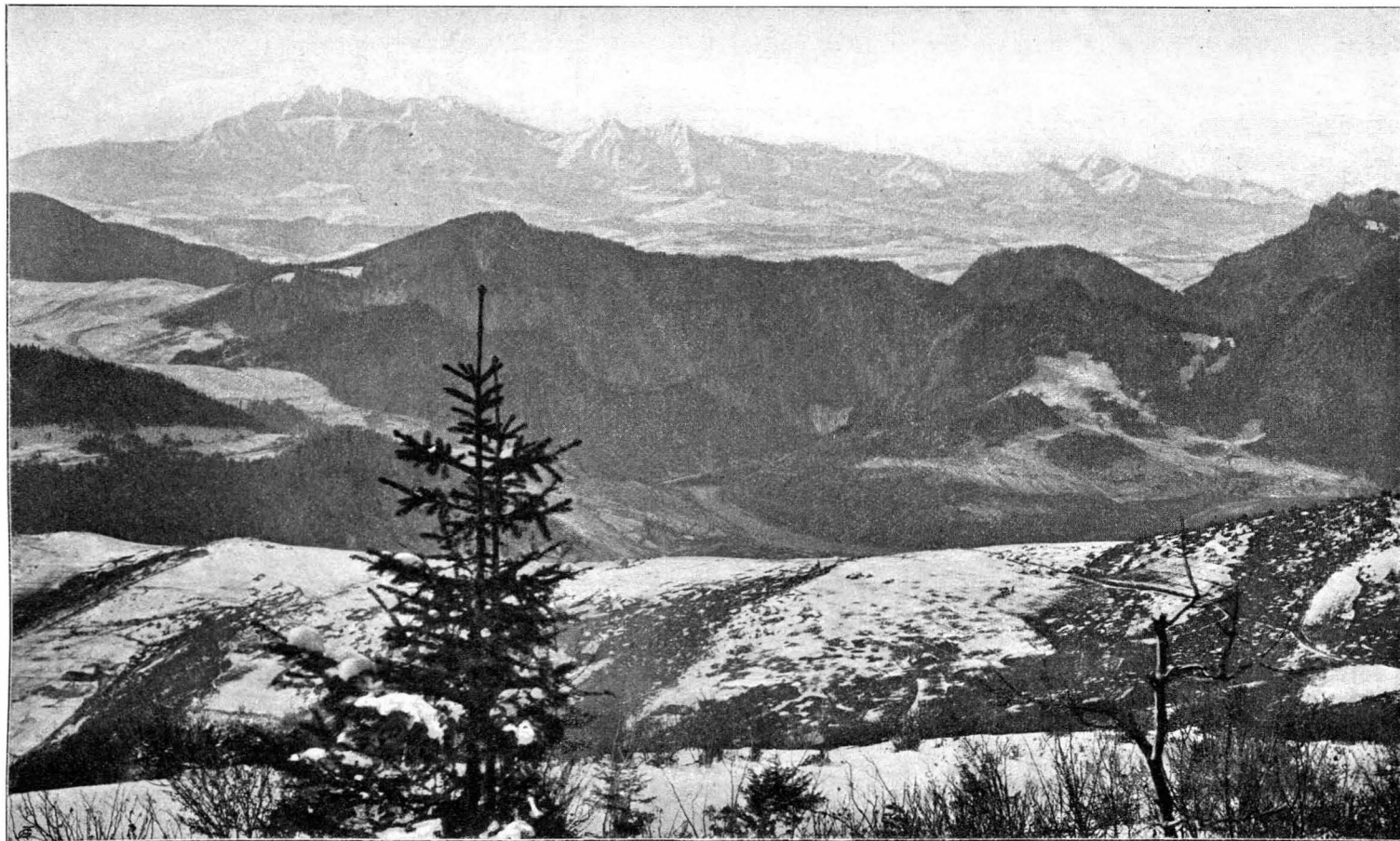


Fig. 40. Osttatra und Pieninen.

(Aufgenommen von Schubert in Krakau; Standpunkt: Anhöhe südlich von Szczawnica niżnia)

Im Hintergrunde die Hohe Tatra mit den Béler Kalkalpen, im Vordergrunde die Klippen der Pieninen, durchschnitten vom Dunajec. Zwischen Tatra und Klippenzone breitet sich die flache Alttertiärniederung der Zipser Magura aus. Der Bergrücken im Vordergrunde gehört zur gefalteten Alttertiärzone im Norden der Klippenzone (vergl. Fig. 39).

Vor Ablagerung des Eocän erhoben sich die ungefähr parallelen Ketten der Hohen und Niederen Tatra und des Klippenbogens aus weiten, wenig gefalteten Niederungen. Pflanzenreste und Kohlenspuren an der Basis des Eocän bilden Anzeichen einer kurzen Festlandsperiode im Untereocän. Im Mitteleocän fand das übergreifende Meer Zutritt in die Niederungen, Strandconglomerate und Kalke entstanden am Rande der gefalteten Ketten und darüber häuften sich bei steigender Strandlinie mächtige Ton- und Sandablagerungen, bis sich endlich die mit terrigenen Sedimenten beladenen Tiefenregionen zu senken begannen.

Die Nordseite der Tatra trägt ungleich dem Süd- und Ostrande keine bestimmten Anzeichen eines den ganzen Rand betreffenden Abbruches. Die Randbrüche haben hier nur einen lokalen Charakter; im allgemeinen tauchen die mesozoischen Schichten mit ziemlich gleichmäßiger Neigung zur Tiefe. Die nacheocäne Senkungsbewegung der Austönungsregion ist daher am Nordrande der Hohen Tatra in breiter Zone, dagegen am Südrande der Tatra und des Klippenbogens an einem scharfen Randbruche und zahlreichen kleineren Brüchen erfolgt.

Am Süd- und Ostrande der Tatra bot die durch die Hauptfaltung entstandene Dislokationsfläche zwischen dem Zentralkerne und den mesozoischen Sedimenten der Austönungszone geringen Widerstand, daher ist es ganz natürlich, wenn sich die Ablösung der mit terrigenen Absätzen beschwerten Austönungszone vom Zentralkerne abermals an dieser Fläche vollzog. Dagegen waren die mesozoischen Schichten am Nord- und Westrande weit widerstandsfähiger und so ging hier die nachmalige Senkung vorwiegend in breiter Zone und seltener unter scharfer Bruchbildung vor sich.

Sofern die Umgebung der Tatra in jungtertiärer Zeit gesunken und die Begrenzung nach mehreren Richtungen durch Brüche gebildet ist, darf die Tatra als ein Horst bezeichnet werden: aber sofern ihre Erhebung ursprünglich durch Faltung herbeigeführt wurde, erscheint sie als ein echtes Faltengebirge. Jedenfalls bildete vorwiegend Faltung das formengebende Element, selbst die Lage der späteren Senkungsfelder wurde durch die Hauptfaltung vorbestimmt und die Senkungen haben nichts anderes bewirkt als eine schärfere Ausprägung der durch die Faltung geschaffenen Züge.

Die intensive Faltung und Hebung erscheint an die nächste Umgebung des Zentralkernes geknüpft und dieser gibt sich als das tatsächliche Zentrum der Erhebung und Faltung zu erkennen.

Wir werden sehen, daß die Erfahrungen über den Bau der übrigen Kerngebirge diese Auffassung in jeder Beziehung bestätigen.

VI. Abschnitt.

Die äußere Reihe der Kerngebirge.

Der Prosecsnozug und das Chocsgebirge. — Klein-Kriván und Mincsov. — Suchygebirge und Mala Magura. — Das Zjargebirge. — Die Senkungsgebiete in der Umgebung des Zjar, Suchy und der Mala Magura. — Das Straszowgebirge und die Berggruppe von Dubnic und Trencsén. — Der Inovecz. — Die Kleinen Karpaten.

Der Prosecsnozug und das Chocsgebirge.

Der Prosecsnozug geht als ein schmaler, vom Hutianski- und Prosecsnobache in engen Klammern durchsägter Felskamm in westsüdwestlicher Richtung vom Westrande der Tatra ab; bei Luesky nimmt er als Chocsgebirge größere Höhe und Breite an und vereinigt sich bei Rozahegy (Rosenberg) mit den sedimentären Randzonen des Lubochnia- und des Klein-Krivángebirges. An seinen Nordrand lehnen sich mächtige Nummulitenconglomerate und darüber liegt im Arvaer Senkungsfelde, der Fortsetzung der galizischen Podhala, jüngerer Flysch. Im Süden ist der Prosecsnozug durch einen scharfen Randbruch begrenzt, an den die jüngeren Alttertiärschichten anstoßen.

Im allgemeinen kann daher der Prosecsnozug als eine einseitig gehobene Scholle mit flachem Abfall nach Norden angesehen werden. Der Abfall ist so schwach, daß D. STUR¹⁾ im Durchschnitte des Prosecsnotales fast horizontale Lagerung des Kalksteines beobachten konnte. Am Westrande des tatriscben Zentralkernes sind nebst den neocomen und jurassiscben auch die triadiscben Ablagerungen über 1800 m hoch emporgezogen. Mit dem Verschwinden des Urgebirges sinkt die Kalkdecke plötzlich um fast 500 m und besteht in dem tiefer und flacher liegenden Prosecsnozuges nur aus den jüngsten Bildungen der permisch-mesozoiscben Serie, besonders dem Chocsdolomit. Der Prosecsnozug erscheint demnach als die Austönungszone der intensiv gehobenen Falten am tatriscben Westrande.

Der Zug, der durch die gewaltige Erhebung der Tatramasse auf die permisch-mesozoische Ablagerungsdecke zur Zeit der Hauptfaltung des Gebirges ausgeübt wurde, mußte sich in der Richtung, wo er am stärksten war, in der Entstehung einer Ruptur kundgeben. In der Tatra entstand dieser Riß am Südrande des Zentralkernes und setzte sich um den Ostrand herum zur Rauschenbacher Insel nach Nordosten fort. Am andern Ende des Zentralkernes springt er im Suchatale nach Norden vor und lenkt dann als innerer Randbruch des Chocs-Prosecsnozuges nach Westsüdwesten ein. Sowie die Tatra am Südrande die stärkste Emporfaltung, am Nordrande allmählichen Abfall aufweist, so ist dasselbe, wenngleich in äußerst abgeschwächtem Maße, auch in der Rauschenbacher Insel und im Chocs-

¹⁾ D. STUR. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, S. 106.

Prosecsnozuge der Fall. Auf diese Weise bilden die Bruchlinien am Innenrande des Prosecsnozuges und der Rauschenbacher Insel im wahrsten Sinne des Wortes Leitlinien, denn sie zeigen an, in welcher Richtung die gewaltige Erhebung der Tatra ausklingt (vgl. die tektonische Karte).

Auch im Prosecsnozuge folgte die nacheocäne Senkung den voreocänen Linien. In der Gegend der Vereinigung des Chocs-Prosecsnozuges mit der Randzone des Klein-Kriván- und Lubochniagebirges verlieren sich die Spuren des von der Tatra her ausgeübten Zuges und es treten die vom Lubochnia- und Klein-Krivängebirge ausgehenden Einwirkungen in den Vordergrund. Vielleicht kann man das Hervortreten der älteren, triadischen Glieder der Schichtenfolge am Fuße des Chocs bei Lucski¹⁾ schon als eine Äußerung des Einflusses der genannten westlichen Zentralkerne auffassen.

Klein-Kriván- und Mincowgebirge.

Das Klein-Kriván- oder Fatrakrivängebirge setzt mit dem Mincow²⁾ oder den Weterne hole eine ungefähr 35 *km* lange und 8 bis 11 *km* breite, orographisch scharf hervortretende und geologisch einheitliche Kette zusammen, an der sich der Übergang aus dem nordöstlichen Streichen der Westkarpaten in das westöstliche der Zentralkarpaten vollzieht. Diese Kette hat offenbar nur deshalb keinen gemeinsamen Namen, weil sie von der Waag in dem engen, malerischen Durchbruchstale des Strecsnópases zwischen Rutka und Várna in zwei fast gleich große Teile zerlegt wird. Im südwestlichen Abschnitte, den Weterne hole, besteht die Haupterhebung mit den in 1364 und 1477 *m* liegenden Kulminationspunkten Mincow und Velka luka aus dem granitischen Kerne, im nordöstlichen Teile, dem Klein-Krivängebirge, steigt der Granitkern zwar bis zu rund 1550 *m* an, ist aber noch von den nach Süden ragenden Schichtköpfen der Kalkzone überdeckt.

Im Süden des Gebirges senkt sich der bogenförmige Turóczer Kessel ein. Von hier aus bietet namentlich die Klein-Krivánkette einen ähnlichen Anblick wie die Tatra, sofern sie aus tiefem Flachland frei und unvermittelt zu beträchtlicher Höhe aufragt (s. Fig. 41). Manche feingeformte, steile Spitze, besonders die beiden Kriván und der reizvolle Rossudec (s. Fig. 50), erinnern lebhaft an tatratische Formen, da sich aber selbst die höchsten Spitzen (Groß-Kriván 1711 *m*) nur knapp an die Hochgebirgsregion nähern, so ist der Eindruck weit weniger großartig. Das Gebirge war zur Eiszeit nicht

¹⁾ D. STUR. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, S. 104—109. — E. v. MOJSISOVICS. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 259, 354. Die Vertretung von Triasdolomit bei Lucski ist nach E. v. MOJSISOVICS nicht ganz sichergestellt.

²⁾ Das Mincowgebirge ist in der Spezialkarte der Österr.-ungar. Monarchie als Mincsolgebirge bezeichnet. Nach A. KORNHUBER ist Mincow der richtige im Volke gebräuchliche Name. Das Wort Mincow dürfte aber wohl von Mincsol abgeleitet sein, einer in den Karpaten häufigen und auf wallachische Reminiszenzen zurückzuführenden Bezeichnung (Mincsol = Muncel hängt mit Munte, lat. mons, zusammen). Die jetzt weniger übliche Bezeichnung Weterne hole verwendeten STUR und ZEUSCHNER in einem viel umfassenderen Sinne.

vergletschert und so fehlen auch die durch einstige Vergletscherung bedingten Fels- und Talformen. Im Mincowgebirge sinkt die Höhe vollends auf das Niveau der Mittelgebirge herab, der Zentralkern wölbt sich hier in weiten flachen Kuppeln vor (vgl. Fig. 5). Die geringere Höhe des Fatra-Kriván und Mincow macht ihren Einfluß natürlich auch im Vegetationsbereiche geltend: es fehlen hier viele alpine Pflanzenformen der Tatra, die Krumm-



Fig. 41. Die östlichste Partie des Fatrakrivángebirges am Zusammenflusse der Waag und Arva bei Kralován.

Die unvermittelt aufsteigenden Berge im Vordergrunde bilden den granitischen Zentralkern. Ihr Fuß fällt mit dem inneren Randbruche zusammen. Am linken Bildrande tritt am Randbruche eine kleine Partie von Neocom an den Zentralkern heran. Die Berge im Hintergrunde entsprechen der nach Norden abfallenden Kalkzone. Der am Horizont über dem Arvatale auftauchende Rossudec wird vom Klischee leider nicht wiedergegeben. Der Zentralkern ist am rechten Bildrande durch die Šiplinie begrenzt. Hier schließt sich das Profil Fig. 49 an.

holzregion ist wenig ausgedehnt und nicht zusammenhängend und in den tieferen Regionen macht die Buche dem Nadelholz das Terrain mit Erfolg streitig.

Wie die Tatra bilden auch Klein-Kriván und Weterne hohle eine einseitige Kette mit einer Kalkzone am nördlichen und nordwestlichen Abfalle und einem kristallinen Zentralkerne an der Innenseite. Der Innenrand des Gebirges ist ein Bruchrand, an dem teils alttertiäre Schiefer und Sandsteine, teils cretacische Dolomite und Fleckenmergel mit dem Granit des Zentralkernes in unmittelbare Berührung kommen. Während aber am Südrande

des Tatragebirges nur kleine mesozoische Schollen erhalten sind, deren im allgemeinen flache Lagerung weniger direkt beobachtet als mittelbar erschlossen werden kann, treten im Fatraktivágebirge jungmesozoische Kalke und Dolomite bei Kralován in breiter Zone an den Granit heran und ihre flache Lagerung ist weiten Aufschlüssen unmittelbar zu entnehmen (vgl. Fig. 42, 43 und 48). Nur mit einigem Zögern konnten die kleinen mesozoischen Schollen im Süden der Tatra als Reste einer Austönungszone der Niederen Tatra mit verhältnismäßig flacher Lagerung angesprochen



Fig. 42. Kontakt der flachen Chocsdolomitdecke des Hradiskapasses bei Kralován mit dem granitischen Zentralkern des Fatraktivágebirges.

Die Kontaktfläche, der innere Randbruch des Fatraktivágebirges, fällt im Bilde mit der Einsattelung zusammen. Rechts davon erhebt sich der granitische Zentralkern, links dehnt sich, vom Zentralkern leicht abfallend, die Chocsdolomit- und Kalkdecke (Austönungszone) des Lubochniagebirges aus (vergl. den Durchschnitt Fig. 43).

werden, hier dagegen zeigt direkte Beobachtung, daß die breite, an den Südrand des Fatraktivángranites angrenzende cretacische Scholle des Hradiskapasses zugleich die Randzone des südlich davon sich erhebenden Lubochniagebirges bildet (vgl. Fig. 63).

Die Region dieser Randzone am Südfuße des Fatraktiván- und Mincso-gebirges war zufolge ihrer Entstehung schon in voreocäner Zeit ein Tiefengebiet, offen für die Ingression des Eocänmeeres. Am Rande des Lubochniagebirges finden wir die älteren Strandconglomerate mit mitteleocänen Nummuliten, darüber die jüngeren Schiefer und Sandsteine. Den Untergrund des Kessels entblößt an mehreren Stellen die Waag und hier sind Schichten von

so unbedeutender Neigung zu erkennen, daß man geradezu von horizontaler Lagerung sprechen kann (vgl. Fig. 44). Auch hier also hat in nach-eocäner Zeit keine Faltung mehr stattgefunden, auch hier war wie in der Tatra die Dislokationslinie zwischen dem Zentralkern und der südlich anstoßenden Austönungszone für posthume Bewegungen vorbestimmt: Ungleiche Sprunghöhe der nachmaligen Senkungen an dieser Dislokation hatte an einzelnen Stellen die Erhaltung mesozoischer Schollen, an anderen das Anstoßen von Alttertiär an Granit zur Folge. Von diesen naheocänen Senkungen wurden

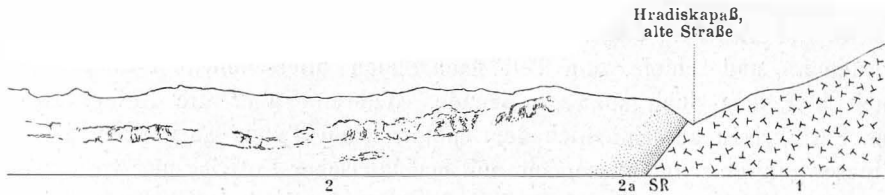


Fig. 43. Durchschnitt der Kontaktregion der flachen Chocsdolomitdecke des Hradiskapasses bei Kralován mit dem granitischen Zentralkern des Fatrakrivángebirges.

1 Granit (Zentralkern des Fatrakrivángebirges), 2 Chocsdolomit und Kalk (Austönungszone des Lubochniagebirges), 2a zertrümmerter Chocsdolomit. SR südlicher Randbruch des Fatrakrivángebirges (s. Fig. 42).

namentlich die vom Granitkerne des Lubochniagebirges entfernter liegenden Teile der Randzone betroffen, während diejenige Partie, die im Hradiskapasse bei Kralován zwischen den Granitkernen des Fatrakriván- und des Lubochniagebirges gleichsam eingezwängt ist, von dem Niederbruche verschont blieb.¹⁾

Im Zentralkern des Fatrakriván sind anscheinend nur die Kernpartien des Granitstockes zur Oberfläche gelangt, denn man vermißt hier jegliche



Fig. 44. Flache Lagerung des Alttertiär am Waagufer bei Turán im Turóczyer Kessel. Der Aufschluß ist fast 1 km lang, die Zeichnung ist ungefähr 8fach überhöht.

Andeutung der Randfazies; im Mincowgebirge dagegen steckt die zentrale Granitmasse in einer Schieferhülle und die Randfazies des Granites scheint hier in den von STUR und ANDRIAN²⁾ beschriebenen Gneiseinlagerungen gut vertreten zu sein. Zu der beträchtlichen Mächtigkeit der kristallinen Schiefer

¹⁾ Der südliche Teil des Turóczyer Kessels enthält jungtertiäre, gewöhnlich als pontisch gedeutete Süßwasserbildungen, Schotter, Sande, Tone, Lignit und Süßwasserkalk. Daß die mächtigen Schotter in der Mitte und am Westrande des Beckens ein leichtes Einfallen nach Südwesten zeigen, dürfte mit der torrentiellen Deltastruktur dieser Ablagerungen zusammenhängen; es wäre aber auch nicht undenkbar, daß diese Lagerung auf leichte posthume Bewegungen in jungtertiärer Zeit zurückzuführen ist.

²⁾ STUR im Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, S. 90. v. ANDRIAN. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVI, S. 187.

im Mincowgebirge tragen nach KORNHUBER¹⁾ mannigfaltige Gesteine bei, besonders Glimmerschiefer, Gneis, Chlorit-, Hornblende-, Talk- und Tonschiefer und Serpentin. Im Bereiche der Chloritschiefer wurde ehemals auf Eisen- und Kupfererz gebaut; vielleicht ist hier die „erzführende Serie“ vertreten. Die Mächtigkeit des Zentralkernes nimmt nach Osten hin ab. Nahe dem Ostrande tritt der Granitkern an einer fast nordstüdlichen Linie plötzlich zurück. Nur der äußerst schmale Scheitelteil schlingt sich fast fadenförmig bis an den Ostrand bei Parnica.

Die permisch-mesozoischen Ablagerungen fallen in beiden Gebirgstteilen wie in der Tatra im allgemeinen vom Zentralkern nach Norden und Nordwesten ab, und schiefe, zum Teil nach Süden überschobene Falten liegen auch hier dem Gebirgsbau zu Grunde. Während aber die Ablagerungen des Fatrakriván ausschließlich dem subtatrischen Typus angehören, ist im Mincowgebirge eine innere Zone mit hochtatrischer Entwicklung vorhanden.

Die Kalkzone des Fatrakriván²⁾ ist durchschnittlich etwas breiter als die der Tatra, dennoch bestehen in diesem Gebirge vier, in jenem nur zwei Hauptantiklinen. Auch hier ist die Antikline A_1 mit der Zentralmasse als Kern am höchsten emporgefaltet und die Intensität der Faltung nimmt nach dem Nordrande hin ab. Die Synkline S_1 erstreckt sich nicht ununterbrochen durch das ganze Gebirge, sondern zerfällt in vier gesonderte Partien; sie ist enger zusammengepreßt als die flach nach Norden abfallende Synkline S_2 . Am Nordrande der Synkline S_2 breiten sich die jüngsten Ablagerungen der Schichtenfolge, Chocsdolomit und Neocom-Fleckenmergel, in leichten welligen Faltungen aus und deuten auf diese Weise den Übergang der Falten in die abgesunkene Austönungszone an.

Der bestehende Durchschnitt Fig. 45 über den großen Kriván gibt ein gutes Bild von dem vorherrschenden Typus des Gebirgsbaues, er ist aber nicht für alle Teile des Gebirges maßgebend, sondern erfährt so eigenartige Abänderungen, wie sie kaum in einem andern Kerngebirge bestehen.

Ungefähr in der Mitte des Gebirges vereinigt sich am Berge Hleb die Synkline S_2 über die trennende Antikline A_2 hinweg mit der Synkline S_1 , und oberjurassische Hornsteinkalke, und wohl auch neocome Fleckenmergel streichen hier aus dem Bereiche der Mulde S_2 quer zum allgemeinen Gebirgsstreichen in das der Mulde S_1 . Es kommt also hier gleichsam eine Überbrückung der Antikline A_2 zu stande (s. Fig. 47), die nur dadurch ermöglicht ist, daß die Antikline A_2 , trotzdem Granit in ihrem Kern aufbricht, hier eine rundliche flache Kuppelform aufweist und so wenig stark emporgewölbt ist, daß sie von den jüngeren Schichten gedeckt werden kann (vgl. Fig. 46). Zugleich aber liegen Andeutungen für eine Anpressung nach

¹⁾ A. KORNHUBER. Erdbeben vom 15. Jänner 1858. Verh. d. naturwiss. Ver. Preßburg, III. Bd, S. 29, IV. Bd, S. 71.

²⁾ V. UHLIG. Beiträge zur Geologie des Fatrakriván-Gebirges. Denkschr. d. k. Akad. 1902, 72. Bd, S. 519. Die Arbeit enthält die spärlichen Literaturhinweise über dieses Gebirge.

Süden vor, denn in Süden und Südosten der „Überbrückung“ rückt der bunte Keuper mit Unterdrückung des Triasdolomits unmittelbar auf Permquarzit.

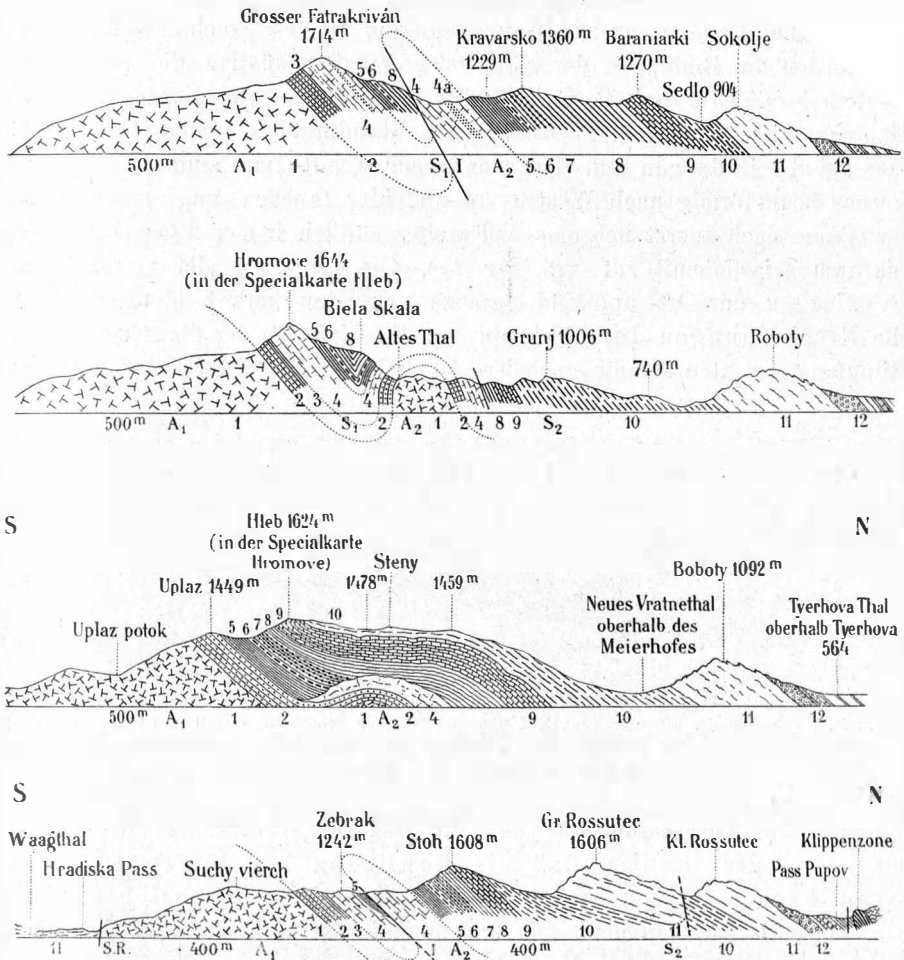


Fig. 45 bis 48. Durchschnitte der Kalkzone des Fatrakovgebirges.

Maßstab 1 : 75.000.

1 Granit, 2 Permquarzit, 3 Schiefer der unteren Trias, 4 Muschelkalkdolomit und obertriadischer Kalk und Dolomit, geschieden durch weißen Quarzsandstein (4a) der Lunzer Schichten, 5 bunter Keuper, 6 Rhät, 7 Grestener Schichten, 8 Lias- und Dogger-Fleckenmergel, 9 roter und grünlicher Knollenkalk und Hornsteinkalk, Tithon, 10 Neocom-Fleckenmergel, 11 Chočsdolomit, 12 Eocänconglomerat (Sulower C.) und ober-eocäner Sandstein und Schiefer. I Überschiebungsfäche.

In dem Gebiete östlich der „Überbrückung“ gelangt die zweite Antiklinale bald wieder an die Oberfläche (s. Fig. 48). Das Zurückweichen des Zentralkernes im östlichen Abschnitte eröffnet für die Faltungen des Triasdolomits einen weiten, nach dem Ostrande zunehmenden Spielraum. Daher entstehen hier zwei sekundäre Antiklinen, die sich ähnlich wie auch die

Hauptfalten nach Osten immer mehr erweitern und am Ostrande gerade in ihrer breitesten Entwicklung durch einen scharfen Randbruch abge- schnitten sind.

Die östliche Fortsetzung der Falten ist an diesem fast nord-südlich verlaufenden Randbruche zur Tiefe gesunken, an den Bruch schmiegen sich im Norden die Bildungen der Klippenzone, weiter südlich die alttertiären Gesteine an. Erst bei Parnica, 6·7 km südlich von der Nordostecke des Gebirges tauchen an der Ostseite des Randbruches neuerdings wieder mesozoische Bildungen auf. Der Randbruch greift am Rande des Zentral- kernes bogenförmig nach Westen vor und hier tauchen nun an der Arva der Reihe nach zuerst neocom und weiter südlich immer ältere Bildungen bis zum Triasdolomit auf (vgl. Fig. 49). Die Lagerung der mesozoischen Gesteine an der Ost- und Südostgrenze des Granitkernes bietet demnach die Erscheinungen der Schleppung: die Linie, an der die mesozoischen Bildungen an den Granit anstoßen, ist keine ursprüngliche Anlagerungs-

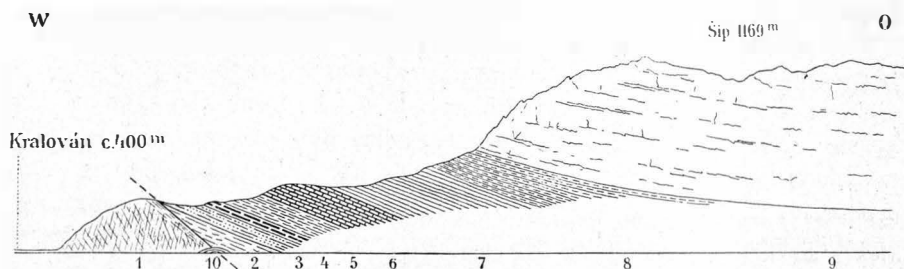


Fig. 49. Durchschnitt an der Šiplinie bei Kralován.

1 Granit, 2 Triasdolomit, 3 bunter Keuper, 4 Rhät, 5 Grestener Schichten, 6 kalkige Fleckenmergel mit Belemniten, 7 Fleckenmergel, Jura und Neocom, 8 Mergelschiefer und plattige Sandsteine des Oberneocom, 9 Chocsdolomit, 10 Kalktuff der Stankováner Quellen.

sondern eine Dislokationslinie und die Lagerungsverhältnisse dieser Dislokation zeigen deutlich, daß die Bewegung um das Ostende des Granitkernes herum nach Westen und Süden gerichtet war. Die brecciöse Beschaffenheit des Triasdolomits ist wohl auf den mächtigen Einfluß der Bewegung an dieser Linie zurückzuführen, an der die Mineralquellen von Stankován hervorsprudeln. Wir haben hier zugleich ein merkwürdiges Beispiel dafür, einen wie verschiedenartigen tektonischen Charakter eine und dieselbe Dislokation annehmen kann: die quere Randbruchlinie am Ostrande des Fatrakovánzuges entspricht im Norden einem Senkungsbruche, im Südwesten nimmt sie am Fuße des Šip den Charakter einer Aufschiebungslinie an. Ihre Länge beträgt insgesamt 14·5 km.

Die Triasablagerungen, Lias und Jura verschwinden bei Stankován unter dem Alluvium der Waag. Neocommergel und Chocsdolomit dagegen ziehen als breites Band nach Südosten und verschmelzen im Waagtal zwischen Stankován, Fenyöháza und Rozsahegy mit der cretacischen Rand- und Austönungszone des Lubochniagebirges und mit dem Chocsgebirge.

In dieser merkwürdigen Austönungsregion vorwiegend cretacischer Schichten, die in gewissem Sinne drei Kerngebirgen, dem Lubochnia-, dem Fatrakriván- und dem Tatragebirge angehört, erscheint in Komjatnatale und am Ausgange und in dem mittleren Teile des Bistrotales ein lokaler Aufbruch von Keuper, Kössener Schichten und Liaskalken, mit ungefähr nord-nordöstlichem Streichen, ähnlich dem Streichen des Triasaufbruches von Lúnski. Erfolgte an der Šiplinie tatsächlich eine leichte Bewegung gegen Westen, so mochte der hiedurch ausgeübte Zug wohl geeignet gewesen sein, die Entstehung dieser Aufbrüche in der Austönungsregion zu befördern.

Im westlichen Teile der Kalkzone des Fatrakrivángebirges verschmelzen die granitischen Kerne der Antiklinen A_1 und A_2 zu einer gemeinsamen mächtigen Zentralmasse. Zugleich erfolgt eine zweite, bedeutungsvollere Veränderung des Bauplanes: am Nordrande des Gebirges verschwinden hier der Reihe nach die älteren Gesteine, die jüngsten Felsarten, Neocomergel und Chocsdolomit überwältigen gewissermaßen die älteren Bildungen und erscheinen an immer ältere Schichten und schließlich an Permquarzit und im Strecsnópasse sogar unmittelbar an den Granit der Hauptaxe aufgeschoben (s. Fig. 5). Die Dislokationslinie (Strecsnólinie) an der sich diese Aufschiebung vollzieht, streicht ungefähr parallel zum Nordrande und entspricht der größten longitudinalen Dislokation des Fatrakrivángebirges; sie erstreckt sich noch mehrere Kilometer weit bis über das Turótaal hinaus in das Mincsoengebirge. In der Gegend des Turótals aber kommt, wenn wir die Darstellung von D. STUR richtig deuten, die Trias zwischen dem Permquarzit und der cretacischen Randzone neuerdings wieder an die Oberfläche und drängt die Randzone weit nach Westen ab. Die cretacischen Gesteine der Randzone gehen, mehrfach von cocänen Strandconglomeraten bedeckt, bei Poruba in den Facskó-Lúcskaer Kreide- und Tithonzug über, der sich bei Facskó erweitert und einerseits mit der Austönungszone des Suchygebirges und der Mala Magura, andererseits zwischen dem Nasenstein (Klak) und Znió Varalja mit der Austönungszone des Zjargebirges verschmilzt. Die altmesozoischen Gesteine aber begleiten vom Turótaal an den Zentralkern, den sie an seinem Südende bogenförmig umziehen, um am Rande des Turócer Kessels am Innenbruche zu versinken.

Über den näheren Bau dieser Zone sind wir leider schlecht unterrichtet. Die Trias scheint namentlich zwischen dem Porubski- und dem Frivaldskitale sekundäre Falten zu bilden und am Uplaz von der jurassisch-neocomen Serie überlagert zu sein. Wichtiger aber als diese untergeordneteren Erscheinungen ist die Tatsache, daß der innere Teil dieses Zuges eine hoeltatrische Entwicklung aufweist. Im Kúnerader Tale beobachtet man nach Verquerung der Triasdolomite und Lunzer Sandsteine einen mächtigen, gebirgswärts geneigten Zug von Permquarzit und darüber beim Hegerhause hellen, dtünnschichtigen Kalkstein mit schimmernden Schieferhäutchen, genau übereinstimmend mit der „Ballensteiner Entwicklung.“

Der Kalkstein fällt nach Ostnordosten gegen den Zentralkern ein und zeigt ähnliche Lagerungsverhältnisse wie in den Kleinen Karpaten.

An den Außenrand des Fatrakrivágebirges schmiegt sich ein Felsband von eocänem Sulower Conglomerat an, das sich mit den auflagernden jüngeren Alttertiärschichten gegen die nördlich vorbeiziehende Klippenzone senkt (s. Fig. 50). Das alttertiäre Senkungsfeld, das am Nordrande der Tatra ungefähr 15 *km* breit ist, verliert schon in der Arva zusehends an Breite und ist am Nordrande des Fatrakrivágebirges vollends auf einen nur 1·5 *km* breiten Strich reduziert. Bei Várna erweitert es sich neuerdings, es bildet den Silleiner Kessel und erstreckt sich im Sinne des Gesamtstreichens nach Südwesten, um in der Gegend von Dománis im Bereiche



Fig. 50. Der Chocsdolomitberg Rossudec am Nordrande des Fatrakriván-Gebirges.

(Aufgenommen von A. Bilowitzki, Teschen.)

Das Flachgebiet im Vordergrund stellt das schmale Alttertiärband zwischen dem Nordrande des Fatrakriván-Gebirges und der Klippenzone vor.

der Austönungszone im Straszowgebirge sein Ende zu erreichen. Bei Moitin greift ein kleiner Denudationsrest von Alttertiär noch etwas tiefer in die Austönungszone ein. Hier bestätigt demnach unmittelbare Beobachtung die Annahme, daß das alttertiäre Senkungsfeld zwischen der Klippenzone und den Kerngebirgen im wesentlichen der Austönungszone der Kerngebirgsfaltungen entspricht (s. die tektonische Karte).

Das Randgebiet des Mincsov vermittelt den Übergang der versenkten zur erhaltenen Austönungszone. Das schmale tithonisch-neocene Lucska-Facskozó Gebirge stellt unter einer geringfügigen Überdeckung von eocänen Strandconglomeraten die Verbindung mit der Chocsdolomitzone von Strecsnó und Wisniowe her. Durch diesen Gebirgszug zerfällt das alttertiäre Senkungsgebiet in zwei gesonderte Kessel: das kleinere Rajecer Becken zwischen

der Triaszone des Mincowgebirges und dem Lucska-Facskóer Gebirgszuge und das größere Becken von Domanis zwischen diesem Zuge und der Klippenzone.

Seit langer Zeit ist das Becken von Domanis berühmt durch die außerordentlich mächtige Entwicklung der mitteleocänen Sulower Strandconglomerate, die fast gänzlich aus gerundeten Kalk- und Dolomitgeschieben bestehen. Namentlich im Sulower Kessel hat die Verwitterung aus diesem regenerierten Gestein phantastische Felsformen geschaffen, die halb an die Türme der Trias- und Kreidedolomite, halb an die Säulen und Gesimse

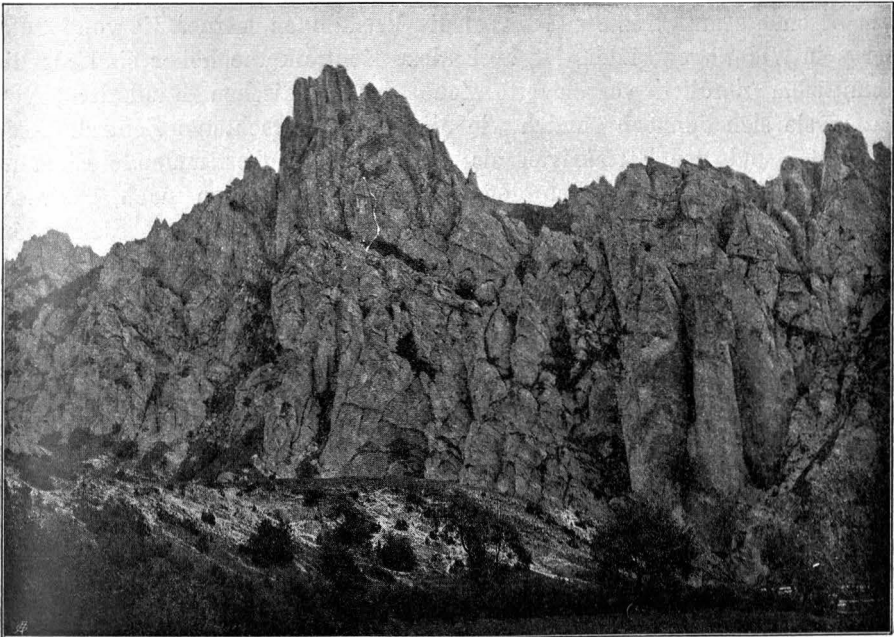


Fig. 51. Felsbildung der mitteleocänen Sulower Conglomerate im Kessel von Sulow bei Predmér.

des Elbesandsteingebirges und der Heuscheuer erinnern und hier am Rande des Ackerlandes der Klippenzone einen fast noch überraschenderen Eindruck hervorrufen als die Klippen (s. Fig.-51). Die Lagerungsverhältnisse der beiden Eocänkessel sind sehr interessant: im Rajecer Becken liegen die Eocänschichten äußerst flach, zum Beweise, daß sie von der nacholigocänen Faltung nicht wesentlich alteriert wurden, im Kessel von Domanis dagegen herrscht etwas steilere Lagerung; dieses Senkungsfeld befindet sich ja an der Grenze der Klippenzone und wurde daher mit dieser von den nacholigocänen Faltungen in gewissem Grade betroffen. Nur dem Mittelteil des Domaniser Kessels schreibt STUR¹⁾ horizontale Lagerung zu.

¹⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, S. 94.

Suchygebirge und Mala Magura.

Wenn man vom südwestlichen Rande des Mincowgebirges die Faltungszonen verquert, gelangt man am Uplaz, an der Wasserscheide zwischen dem Turóczyer Kessel und dem Rajčankatale, in die cretacische Randregion. Man muß von hier über den Holespak 1193 *m*, das Spitzhörndl 1219 *m*, den Nasenstein (Klak) 1353 *m* hoch steigen, um zu den südwestlich folgenden Zentralkernen der Mala Magura und des Suchy zu gelangen, deren Höhen im ersteren Gebirge nur 1162 *m*, im letzteren nur 1026 *m* erreichen. Auch der übrige Teil der cretacischen Außenzone des Suchy und der Mala Magura, das sogenannte Strazsowgebirge überragt an einzelnen Punkten wie besonders am Strazsow (1214 *m*) die kristallinen Kerne, die von Süden her sein Widerlager bilden. Da aber diese Zentralkerne höher sind als die unmittelbar nördlich vorgelagerte Zone der triadischen Randfalten, verhalten sie sich dennoch ähnlich wie die bisher betrachteten Zentralmassen der Tatra und des Fatrakriván als das die Höhe bestimmende Element. Während aber diese letzteren dem allgemeinen Streichen nach gestreckt sind, ist der Suchykern fast ebenso lang wie breit, und auch die bogenförmige Mala Magura hat eine beträchtliche Breite. Beide Kerne bestehen aus kuppigen, von Buchenwäldern überzogenen, wenig reizvollen Bergen.

Im Bereiche der Kerngebirge Suchy und Mala Magura können wir folgende Hauptglieder des geologischen Baues unterscheiden:

1. die beiden Zentralkerne; 2. die bis zu 5 *km* breite triadische Faltenzone; 3. die cretacische Austönungszone des Strazsowgebirges am Außenrande; 4. das Dolomitgebirge Rokos und Drjenow Vrch (Bellankagebirge) im Süden des Suchygebirges; 5. den Kessel von Privigye an der oberen Neutra mit der Bellankabucht; 6. die Niederung der unteren Neutra mit den Buchten von Ksinna und Motesic.

Die kristallinen Kerne bestehen aus echtem Urgebirgsgneis mit reichlichem kleinschuppigen Biotit und zahlreichen stock- und gangförmigen Granitintrusionen. Granit erhebt sich stockförmig im mittleren und östlichen Teile der Mala Magura, von ihm strahlen zahllose, häufig pegmatitische Gänge in allen Dimensionen in die Gneismasse aus (vergl. Fig. 1, 2, 3 und 52). Im Suchygebirge bildet Gneis das Hauptgestein, Granit nimmt als größere Masse nur den Ostrand ein, außerdem durchschwärmen pegmatitische Gänge den Gneis.

An den Außenrand der Mala Magura lehnt sich nach G. STACHE ein nordwestlich einfallendes Band von Permquarzit, rotem Schiefer, Triasdolomit und buntem Keuper, Rhät und Lias in subtratischer Entwicklung an; darüber folgt eine zweite Serie nördlich geneigter Schichten, die nicht mehr mit Permquarzit, sondern mit Triasdolomit beginnt, nach oben jedoch bis in das Tithon reicht. Im Bereiche der zweiten Schuppe bringen sekundäre Faltungen zwischen Zljehč-Gapel und Csicsmán zwar noch in ein bis zwei Bändern bunten Keuper zum Aufbruch, aber nicht mehr Triasdolomit. Auf

dem nördlichsten dieser Keuperbänder ruhen liasische und jurassische Fleckenmergel und bilden die Unterlage der cretacischen Austönungszone.

Wenden wir die bisher gewonnenen Anschauungen über den Bauplan der Kerngebirge auch hier an, so erscheint die kristalline Masse der Mala Magura als Kern der Antikline A_1 , die erste Zone der liasischen Fleckenmergel als Mulde S_1 , die zweite Triasdolomitzone als Kern der Antikline A_2 , die weiter nördlich folgenden schmalen Bänder sekundär gefalteter Rhät-, Lias- und Jurabildungen als Mulde S_2 . Zwischen S_1 und A_2 verläuft offenbar eine Hauptüberschiebungsfläche, die schon von G. STACHE¹⁾ richtig als Längsbruch erkannt wurde.

Diese Faltungszonen erfahren nach Osten hin eine Reduktion und verschwinden mit dem Urgebirge östlich der Neutraquelle zwischen dem Sattelberg und Rabenstein im Bereiche der cretacischen Austönungszone. In westlicher Richtung wird das Triasdolomitband der Antikline A_1 nach G. STACHE bei Csavoj nach Süden abgelenkt, es ist bei der Temeska skala

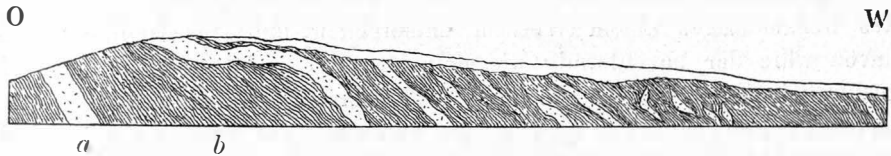


Fig. 52. Entwicklung des Urgebirges im östlichen Teile des Tales von Fundstollen (Chvojníca), Mala Magura.

a Granit, *b* dünn-schieferiger Gneis. Der erste Granitgang im Osten ist 1 m mächtig.

und bei Nevidzén in einzelne Denudationsreste aufgelöst. Vereinigt man mit diesen „Zeugen“ ein Band von Fleckenmergel und Permquarzit an der Südseite der Mala Magura, so ergibt sich ein nach Westen konvexer Bogen, der den Zentralkern der Mala Magura halbkreisförmig umzieht und an das Urgebirge des Suchykernes unmittelbar anstößt.

Am Nordrande des Suchykernes liegt ebenfalls Permquarzit und darüber ein Band von Triasdolomit. Da aber dieses Band bei Zljehó-Gapfel in die Triasdolomitzone A_2 der Mala Magura übergeht, erscheint das Urgebirge des Suchy gleichsam als ein riesig angeschwollener, im Streichen rasch auskeilender Kern der Antikline A_2 der Mala Magura.

Das Triasband des Suchygebirges schlägt zwischen Valaska Bella und Trebichawa eine fast südliche Richtung ein und verschwindet südlich von Trebichawa unter Eocänconglomerat. Seine Fortsetzung bildet vermutlich das Kalkgebirge am Südrande des Suchykernes, das sich längs der Bellanka 16 km lang nach Süden hinzieht und bei Nagy Ugrócz in der Kalkzone des Tribec aufgeht. An der Ostseite dieses Zuges, den man passend als Bellankagebirge bezeichnen könnte, kommen nach G. STACHE die älteren Schichten vom Triasdolomit angefangen in mehreren, stark ge-

¹⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XV, S. 306.

quetschten Bändern zum Vorschein; die breite Hauptmasse samt dem Westabfalle besteht aus Chocsdolomit.

Bildet das Bellankagebirge wirklich die Fortsetzung der Schuppe A_2 des Suchygebirges, so hat hier eine starke Beugung des Streichens nach Osten stattgefunden. Dem Wesen der Kerngebirge entspräche am besten die Annahme, daß am Südwestrande des Suchykernes an der Stelle seiner stärksten ursprünglichen Krümmung eine Aufpressung der jüngeren Glieder der Schichtenfolge an den Zentralkern eingetreten sei.

Im Sinne dieser Auffassung verkörpert das nach Süden streichende Bellankagebirge die Leitlinie des Suchy. An dieser Linie kommen nach STACHE¹⁾ bei Lelóc und Raesic am Drjenow Vrch die permotriadischen Sandsteine und Schiefer mit Melaphyrdecken zum Vorschein. Welchen Verlauf die Leitlinie weiterhin nimmt, ob sie hier aus der südlichen in die südwestliche Richtung übergeht, ist zur Zeit noch nicht ermittelt.

In weiterer Konsequenz dieser Betrachtungsweise müßte der Ostrand des Bellankazuges einem Wechsel entsprechen und das Gebiet östlich davon wäre der bogenförmig die Mala Magura umziehenden Schuppe A_1 zuzuschreiben. Da aber der größte Teil derselben versunken und von Eocän bedeckt ist, so bleibt das gegenseitige Verhältnis der Schuppen A_1 und A_2 in dieser Partie an der Südwestseite der Zentralkerne der unmittelbaren Beobachtung entzogen.

Das Zjargebirge.

Ungefähr 6 *km* östlich und teilweise auch südlich vom Mala Maguragebirge erhebt sich als Wasserscheide zwischen Turóc und Neutra zwischen Deutsch- und Windisch-Proben das kleine Kerngebirge des Zjar.

Die dem Streichen nach knapp 9 *km* lange, dagegen 11 *km* breite Zentralmasse des Zjar besteht fast ausschließlich aus grobkörnigem, selbst porphyrtartigem Granit; nur am äußersten Südrande verzeichnet G. STACHE eine gneisartige Partie. Gerade hier erreicht das kuppige Gebirge am Hořenowo in 894 *m* seine größte Höhe.

Die Kalkzone am Nordwestrande zerfällt in zwei, fast gleich breite Partien: die nördliche bildet die neocome Austönungszone, die südliche die Zone der triadischen und jurassischen Falten; an der Grenze beider streicht ein langes, lineares Band von buntem Keuper von Deutsch-Proben (Német Prona) in nordwestlicher Richtung über den Stirneleberg und Hadwiga nach Polerjeka am Rande des Turóczer Kessels. Über diesem Keuperbande liegen nordwestlich geneigt Rhät, Lias- und Jurafleckenmergel, rötliche Aptychenkalke und Hornsteine und endlich neocome Fleckenmergel,

¹⁾ G. STACHE bezeichnet die roten Schiefer und Sandsteine und Melaphyre von Lelóc und Raesic als permotriadisch (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XV, S. 304 u. 305). F. v. HAUER betrachtet sie dagegen als Keuper (Jahrb. XIX, S. 521). Ich selbst habe diese Schichten nicht gesehen.

die als eigentliche Austönungszone unter zahlreichen sekundären Wellungen bis an den Granit des östlichen Teiles des Mala Magurakernes heranreichen und in ihrem nordöstlichen Abschnitte von Chocsdolomit überlagert sind. Die Chocsdolomitdecke breitet sich von hier bis nach Znió Varalja am Rande des Turóczyer Kessels aus und verfließt über Münnichwies (Vricko) mit der cretacischen Austönungszone des Klak- und des Strazowgebirges¹⁾ (s. tektonische Karte).

In der Faltungsregion sind im westlichen Teile des Gebirges mindestens 3 Falten entwickelt. Die erste Mulde von Triasdolomit²⁾ (S_1) ist vom Granitkern des zweiten Aufbruches (A_2), überschoben. Auf dem Granit A_2 liegen Permquarzit, Triasdolomit, bunter Keuper, Rhät und Lias. Diese Ablagerungen bilden aber nicht eine überschobene, sondern eine mit beiden Flügeln entwickelte Mulde (vergl. Fig. 53), unter der der dritte Aufbruch von Triasdolomit A_2 als Unterlage der in die Austönungszone übergehenden Mulde S_3 hervortaucht. Weiter östlich bietet ein Profil zwischen Rudno und Windisch-Proben ein ähnliches Bild. Der Granit (Fig. 54) des Zentralkernes fällt hier bereits in die Region des Turóczyer Senkungskessels. Auch hier enthält die Antikline A_3 einen Granitkern, die Synkline S_2 führt fossilreiche Crinoidenkalke des Lias, und ist breit entwickelt, aber an ihrem Nordrande ein wenig überschoben. Weiter östlich vereinfacht sich der Faltenbau und erscheint am Ostrande bei Polerjeka auf ein einziges Band von Triasdolomit und Keuper reduziert (s. Fig. 55).

Nur zwei Partien bieten hier Komplikationen. Am Visegrad, dem felsigen Wahrzeichen der Umgebung, greift eine mächtige Scholle von hellem Tithonkalke, der Mulde S_2 angehörig, weit nach Süden vor und scheint hier mit einer schmalen Fleckenmergelzone unmittelbar an den Granit des Aufbruches A_2 aufgeschoben zu sein, ähnlich wie an der Überbrückung des Fatrakrivágebirges. Eine andere Schwierigkeit bereitet der von STACHE aufgefundene Granitaufbruch am Wege von Beneschhaj nach Käserhaj. Abgesehen von diesen noch zu klärenden Details zeigt der Zjar den typischen Kerngebirgsbau.

¹⁾ Die geologische Karte der Wiener Reichsanstalt verzeichnet in dieser Gegend bei Znió Varalja und Vricko einen breiten Zug von Triasdolomit und Liasfleckenmergel, der wohl als ein Verbindungsglied der Aufbruchsregionen des Zjar und des Mincow gedacht ist. Da der Urheber dieses Kartenteils, F. v. ANDRIAN ausdrücklich betont, daß er in dieser Gegend keine Beobachtungen ausgeführt habe (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVI. S. 192, 193.), D. STUR dagegen im Jahre 1859 (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1860, S. 88.) hier cretacische Bildungen festgestellt hat, und die Auflagerung der Dolomite nördlich von Briesztya auf Neocom klar zu beobachten ist, so dürfte die alte STURsche Auffassung dieses Gebietes, das STUR zu seinem Gebirge „Na Klate“ zählte, den Vorzug verdienen. Wir glauben daher berechtigt zu sein, dieses Gebiet als cretacische „Austönungszone“ zu betrachten.

²⁾ Ob die innerste Falte des Zjar und vielleicht auch der Mala Magura nicht doch in Ballensteiner Facies ausgebildet ist, muß erst durch neuere Untersuchungen festgestellt werden.

An den Südrand des Zjar schließt sich eine schon von PETTKÓ¹⁾ beschriebene Wand von Triasdolomit und Keuper und eine weite Chocsdolomitdecke an. Das Zjargebirge scheint daher ähnlich wie Mala Magura und Suchy einen nach Westen konvexen bogenförmigen Aufbruch zu bilden, dessen Scheitelteil später in der Bucht von Deutsch-Proben niedergebrochen ist. Offenbar steht das Zjargebirge zu der Mala Magura in einem ähnlichen Verhältnisse wie diese zum Suchy, während aber die letzteren nur durch eine einzige, nur stückweise erhaltene Mulde gesondert sind und daher ihre Zentralkerne teilweise verfließen, schaffen zwischen Mala Magura und Zjar

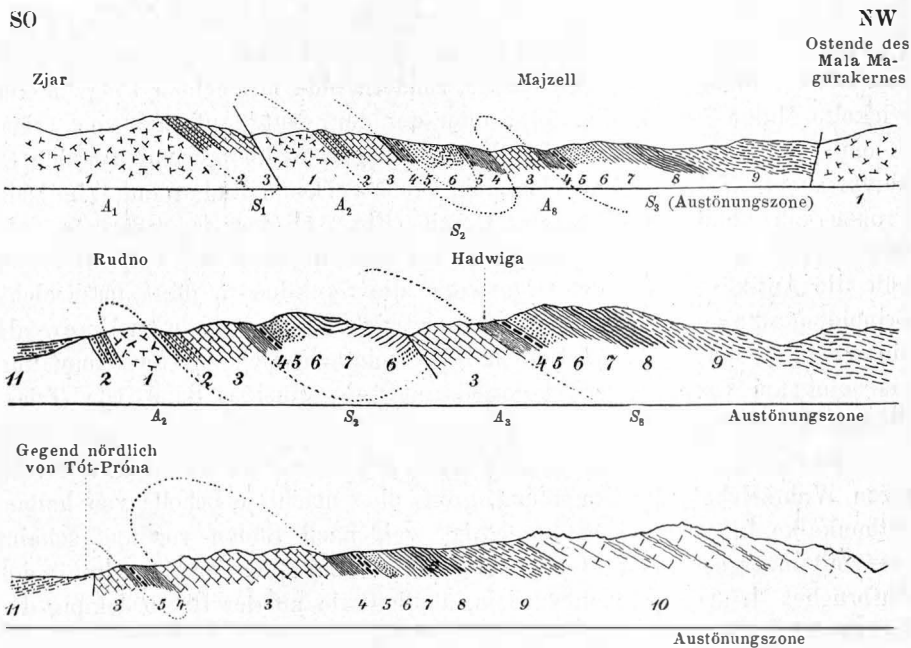


Fig. 53 bis 55. Durchschnitte des Zjargebirges. Maßstab ungefähr 1:75.000.

1 Granit, 2 Permquarzit, 3 Triasdolomit, 4 Bunter Keuper, 5 Rhät, 6 Grestener Schichten (Unterlias), 7 Lias- und Juraßeckenmergel, 8 Rote Knollenkalke und Hornsteinkalke des Tithon, 9 Neocomfleckenmergel, 10 Chocsdolomit, 11 Jungtertiäre Süßwasserschichten. Die Austönungszone ist in allen Durchschnitten stark verkürzt, um für die Darstellung der triadischen Faltungszonen Raum zu gewinnen.

eine Austönungszone und drei Hauptfalten älterer triadischer Gesteine die Bedingungen einer viel größeren Selbständigkeit dieser Kerngebirge.

Die Senkungsgebiete in der Umgebung des Zjar, Suchy und der Mala Magura.

Sowohl der Zjar wie das Zwillingengebirge Mala Magura und Suchy zeigen am Außen- und Innenrande mit Alttertiär erfüllte Senkungskessel. Der Innenbruch des Zjar durchschneidet schief den Granitkern und die triadischen Falten und setzt den Mincowbruch im Turócer Kessel fort.

¹⁾ J. v. PETTKÓ. Geologische Karte von Kremnitz, Haidingers Naturwiss. Abh. Bd. I, 1846, S. 289.

Der Bruch am Außenrande des Zjar bildet die innere Begrenzung einer Senke, deren äußere Grenze durch den Innenrand der Mala Magura gegeben ist. Es ist das die Senkung von Deutsch-Proben, die Fortsetzung der oberen Neutrabucht. Ihr eocäner Untergrund ist nur am Südwestrande des Zjarkernes aufgeschlossen, im übrigen aber durch Diluvium und vielleicht auch jungtertiäre Süßwasserschichten verdeckt. Die Lage der Senkung von Deutsch-Proben entspricht dem Schema der Kerngebirgskessel, was aber ihre Eigenart ausmacht, ist der Umstand, daß sie einerseits nicht den ganzen Innenrand der Mala Magura abläuft, sondern den östlichen Teil der Austönungszone zwischen Zjar und Mala Magura unberührt läßt, andererseits aber sich nicht auf die Austönungszone beschränkt, sondern auch triadische Faltungen und selbst den Scheitelteil des Urgebirgskernes des Zjar vernichtet (vgl. die tektonische Karte).

Die Senkung von Deutsch-Proben und Privigye an der oberen Neutra dehnt sich weit nach Süden in das Becken von Kriegerhaj (Handlowa) aus, wo eruptive Aufschüttungen ihren Rand verdecken; ferner greift sie um den Südrand des Mala Magurakernes herum in das Gebiet der Schuppe A_1 der Magura ein und bildet hier die Bellankabucht. Die Alttertiärschichten, besonders die mächtigen Strandconglomerate des Mitteleocän fallen im allgemeinen ziemlich flach vom Gebirge ab. Nur in der kohlenreichen Bucht von Handlowa¹⁾ bestehen untergeordnete Störungen, für die G. STACHE die Andesitdurchbrüche verantwortlich machte.

Die Senkung der unteren Neutra mit den Buchten von Motesic und Ksinnia befindet sich am Außenrande der Mala Magura; sie erfäßt von Süden her die Austönungszone dieses Kerngebirges und erscheint sonach als die ideelle Fortsetzung der Bucht von Domanis, die von Norden her in die Austönungszone eindringt. In ziemlich unregelmäßiger Weise erstreckt sich das Eocän, von jungtertiären Süßwasserbildungen und Diluvium bedeckt, bei Motesic in den Chocsdolomit der Austönungszone. Der Außenrand der Bucht entspricht dem inneren Randbruch des Inoveczgebirges. Man muß eine breite Eocänbucht, beziehentlich die darunter begrabene Austönungszone passieren, um vom Mala Magurakerne zum Inovecz zu gelangen.

Das Strazowgebirge und die Berggruppen von Dubnic und Trencsén.

In keinem Kerngebirge blieb die cretacische Austönungszone in größerem Umfange erhalten als am Außenrande des Suchy und der Mala Magura. Als ein 18 km breites Kalk- und Dolomitgebirge von teilweise pittoresker Gestaltung umsäumt diese Zone die triadischen Falten und geht bei Facskó in die Austönungszone des Mincsov, bei Vricko in die des Zjar über. Sie besteht aus Chocsdolomit mit den schieferigen Einlagerungen der sogenannten Šipkover Mergel STURS, aus Mergelschiefen und Sandsteinen

¹⁾ J. ČERMÁK, im Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XV. Verh. S. 70. Jahrb. XVI, S. 98. v. HANTKEN. Kohlenflötze d. Länder d. ungar. Krone. Budapest, 1878, S. 273.

mit Sphärosideriten, Neocomfleckenmergeln und in einzelnen Strichen auch aus tithonischen Kalken. Nur in Rovne bei Zlichó verzeichnete FÖTTERLE¹⁾ unter dem Tithon ein schmales Band von Kössener Schichten. Über die näheren Lagerungsverhältnisse im Strazsowgebirge ist zwar leider so gut wie nichts bekannt, doch schon aus dem Umstande, daß nur die jüngsten Glieder der Schichtenfolge vertreten sind, geht deutlich genug hervor, daß hier zwar untergeordnete Störungen und sekundäre Faltungen, aber keine tiefer greifenden Falten und Hauptaufbrüche bestehen können.

Leider kommt diese Zone, ein so wichtiges Glied des geologischen Baues der Westkarpaten, in den bisherigen geologischen Karten nicht deutlich genug zum Ausdruck, da sie im Osten zwischen Vricko und Znió Varalja als triadisch und liasisch ausgeschieden, im Westen aber mit der obercretacischen transgredierenden Serie zusammengeworfen ist. Die Sphärosideritmergel des Neocom, nach Lagerung und Zusammensetzung identisch mit den Mergelschiefern und Sandsteinen der Barrêmostufe mit *Am. liptariensis* im Chocs- und Fatrakrivángebiete, wurden von FÖTTERLE und PAUL mit den Mergeln der Exogyrensandsteine des Waagtales zu Unrecht vereinigt und so wurde der Unterschied zwischen der jüngeren transgredierenden und der älteren, mit Jura und Trias einhergehenden Kreideserie gänzlich verwischt. Die Grenze zwischen der Austönungszone und den Oberkreidebildungen der Klippenzone dürfte ziemlich im Sinne des Gesamtstreichens von Podskal im Prusinkatale und vom Berge Rohatin nach Illawa und Dubnic im Waagtal verlaufen (s. die tektonische Karte).

Bei Dubnic und östlich von Trencsén (Trentschin) erhebt sich am Westrande der Austönungszone ein neues und eigenartiges Gebirgsglied: Jura- und Liasfleckenmergel, Grestener Schichten, Rhät und bunter Keuper setzen hier zwischen der Klippenzone des Waagtales und dem Strazsowgebirge ein ungefähr 20 km langes Band zusammen, dessen Schichten nicht im Sinne der Kerngebirge nach Nordwesten, sondern nach Südosten einfallen.²⁾ Die älteren Schichten kommen allem Anscheine nach in mehreren schmalen, im einzelnen noch nicht genau festgestellten Strichen zum Aufbruch.

Da die Gesteine der Klippenzone an vielen Stellen in demselben Sinne wie die Trentschiner Gruppe nach der Konkavität des Karpatenbogens einfallen, so liegt es bei der Stellung dieser Gruppe am Rande der Klippenzone nahe, sie an diese Zone anzuschließen. Aber auch zum Inoveczgebirge könnte eine Beziehung bestehen und deshalb wollen wir zuerst dieses Gebirge kennen lernen und dann auf diese Frage zurückkommen.

¹⁾ Verh. d. geolog. Reichsanstalt XIV, S. 224.

²⁾ F. v. HAUER. Geologischer Durchschnitt von Trencsen-Teplitz. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIII, Verh. S. 146, 147. — F. FÖTTERLE. Jahrb. XIV, Verh. S. 113, 224. Jahrb. XV, Verh. S. 16, 90. — K. PAUL. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XV, S. 335 — 351. — J. KNETT, Verh. d. naturwiss. Ver. in Trencsen, 1902, Bd. XXIII/XXIV.

Das Inoveczgebirge.

Inselförmig abgeschlossen steigt das Inoveczgebirge am linken Ufer der Waag bis zu einer Höhe von 1042 *m* an. Es taucht bei Galgócz mit der kleinen Granitpartie des Lipinaberges auf und streicht nahezu 45 *km* lang in nordnordöstlicher Richtung. Im Süden als schmale Hügelreihe aus mittelcretacischem Dolomit aufgebaut, erlangt es durch das Hervortreten von älteren Bildungen allmählich eine größere Höhe und im mittleren Teile die Breite von 15 *km*.

Ungemein einfach ist die orographische Gestaltung des Inoveczgebirges: vom schmalen Hauptrücken zweigen ost- und westwärts zahlreiche schmale und hohe Seitenrücken ab, dazwischen sind enge Täler eingesenkt, welche die Niederschläge des mit Laubwald und Strauchwerk dicht überzogenen kuppigen Gebirges aufnehmen und in westlicher und nördlicher Richtung der Waag, in südöstlicher der Neutra zuführen.

Das Inoveczgebirge präsentiert sich als ein typisch einseitiges, unsymmetrisches Kerngebirge. Der Hauptkamm besteht größtenteils aus den präpermischen kristallinen Kerngesteinen; hieran schmiegt sich nur an der Westseite eine zusammenhängende permisch-mesozoische Kalkzone an. Im Bereiche des Zentralkernes kann man ein großes nordwestliches Gneisgebiet und ein schmäleres südöstliches Granitgebiet unterscheiden. Die vorherrschende Gneisvarietät beschreibt G. STACHE¹⁾ als ein dickfaseriges und schieferiges Gestein, ausgezeichnet durch rötlichen Feldspat und großen Reichtum an großblättrigem, weißen Glimmer. Im Südosten des Gebirges geht der Gneis in Hornblendeschiefer über. Granit tritt im südöstlichen Teile des Zentralkernes und an seiner Ostseite in drei größeren Partien mit einer reichen Gefolgschaft von pegmatitischen Gängen auf.

Im nördlichen Gebirgstteile spielen aber auch graue und rötliche gefaltete sericitische Glanzschiefer und undeutliche Glimmerschiefer in Verbindung mit körnigen Grauwacken und Porphyroiden eine große Rolle. Man scheint diese merkwürdigen Felsarten bisher zur permotriadischen Schichtreihe gezogen zu haben; die echten „Permquarzite“ sind jedoch davon scharf getrennt und die Verwandtschaft teils mit den carbonen Schichten, teils mit der „erzführenden Serie“ des Zips-Gömörer Erzgebirges tritt unverkennbar hervor.²⁾

Noch in einem andern Punkte bedarf die bisherige Darstellung der Geologie des Inoveczgebirges einer Korrektur: über den Permquarziten des nördlichen Gebirgstteiles liegen nicht, wie die geologischen Karten angeben, Triaskalksteine, sondern hochtatrische Liasjurakalke, die mit der „Ballensteiner Entwicklung“ auf das vollkommenste

¹⁾ G. STACHE. Geologische Aufnahme des Inoveczgebirges, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIV, Verh. S. 42, 68.

²⁾ Schon G. STACHE konnte die Vermutung nicht unterdrücken, daß die betreffenden Gesteine nicht permischen Alters sind, sondern „einer noch älteren Zeit angehören“. l. c. p. 69.

übereinstimmen. Am westlichen Abhange des Gebirges nehmen diese Kalke zwischen Kalnic und Beckó crinoidenreiche Lagen auf und gehen in rot und gelblich gefärbte Kalke über. Ein Durchschnitt dieses Teiles des Gebirges (vergl. Fig. 56) zeigt, daß sich die Liasjurakalke in drei, durch Längsbrüche gesonderten Bändern nach Westen abstufen. Dazwischen kommen in breiten Zonen die Gesteine der sericitischen Serie und körnige Grauwacken, da und dort vielleicht auch stark zersetzte Gneise zum Vorschein. Das Einfallen des innersten Kalkbandes ist mittelsteil, das des äußersten dagegen so flach, daß in manchen Talrissen die präpermischen Kerngesteine unter der Kalkdecke aufgeschlossen sind.

Erst bei Beckó, am äußersten Rande des Gebirges gegen das Waagtal stößt man auf Gesteine der subtatischen Fazies. Dunkle knollige Hornsteinkalke (Virgloriakalke), in denen STACHE vor Jahren Brachiopoden des Muschelkalkes auffand, tragen hier die Ruinen der ehemaligen Burg Beckó; nördlich davon sind die Gehänge am Steilrand der Waag vom grellen Kirschrot der Keupermergel bedeckt. Über ihnen liegen Kössener Schichten. Diese subtatischen Bildungen berühren aber nicht unmittelbar den hochtatischen Liasjura, sondern sind durch obercretacische graue und rötliche kalkreiche Mergelschiefer und Sandsteine der „Klippenhülle“ von ihnen getrennt. Die Hüllschichten legen sich mit nordwestlicher Neigung an die hochtatischen Kalke an und berühren diskordant die Klippengesteine. Der Muschelkalk der Ruine Beckó, der bunte Keuper und das Rhät nördlich von Beckó bilden demnach, wenn sie auch als eine Randzone des Inovecz aufzufassen sind, in Wirklichkeit echte Klippen. Sie schießen nach Süden und Osten ein und sind zum Teil durch steile Nord-südbrüche begrenzt.

Im mittleren Teile des Inoveczgebirges dringen die subtatischen Felsarten zwischen Horka und dem Hradektal anscheinend an einer Querlinie tief in das Gebirge ein; an der Tlsta hora lenken sie ziemlich unvermittelt in das Längsstreichen ein, um bei Moraván neuerdings den Westrand zu erreichen. Dadurch entsteht hier ein bogenförmiges Kalkgebirge, das Tematingebirge STURS,¹⁾ in dem nach STUR und STACHE vom Kern nach außen immer jüngere Bildungen bis zum Chocsdolomit auftreten, die somit im wesentlichen eine einfache Schuppe bilden. Von Moraván streicht dieses subtatische Band über Banka, Jalsó und Kaplát als Außenzone bis nach Galgócz. Bis Szorbic ist es zunächst noch an Granit geschmiegt und zeigt am Außenrand eine Liaszone mit *Am. Nodotianus*, von da ab besteht es nur noch aus Chocsdolomit, der von Löß und den Ablagerungen der Congerienstufe umgeben, als spornförmiger Ausläufer das Gebirge bis Galgócz markiert.

Die hochtatischen Liasjurakalke des nördlichen Gebirgsabschnittes verschwinden südlich von Kalnic, treten aber nach längerer Unterbrechung im Süden neuerdings auf, auch hier wieder im inneren Teile des Gebirges.

¹⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, S. 80.

Am Marhat und in den Krahulciberge breiten sie sich als weit gedehnte Scholle auf dem Granitrücken aus, da und dort mit einer Unterlage von Permquarzit. Ihre völlige Übereinstimmung mit den jetzt als hochtatrisch erkannten Kalken von Nußdorf in den Kleinen Karpaten wurde schon von STUR hervorgehoben. In der unmittelbar auf dem Gneis des Zentralkernes aufruhenden Kalkpartie von Podhragy am Ostabhange des Gebirges entdeckte STUR¹⁾ Ammoniten des Unterlias und des Oberjura.

Zwischen Hradek und Podhragy scheint eine Querdislokation (die Hradek-Podhrager Linie) den Körper des Inovecz in oststüdöstlicher Richtung zu durchsetzen, deren wahre Natur nur durch neue Untersuchungen im Gebirge wird festgestellt werden können.

Überblicken wir nun unsere spärlichen Kenntnisse über die permisch-mesozoischen Bildungen des Inovecz! Hochtatrische Gesteine der Ballensteiner Entwicklung nehmen den inneren Teil des Gebirges ein, liegen unmittelbar auf Permquarzit oder auch auf den kristallinen Kerngesteinen und breiten sich teils decken- teils bandförmig über dem Zentralkern aus. Die subtatrischen Felsarten setzen ein schmales Band am Außensaume zusammen, das bei Hradek sigmoidal in das Innere des Gebirges vordringt; es scheint im wesentlichen nur eine Schuppe zu bilden und daher weit einfacher gebaut zu sein als die subtatrischen Randzonen der bisher beschriebenen Kerngebirge.

Den Außenrand des Inovecz begleitet die Waag. Man könnte sich daher verleitet fühlen, die Ursache der dürftigen Entwicklung der subtatrischen Randzone der Denudation dieses Flusses zuzuschreiben, wenn nicht Anlandungen von Nummulitenkalk und Conglomerat am Gebirgsrande zwischen Hradek und Luka bewiesen, daß die gehobene subtatrische Randzone schon zur Eocänzeit so

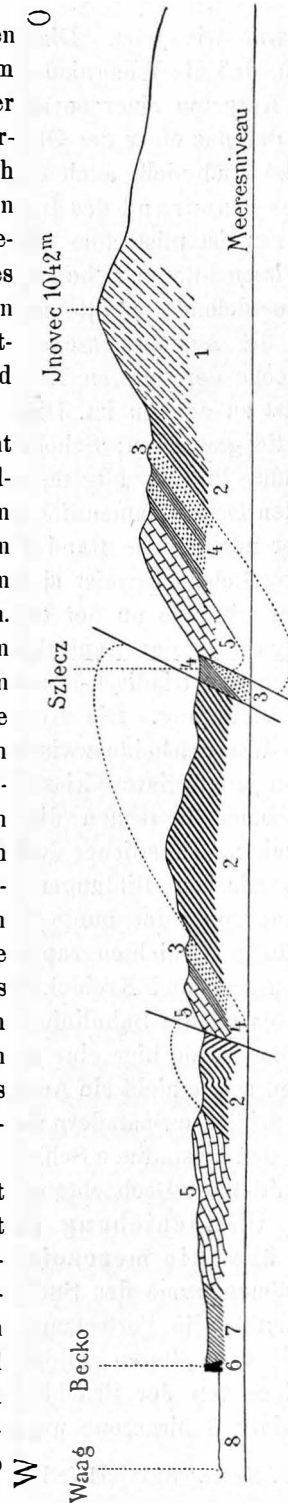


Fig. 56. Durchschnitt des nördlichen Teiles des Inoveczgebirges. Maßstab 1 : 75,000.

1 Gneis, 2 Sericitschiefer, körnige Grauwacken und Porphyroide, 3 Permquarzit, 4 Werfener Schiefer, 5 Hochtatrischer Liasjurakalk (Ballensteiner Entwicklung), 6 Schwarze Knollenkalke mit Hornsteinbändern, Muschelkalk, 7 Obercretacische Hüllschichten (Pachover Sch.), 8 Waag-Alluvium.

¹⁾ l. c. p. 80.

schmal war wie jetzt. Diese geringfügigen Eocänschollen lassen ferner erkennen, daß die Waagniederung zwischen dem mittleren Inovecz und den Kleinen Karpaten einer eocänen Senkungsregion entspricht und sie zeigen endlich, daß das Meer der Oberkreide nur den nördlichsten Teil des Inovecz bei Beckó und nicht auch die Mittelregion bespülte.

Der Innenrand des Inovecz folgt im allgemeinen dem Hauptstreichen; obwohl zumeist pliocäne Bildungen an ihn heranreichen, kann man doch aus gewissen älteren Schollen seine Bruchnatur erschließen. Bei Dubovdžil liegt Chocsdolomit unmittelbar am Innenrande des Zentralkernes und zeigt an, daß die Austönungszone des Suchy und der Mala Magura unter der Tertiärdecke der unteren Neutrabucht längs des Innenrandes des Inovecz fortgesetzt zu denken ist. Diese Austönungszone war von Eocän überspannt und ist tief gesunken; Schollen von Alttertiär sind als Zeugen einer unter Plisto- und Pliocän allgemein verbreiteten und bis an den Gebirgsrand reichenden Decke namentlich zwischen Zawada und Ölvéd nachgewiesen.

Der nordöstliche Rand des Zentralkernes zwischen Ölvéd (Jastrabje) und Barat Lehota erweist sich als Fortsetzung des Innenbruches, denn auch hier tritt wie an der Ostseite die Austönungszone des Suchy und der Mala Magura an den Zentralkern unmittelbar heran. Nebstdem kommt hier aber auch das triadisch-jurassische Trentschiner Gebirge mit dem Zentralkern in Berührung. Die Kontaktfläche dieser Gebirgsglieder bedingt die niedrige Wasserscheide zwischen Waag und Neutra, die teilweise überdies noch von jungtertiären kiesreichen Tonen eingenommen ist.¹⁾ Südlich der Wasserscheide herrschen die (carbonischen?) Sericitschiefer des Zentralkernes mit nordwestlicher Neigung der Schichten; von Nordosten streichen die mesozoischen Bildungen herzu, so zwar, daß die geologisch älteste Schichtengruppe, der bunte Keuper, im Westen liegt und nach Osten hin immer jüngere Schichtengruppen, Kössener Schichten mit *Tercebratula gregaria*, Fleckenmergel und Kreidekalke und Dolomite, folgen. Keuper und Rhät reichen bis an die Bahnlinie Trencsén—Baan und bis an die Sericitschiefer heran. Man würde hier eine mehr oder minder steile Dislokationsfläche voraussetzen, zeigte nicht ein Aufschluß an der Bahnlinie die stark zertrümmerten und von zahllosen Spatadern durchsetzten Kalke nach oben flach abgeschnitten und von den kristallinen Schiefen des Zentralkernes bedeckt (vergl. Fig. 57). Die unmittelbare Beobachtung lehrt also, daß an der Ölvéder Linie eine leichte Überschiebung der kristallinen Schiefer des Zentralkernes über die mesozoischen Gesteine der Trentschiner Gruppe und der Austönungszone des Suchygebirges eingetreten ist.

Schnitte die Fortsetzung der Ölvéder Linie zwischen der Austönungszone und den älteren Bildungen der Trentschiner Gruppe hindurch und fielen diese von der Bruchlinie nach Westen ab, so erschiene die gesamte Trentschiner Gebirgszone ungezwungen als nördliche Fortsetzung der Leit-

¹⁾ J. KNETT. Schwefelkieslager von Jastrabje, Zeitschr. f. prakt. Geol. XI, 1903, S. 106.

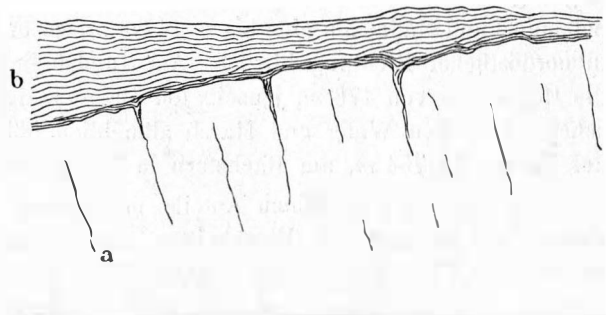
linie am Außenrande des Inovecz. Eine derartige Lage des Brüches ist aber, soweit man jetzt urteilen kann, wenig wahrscheinlich. Der Bruch dürfte sich vielmehr entweder an der Westseite der Trentschiner Gebirgszone hinziehen oder er dürfte sie, was vielleicht noch wahrscheinlicher ist, in zwei Streifen, einen südöstlichen und einen nordwestlichen, zerlegen. Der erstere wäre in diesem Falle als Fortsetzung der Scholle am Ostrande des Inovecz anzusehen und es müßte angenommen werden, daß dieselbe Scholle, die östlich vom Zentralkerne im tieferen Niveau verblieb, in ihrer nördlichen Fortsetzung eine leichte Aufrichtung erfahren habe. Der nordwestliche Streifen der Trentschiner Zone aber entspräche der triadischen Zone am Außenrande des Inovecz, die an der Homolka nördlich von Beckó verschwindet.

Durch unmittelbare Beobachtung ist der vermutete Zusammenhang nur für die südöstliche Scholle feststellbar, nicht auch für die nordwestliche. Denn da, wo sich der Übergang der nordwestlichen Scholle in die Außenzone des Inovecz vollziehen müßte, senkt sich die kleine, schlecht aufgeschlossene Niederung von Turna ein. An ihrem Rande

beweisen die Eocänbildungen von Szoblahó, daß ihr Untergrund zunächst aus Alttertiär bestehen muß. Von den übrigen Senkungen in ähnlicher geologischer Stellung zwischen Klippen- und Kerngebirgszone unterscheidet sich die Niederung von Turna dadurch, daß sie nicht nur die subtratische Randzone, sondern auch einen schmalen Randteil des Zentralkernes betraf, der hier an einer Ostwestlinie verschwindet. Denken wir uns die versunkene Partie ergänzt, so gelangen wir zu einer Ablenkung des Nordendes des Inoveczkernes nach Nordosten.

Diese Deutung bringt die Leitlinie des Inovecz in Einklang mit der der Klippenzone und ergibt die merkwürdige Erscheinung, daß die nach Nordnordosten gerichtete Aufwölbungstendenz des Inoveczkernes an dessen Nordende gewissermaßen gebeugt wurde durch die nach Nordosten streichende Faltung der Klippenzone.

Gegenüber der Niederung von Turna erheben sich in der Klippenzone bei Drietoma zahlreiche größere Klippen von buntem Keuper, Rhät und Lias als eine 12 km lange, dem Streichen streng parallele Zone.



Eisenbahn Trencsén-Baan.

Fig. 57. Überschiebung des Zentralkernes des Inovecz über Neocomkalk an der Ölvéder Linie bei Bárát Lehotá (Bahnlinie Trencsén—Baan).

a Kreidekalk, stark zertrümmert, b Sericitschiefer, am Kontakt mit dem Kalk limonitische Ausscheidungen, die sich in die Spalten des Kalksteins hineinziehen.

Vielleicht steht der Aufbruch dieser Schichten mit der Nähe des Inovezgebirges in einer gewissen Beziehung. Da aber neocome und jurassische Klippen den Triaszug von Drietoma vom Inovez trennen, so könnte diese Beziehung nur eine mittelbare sein. Das Sinken der alten Gesteine in der Niederrng von Turna könnte vielleicht den Triasaufbruch in der benachbarten Klippenzone begünstigt haben.

Die Kleinen Karpaten.

Die Hügelgruppe der Hundsheimer Berge bei Hainburg in Niederösterreich markiert den Beginn der Kleinen Karpaten. Sie ist durch den Donaudurchbruch zwischen Theben und Preßburg vom Hauptzuge des Gebirges getrennt, das sich von hier bis an die miocäne Niederung zwischen Schandorf und Nádas als eine bis zu 14 km breite und 64 km lange Hügelkette in nordöstlicher Richtung hinzieht. Am Hundsheimer Kogel verzeichnet man die Höhenkote von 476 m, jenseits der Donau steigt das Gebirge als Wasserscheide zwischen Waag und March allmählich höher an und kulminiert an der Visoka in 754 m, am Rachsturn in 748 m, am Čertův kopec in 747 m.

Es hat im kristallinen Anteile mit seinen gerundeten Kuppen und zahlreichen gewundenen Einschnitten einen wenig ausgesprochenen orographischen Charakter; in der Hauptkalkzone bedingen das deutlich hervortretende Längsstreichen und die mehr felsigen Formen ein schärferes und spezifischeres Gepräge. Für das etwas eintönige Landschaftsbild entschädigt der dichte Laubwald, der die kompakten menschlichen Ansiedlungen hier wie in den meisten karpatischen Kerngebirgen an den Rand des Gebirges verweist. Dem Geologen aber benimmt die Üppigkeit der Vegetation einen großen Teil der Aufschlüsse und es mag dieser Umstand in Verbindung mit der Versteinerungsarmut dieses Gebietes es mitverursacht haben, daß die Kleinen Karpaten trotz ihrer Beziehungen zu den Ostalpen und der Lage am Rande des Wiener Beckens bisher nicht die genügende Würdigung gefunden haben.¹⁾

Der Zentralkern besteht überwiegend aus Granit. Eine größere Granitpartie ist im Süden als Preßburg-Georgener, im Norden eine kleinere als

¹⁾ Aus der Literatur über die Kleinen Karpaten heben wir hervor: BOUÉ-LILL, Journal d'un voyage dans les Carpathes. — P. PARTSCH, Geognostische Karte des Wiener Beckens, Wien, 1844. — A. KORNHUBER in Verh. d. Preßburger Ver. f. Naturkunde, IV, 1859, S. 74, I, 1856, S. 40, 25, S. I. II, S. 7, 61. Festschrift Preßburg und Umgebung, XI. Vers. ungar. Naturf. — F. FÖTTERLE, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt IV, S. 850. V. S. 204, XIII, S. 50, XIV, S. 42, XVI, Verh. 139. — STUR, Jahrb. XI, S. 37—57. — F. v. HAUER, Jahrb. XII, Verh. S. 46. Verh. 1867, S. 63. — J. v. PETTKÓ, Geologische Aufnahme des westlichen Teiles von Ungarn, Arb. d. geolog. Ges. f. Ungarn, Pest, 1856, S. 53. — ANDRIAN u. PAUL, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIV, S. 325—366. Sitzungsber. S. 12, 47, 90. Jahrb. XIII, S. 52, 59, 134. — F. SCHAFFER, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 649. — STEIN, Melaphyre, TSCHERMAKS Mitt. III, 411. — H. VETTERS Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1902, S. 387. H. BECK, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1903, S. 51. — J. ČIŽEK, Umgebung von Hainburg, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt III, 4. Heft, S. 35.

Modereiner Masse bekannt. An ihren Rändern nehmen die Granitmassen hier und da Schieferstruktur an und sind z. B. bei Wolfstal und Preßburg von pegmatitischen Gängen durchsetzt. In Preßburg hat A. KORNHUBER Diorit nachgewiesen, den F. v. ANDRIAN als mit dem Granit gleichzeitige Massenausscheidung angesprochen hat. Stark viriditisch zersetzte Partien wurden früher als „Protogyn“ ausgeschieden. Wenn wir schließlich die außerordentliche Klüftung des Granits und das Vorhandensein ziemlich deutlicher mikroskopischer Kataklasterscheinungen sowie endlich das Auftreten von goldführenden Quarzgängen bei Limbach erwähnen, so haben wir das wichtigste mitgeteilt, was wir über die Granitmassen der Kleinen Karpaten wissen.

Den zweiten Hauptbestandteil des Zentralkernes bilden Schiefergesteine von verhältnismäßig geringer Kristallinität, Phyllite, Sericitschiefer, Hornblendeschiefer, kiesreiche grüne Schiefer, ferner körnige Grauwacken (Carbon?) und endlich nach H. BECK auch deutliche Porphyroide. Die Schiefergesteine umziehen die Nordwestseite der Granitkerne in einem schmalen Bande, sie streichen als eine die beiden Hauptgranitmassen sondernde Zone durch das Tal von Zeil und umgeben in verwickelter Verteilung besonders die Modereiner Granitmasse. Weder die Tektonik noch auch die Gliederung dieser Schiefergesteine sind bisher genügend aufgeklärt. Im Zeiler Tale bei Bösing und bei Pernek setzen in „feldspatreichen Tonschiefern“ mehrere parallele „Lager“ von Antimonerzen und Schwefelkiesen begleitet von Graphitschiefern mit östlichem Verflüchen auf. Im Zusammenhang mit dem Vorkommen von Porphyroiden gewinnen diese Erzvorkommnisse ein erhöhtes Interesse und fordern den Vergleich mit der „erzführenden Serie“ des Zips-Gömörer Erzgebirges heraus.

Von diesen älteren Bildungen scharf geschieden eröffnen mächtige Quarzite mit allen charakteristischen Eigentümlichkeiten des wohlbekannten Permquarzits die jüngere Sedimentärreihe. Darüber liegt im zentralen Teile des Gebirges die Ballensteiner Fazies des hochtatrischen Liasjurakalkes. Man weiß, zu wie vielfachen Mißverständnissen diese Kalke mit ihren sericitisch schimmernden Schiefermitteln, mit ihren bald in Dachschiefer übergehenden, bald massigen und selbst dolomitischen Varietäten, mit ihren crinoidenreichen Lagen Anlaß gegeben haben. In Wirklichkeit bilden diese Kalke und Kalkschiefer wie wir schon im 3. Abschnitte bemerkten, eine eng zusammengehörige Gruppe von vorwiegend liasischem Alter. Ob auch höhere jurassische oder gar, wie D. STUR vermutet hat, selbst neocome Horizonte hier mit vertreten sind, ist zur Zeit noch unentschieden. Sicher aber fehlt hier die Triasformation; auch nicht vom tiefsten Horizonte, den Werfener Schiefer sind hier Spuren vorhanden.

Wie in anderen Kerngebirgen nehmen die hochtatrischen Kalke auch in den Kleinen Karpaten die Kernregion ein. Sie umgeben in den Hundsheimer Bergen von Süden und Westen her den Zentralkern, verqueren die Donau und streichen von Theben über Mariental und Ballenstein nach Pernek und Konyha an der Westnordwestseite des Zentralkernes hin. Bei

Konyha lenken sie nach Osten ein, um bei Felső Dios am Ostrande des Gebirges in scharfem Winkel nach Süden zu ziehen und bei Pila und am Zeiler Kogel, stets vom unterlagernden Permquarzit begleitet, tief in das Gebiet des Zentralkernes einzudringen. Man könnte füglich von einer völligen Umrahmung des Zentralkernes durch hochtatriscen Kalke sprechen, wäre nicht an der südöstlichen Abdachung zwischen dem Zeiler Tale und der Donau eine Lücke vorhanden.

Die Lagerungsverhältnisse sind in den einzelnen Partien der hochtatriscen Zone recht verschiedenartig und nicht immer einfach. Am Westrande fallen die Schichten nicht, wie man meinen könnte, regelmäßig nach außen ab, sondern neigen sich an mehreren Stellen, wie beim Ballensteiner Kupferhammer und beim Marientaler Schieferbruche, sehr ausgesprochen gegen den Kern, an dessen kristallinen Gesteinen sie mit einem scharfen Längsbruche abschneiden. Am Thebener Schloßberg bestehen, wie das bei-

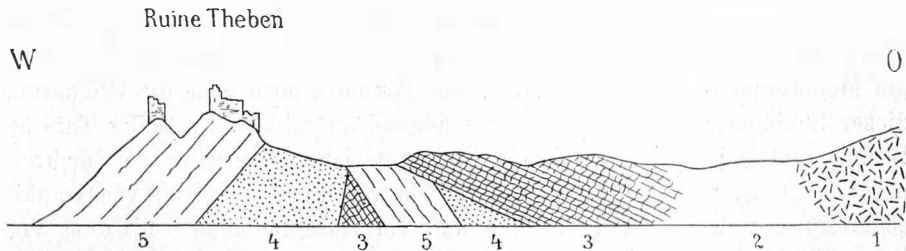


Fig. 58. Durchschnitt der hochtatriscen Randzone der Kleinen Karpaten in Theben an der Donau.

1 Granit, 2 Unaufgeschlossene Partie, stark verkürzt, 3 Biotitphyllit, gefältelt, bei der Maria Theresia-Gedenktafel mit Porphyroiden. Östlich der Porphyroid-Einlagerung fallen die Phyllite nach Westen ein, was bei der Zeichnung übersehen wurde, 4 Permquarzit, 5 Hochtatriscer Liaskalk (Ballensteiner Fazies), teilweise undeutlich geschichtet und stark zerklüftet.

stehende Profil Fig. 58 zeigt, zwei Brüche mit leichter Überschiebung des Kalksteines seitens der Schiefergesteine des Kernes. Das Auftreten der Kalke in mehreren Schollen und Bändern zeigt wenig Anzeichen von Faltung. Netzförmig durchschneiden die Brüche die hochtatriscen Randzone und lassen nach H. BECK da und dort die Quarzite der Unterlage hervortreten. An der Nordseite dagegen fallen die Kalke vom Kerne regelmäßig nach Norden ab, an der Ostseite schießen sie gegen den Kern nach Westen oder Nordwesten ein. Der Zentralkern könnte daher in seinem südlicheren Teile als eine flache breite Aufwölbung charakterisiert werden, deren Abfall nach dem Wiener Becken zu mannigfach gebrochen ist. Vielleicht war er ursprünglich regelmäßiger angelegt und ist erst durch den Einbruch des Wiener Beckens umgestaltet worden. Im nördlichen Teile dagegen erscheint der Zentralkern als schiefe Aufwölbung, welche die innere hochtatriscen Kalkzone leicht überschiebt. Diese letztere läßt unter sich noch ein ziemlich breites Band von Kerngesteinen hervortreten, so daß also hier zwei schiefe Falten (A_1 und A_2) entwickelt sind, von denen jedoch nicht die innerste,

sondern ausnahmsweise die zweite der mächtigsten Aufwölbung des Zentralkernes entspricht.

Am ganzen Westrande der Kleinen Karpaten ist von den Hainburger Bergen bis nach Konyha längs einer 30 km betragenden Strecke die subtatrische Zone niedergebrochen, so daß hier ausschließlich hochtatrische Kalke den Zentralkern umgeben und den Rand des Wiener Beckens bilden. Erst am Nordrande tauchen bei Konyha (Kuchel) die subtatrischen Bildungen hervor, vor allem die bläulichgrauen bankigen Triaskalke der kegelförmigen Visoka. Die Kalke der Visoka fallen nach Nordwesten ein, bilden aber nicht eine einseitige Schuppe, sondern nach H. VETTERS einen voll ent-

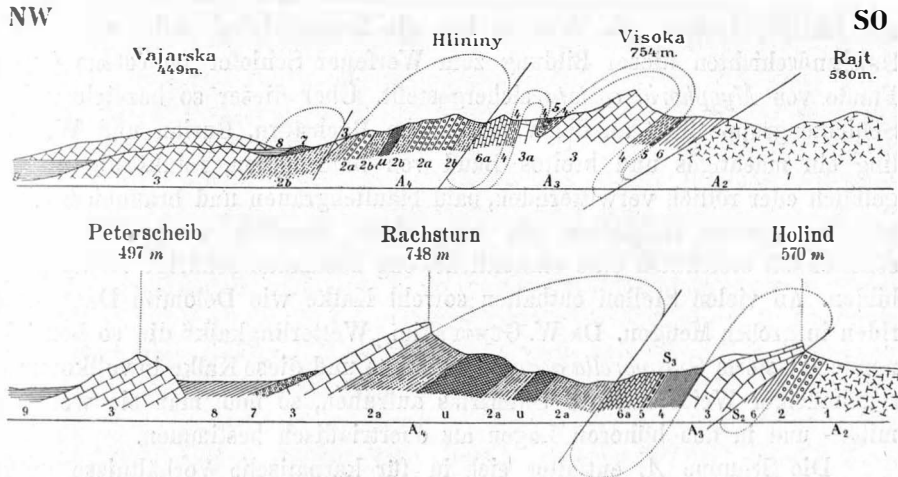


Fig. 59 und 60. Durchschnitte der Kalkzone der Kleinen Karpaten.

Nach H. Vettters.

1 Granit, 2 Permquarzit, 2a, 2b permotriadische Schichten, 2a rötlicher Quarzsandstein, 2b rote Schiefer, Sandsteine und Werfener Schiefer, μ Melaphyr, 3 Triaskalk (Kalk der Visoka, des Wetterling und Rachsturn etc.), hauptsächlich Muschelkalk, 3a Zellenkalk, 4 bunter Keuper, 5 Rhät, 6 hochtatrischer Lias, 6a subtatrischer Lias (roter Knollenkalk, Crinoidenkalk, Fleckenmergel), 7 Mitteleocänes Conglomerat mit Nummuliten und Alveolinen, 8 in Fig. 60: obereocäner und oligocäner Flysch, in Fig. 59: miocänes Strandconglomerat, 9 miocäne Strandconglomerate am Rande des Wiener Beckens. In Fig. 60 ist die Ausscheidung von Nummulitenconglomerat am Ostrande des Petersscheid aus Versehen unterblieben.

wickelten schiefen Sattel (A_3 , vergl. Fig. 59). Die Triaskalke müssen sich unterhalb der liasischen Syncline S_2 auskeilen, die somit sowohl der hochwie der subtatrischen Region angehört und diese Zwischenstellung auch durch fazielle Übergänge in den subtatrischen Fleckenmergel deutlich dokumentiert

Der Bauplan der Visoka ist übrigens nur an einer kurzen Strecke entwickelt: nach untergeordneten Komplikationen bei Oberheg tritt bei der Bila skala der normale Typus der Überschiebung in sein Recht und herrscht, vielleicht mit Ausnahme einer kurzen Unterbrechung, bis an den Ostrand des Gebirges. An der Hauptüberschiebungsfäche rücken die subtatrischen Triaskalke (A_3) über die hochtatrische Syncline S_2 (s. Fig. 60), ja an der Bila skala selbst über diese hinweg an den Granit. Östlich der Bila skala krümmt sich die subtatrische Antikline A_3 sigmoidal nach Norden

und mit ihr und der wieder zum Vorschein kommenden hochtatrischen Synklinalen S_2 eine kleine, eingeschnürte Granitpartie des Zentralkernes. Ohne auf die übrigen sekundären Erscheinungen der Antiklinalen A_3 einzugehen, erwähnen wir, daß über dem bunten Keuper und den Kössener Schichten eine schmale Zone von subtatrischem Lias, Fleckenmergeln, grauen und rötlichen sandigen Crinoidenkalken (Grestener Kalken) mit Belemniten und Brachiopoden als Synklinalen S_3 aufrucht und sich vom Westrande ununterbrochen bis zum Ostrand bei Szomolyán (Smolenitz) erstreckt.

Auf die Mulde S_3 ist an einer fast schnurgerade durch den Faltenbau setzenden Linie eine vierte Schuppe (A_4) aufgeschoben. Sie beginnt mit den wohlbekannten permotriadischen Quarziten, roten Sandsteinen und Schiefern mit Melaphyrdecken. H. VETTERS hat die Zugehörigkeit mindestens der Hangendschichten dieser Bildung zum Werfener Schiefer neuestens durch Funde von *Myophoria costata* sichergestellt. Über dieser so bezeichnenden Schichtengruppe liegt an der Vajarska, am Rachsturn, Burian und Wetterling ein mächtiges und breites Band von bald hellen, feinkörnigen und gelblich oder rötlich verwitternden, bald bläulichgrauen und braunen Kalken und von grauen Dolomiten, die trotz dieser ziemlich wechselvollen Beschaffenheit ersichtlich eine einheitliche, eng zusammengehörige Ablagerung bilden. An vielen Stellen enthalten sowohl Kalke wie Dolomite Dactyloporiden in großen Mengen. Da W. GÜMBEL im „Wetterlingkalk“ die so bezeichnende Triasform *Gyroporella aequalis* erkannte und diese Kalke in vollkommen regelmäßiger Weise auf der Untertrias aufruhend, so muß man sie wohl als mittel- und in den höheren Lagen als obertriadisch bestimmen.

Die Schuppe A_4 entfaltet sich in für karpatische Verhältnisse ungewöhnlicher Breite. Sie umfaßt nebst dem genannten Bergzuge auch die Gruppe der Bila hora im Norden des Wetterling, das eigentliche „weiße Gebirge“, ferner den Dolomitzug des Peterscheib und durch miocäne Strandgebilde gesondert, das mächtige Kalk- und Dolomitgebirge von Brezowa. Hieran schließt sich mit etwas nach Norden abgelenktem Streichen Strus Bergzug Nedze hore (Nodzogebirge der Spezialkarte) bei Csejthe an, der wiederum in eine Reihe kleinerer, von Strus als „Dachsteinkalk“ angesprochener Klippen bei Bohuslawitz an der Waag ausläuft. Alle diese Vorkommnisse vermitteln das Bild eines zwar durch jüngere Auf- und Umlagerungen teilweise unterbrochenen, aber im wesentlichen einheitlichen großen Triaszuges, der sich aus den Kleinen Karpaten in nordöstlicher Richtung bis an den Rand des Inoveczgebirges hinzieht und eine vortreffliche Leitlinie abgibt. Die breite und mächtige Entfaltung dieser Triasschuppe rückt gewisse Erscheinungen des Überganges der Alpen in die Karpaten unserem Verständnis beträchtlich näher: ersichtlich ist diese Triasscholle nichts anderes als die Fortsetzung der breiten subalpinen Triaszone Niederösterreichs. Ihr Verlauf zeigt uns, in welcher Weise die subalpine Trias in den Kleinen Karpaten sich allmählich verschmälert und endlich auskeilt.

Diese Auffassung würde wesentlich gestützt, wenn es gelänge, in dem Kalk- und Dolomitgebirge der Schuppe A_4 Hauptdolomit und, wie D. STUR¹⁾ wollte, vielleicht auch Dachsteinkalk nachzuweisen. Bei der außergewöhnlichen Mannigfaltigkeit und Mächtigkeit dieses Kalkgebirges scheint die Aussicht hierfür nicht ungünstig zu sein. Dies sowie etwaige Spuren des niederösterreichischen Schuppenbaues festzustellen, wird eine dankbare und interessante Aufgabe künftiger Forschungen bilden.

Mit dem Auskeilen der Schuppe A_4 nach Nordosten stehen augenscheinlich zwei Umstände in engster Verbindung: einerseits das Empor-tauchen des Inoveczkernes, andererseits die schrittweise zunehmende Annäherung der Klippenzone an den Nordwestrand des Inovecz. Die Schuppe A_4 wird an ihrem Nordostrande bei Bohuslawitz von innen durch das Inoveczgebirge, von außen durch die andrängende Klippenzone gleichsam überwältigt und eingezwängt. Drei Hauptlinien, die Linie der Klippenzone, die der Schuppe A_4 der Kleinen Karpaten und die Linie des Inovecz treten hier zu einer prägnanten Scharung zusammen (s. die tektonische Karte).

Infolge der vermehrten Aufwölbung an der Scharung fehlt der Raum zur Entwicklung einer Austönungszone am Nordwestrande des Inovecz und daher ist der Chocsdolomit auf den frei aus der Ebene aufragenden Rand des mittleren und südlichen Inovecz beschränkt. Auf Grund der Erfahrungen in anderen Kerngebirgen kann man vermuten, daß die große Niederung zwischen dem Südwestrande des Inovecz und dem Ostrande der Kleinen Karpaten vor Eintritt der nachmaligen Senkungen eine Austönungsregion bildete. Reste dieser Region sind jedoch am Rande des Zentralkernes nirgends erhalten; überall verdecken jüngere Tertiärbildungen, über die wir namentlich A. KORNHUBER nähere Kenntnis verdanken, und Diluvien den Kontakt. Vielleicht wird sich dagegen die schmale Dolomitzone südlich vom Gebirge von Brezowa als Rest der cretacischen Austönungszone erweisen. Die Scharung der Schuppe A_4 mit dem Inovecz zeigt, daß sich dieses Kerngebirge zu den Kleinen Karpaten in gewisser Hinsicht ähnlich verhält wie das Mala Magura- zum Suchygebirge. Nur ist die Mulde zwischen den ersteren Kerngebirgen weit größer.

An das Gebirge von Brezowa knüpft sich eine der interessantesten Entdeckungen STURs: Er konnte feststellen, daß rote Conglomerate und Kalke mit Actäonellen dieses Gebirge im Norden umsäumen. STUR bezeichnete diese obercretacische Ablagerung als „Gosauschichten“, sie wird aber wohl nicht nur zu den ostalpinen Gosauschichten, sondern auch zur Oberkreide des Waagtales gewisse Beziehungen haben. Während sonst die Oberkreide in den West- und Zentralkarpaten von Norden her nur bis in die Klippenzone reicht und die Region der Kerngebirge, die Tatra ausgenommen, nicht mehr überspannt, sehen wir sie hier bis an den Rand der Schuppe A_4 vordringen und erkennen auch hierin eine Annäherung an die

¹⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, S. 54.

Verhältnisse der Ostalpen mit ihrer tief in das Gefüge der Kalkzone eingreifenden Gosantransgression. Das Eocän verhält sich dagegen ganz nach westkarpatischem Typus: es transgrediert weiter als die Oberkreide, indem es nicht nur die Teilstücke der Schuppe A_4 bei Brezowa und Csejthe von innen umgibt, sondern auch bei Bixard und Szeleskut in einer schmalen, dem Streichen parallelen Senknngsregion in das Kalkgebirge selbst bis an die Melaphyrzone eindringt. Angesichts der Ostalpen zeugen diese Nummuliten- und Alveolinenconglomeratè für die in den Alpen oft bekannte Tatsache, daß die Erhebung und Faltung der mesozoischen Gebirge schon vor dem Mitteleocän dem Wesen nach vollzogen war. Andererseits sind auch die Eocängesteine hier gestört, und zwar merklich stärker als sonst in den inneren Karpaten. Die naheocänen Bewegungen haben also hier nahe den Alpen stärkere Spuren hinterlassen als in den ferneren Teilen der inneren Karpaten und wir haben vielleicht auch hierin eine Übergangserscheinung zu erblicken.

Für die Beurteilung dieser naheocänen Faltungen wäre namentlich das Senkungsgebiet zwischen der Schuppe A_4 und der Klippenzone von großer Bedeutung. Leider ist die Erforschung dieses wenig bekannten Gebietes durch die Auflagerung von miocänen Marinschichten erschwert, die sich aus dem Wiener Becken über dieses Senkungsgebiet hinweg weit hin in die Klippenzone des Waagtales bis nach Waag-Bistritz erstrecken.

VII. Abschnitt.

Die innere Reihe der Kerngebirge.

Das Tribeczgebirge. — Die Schemnitzer Insel. — Das Gebirge am Ostrande des Turóczer Kessels. — Die Niedere Tatra. — Braniszko und Csernahorazug.

Das Tribeczgebirge.

Vom Neutraer Millenniumsobelisken schweift der Blick über einen schmalen Zug gerundeter Bergkuppen, die durch tiefe Einschnitte voneinander getrennt und von der flachen Dachform des 829 m hohen Tribecz überragt sind. In weiter Ferne begrenzen die welligen Linien der Kleinen Karpaten, des Inovecz, der Trentschiner Gruppe und des Schemnitzer Vulkangebirges den Horizont, unmittelbar am Gebirgsrande aber breiten sich weite Ebenen, im Westen die Niederung der Neutra, im Osten die der Zitva, im Süden die große ungarische Ebene aus. Nur im Norden und Nordosten hängt der von Laubholz und Gestrüpp überzogene, nach Nordosten sich streckende Tribecz durch das Bellankagebirge und den vulkanischen Ptacsnik mit dem Gebirgsanzan zusammen.

Diese Isolierung und das Vorhandensein eines eugranitischen Kernes stempeln den Tribeczzug zu einem echten Kerngebirge. Als solches ist es schon von D. STUR¹⁾ und F. v. HAUER²⁾ charakterisiert worden, doch mit dem Beifügen, daß die symmetrische Anlagerung der Kalkzone gerade diesem Gebirge eine Ausnahmestellung verleihe. Auch mußte es auffallen, daß hier Jurabildungen und nicht die Trias unmittelbar auf dem Permquarzit liegen. Beides erscheint heute weit weniger befremdlich: die fraglichen Jurabildungen können wir heute als hochtatriscbe Zone ansprechen und was den Mangel der Assymetrie betrifft, so werden wir sehen, daß diese Eigentümlichkeit in gewissem Grade auch anderen Kerngebirgen der inneren Reihe zukommt und wohl auf eine Annäherung an die Verhältnisse des „inneren Gürtels“ zurückzuführen ist.

Die hochtatriscben Kalke des Tribecz, die schon F. v. HAUER zum Lias stellte, zeigen teils die Ballensteiner Entwicklung, teils erinnern sie an die hochtatriscbe Fazies der Tatra. Besonders an der Basis herrschen sandige, gelblich und rötlich gefärbte Crinoidenkalke (Grestener Schichten?), aber auch in höheren Horizonten kommen gelegentlich rötliche und gelbe Kalke vor. Die hochtatriscbe Region des Tribecz ist von subtatriscben Bildungen umrandet: die kleinen Kalkberge in und bei Neutra mit ihrem bunten Keuper und Triasdolomit, die Triasdolomite, Keuper und Fleckenmergel des Razdil, vielleicht auch die dolomitische Randpartie bei Zalakuz repräsentieren in typischer Ausbildung die subtatriscbe Fazies.

Das Tribeczgebirge zerfällt durch quer streichende mesozoische Bildungen in drei Teile: in den kleinen südlichen Abschnitt des Zoborgebirges in und bei Neutra, den großen mittleren Teil des eigentlichen Tribecz und den nordöstlichen Abschnitt des Razdil.

Im Zobor und Tribecz ist ein granitiscber oder vielmehr nach F. SCHAFARZIK³⁾ quarzdioritiscber Kern von einer schmalen Randzone von grauen gefalteten, glänzenden Sericitschiefen umzogen; der Kern des Razdil (= Rozdil) aber besteht nur aus Glanzschiefern in Verbindung mit mächtigen körnigen Grauwacken, Porphyroiden und Grünsteinen. Die körnigen Grauwacken des Razdil zeigen die vollkommenste Übereinstimmung mit den entsprechenden Gesteinen des Inovecz und der Kleinen Karpaten.

Der geologische Bau erscheint am einfachsten im eigentlichen Tribeczgebirge. Hier lehnen sich an den Südost- und Nordwestrand des Zentralernes Zonen von Permquarzit und hochtatriscbem Kalkstein in auffallend flacher Lagerung an. Parallele Längsbrüche zerteilen diese Bänder in zwei, sogar drei Schuppen, die einander von Osten und Westen die felsigen

¹⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, S. 120. STUR und andere Autoren bezeichnen den Tribeczzug auch als Neutraer Gebirge.

²⁾ Verh. d. geolog. Reichsanstalt XIV, S. 129, 142, 209. Verh. d. geolog. Reichsanstalt XV, S. 38. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 499, 512, 523.

³⁾ F. SCHAFARZIK. Über die industriell wichtigeren Gesteine des Komitates Nyitra. Jahresber. d. k. ungar. geolog. Anstalt f. 1898, Budapest 1901, S. 257.

Schichtenköpfe zukehren (vergl. Fig. 61) und durch Denudation in einzelne Teile zerlegt sind. Am östlichen Vorsprunge des Tribecz scheint der hochtatische Kalkstein gänzlich abgetragen zu sein, so daß es bei Mankóc, Zsikawa und Hruzó dem Permquarzit allein überlassen bleibt, den eugranitischen Kern zu umrahmen.

Im Razdil zeigen die präpermischen Sericitschiefer, körnigen Grauwacken und Porphyroide des Zentralkernes eine vorwiegend wellig wechselnde Lagerung. Sie sind in West, Nord und Ost von einem breiten subtatrischen Bande bogenförmig umzogen, das sich zwischen Skizó, der Nordseite des Vicsomatales,¹⁾ der Neutra, der Horneiska und Hochwiesen (Pálos Nagymező) ausdehnt und aus Permquarzit, Triasdolomit, buntem Keuper, Rhät und Lias besteht. Am Neutraflusse erfolgt der Übergang in das Bellankagebirge. Obzwar dieses Gebiet leider wenig bekannt ist, scheint doch die ungewöhnliche Breite des niedrigen Triasdolomiterrains auf den Mangel intensiver Faltung hinzuweisen.

Die sedimentäre Umrahmung an der Nordseite des Zoborstockes in Neutra entspricht so ziemlich dem Baue des mittleren Tribeczteiles. Man findet hier über dem eugranitischen, stark zersetzten Kerne, dem sanft geböschten Weingebirge von Neutra, und über den Sericitschiefern ein mächtiges Felsband von Permquarzit, darüber matt schimmernde Schiefer, die möglicherweise den Werfener Schieferen entsprechen (s. Fig. 62). Darüber erheben sich sandige Crinoidenkalken und die jüngeren Schichten des hochtatischen Kalksteins und fallen in ziemlich flacher Lagerung nach Norden hin ab. Die dreifache Wiederholung der Schichtenfolge bei Jokö major und Szalakuz spricht für parallele Längsbrüche. Am äußersten Westrande des Gebirges bei Szalakuz blieb eine kleine Scholle von subtatrischem Triasdolomit erhalten.

Ein wesentlich anderes Bild entsteht an der Südseite des eugranitischen Zoborstockes. Nur in kleinen Trümmern und Schollen ragen die Reste des Sedimentärbandes aus dem Löß der Ebene auf, aber sie lassen doch keinen Zweifel über geologisches Alter und Fazies wie über ihre Lagerung: sie bestehen aus subtatrischen Felsarten und neigen sich deutlich und regelmäßig gegen den Quarzdioritstock. Und zwar fällt zunächst unter den Zentralkern in der Stadt Neutra brüchiger Triasdolomit ein, darunter an der Lokalbahn bunter Keuper und Jurabildungen in Form von roten, gelblichen und grauen Crinoiden-, Knollen- und Hornsteinkalken. Weiter südlich tauchen aber nochmals kleine Schollen von Trias auf und zeigen, daß die Lagerungsverhältnisse hier am Rande nicht mehr ganz einfach sind.

So unvollkommen nun auch das Tribeczgebirge geologisch bekannt ist, so prägt sich doch die Tatsache klar aus, daß dieses Gebirge in seinem

¹⁾ Von der Südseite des Vicsomatales bei Jeskófalú und Janófalú beschreibt F. SCHAUFARZIK Jurakalkstein mit Crinoiden und weißen, feinkörnigen Marmor, „von Dyasquarziten umgeben“, Gesteine, die vermutlich den hochtatischen Bildungen angehören, die ja so oft deutliche Metamorphose erkennen lassen.

Mittelteil eine flach kuppelförmige, symmetrisch gebaute Erhebung bildet. Umsonst sucht man hier nach steilen Schichtenstellungen und energischen Faltungen; überall herrscht verhältnismäßig flache Lagerung. Etwas stärkere Störungen zeigen die subtratischen Randbildungen, namentlich bei Neutra. Das Ausmaß dieser Störungen läßt sich zwar nicht mit Sicherheit beurteilen, da ja der größte Teil der subtratischen Randzone unter den Diluvien und dem Jungtertiär der Ebene begraben liegt, aber die vorhandenen Reste dieser Zone berechtigen uns wohl zu der Annahme, daß die tektonische Beeinflussung auch der Randzone geringer war als im Bereiche der äußeren Reihe der Kerngebirge.

Die schwache Erhebung und die geringen Faltungsspuren des Tribecz erinnern an das Inoveczgebirge, das freilich ausgesprochen einseitig gebaut ist. Hat man bei der Beurteilung der karpatischen Kerngebirge

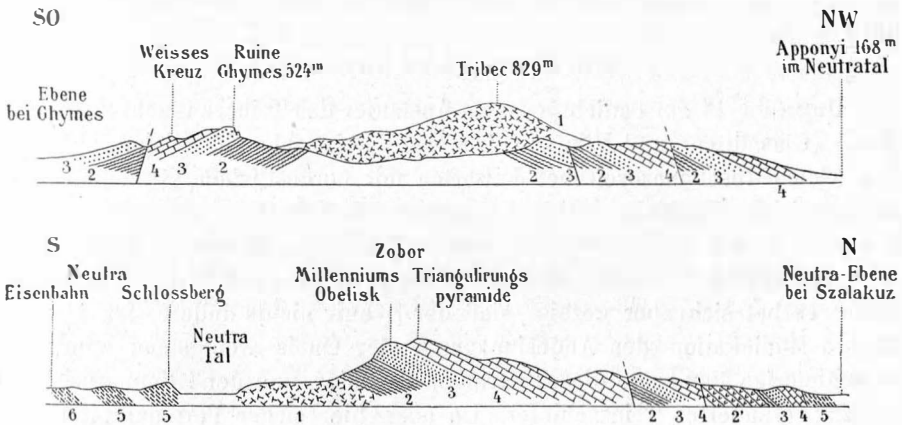


Fig. 61 und 62. Durchschnitte des Tribecz-Gebirges, etwas überhöht.

1 Quarzdiorit, 2 gefalteter Glanzschiefer, 2' körnige Grauwacke, 3 Permquarzit, 4 hochtratischer Liasjurakalk, 5 subtratischer Triasdolomit, 6 bunter Keuper.

gerade den Tribecz oder selbst den Inovecz im Auge, so kann man sehr leicht dazu geführt werden, die Kerngebirge als „Schollengebirge“ anzusprechen, die nicht durch Faltung und Erhebung, sondern einfach durch Absenkung der randlichen Teile entstanden sind.¹⁾ Die Verwandtschaft des Tribecz und des Inovecz mit den übrigen Kerngebirgen ist aber in allen anderen Beziehungen zu groß, als daß man für jene eine wesentlich andere Bildungsweise annehmen könnte als für diese. Hier können nur graduelle Unterschiede bestehen und es ist nichts natürlicher,

¹⁾ Durch einfache Randsenkungen könnte die Tektonik des Tribeczgebirges kaum befriedigend erklärt werden, da die Brüche dieses Gebirges, rein morphologisch betrachtet, Wechsel sind, wobei entweder eine Senkung (Unterschiebung) der liegenden oder eine Aufschiebung der hangenden Scholle angenommen werden muß; wenn also eine Senkung vorausgesetzt wird, kann es nicht eine Senkung der Randteile, sondern eine solche des Kernes sein. Erst nach Abschluß der Tektonik des Tribecz müssen sich hier, wie in allen anderen Kerngebirgen, einfache Randsenkungen vollzogen haben.

als daß von der mächtigen Emporfaltung der äußeren Reihe der Kerngebirge zu der flach deckenförmigen Lagerung der mesozoischen Sedimente des inneren Gürtels ein Übergang besteht, der durch die inneren Kerngebirge mit ihrem mehr symmetrischen Bau und ihrer geringeren Erhebung und Faltung deutlich vermittelt wird.

Weder alt- noch jungtertiäre Gesteine zeigt die geologische Karte in der Umgebung des Tribecz an; die älteren Gesteine verschwinden unter dem Löß der Ebene. Obwohl also ein Kontakt des Alttertiär mit dem älteren Gebirge nicht nachweisbar ist, kann man doch wohl nach Analogie nicht daran zweifeln, daß sich in der Tiefe des Neutra- und Zitvabeckens das Alttertiär ausbreitet und am Südost- und Nordwestrande des Tribecz sehr ausgedehnte posthume Senkungen und Brüche stattgefunden haben. Den fast rein nach Osten streichenden zipfelförmigen Ansläufer des Tribecz umwallen und durchbrechen die Andesitmassen des Schemnitzer Vulkangebirges.

Die Schemnitzer Insel.

Ungefähr 14 *km* östlich von dem Ausläufer des Tribecz taucht zwischen Sklenó (Glashütten) und Vihnye (Eisenbach) bei Schemnitz (Selmezbánya) eine kleine Insel mesozoischer Felsarten mit nordöstlichem Streichen und nordwestlichem Verflächen auf.¹⁾ Kaum mehr als 7 *km* lang und 2·5 *km* breit liegt sie wie ein Fremdkörper in den vulkanischen Massen. Syenit, Gneis und Glimmerschiefer sollten den Kern des permisch-mesozoischen Gebirges bilden; es hat sich aber gezeigt, daß der Syenit nichts anderes ist als die körnige Modifikation des Andesitmagmas, der Gneis wenigstens zum Teil die schieferige Randzone dieses körnigen Gesteins, und der Glimmerschiefer endlich veränderter Triasschiefer. Da aber hier sicher Permquarzit²⁾ vorkommt und dieses Gestein in den Karpaten nur selten aufbricht, ohne ein wenig von der präpermischen Unterlage mit sich zu reißen, so ist es nicht unwahrscheinlich, daß sich wenigstens ein Teil der kristallinen Schiefer der Schemnitzer Insel als präpermisch bewähren wird.

Nebst dem Permquarzit besteht die Schemnitzer Insel aus fossilreichen Werfener Schieferen und Triaskalk (Muschelkalk); beide Felsarten sind von zahlreichen vulkanischen Gängen durchsetzt und am Kontakt mehr oder minder stark verändert. Den Außenrand umzieht ein Band von nummuliten-

¹⁾ Die von F. v. HAUER gebrauchte Bezeichnung „Hodritscher Stock“ wird vielleicht besser zu verlassen sein, weil sie die Zugehörigkeit der früher als Syenit aufgefaßten körnigen Eruptivgesteine des Tertiär zum alten Gebirge zur Voraussetzung hat. Betreffs der Schemnitzer Insel ist namentlich zu vergleichen: F. v. ANDRIAN. Verh. d. geolog. Reichsanstalt XVI, S. 25. Jahrb. XVI, S. 366. — F. v. HAUER in Ber. d. Mitt. v. Freunden der Naturwiss. VII, S. 19. Jahrb. XIX, S. 512, 515. — J. v. PETTRÓ. Nummulitenkalk bei Schemnitz, Geologische Karte von Schemnitz, Abh. d. geolog. Reichsanstalt Bd. II. — H. BÜCKH. Vorläufiger Bericht über Eruptivgesteine von Selmezbánya, Földt. Közl. XXXI, S. 365.

²⁾ Wenigstens ein Gestein, das sich petrographisch in keiner Weise vom sogenannten Permquarzit unterscheidet.

führendem Conglomerat, dessen Auftreten anzeigt, daß die Schemnitzer Insel seit dem Alttertiär in westlicher Richtung keine Einbuße erfahren hat. Wie viel etwa in anderen Richtungen durch spätere Senkungen und vulkanische Überwallung verloren ging, läßt sich nicht sicher beurteilen. Das Streichen der Schemnitzer Scholle regelmäßig verfolgt, führt in die mesozoische Granbucht, eine Region, die zwar am Rande des inneren Gürtels sich befindet, aber doch noch in engen Beziehungen zu den Kerngebirgen steht. Man kann daher auch die Schemnitzer Insel der inneren Kerngebirgsreihe anschließen.

Das Gebirge am Ostrande des Turóczyer Kessels.

Wäre die Natur beim Aufbaue des Gebirges am Ostrande des Turóczyer Kessels nach dem Vorbilde der äußeren Kerngebirge und der Niederen Tatra vorgegangen, so müßte sich hier ein großer nach Nordwesten stark gekrümmter Kerngebirgsbogen erheben. Das ist aber nicht der Fall. Zwar setzt hier in Tajowa¹⁾ bei Neusohl ein Kerngebirge ein, streicht aber als Altgebirge in einem so schwach konvexen Bogen zur Niederen Tatra, daß zwischen ihm und dem Rande des Kessels ein breiter Raum bleibt. In diesem entsteht an der Lubochnia eine zweite Erhebung, die sich ebenfalls mit der Niederen Tatra vereinigt. Der mächtige ostwestlich streichende Zentralkern der Niederen Tatra gabelt sich sonach an seinem Westende in der Praziwagruppe in den nordwestlichen Zweig des Lubochnia-gebirges und den südwestlichen des Altgebirges. Zwischen diesen Zweigen breitet sich ein weitgedehntes Kalkgebirge aus, das wir mit Anlehnung an eine Stursche Benennung nach dem Flusse Revuca als Revucagebirge bezeichnen werden.

Das Revucagebirge ist weder von der südlichen Umrahmung des Lubochniakernes, noch auch von der nördlichen des Altgebirges scharf getrennt und die südliche Umrahmung des Altgebirges geht wiederum in die Mulde der Granbucht über; dennoch erleichtert die Unterscheidung dieser geotektonischen Einheiten den Überblick. Wir können daher in dem Gebiete am Ostrande des Turóczyer Kessels, das die Geographie zur Großen Fatra rechnet, folgende Glieder aufstellen: 1. Das Kerngebirge der Lubochnia mit seiner permisch-mesozoischen Umrahmung, 2. Das mesozoische Revucagebirge, 3. Das Altgebirge, 4. Die mesozoische Mulde des Grantales zwischen Neusohl (Beszterezbánya) und Breznobánya. Hieran schließt sich 5. die Niedere Tatra.

Das Revucagebirge, wohl das kompakteste und breiteste Kalkgebirge der Karpaten erreicht am Ostredok die Höhe von 1591 m und unterscheidet sich mit dem Lubochniagebirge von allen anderen Kerngebirgen durch den Mangel einer streng linearen Kambildung. Weder der niedere, von der Kalkdecke fast dominierte und von der Lubochnia durchschnittene Zentral-

¹⁾ Tajowa ist bekannt durch ein interessantes Auripigment- und Realgar-Vorkommen.

kern des Lubochniagebirges noch auch die flach undulierend gelagerte mesozoische Decke des Revucagebietes vermögen hier eine Kammlinie vorzuschreiben. Die größten Höhen sind zumeist von den liasischen, jurassischen und neocomen Fleckenmergeln eingenommen, sie bilden von üppigen Wiesen bewachsene dachförmige Kuppen, die den bewaldeten Dolomiten aufgesetzt sind und „gigantischen Grabhügeln nicht unähnlich in die düsteren, lautlosen Tiefen des Lubochniatales herabschauen und hoch emporragend dasselbe beherrschen“ (D. STUR¹). Der westliche Teil des Revucagebietes am Rande des Turóczer Kessels bei Mossóc und Blatnitz zeigt den Charakter einer gänzlich bewaldeten, teilweise felsigen Dolomitscholle mit unruhiger Plastik und engen, vielfach gewundenen unregelmäßigen Tälern.

Der ausschließlich granitische Zentralkern des Lubochniagebirges beginnt östlich von Sklabina Varalja, erstreckt sich als ein durchschnittlich 5 km breites Band nach Südosten, zeigt aber im Lubochniatal einen starken Vorsprung nach Norden und einen ebensolchen nach Süden. Den Granitkern umfaßt an der Nordseite ein mantelförmiger Saum der subtatrischen Schichtenfolge bis zum Chocsdolomit.²) Die Schichten sind namentlich zwischen dem Klak und dem Hradiskapaß als eine ungemein breite, flache Kuppel über den Granitkern gespannt (vergl. Fig. 63). Auch an der Südseite ist der Granit vom Permquarzit und seinem Gefolge so flach überlagert, daß die Bergspitzen zumeist aus den jüngsten Bildungen zusammengesetzt sind.

Der geologische Bau dieses Gebirges ist also jedenfalls ziemlich einfach. Daß aber dennoch gewisse Komplikationen bestehen, beweisen folgende Tatsachen: an der Südseite sind östlich von Sklabina Varalja die jüngeren Bildungen vom Keuper angefangen an den Granit gedrängt; im Norden sind am Granitvorsprunge der bunte Keuper und die Fleckenmergel ungemein reduziert und selbst gänzlich verdrückt. Am Ostrande des nördlichen Granitvorsprunges erlangt der Triasdolomit eine übergroße Mächtigkeit, um am Siprun ungemein rasch bis auf ein dünnes Band zurückzugehen und hier eine sekundäre Mulde von Liasfleckenmergel zu umfassen. Es hat also auch in dieser flach kuppelförmigen Aufwölbung an beträchtlichen seitlichen Verschiebungen und Pressungen nicht gefehlt.

Die nördliche Kalkzone des Lubochniakernes reicht im Hradiskapasse bis an den Granit des Klein- Krivágebirges und nimmt als flache, breite Decke von Chocsdolomit den Charakter einer Austönungszone an. Nach Südosten zerteilt sich diese Decke in einzelne schmale, fast nord-südlich streichende Kämmе, wie wenn der Gebirgssaum fast senkrecht zu seiner Längserstreckung in Falten gelegt wäre. Daß dies tatsächlich der wahre Grund dieser Erscheinung ist, scheint aus dem lokalen Aufbruche von Kössener Schichten am Ausgange des Bistrotales und von Lias im

¹) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVIII. S. 377.

²) Die Trias des Lubochniagebirges ist durch verhältnismäßig mächtige Entwicklung des Lunzer Horizontes ausgezeichnet, der nebst Schiefen und Sandsteinen auch fleckenmergelartige und crinoidenreiche Gesteine enthält.

Komjatnatale, ferner aus einem zweiten Aufbruche von Keuper, Rhät und Lias im mittleren Bistrotale hervorzugehen. Vielleicht erstreckt sich diese sekundäre Aufbruchsrichtung auch in die Chocsgruppe. Es wäre wohl verfehlt, hiebei zweierlei Faltungsrichtungen anzunehmen, vielleicht genügte schon die Einwirkung, die von dem nordsüdlich streichenden Granitvorsprung des Lubochniatales zur Zeit der Hauptfaltung ausging, in Verbindung mit dem Zuge, der durch die Aufschiebung an der Šiplinie ausgeübt wurde, um diese Detailerscheinung zu erklären (s. oben S. 735, [85]).¹⁾

Die einzelnen Gesteinsbänder am Außenrande des Lubochniakernes streichen mit größter Regelmäßigkeit quer über das Revucatal, um jenseits den Nordsaum der Niederen Tatra zu bilden. Der Zusammenhang zwischen der Niederen Tatra und dem Lubochniakern ist damit sichergestellt. Dennoch fehlt im Quertale der Revuca, das den granitischen Zentralkern aufschließen müßte, auf eine Strecke von 3·5 km jede Spur von Granit; statt dessen zwängen sich hier von Süden her Fleckenmergel und Chocsdolomit²⁾ in die Lücke ein. Es liegt hier kein Grabenbruch vor, was der nächstliegende Gedanke wäre, denn der Nordsaum zeigt kein Anzeichen hievon; wahrscheinlich handelt es sich nur um ein lokales Zurückbleiben der

¹⁾ Vergl. die geologische Karte in V. UHLIG, Geologie des Fatrakrivángebirges, Denkschrift. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien 1902.

²⁾ Die betreffende Partie ist von ŠTUK als Chocsdolomit aufgefaßt worden. In Oszada kommen darin zahlreiche dactyloporidenähnliche Reste vor. Eine nähere Untersuchung derselben wäre ebenso erwünscht wie die Bearbeitung der von HANTKEN aufgefundenen Dactyloporiden von Blatnitza. Vergl. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1878, S. 46.

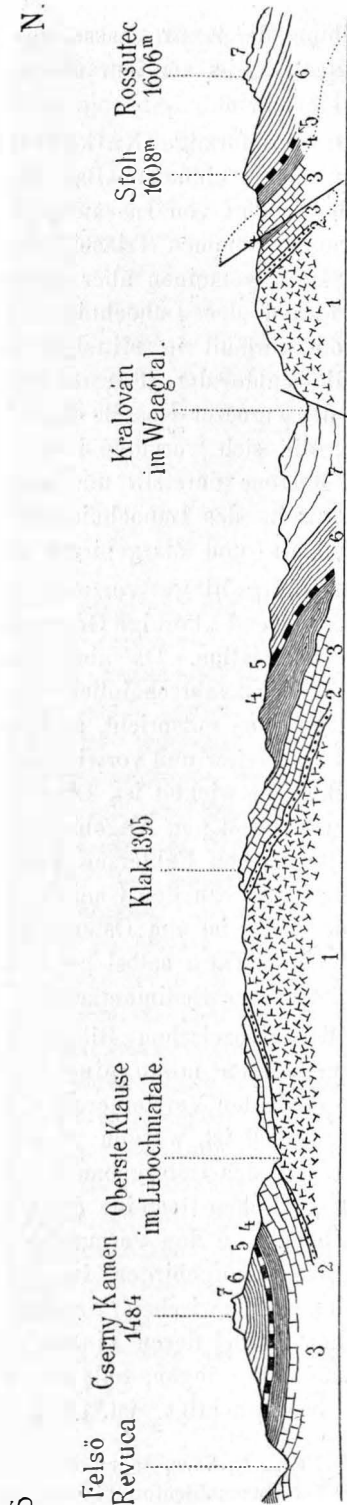


Fig. 63. Durchschnitt des Lubochniagebirges und des Fatrakriván, etwas überhöht.

1 Granit, 2 Permquarzit und untere Trias, 3 Triasdolomit, 4 bunter Keuper, 5 Rhät, 6 Grestener Schichten, Lias-, Jura- und Neocomfleckenmergel, 7 Chocsdolomit.

Aufwölbung der Zentralmasse, das durch das stärkere und breitere Hervortreten des Granits am Ostrande des Lubochniakernes gewissermaßen kompensiert erscheint.

Das keilförmige Kalkgebirge der Revuca zeigt gleichfalls einen verhältnismäßig einfachen Bau. In einzelnen tiefen Taleinschnitten, z. B. in dem als Fundort von Liasammoniten schon seit ZIPSERS Tagen bekannten Tureckatale, kommen Triasbildungen unter der jüngeren Decke zum Vorschein. Im allgemeinen aber nehmen die triadischen Gesteine hauptsächlich den Südrand des Lubochnia- und den Nordrand des Altgebirges ein; außerdem verläuft in Mittel-Revuca ein schmales Triasdolomitband quer über die Mulde der jüngeren Bildungen. Der westliche Teil enthält am Rande des Turóczer Kessels eine Chocsdolomitdecke von 10 bis 13 *km* Durchmesser, die sich vermöge ihrer von den Zentralkernen fernen Lage als Austönungszone darstellt und sowohl als Fortsetzung der Austönungszone der Nordseite des Lubochniagebirges wie auch derjenigen des Mincsov-, Mala Magura- und Zjargebirges bei Znió Varalja aufgefaßt werden darf.

Im Altgebirge verzeichnet STUR an einigen Stellen Gneis, sonst aber vorwiegend „körnige Grauwacken“, Ton- und Talkschiefer und Quarzite der Permformation. Da aber dieses STURsche Perm mit Ausnahme der Quarzite höchstwahrscheinlich den Porphyroiden und ihren präpermischen Begleitgesteinen entspricht, so kann man annehmen, daß im Altgebirge ein bis zu 5 *km* breiter und vorwiegend aus der „erzführenden Serie“ bestehender Zentralkern entwickelt ist. Die einst so wichtigen Gänge und Kluffüllungen von Herrengrund und Altgebirge¹⁾ mit ihren Kupferkiesen, Spateisensteinen und silberreichen Fahlerzen gelangen unter dieser Voraussetzung in eine enge Beziehung zu den Gängen des Zips-Gömörer Erzgebirges. Auch der Altgebirgskern ist am Ostende eingeeengt und auf eine kurze Strecke von der Niederen Tatra selbst ganz abgeschnürt. Am Nord- wie auch am Südrande ist er von Sedimentärzonen symmetrisch eingefaßt.

Die mesozoischen Bildungen am Südrande des Altgebirges senken sich zur weiten mesozoischen Mulde des Grantales. Obwohl diese Region dank den Versteinerungsfunden STURS für die Trias der Kerngebirge bedeutungsvoll ist, werden wir sie hier nur flüchtig erwähnen, da sie zu den Fragen des Gebirgsbaues wenig entscheidendes beizutragen scheint. Die mesozoischen Gesteine der Granbucht lehnen sich im Süden bei Pojnik und Libethen an den vermutlich aus der „erzführenden Serie“ aufgebauten Abfall des Veporgebirges, im Norden an das Altgebirge. Sie gruppieren sich demnach zwischen Neusohl und Lipcese zu einer breiten, voll entwickelten Mulde, deren Einfachheit aber teils durch sekundäre Aufbrüche und andere Störungen, teils durch miocäne und alttertiäre Auflagerungen stark beeinträchtigt ist.²⁾ Weiter östlich dagegen scheint mit der

1) Vergl. D. STUR, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVIII, S. 354.

2) Die Nummulitenformation des Grantals entdeckte BEUDANT schon im Jahre 1818.

Erhebung der Niederen Tatra die Mulde einen einseitigen Charakter anzunehmen und an den Südrand des Zentralkernes mit einem Bruche anzustoßen. In diesem Teile bewirkt die Porphyroidzone von Brez0 einen mächtigen Aufbruch im Bereiche der mesozoischen Grantalmulde, die bei Brezn0bánya zu Ende geht. Vielleicht darf man die Kalkpartien bei Helpa im oberen Grantal in gewissem Sinne als Fortsetzung dieser Mulde betrachten.

Blicken wir auf das besprochene Gebiet zurück, so erkennen wir im Lubochniagebirge eine flache Kuppel, deren Granitkern im Norden und Süden seitlich vordringt, wie wenn er nicht im stande gewesen wäre, die Decke zu sprengen und seitlich geringeren Widerstand als nach oben gefunden hätte. Einen ähnlichen symmetrischen Bau zeigt das Altgebirge. An beiden vermißt man die für die äußere Kerngebirgsreihe so bezeichnenden Merkmale der Einseitigkeit und des inneren Randbruches, dagegen zeigen beide Gebirge in diesem Mangel und der symmetrischen Entwicklung volle Übereinstimmung mit dem Tribecz.

Die Niedere Tatra.

Von allen Kerngebirgen der Karpaten entspricht die Niedere Tatra mit ihrem fast 60 km langen und bis zu 12·5 km breiten Zentralkerne am ehesten der landläufigen Vorstellung eines regelmäßigen Faltungsgebirges. Zwischen Waag und Gran streckt sich ihre scharf gezeichnete Kette in ostwestlicher Richtung und ist nur durch kurze Quertäler in einfacher Weise gegliedert. Der westlichste Teil, die Prasiwagruppe, zeigt nahe der Gabelung des Zentralkernes die massigste, die sich anschließende Gyömbérgruppe die höchste Entwicklung. Der Gyömbér erreicht 2045 m Höhe und läßt namentlich im Norden an kleinen Moränen und Karkesseln die Wirkungen einer schwachen eiszeitlichen Vergletscherung erkennen.¹⁾ Weiter östlich folgt zwischen den tiefen Einsattelungen Csertovica (Teufelshochzeit, 1238 m) und Priehyba (1190 m) die niedrigere Partie der Zadnja Hola (1661 m) und endlich als Abschluß der neuerdings bis 1943 m ansteigende Abschnitt des Kiraly hegy (Königsberg, Kralowa hola). In dieser östlichsten Partie können kesselartige Einsenkungen am Nordgehänge der Orlawa und Stredna hola als Anzeichen ehemaliger Firnfelder gedeutet werden. Die Niedere Tatra bietet dank ihrer zentralen Lage und ihrer Höhe eine entzückende Fernsicht auf das reiche Grantal, die ausgedehnten Bergzüge des Veporstockes und des Zips-Gömörer Erzgebirges, auf die Große Fatra und Hohe Tatra, sie vermittelt mit ihrem Wechsel von Hoch- und Mittelgebirge, von Kalkfelsen und Granitkuppen, ihren herrlichen Hochmatten und schier endlosen Nadelwäldern entzückende Naturschönheiten, deren Genuß durch die Einsamkeit und Ursprünglichkeit des Gebirges und seines Lebens in hohem Grade gesteigert wird.

Granit bildet das Gebirgsrückrat an der Prasiwa und im Gyömbér. dazu kommen kristalline Schiefer am Südgehänge. Im östlichen Teile be-

¹⁾ Vergl. S. ROTH, Földt. Köz. XV., S. 558.

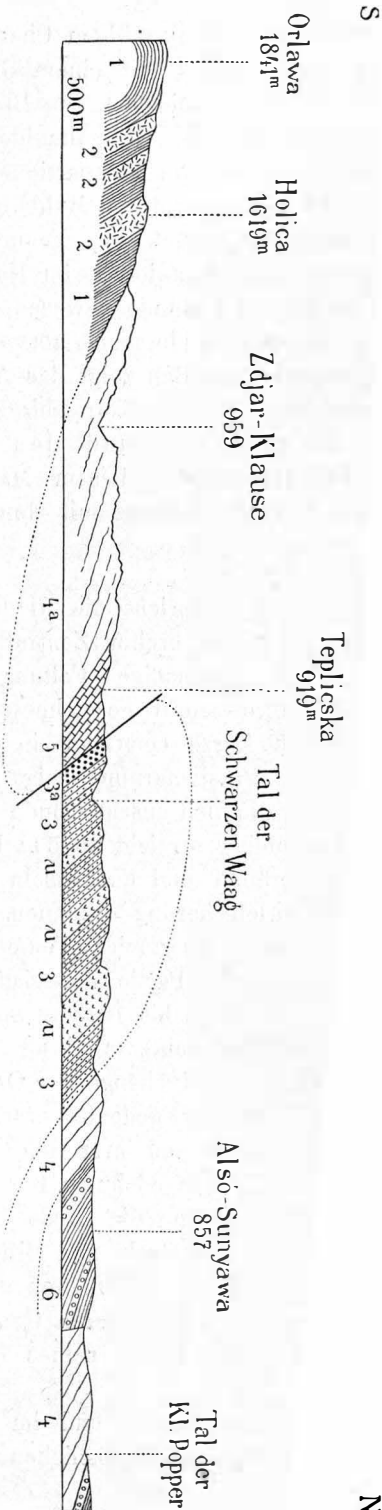


Fig. 64. Durchschnitt der Kalkzone des östlichen Teiles der Niederen Tatra. Maßstab ungefähr 1 : 96.000.
 1 metamorphe Schiefer, Grünschiefer, Serpentschiefer, Serpentinquarzte, 2 Granit (Orthogneis), 3 permotriassische Schichten, rote Sandsteine, Quarzite, rote Schiefer und Wertener Schichten, 3a Quarzite, μ Melaphyrydecken, 4 subtriassischer Triasdolomit, 4a Triasdolomit (?) der hochtriassischen Zone, 5 hochtriassischer Liasinmalk und Schiefer, beträchtlich metamorphosiert, 6 mitteloocäne Strandonglomerate, oboereäner und oligocäner Flysch.

steht am Nordabhänge der Kralowa hola eine Granitmasse mit undeutlicher Schieferstruktur, die am Abhänge der Orława und Stredna hola in mehrere kleinere Intrusionen mit ausgesprochener Parallelstruktur, echte Orthogneise aufgelöst ist (s. Fig. 64). Am nordöstlichen Ausläufer des Zentralkernes bei Vernár und am Nordrande des Königsbergabschnittes herrschen weithin Grünschiefer und Porphyroide und ihre Begleitgesteine¹⁾ und auch der Hauptkamm dieses Zuges ist nicht aus Gneis, wie die geologische Karte angibt, sondern aus Quarzitschiefern und undeutlichen Glimmerschiefern von geringer Kristallinität zusammengesetzt. Offenbar sind die metamorphen Schiefer in der Niederen Tatra weiter, das Urgebirge dagegen weniger weit verbreitet als bisher angenommen wurde.

Die Kalkzone des Nordhänges²⁾ besteht im Westen als Fortsetzung der Kalkzone des Lubochniagebirges aus einer einfachen subtriassischen Schichtenfolge vom Permquarzit bis zum Choesdolomit. Vom Demanowatale nach Osten teilt sich die Kalkzone durch Aufnahme einer Jura-Neocommulde in zwei nach Norden geneigte Schuppen. Vorher schon verschwinden am Nordrande die cre-

¹⁾ Vielleicht hängen die Kupfer- und Eisenkiesgänge, die einstmals in der Zadnja hola, Dricena und Verbovica abgebaut wurden, auch hier mit der Porphyroidzone zusammen (vergl. FÖRSTERLE, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 263).

²⁾ Vergl. G. STACHE in Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1867, S. 243, 265.

taischen Bildungen. Trotz der beträchtlichen Breite der Kalkzone scheinen bis zum Ostende nur zwei subtatrische Hauptantiklinen oder Schuppen entwickelt zu sein. Östlich vom Stjavnickatale beginnt im Liegenden der südlichen subtatrischen Schuppe die bekannte Melaphyrzone der Niederen Tatra: mehrere, bald über 100 m mächtige, bald nur schwache Melaphyrdecken sind hier zwischen Quarzite, rote Sandsteine und Werfener Schiefer eingeschaltet und dringen aus dem kompakten Gebirge als schmaler Horst bis nach Donnersmark im Leutschauer Eocänland vor. Bei Vikartóc ist diese permotriadische Melaphyrzone fast 11 km breit.¹⁾

Südlich der Melaphyrzone streicht eine Zone von hellen Kalksteinen, dunklen Schiefem und grauen Sandsteinen von Boca über den Velki Roh in östlicher Richtung nach Teplieska und von da in südöstlicher Richtung über die Csertovica, Palenica und Kolvaes bis an den Ostrand der Niederen Tatra (vergl. Fig. 65). Zu dieser Zone gehören aber auch, wie einer Beschreibung D. STURs entnommen werden kann, die mehr isolierten Schollen von dünn-schichtigen Kalken, die am Abhange des Gyömbér und bei Ober-Boca am Rücken des Zentralkernes aufruhem.²⁾ Ihr Liegendes besteht im westlichen Teile ihres Streichens, am Gyömbér, bei Boca und bis nach Rastoka aus weißem Permquarzit und rotem Schiefer. Östlich der Rastoka verschwinden die

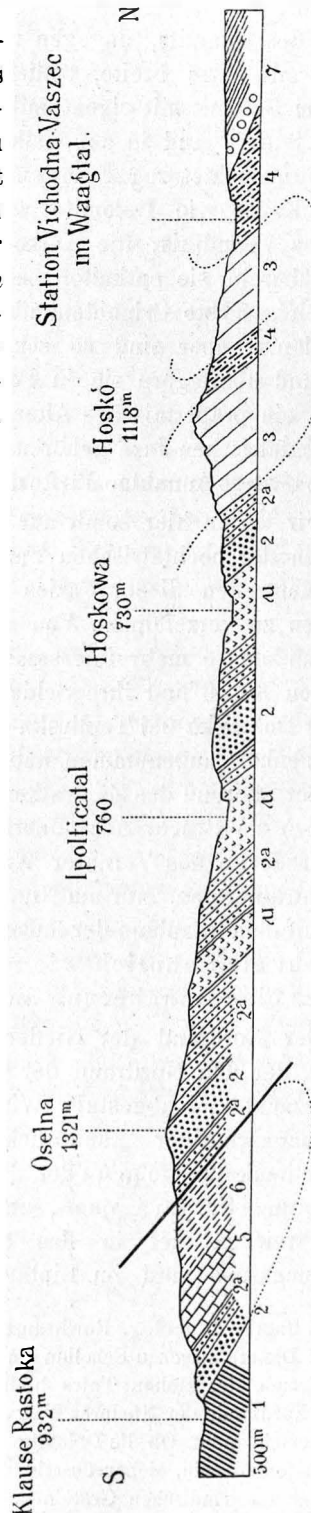


Fig. 65. Durchschnitt der Kalkzone der Niederen Tatra. Maßstab 1 : 75.000.

1 metamorphe Schiefer, 2 Quarzit der permotriadischen Serie, 2a rote Schiefer und Sandsteine, Werfener Schiefer, μ Melaphyrdecken, 3 subtatrischer Triasdolomit, 4 Lunzer Schichten, 5 hochtatrisher Liasjuralkalkstein, 6 Schiefer und Sandsteine, 7 mitteleocäner Nummulitenkalk und obereocäner und oligocäner Flysch.

¹⁾ Vergl. PORTH. Amtl. Ber. d. 32. Vers. deutsch. Naturf. u. Ärzte in Wien 1856. — Tschermak. Porphyrgesteine Österreichs, Wien 1869, S. 232. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 513.

²⁾ D. STUR bezeichnete diese Kalke des Gyömbér (Djumbir) als Neocom, (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, S. 115), wie er überhaupt sämtliche hochtatrisher Kalke, deren Zusammengehörigkeit ihm sehr wohl aufgefallen war (er kannte sie aus den Kleinen Karpaten, dem Inovecz, Tribecz und der Niederen Tatra), zum Neocom einreichte.

Spuren des Quarzits, dagegen taucht hier unter der Kalkzone eine nicht weniger als 5 km breite, östlich von Teplieska auskeilende Scholle von körnigem Dolomit mit eigentümlicher Faserstruktur auf (s. Fig. 64).

D. STUR¹⁾ fand in den Kalken bei Teplieska *Aptychus gigantens* Peters. Dessen ungeachtet zog FÖTTERLE bei der zweiten Aufnahme der Karpaten sowohl Kalke wie Dolomite zum Paläozoicum. In Wirklichkeit besteht folgendes Verhältnis: die Kalke stimmen vollständig mit der Ballensteiner Fazies überein, sie enthalten bei Teplieska nicht selten Belemniten, gehen in rötlich gefärbte Crinoidenkalke über und gehören zweifellos zum Jura. Die Dolomite aber sind so scharf von den präpermischen Felsarten getrennt und überlagern sie in Form einer so flachen Decke, daß sie unmöglich ein präpermisches Alter haben können. Ob die Dolomite auch noch zum hochtatrischen Jura gehören oder zur Trias, ist zwar noch unentschieden, aber die letztere Annahme dürfte die größere Wahrscheinlichkeit für sich haben.

Wir hätten hier somit nur im Westen der Niederen Tatra das normale Auftreten der hochtatrischen Fazies, im Osten dagegen ausnahmsweise ein Zusammenreffen dieser Fazies mit der Triasformation oder einem Teile derselben zu verzeichnen. Von einer näheren Untersuchung dieses Gebietes darf man um so mehr interessante Ergebnisse erwarten als hier die hochtatrischen Kalke und ihre Schiefermittel namentlich zwischen der Smrečina und der Doščanka bei Teplieska einen auffallend hohen Grad von kristalliner Beschaffenheit angenommen haben.

Der Südrand des Zentralkernes der Niederen Tatra erscheint im Westen bei Brezó als Bruchrand; anders im äußersten Osten. Denn hier lehnt sich die Triasdecke des Vernärer Waldes mit südlicher Neigung regelmäßig an den Zentralkern an. Nur am Nordabhange und im Westen stimmt die Niedere Tatra mit dem Bauplane der äußeren Kerngebirgsreihe überein, am Ostrande vollzieht sich ähnlich wie im Lubochnia- und Altgebirge und am Tribecz eine Annäherung an die Verhältnisse des inneren Gürtels.

Der Nordrand der Niederen Tatra zeigt nicht den streng linearen Verlauf, der den Nordrand der Hohen Tatra auszeichnet, sondern ist vielfach gezackt und abgestuft. Wir erblicken darin ein Anzeichen intensiver und mannigfaltiger Randbrüche. Mitteleocäne Strandconglomerate und Nummulitenkalke folgen der Randregion und greifen überdies zwischen Csórba und Sunyava quer-, zwischen Káposztafalu und Vikartóc parallel zum Streichen tief in das ältere Gebirge ein. Von der ehemaligen Austönungszone sind im Liptauer Kessel nur geringe Schollen erhalten.²⁾

¹⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, S. 118.

²⁾ Die cretacischen Schollen am Hruby grunj und Hradok und an anderen Punkten am Südrande der Hohen Tatra bilden vermutlich die Fortsetzung jenes Kreidebandes, das am Nordrande der Niederen Tatra südlich von Szt. Miklós und bei Liptó Ujvár unter Eocän verschwindet. Ob die Dolomite von Liptó Ujvár wirklich zum Chocsdolomit gehören, mag zweifelhaft sein, sicher besteht der Nordrand der Niederen Tatra östlich von Liptó Ujvár nur aus triadischen Gesteinen.

Braniszko und Csernahora.

Östlich der Hohen und Niederen Tatra verengt sich der Entwicklungsraum der Kerngebirgszone durch das südöstliche Streichen der Klippenzone und das ostnordöstliche Vordringen des inneren Gürtels. Den größten Teil dieser Entwicklungsfläche beansprucht das alttertiäre Leutschau-Lublauer Hügelland. Nur an der Grenze der Zipser und Saroser Gespanschaft erhebt sich altes Gebirge, das seinem Baue nach in zwei Teile zerfällt: den Braniszkostock und den Csernahorazug.¹⁾

Dieser bildet einen schmalen, nur bis 1028 *m* hohen Zug von Gneis und anderen kristallinen Schiefen, der von Szlatvina bei Wallendorf bis an die Hernádlinie reicht und an seiner Südseite an das Carbon und die nördliche Kalkzone des inneren Gürtels angrenzt. Als eine teilweise unterbrochene Randzone fallen Permquarzit und Triasdolomit von den Kerngesteinen nach Norden ab. An diese lagern sich die mitteleocänen Conglomerate und die alttertiären Schiefer und Sandsteine des Szvinkabeckens an, auf deren fast horizontale Lagerung schon H. HÖFER aufmerksam gemacht hat. Das alttertiäre Meer fand bei Hrisócz und Kluknó auch zum Südrande des Csernahorazuges Zugang.

Der Braniszkostock schließt sich am Berge Slubica an das Nordwestende des Csernahorazuges an. Er bildet eine der sonderbarsten Gestaltungen der Karpaten: als ein fast rechteckig begrenzter, nach Osten und Westen an scharfen Bruchlinien abgeschnittener Horst ragt er wie ein vergessener Posten in das Alttertiärland hinein. Der Braniszkostock kulminiert in 1172 *m* Höhe und dehnt sich dem Streichen nach nur 6·5 *km*, quer dazu 11 *km* weit aus. Der Kern besteht aus viriditisch zersetztem Granit, die Außenseite aus Permquarzit und Triasdolomit. An der Südwestseite fallen Permquarzit und Triasdolomit gegen den Granit ein und stoßen hier mit Bruch ab. Das ergibt der Hauptsache nach ein für ein Kerngebirge nicht unerwartetes tektonisches Bild. Es ist aber so wenig von dem Gebirge erhalten, daß man sich über sein wahres Wesen und seine ehemalige Ausdehnung und somit auch über das Ausklingen der gewaltigen Kerngebirgserhebungen nach Osten keine volle Rechenschaft geben kann.

¹⁾ Vergl. D. STUR im Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XIX, S. 399. STUR versteht unter der Bezeichnung Braniszkomassiv ein viel größeres Gebiet als hier so benannt ist. H. HÖFER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S. 247.

VIII. Abschnitt.

Die Klippenzone.

Allgemeines Auftreten und Zahl der Klippen. — Historischer Rückblick. Klippenprobleme. — Tektonischer Bau der Klippen. — Die Klippenhülle. — Die Grenzbildungen. Durchbruchs- und Deckgesteine. — Pieninen und Arva. — Klippenregion des Waagtals. — Der östliche Abschnitt der Klippenzone. — Die wahre Natur der südlichen Klippenzone.

In den letzten Jahren ist man dahin gelangt, horizontalen Verschiebungen älterer über jüngere Gesteine eine große Rolle im Baue der Gebirge einzuräumen. Unter anderen wurden auch die westalpinen Klippen in die Gruppe dieser Überschiebungen eingereiht und als „wurzellose Deckschollen“ bezeichnet. Während nun von einer Seite die Deckschollentheorie eifrig vertreten wird, bringt man ihr andererseits großes und berechtigtes Mißtrauen entgegen.

Das durch diesen Zwiespalt der Meinungen angefachte Interesse mußte sich auch auf die Karpaten erstrecken und fand hier vor allem in der Frage Ausdruck, ob etwa auch die karpatischen Klippen Deckschollen bilden. Wir wollen die Antwort hierauf gleich vorwegnehmen und erklären, daß die karpatischen Klippen mit Deckschollen nichts zu tun haben. Anhänger der Deckschollentheorie werden in den Karpaten wenig Anregung finden; für die Klippenfrage im allgemeinen bietet dagegen unsere Region die lehrreichsten Aufschlüsse und rechtfertigt vollauf die eingehende Würdigung, die man ihr seit Beginn der Karpatenforschung zu teil werden ließ.

Allgemeines Auftreten und Zahl der Klippen.

Die sogenannte südliche Klippenzone beginnt bei Schloß Brancs am Nordostrand des Wiener Beckens und umgürtet bogenförmig die inneren Zonen der Karpaten.¹⁾

Mit fast ostwestlichem Streichen einsetzend, nimmt die Klippenzone mit der Annäherung an das Waagtal immer mehr die nordöstliche Richtung an. Bei Sillein verläßt sie das Waagtal, umgibt als Arvaer und pieninische Klippenzone in einem regelmäßigen Bogen die Zentralkarpaten, um mit fast linear südöstlichem Streichen die Ostkarpaten zu durchziehen. Deutlicher als irgend eine andere Gesteinszone der Karpaten spiegelt die Klippenzone in ihrem Verlaufe das generelle Streichen der Karpaten wieder. Im Waagtal schmiegt sie sich innig an die Kerngebirge an, in den übrigen Partien aber ist sie vom älteren Gebirge durch eine Alttertiärzone von wechselnder Breite getrennt, so daß sie als ein schmaler Gürtel erscheint, der zu beiden Seiten, nach innen und außen, von alttertiären Sandsteinen begleitet wird.

¹⁾ Um die Darstellung nicht überflüssig zu beschweren, werde ich mich bei der Anführung von Belegstellen auf das Notwendigste beschränken und verweise auf das in meiner Arbeit über die pieninische Klippenzone, Jahrb. d. geol. Reichsanstalt 1890, XL. Bd., S. 562—573 enthaltene Literaturverzeichnis sowie auf das Verzeichnis in NGUYERS Jurastudien II. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt 1871, XXI, S. 453.



Fig. 66. Das Klippengebiet der Pieninen im engeren Sinne, durchbrochen vom Dunajec.

Die Felsmassen bestehen aus Hornsteinkalken und Posidonomyenschichten; die steilen Schichtköpfe sind nach Süden, die Schichtflächen nach Norden gerichtet. Der dreizackige Berg im Hintergrunde ist der Kronenberg (Pienin), der Kulminationspunkt der Gruppe; der Spitzberg rechts die Sokolica. Der tiefe Sattel links von der Sokolica, der Vordergrund und zum Teil auch der Abhang des Kronenberges bestehen aus obercretacischen Hüllschichten.

Im Bereiche dieses äußerst schmalen und dabei viele Meilen langen Gürtels spielen sich die merkwürdigen Erscheinungen der Klippenbildung ab. Aus einer Hülle von obercretacischen und alttertiären Schieferen, Sandsteinen und Conglomeraten ragen verschiedene jurassische und neocome, seltener liasische, noch seltener triadische Kalksteinmassen in den mannigfaltigsten und oft fast grotesken Formen auf. „Der physiographische Charakter der einzelnen Klippen und der ganzen Klippenzone,“ sagt NEUMAYR,¹⁾ „ändert sich natürlich sehr mannigfach, je nach dem Umfange der auftretenden Kalkmassen, der größeren oder geringeren Gedrängtheit derselben und nach dem Grade der Verwitterbarkeit der klippenbildenden sowie der umhüllenden Gesteine. Im Zentrum des pieninischen Klippenzuges erhebt sich der wildgeformte zackige Felsberg, welcher diesem ganzen Abschnitte den Namen gegeben, der Pienin (vergl. Fig. 66 und 40), zu einer Höhe von 982·5 *m* über dem Meere und zu einer relativen Höhe von 550 *m* über dem Spiegel des Dunajec. Von diesem einen Extrem finden sich so ziemlich alle Übergänge bis zum sanft gerundeten bewachsenen Rücken, zur kahlen Felskuppel, zum isolierten Obelisk, bis zur kleinsten, kaum 1000 Kubikfuß enthaltenden Diminutivklippe.“

Der Pienin (richtiger Dreikronenberg, Trzy koruny), die massigste Klippe des pieninischen Klippenzuges, wird übrigens von manchen anderen Klippen in den übrigen Teilen der Klippenzone an Massigkeit und Ausdehnung erreicht, ja selbst übertroffen. Das Inselgebirge von Homonna z. B. hat eine Länge von 11 *km*, eine Breite von 3·5 *km*. Die Maninklippe im Waagtal erlangt bei mehr als 5 *km* Länge und 2 *km* Breite eine Höhe von 891 *m*, die Klippenmasse der Burg Löwenstein bei Pruschkau im Waagtal ist nicht viel kleiner, und fast 16 *km* weit dehnt sich die große Hornsteinklippe zwischen Kissutza-Ujhély und Zsólna (Sillein) aus. An Höhe werden die Pieninen von der Visoka (1051 *m*) um ein geringes übertroffen.

Die Mehrzahl der Klippen bleibt freilich hinter diesen Dimensionen ziemlich stark zurück und daher spielen auch die Klippen orographisch meistens keine selbständige Rolle, sondern schmiegen sich den durch die Hüllschichten und die alttertiäre Umrahmung bedingten Geländeformen an. „Von einem dominierenden Höhenpunkte aus betrachtet, stellt sich die Klippenzone wie ein von Felsen starrendes Band dar, welches über Berge und Täler, stellenweise sogar über Flußalluvien wegläuft“ (NEUMAYR). Da die Klippenzone von den benachbarten alttertiären Sandsteinen ziemlich beträchtlich überragt wird, so kann der auffallende Gegensatz zwischen den steilen Felsformen der Kalke und den sanften Lehnen der umhüllenden Sandsteine und Schiefer seine landschaftlichen Reize nur im kleinen entfalten; diese werden aber in einzelnen Partien durch malerische Flußdurchbrüche, durch kühn den Felskegeln aufgesetzte Burgen und Burgruinen, durch den mannigfaltigen Wechsel von Wald-, Feld- und Wiesenvegetation in solchem Maße

1) Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1871, S. 473.

gesteigert, daß man gewisse Teile der Klippenzone, besonders im Waagtale und am Dunajec, unbedenklich den eigenartigsten und schönsten Landschaften der Karpaten an die Seite stellen darf.

NEUMAYR schätzte die Zahl der einzelnen Klippen in den Pieninen von der Arvaer Grenze Galiziens bis nach Zeben (Kis Szeben) im Saroser Komitat, d. i. auf eine Strecke von etwa 100 *km*, auf etwa 2000. Wenn auch diese Schätzung wohl etwas zu hoch greift, so dürften doch, für das Waagtal und die Arva etwa denselben Klippenreichtum vorausgesetzt wie für die Pieninen, auf der 280 *km* langen Strecke vom Rande des Wiener Beckens bis nach Zeben in der Saroser Gespanschaft insgesamt an 5000 Klippen entwickelt sein. Im östlichen Abschnitte von Zeben bis in die Marmarosch ist die Klippenzahl auf ein Minimum reduziert. Aber auch im westlichen und mittleren Abschnitte schwankt der Klippenreichtum beträchtlich: manche Teile starren von dichtgedrängten Kalkschroffen, andere sind äußerst arm an Klippen.¹⁾

Historischer Rückblick.

Die Klippen haben als eine sehr sinnfällige und befremdende Erscheinung schon in den ältesten Tagen der geologischen Karpatenforschung die Aufmerksamkeit auf sich gezogen.

Schon in den Zwanzigerjahren des vorigen Jahrhunderts entdeckte LILL v. LILLENBACH in den Exogyren von Orlowe an der Waag die bis auf den heutigen Tag wichtigsten Fossilien zur Altersbestimmung der „Klippenhülle“. Bei BOUÉ, ZEUSCHNER und PUSCH, dem Urheber der Bezeichnung „Klippenkalk“, spielen diese Kalke mit ihren Versteinerungen bereits eine wichtige Rolle. Bei aller Divergenz der Anschauungen im einzelnen war man damals doch darin einig, daß die Klippenkalke als örtliche Einlagerungen in das mächtige System der Karpatensandsteine zu betrachten seien. Selbst der scharfsinnige A. BOUÉ, der die Kalke des nördlichen Klippenzuges als jurassisch erkannt und vom Karpatensandstein gesondert hatte, blieb bezüglich der Klippen des südlichen Zuges doch bei dieser Anschauung stehen, die übrigens in gewisser Hinsicht auch noch die Betrachtungsweise von F. v. HAUER und K. PAUL getrübt hat.

Erst E. BEYRICH²⁾ löste 1844 die fälschlich vorausgesetzte Verbindung zwischen Karpatensandstein und Klippenkalk. „Die Kalke sind entschieden älter,“ entschied BEYRICH, „durch keine Übergänge in der Lagerung mit dem jüngeren Karpatensandstein verbunden; ihre Altersbestimmung ist eine von der des letzteren ganz unabhängige Aufgabe und sie erweisen sich nach den bis jetzt darin aufgefundenen Versteinerungen für jurassisch.“

¹⁾ Die Zahl der Klippen ist so groß, ihre Ausdehnung so winzig, daß die Klippen nur auf Karten von sehr großem Maßstab richtig dargestellt werden können. In der beigegebenen tektonischen Karte mußten sie stark übertrieben und zusammengezogen werden.

²⁾ KARSTENS Archiv 1844, 18. Bd., S. 67.

Nun erst entstand das Klippenproblem, das BEYRICH durch Heranziehung vulkanischer Kräfte zu lösen suchte. „... Die Lagerungsverhältnisse scheinen die Annahme zu rechtfertigen, daß der jurassische Klippenkalk hindurchgetrieben wurde durch den überliegenden Karpatensandstein.“ Ähnliche Anschauungen hat etwas später MURCHISON¹⁾ in folgenden Worten ausgesprochen: „Die mauerförmigen Massen dieses Kalksteines, seine veränderte Beschaffenheit, erweckten in mir den Gedanken, daß er längs der Aufbruchlinie emporgehoben worden sei — ein Gedanke, den ich bald durch den in geringer Entfernung parallel dem Streichen der Schichten auftretenden Porphyr (Andesit) bestätigt fand.“

In den Fünfzigerjahren begann die Detailgliederung der Klippenkalke durch L. HOHENEGGER und die Geologen der Reichsanstalt. Man erkannte die selbständige Vertretung der Opalinus- und Murchisonaeschichten, des Oberjura, des Neocomien, der Dogger-Crinoidenkalke, des Lias und der Kössener Schichten und lernte im Bereiche der obercretacischen Klippenhülle mehrere Schichtgruppen unterscheiden. Das Klippenproblem wurde damals nur von STUR besprochen, und zwar im Sinne der unhaltbaren Auffassung der Klippen als Korallenriffe. Auf das tektonische Gebiet wurde die Klippenfrage erst bei der zweiten Aufnahme der Karpaten in den Jahren 1864 bis 1870 gelenkt. Jede Klippe, so wurde namentlich von E. v. MOJSISOVICZ, F. v. HAUER und K. PAUL angenommen, sollte eine tektonische Individualität bilden und es sollte unter den einzelnen Klippen, selbst ganz benachbarten, kein tektonischer Zusammenhang bestehen. Die Frage nach der Entstehung der Klippen hielt PAUL²⁾ 1868 zwar noch für verfrüht, doch stellte er ein Bild über die tektonische Bedeutung der Klippenzone als Ganzes auf, indem er sie auf das Schema einer gewöhnlichen Antiklinalfalte im Karpatensandstein zurückführte, die von den übrigen nur dadurch unterschieden sein sollte, daß ihr Aufbruch auch die jurassische Unterlage der Karpatensandsteine an die Oberfläche gebracht habe.

M. NEUMAYR stand in tektonischer Beziehung ganz auf dem Boden der Anschauungen von v. HAUER, v. MOJSISOVICZ und PAUL: mit diesem erblickte er in der Klippenzone eine Antiklinalfalte des Karpatensandsteines, mit jenen hält er an der Unabhängigkeit der einzelnen Klippen und ihrem regellosen Auftreten fest. Dies waren die Voraussetzungen seiner so warm vertretenen Theorie der Klippenbildung, die nebst dem das Zusammenwirken mehrerer günstiger, nach derselben Richtung wirkender Umstände erfordert. Die bedeutend weicheren Mergel- und Sandsteine der Klippenhülle ließen sich williger in Falten biegen als die harten, spröden Kalkgebilde. Diese barsten bei der Faltung an der Decke des sich bildenden Gewölbes; die Bruchränder sowie die sich loslösenden kleineren Schollen und Trümmer mußten sich in das weiche, nachgiebige Material der Hülschiefer hinein-

¹⁾ R. MURCHISON. Geological structure of the Alps and Carpathians, Deutsche Bearbeitung von G. LEONHARD. Stuttgart 1850, S. 105.

²⁾ K. PAUL. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt 1868, S. 213.

und selbst durch diese hindurchpressen. Für NEUMAYR sind daher die karpatischen Klippen „Trümmer und Reste eines geborstenen Gewölbes, welche als Blöcke oder Schichtköpfe von Schollen und anstehenden Schichtmassen in jüngere Gesteine, von welchen sie überwölbt werden, in diskordanter Lagerung hinein- oder durch dieselben hindurchgepreßt worden sind.“

Nach G. STACHE¹⁾ dagegen sind die Klippen regelmäßig gebaut; sie befanden sich zur Zeit des Absatzes der cretacischen Hüllschichten bereits in gefaltetem Zustande und bildeten eine Art Archipel, einen inselreichen Küstenstrich, ähnlich dem dalmatinischen oder istrischen. Die Störungen während der nachherigen Hebungsperiode und eruptive Tätigkeit konnten lokale Verschiebungen hervorrufen, aber den ursprünglichen Parallelismus mit der alten Küstenlinie nicht völlig verwischen. Demgemäß erblickt G. STACHE das Wesen der Klippen in allgemeiner Fassung darin „daß Teile einer älteren Gebirgsformation, die sich noch in tektonischem Zusammenhange mit ihrem örtlichen Ganzen befinden, aus der umgebenden Hülle einer jüngeren Formation mit deutlich von der Tektonik dieser Hülle abweichenden Verhältnissen des Schichtenbaues und der Lagerung zu Tage stehen.“

Bildete für NEUMAYR die Diskordanz zwischen den Klippen und ihre Schieferhülle eine sekundäre tektonische Erscheinung, so war sie für STACHE eine primäre Transgressionsdiskordanz. STACHE erkannte in der Klippenhülle Strandconglomerate. NEUMAYR stellte ihr Vorkommen in Abrede.

Zu diesen älteren Problemen der Klippenbildung ist nun in neuerer Zeit ein weiteres hinzugekommen. Wie wir eingangs erwähnten, glaubt man in den Westalpen erkannt zu haben, daß die Erscheinungsform der Klippen durch Überschiebung einer älteren Gesteinsmasse auf geologisch jüngere Bildungen zu stande komme. Während die Klippen nach STACHES und NEUMAYRS Auffassung aus der Tiefe hervortreten und von den jüngeren Ablagerungen umhüllt sind, bilden sie nach der Deckschollenhypothese wurzellose Massen, die auf den geologisch jüngeren Gesteinen gleichsam obenauf schwimmen.

Tektonischer Bau der Klippen.

Wir brauchen nicht viel Worte zu verlieren, um zu zeigen, wie unrichtig die Annahme der regellosen Verteilung der Klippen ist. Man werfe nur einen Blick auf ein detailliertes Klippenkärtchen (s. Fig. 97). Wie regelmäßig sich da Klippe an Klippe reiht, wie gesetzmäßig die einzelnen Klippen, gleich den Steinchen eines Mosaikbildes, zum Aufbau eines großen Ganzen zusammentreten! Sowohl im Streichen und Fallen, wie in der Zusammensetzung benachbarter Klippen herrscht so viel Übereinstimmung, daß dagegen gelegentliche scheinbare Abweichungen, inverses Einfallen oder Mächtigkeitdifferenzen fast verschwinden. Wir haben da nicht etwa ein ausnahmsweise

¹⁾ G. STACHE. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1871, S. 405.

regelmäßig gebautes Stück der Klippenzone herausgegriffen, sondern müssen betonen, daß sich Beispiele gleicher Gesetzmäßigkeit in allen Teilen der Klippenzone wiederfinden.

Freilich kommt der regelmäßige Bau besonders da so schlagend zum Ausdruck, wo die Klippen in Reihen stehen. Wo dagegen die Anordnung eine mehr gruppenförmige ist (s. Fig. 68), mag vielleicht die Fülle des Details im ersten Augenblicke verwirrend wirken, aber auch hier bringt kartographische Festlegung der einzelnen Klippen sehr bald Ordnung in das scheinbare Chaos.

Ziehen wir nun eine Klippenreihe, z. B. die Falstiner Reihe (Fig. 67 und 69), näher in Betracht. Aus dem Talboden des Dunajec erhebt sich mit

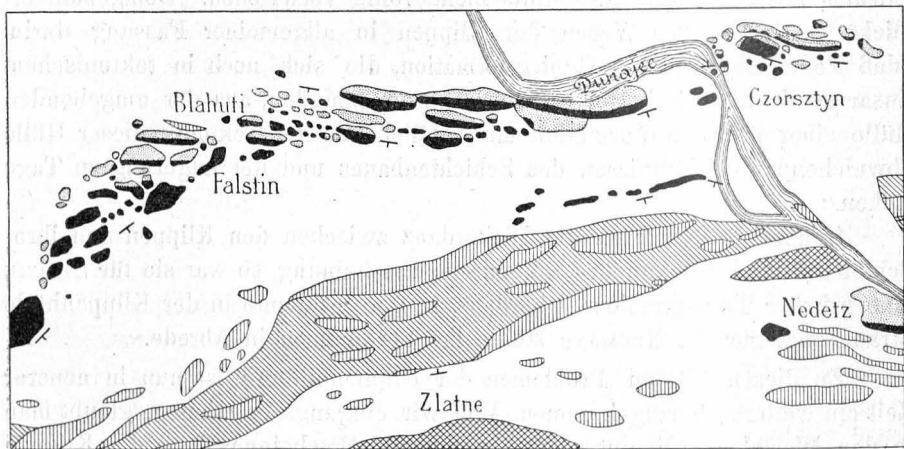


Fig. 67. Kartenskizze der Czorsztyner und Falstiner Klippen. Maßstab 1 : 37.000.

Die schrägschraffierten Flächen bedeuten Opalinus-, Murchisonae- und Posidonomyen-Schichten, die vertikalschraffierten Hornsteinkalk, die punktierten Dogger-Crinoidenkalk, die schwarzen Czorsztyner Kalk und Tithon, die schräggekrenzten Eocänsandstein, die weißen obercretacische Hüllschichten. Ein kleiner Andesitdurchbruch zwischen Falstin und Zlatne blieb unberücksichtigt.

fast senkrechter Wand ein 1,5 km langer Felskamm aus weißem Doggercrinoidenkalk; darauf liegt mit südlichem Einfallen ein schmales Band von rotem Czorsztyner Kalk und hellem Tithonkalk. Südwärts folgt ein zweiter langer Kamm von Crinoidenkalk, Czorsztyner Kalk und Tithon mit gleichsinzigem Einfallen und schließlich noch ein dritter. Wir erkennen also eine dreimalige Wiederholung der Schichtenreihe bei gleichbleibender Fall- und Streichungsrichtung. Da und dort sind die Schuppen an kleinen Blättern gegeneinander verschoben.

Die altberühmten Czorsztyner Klippen (Fig. 70) zeigen zwei wohlausgebildete Parallelschuppen und Reste einer dritten, vielleicht selbst einer vierten Reihe. Die Schloßklippe ist von drei, der Hauptkamm von mehreren Querverschiebungen betroffen; eine dieser Blattklüfte ist fast 1 m breit und mit zermalnten und geschlepten Partien von Czorsztyner Kalk erfüllt. Wo immer wir den Reihentypus untersuchen, werden wir stets so ziemlich

dasselbe Bild wiederfinden. Überall wiederholen sich die reihenförmig angeordneten einseitig gehobenen Schollen und parallelen Schuppen in so wohlausgeprägter Gleichförmigkeit, daß man in diesen Reihenklippen geradezu den normalen Bauplan der Klippen der versteinungsreichen Fazies erblicken muß. Beispiele dafür bieten alle Regionen vom Rande des Wiener Beckens bis in die Ostkarpaten (s. Fig. 79).

Bei dem viel selteneren Gruppentypus vermissen wir das Vorherrschen einer Längsrichtung. Die Klippen lagern als flache Schollen und Trümmer nebeneinander; sie haben eine rundliche Begrenzung und zeigen bei flacher Lagerung keinen Unterschied zwischen der Seite der Schichtköpfe und der der Schichtflächen. Die Zersplitterung des Klippenmaterials erreicht in solchen Gruppen ihr Maximum. In Jarembina z. B. (s. Fig. 68) sind auf einem Raume von nicht ganz 2 km^2 nicht weniger als 200 Klippen zu zählen. Nicht selten befinden sich hier Schollen, die aus geologisch jüngeren Schichten bestehen, in tieferem Niveau als die geologisch älteren (s. Fig. 71). Nimmt man aber Brüche von geringer Sprunghöhe zwischen solchen Schollen an, so löst sich auch diese Schwierigkeit. In der Gruppe von Jaworki liegt eine große flache oder flach kuppelförmige Schollenklippe vor, umgeben von abgebrochenen kleineren Schollen (s. Fig. 72). Wenn eine von diesen inverse Lagerung zeigt, so kann das wohl auf Rechnung der späteren naheocänen Bewegungen gesetzt werden (s. Fig. 73).



Fig. 68. Kartenskizze der Klippengruppe von Jarembina.

Die punktierten Flächen bedeuten Dogger-Crinoidenkalk, die schwarzen Czorsztynr Kalk und Tithon, die vertikalschraffierten Hornsteinkalk, die horizontalschraffierten massige Sandsteine und Conglomerate der Klippenhülle, die diagonalschraffierte Alttertiär der nördlichen Grenzzone.

Die Klippen der Hornsteinkalkfazies erheben sich als langgezogene, schmale, nicht selten 5 bis 10 km lange Felsrücken aus dem flachen Gelände der Hüllschichten und bestehen fast durchgehends aus isoklinal geneigten Schichten. Bei der Undeutlichkeit der stratigraphischen Gliederung der Hornsteinkalke begegnet die Deutung dieser Bauverhältnisse Schwierigkeiten, wenn Klippen ausschließlich aus Hornsteinkalk aufgebaut sind. Wo

aber Hornsteinkalke und Posidonienschiefer zusammen vorkommen, kann man aus der Wiederholung der Schichten bei isoklinalem Einfallen auf schiefe Falten mit parallel zusammengelegten Flügeln schließen. Auch die

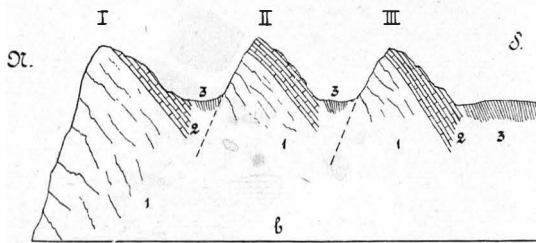
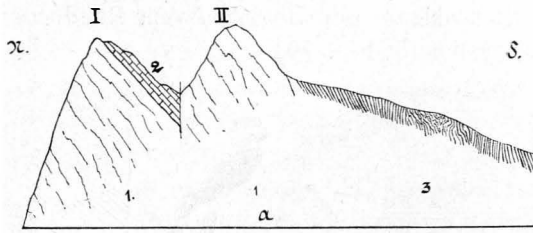


Fig. 69. Durchschnitte des östlichen (a) und mittleren (b) Teiles des Falstiner Klippenkamms.

1 Dogger-Crinoidenkalk, 2 Czorsztyner Kalk und Tithon, 3 Obercretacische Hüllschichten.

Tektonik der Klippen der versteinungsreichen Fazies kann nicht ohne Faltung und Seitendruck zu stande gekommen sein, wie aus der Häufigkeit der Blattverschiebungen und dem gelegentlichen Vorkommen von kleineren Faltungen zu entnehmen ist. Die Ursache, warum sich der Seitendruck bei den Zonen der versteinungsreichen Fazies in vorwiegend kleinen Blättern und Schuppenbildung, bei den Hornsteinkalken dagegen in schiefen Falten und sekundärer Faltung äußerte, muß man wohl in der verschiedenartigen Beschaffenheit des Gesteinsmaterials suchen.

Die Klippenreihen laufen anscheinend parallel zum Gesamtstreichen. Die Übereinstimmung des Streichens ist aber nicht komplett. Bei Czorszty

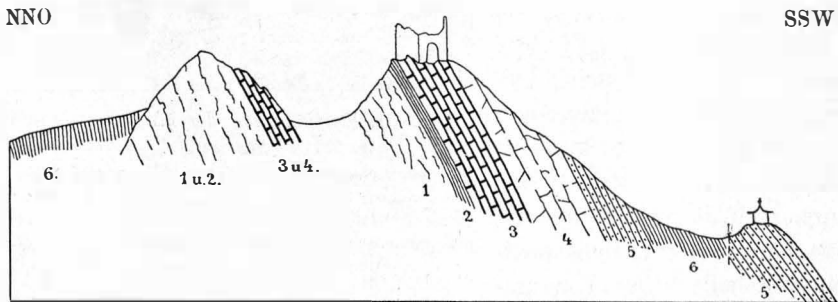


Fig. 70. Durchschnitt des Hauptkamms und der Schloßklippe von Czorszty.

1 weißer Crinoidenkalk (Bajocien), 2 roter Crinoidenkalk (Bathonien), 3 Czorsztyner Kalk, 4 hellroter und weißer Tithonkalk, 5 dunkelroter, schiefriger Tithon-Crinoidenkalk, 6 rote Schiefer und graue Fleckenmergel (Puchower Mergel) der Klippenhülle (Oberkreide). In dem unaufgeschlossenen Sattel zwischen dem Hauptkamme und der Schloßklippe liegen vielleicht Opalinus-Schichten.

z. B. bricht eine Klippenreihe der versteinungsreichen Fazies knapp am Nordrande der Klippenzone ab, die bei Krempach und Uj-Béla nahe dem Südrande dieser Zone ihren Anfang nimmt (s. Fig. 67). Auch der mächtige Hornsteinkalkzug des Braniszko in den Pieninen beginnt nahe dem Süd-

rande und erlischt bei Krosienko knapp am Nordrande der Klippenzone.

Jeder Klippenstrich der versteinungsreichen Fazies ist in den Pieninen im Süden von einem gleichlaufenden Bande von Hornsteinkalkklippen begleitet. Da nun vielfach zwei Reihen der versteinungsreichen Fazies, eine nördliche und eine südliche, entwickelt sind, so tritt hier ein bandweiser zweimaliger Wechsel der Fazies quer zum Gesamtstreichen ein. Dabei rücken die beiden Fazies fast ausnahmslos sehr nahe aneinander heran (s. Fig. 74 und 67). Obwohl Übergänge von der einen zu der anderen Ausbildungsweise führen, mußte dennoch der ursprüngliche Absatz in Bildungsräumen erfolgt sein, die etwas weiter auseinander lagen als gegenwärtig die betreffenden Gesteine. Es trat eine räumliche Annäherung der Faziesbildungen ein, die mit der Tektonik der Klippengesteine sehr gut in Übereinstimmung steht.

Die Klippenhülle.

Der Besprechung der Klippenhülle müssen wir einige Worte über das geologische Alter dieses Bestandteiles der Klippenzone vorausschicken. Im Waagtale waren die Gesteine der Klippenhülle, die Sandsteine mit *Exogyra columba*, die Sphärosideritmergel und Praznower Schichten (Cenoman), die mächtigen Upohlawer Conglomerate, die roten und grauen Inoceramenmergel der Puchower Schichten (Senon), schon frühzeitig als Gebilde der Oberkreide erkannt worden.¹⁾ Auch in den Ostkarpaten hat man schon vor Jahren in der Fortsetzung der Klippenzone dieselben Gesteine nachgewiesen und desgleichen sind in dem verbindenden Gebiete, in der Arva, den Pieninen, in Saros und Ungh Puchower Inoceramenmergel, bankige Sandsteine und mächtige Conglomerate typisch ausgebildet.

Man sollte meinen, daß unter diesen Umständen kein Anlaß gegeben ist, das obercretacische Alter der Puchower Mergel der Pieninen zu bezweifeln. Dennoch wurde diese verbreitetste Bildung der pieninischen Klippenhülle von K. PAUL zum Neocom gestellt, nicht etwa weil sie neocom

¹⁾ D. STRUB. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, S. 71.

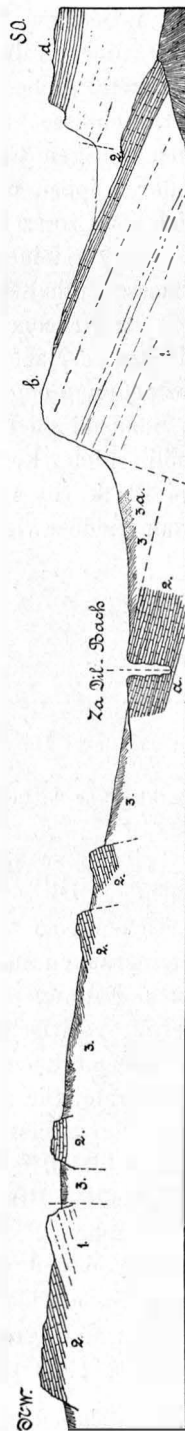


Fig. 71. Durchschnitt der Jarembiner Gruppe (s. Fig. 68).

1 Dogger-Crinoidenkalk, 2 Czorszlyner Kalk und Tithon, 3 obercretacische Hüllschiefer, 3a Einlagerung von Sandstein und Conglomerat, a Klippe „pecca“, b Hauptklippe der Jarembiner Gruppe, d östliche Nachbarklippe der Hauptklippe.

Versteinerungen, sondern weil sie bei Ujak am Poprádufer Hornsteinkalkblöcke mit neocomen Versteinerungen enthält. F. v. HAUER und K. PAUL betrachteten diese Kalkblöcke als Einlagerungen, es sind aber unregelmäßig gestaltete große Blöcke, wie sie an so vielen Stellen der Klippenhülle als Einschlüsse vorkommen. Das Neocom bildet auch in den Pieninen wie in den übrigen Gebieten der Klippenzone einen integrierenden Bestandteil der Klippen und nicht der Hülle, wie man sich z. B. am Dunajecufer südlich von Czorsztyn (s. Fig. 74 bis 75) überzeugen kann, wo tithonische und neocome Versteinerungen in einer und derselben einheitlichen Hornsteinkalkmasse enthalten sind.¹⁾

Nicht das Neocom hat man in der Klippenhülle zu suchen, wohl aber in viel ausgiebigerem Maße als man gewöhnlich annimmt das Eocän und Oligocän. Dieses besteht aus Conglomeraten mit Nummuliten und Alveolinen, ferner aus bankigen Sandsteinen und roten Schiefen, ähnlich den Puchower Mergeln. Auch Menilitschiefer kommen vor. In einer Conglomeratmasse bei Neumarkt wurde ein Block von Hippuritenkalk aufgefunden, ein Anzeichen für eine Kontinentalperiode zwischen Oberkreide und Alttertiär, für welche auch in

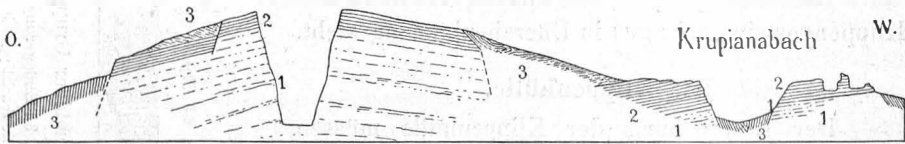


Fig. 72. Ostwestlicher Durchschnitt der großen Klippe des Kamionkabaches in Jaworki bei Szczaownica.

1 weißer Crinoidenkalk, Dogger, 2 Czorsztyner Kalk und Tithon, 3 obercretacische Hülschiefer.

anderen Teilen der Karpaten bestimmte Hinweise bestehen. Trotz der anzunehmenden Diskontinuität der Ablagerung ist die Sonderung des obercretacischen vom alttertiären Anteil der Klippenhülle bei der Seltenheit der Versteinerungen und der Ähnlichkeit der Fazies sehr erschwert, da gemeinsame Faltung die ursprüngliche Diskordanz zwischen Oberkreide und Alttertiär verwischt hat.

Zu den bemerkenswertesten Gebilden der Klippenhülle gehören unstrittig die Conglomerate. Sie treten nicht vereinzelt auf, wie noch NEUMAYR meinte, sondern in allgemeiner Verbreitung und häufig in solcher Mächtigkeit, daß sie Bergzüge bilden (s. Fig. 76). In den pelitischen Sedimenten kommen schlecht gerundete Bruchstücke von Hornsteinkalk vor, teils einzeln, teils zu Lagen angehäuft. Blockeinschlüsse dieser Art können eine bedeutende Größe annehmen und manche kleinen „Diminutivklippen“ sind wohl nichts anderes als große Blöcke.

Auch in den grobklastischen, sandigen Gesteinen spielen Hornsteinkalkeinschlüsse stets eine große Rolle, daneben kommen auch andere Ge-

¹⁾ Vergl. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 43. Bd, S. 251, Jahrb. 1894, Bemerkungen zur Gliederung karpatischer Bildungen.

steine des Klippengebirges, wie Czorsztyner Kalke und Crinoidenkalk, ferner ortsfremde, vermutlich aus den inneren Teilen der Karpaten stammende Geschiebe von Quarzit, Porphy, Porphyrit und Gneis, in den Upohlawer Conglomeraten auch Granit- und Melaphyrgeschiebe, vor. Daß Geschiebe von Czorsztyner Kalk und Crinoidenkalk im allgemeinen viel seltener sind als solche von Hornsteinkalk, entspricht bestens dem Massenverhältnisse, in welchem diese Bildungen an der Zusammensetzung des Klippengebirges beteiligt sind.

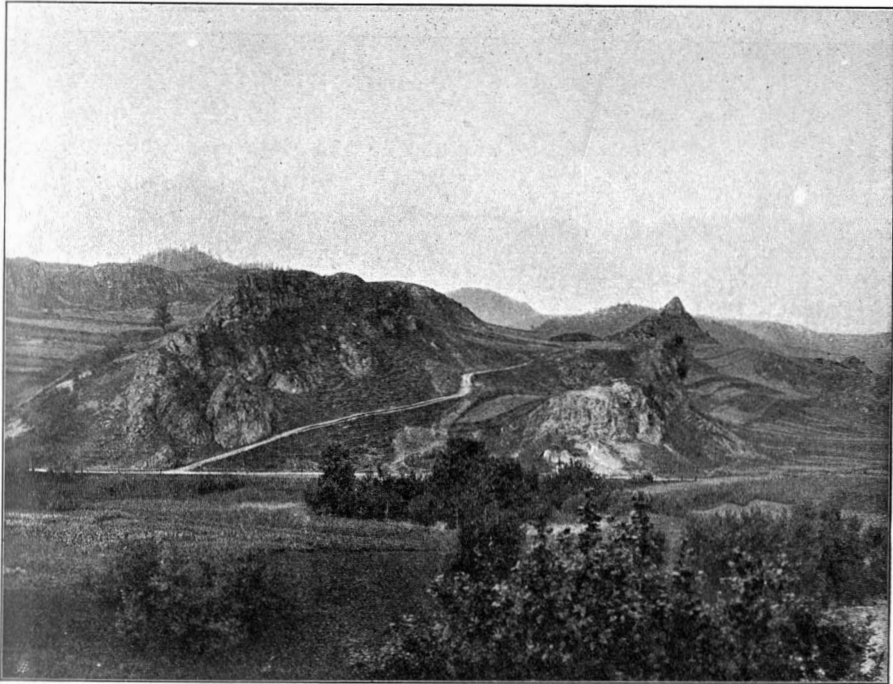


Fig. 73. Nördliche Partie der Klippengruppe von Jaworki, östlich von Szczawnica.

Aufgenommen von der Mündung des Kamionkabaches in den Bach von Jaworki unterhalb der Kirche. Die Klippen links oben bestehen aus Czorsztyner Kalk, die übrigen Klippen zeigen an der Basis Dogger-Crinoidenkalk, darüber Czorsztyner Kalk, nur die große Klippe im Vordergrund links ist überkippt, an ihrer Basis liegt Czorsztyner Kalk, darüber Dogger-Crinoidenkalk. Das flache Gelände zwischen den Klippen besteht aus obercretacischen Hüllschichten.

Die Geschiebe heften sich nicht selten unmittelbar, und zwar in der Regel einseitig an größere Klippen an. In den Ostkarpaten liegt die Hauptmasse der Geschiebe in der Oberkreide. Im Waagtal und in den Pieninen scheint dagegen die Blockbildung ihren Höhepunkt erst im Eocän erlangt zu haben, gehören doch dieser Formation die 4 km lange und 1 km breite Blockmasse der Aksamitka und Tokarnia südlich von Szczawnica (Fig. 76) und die noch weit ausgedehnteren Sulower Conglomerate bei Sillein an Fig. 51).

Alle Beobachter aus der späteren Erforschungsperiode der Klippenzone stimmen in der Annahme einer scharfen Diskordanz zwischen den Klippen und ihrer Hülle überein. Diese Diskordanz ist aber im einzelnen Aufschlusse nur selten festzustellen, viel häufiger sieht man die Schichten der Klippenhülle in tadelloser Konkordanz unter die Klippengesteine einschließen und sie überlagern, ein Umstand, der es wohl begreiflich macht, daß die älteren Beobachter die Klippenkalke als Einlagerungen des Karpatensandsteins betrachteten. Wir müssen diese scheinbare Konkordanz der nachherigen Anpassung der plastischen Klippenhülle an das

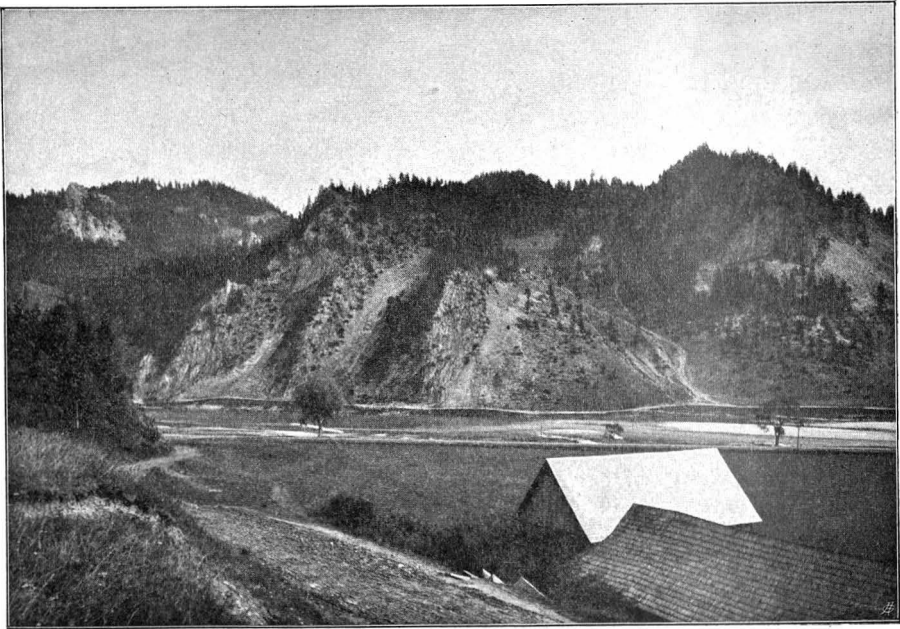


Fig. 74. Hornsteinkalkklippe am Dunajec südlich von Czorsztyń, gegenüber Schloß Nedetz (s. Fig. 75).

Die Hauptfelsmasse besteht aus steil nördlich geneigten Hornsteinkalken, die Einsenkung links aus den in Fig. 75 dargestellten Hüllschichten, aus denen oben eine spitze Crinoidenkalkklippe hervortritt. Am Berggehänge rechts stehen ebenfalls Hüllschichten (Puchower Mergel) an.

sprödere Klippengestein gelegentlich der späteren Faltung zuschreiben, da mehrere Umstände die Annahme einer ursprünglichen Diskordanz zwischen den Klippen und ihrer Hülle unausweichlich erscheinen lassen, so die scharfe Begrenzung und Isolierung der Klippen, der Mangel petrographischer Übergänge und besonders die selbständige Verbreitung der Klippenreihen im Bereiche der Klippenzone.

Die eocänen und obercretacischen Gesteine der Klippenhülle zeigen fast ausschließlich steile, oft um die Vertikale wechselnde Einfallsrichtungen; den wirrsten sekundären Faltungen einzelner Partien (Fig. 77) stehen andere mit konstanter Einfallsrichtung gegenüber (s. Fig. 75). Schmiegen sich plastische

Tongesteine innig an die Klippen an, so zeigen härtere Sandsteinzüge oft unabhängigen Verlauf. Während z. B. die Klippenreihe von Falstin nach Nordnordosten schwenkt, verlaufen die Sandsteinzüge der Klippenhülle daselbst fast genau ostwestlich.

Grenzbildungen der Klippenzone. Durchbruchs- und Deckgesteine.

Die Klippenzone ist im größten Teile ihres Verlaufes nach außen und innen von Alttertiär-gesteinen von verschiedenartiger Ausbildung umgrenzt. Im Norden, Nordwesten und Nordosten differenziert sich das Alttertiär in eine tiefere Partie von kalkigen Sandsteinschiefern und Tonen und eine höhere Partie von bankigen grauen Sandsteinen, die von K. PAUL nach der Arvaer Magura als Magura-sandsteine bezeichnet wurden. An der südlichen Seite fehlt eine entsprechende Zweiteilung, es herrschen schwärzliche und graue Schiefer mit bankigen Sandsteinen. Sowohl die nördliche wie die südliche alttertiäre Grenzzone fallen in den Pieninen von der Klippenzone nach außen, d. h. die nördliche nach Norden, die südliche nach Süden, ab. Während aber die nördliche Grenzlinie nicht immer deutlich hervortritt, läßt sich die südliche mit voller Schärfe verfolgen. Die Ursache dieser Verschiedenheit ist folgende: Das Alttertiär im Norden der Klippenzone ist in teils engere, teils weitere Falten gelegt, die gleichzeitig

mit den Faltungen der obercretacischen und alttertiären Klippenhülle entstanden. Das Alttertiär im Süden der Klippenzone ist dagegen im wesentlichen ungefalteter und kontrastiert daher lebhaft mit der steil gefalteten Klippenhülle. Es entspricht, wie wir im Abschnitte über das

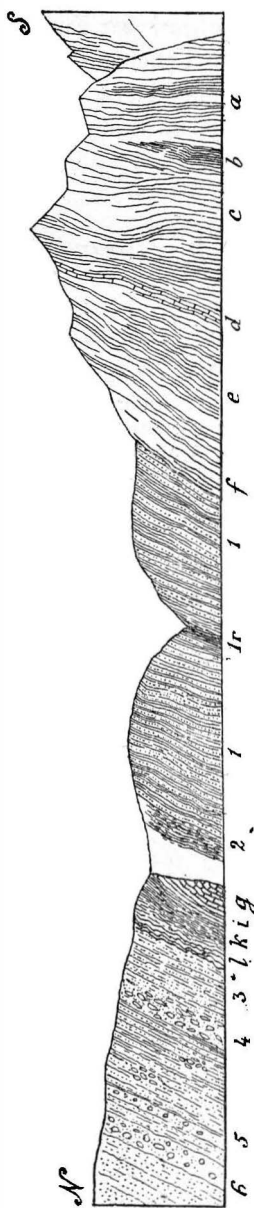


Fig. 75. Durchschnitt der Klippen und ihrer Hülle am linken Ufer des Dunajec gegenüber Schloß Nedetz (Nedeczvar) (vergl. Fig. 74).

a—f Klippengesteine, 1—6 obercretacische Hüllschichten.
 a weißer Hornsteinkalk, b dunkle, kieselige Schiefer und Fleckenmergel, c grauer Hornsteinkalk (*Apyctus Didayi*, lose aufgefunden), d rote und graue Hornsteine, Tithon; die handgegendsten Lagen Neocom, e kieselige Schiefer und schmutzgrüne Hornsteine, f grobbankiger, spätiger, grauer Kalk, g grauer Hornsteinkalk, h *Opaktus-Fleckenergel*, k *Murchisouze*-Schichten, l gefalteter Kalkschiefer.
 1 graue Inoceramensandsteine, 1r rote Lage, 2 Fucoidenmergelschiefer, 3 schiefrige Sandsteine, 4 Conglomerat aus Hornsteinkalkbrocken, Schiefer und Sandstein, 5 feinkörnige Conglomeratlänke, Schiefer und Sandstein, 6 grauer Sandstein.

Die Klippe a—f entspricht der großen Klippe Fig. 74, die Klippe g—l liegt im Streichen der Crinoidenkalkklippe von Fig. 74 links.

Tatragebirge gesehen haben, einer Senkungsregion (s. Fig. 39) und die Südgrenze der Klippenzone nimmt daher den Charakter eines Längsbruches an. Unmittelbar am Bruche sind die Alttertiärschichten unter Schleppungserscheinungen steil gestellt, wohl auch geknickt (s. Fig. 77 und 78), aber schon in geringer Entfernung legen sich die Schichten immer flacher und flacher und gehen in das Flachgebiet zwischen Tatra und Klippenzone über. In der Arva wird diese Senkungsregion nach Westen hin immer schmaler. Die Südgrenze der Klippenzone ist auch hier ein

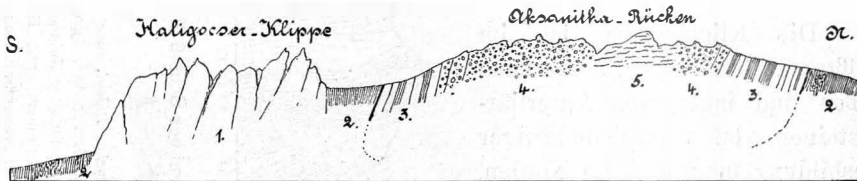


Fig. 76. Der eocäne Conglomeratzug der Aksamitka mit dem Ostrande der Klippe von Haligóczy (halb schematisch).

1 dolomitischer Kalk (Trias), 2 obercretacischer Hülschiefer mit *Inoceramus* sp., 3 eocäne Sandsteine und Schiefer, 4 Conglomeratmasse, 5 Alveolinenkalk mit Geschieben. Die Hauptconglomeratmasse liegt in Wirklichkeit östlich von der Haligóczyer Klippe, beide sind der Deutlichkeit halber in eine Durchschnittsebene gerückt.

scharfer Bruch, das Alttertiär fällt aber gegen die Klippenzone ein. Im mittleren Teile des Waagtales verschwindet teilweise die alttertiäre Senkungsregion zwischen der Klippenzone und der äußeren Kerngebirgsreihe und die Klippenzone verschmilzt gewissermaßen mit dem äußeren Abfall des Inoveczgebirges.

Die andesitischen Durchbruchsmassen entbehren jeder genetischen Bedeutung im Hinblick auf die Klippen. Weder die kleineren Gänge und

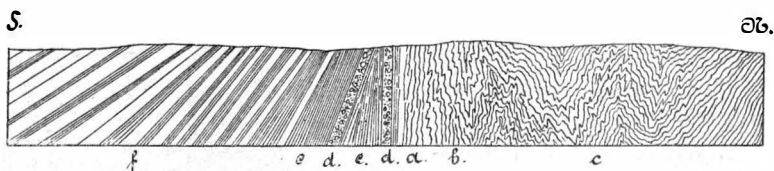


Fig. 77. Durchschnitt am Südrande der Klippenzone in Szafflary bei Neumarkt.

a, b, c obercretacische Hülschichten, rote und grünliche Schiefer mit Sandsteinlagen (b) und graue Kalkschiefer (a), d Nummulitenconglomerat, e eocäne Schiefer, f eocäne Sandsteine.

Gangstöcke der Pieninen bei Szczawnica, Kroszycen, Czorsztyn und Jaworki, die wir als äußerste Ausläufer des mittelungarischen Vulkankranzes auffassen können, noch auch die großen Ausbrüche des ostungarischen Vulkankranzes zeigen irgend einen Einfluß auf Bau und Verlauf der Klippenzone. Ebenso passiv verhalten sich die jungtertiären Deckschichten, die man übrigens auch als jüngere Klippenhülle bezeichnen kann. Das marine Miocän dringt aus dem Wiener Becken tief in das Waagtal ein, die Ingression erfolgte anscheinend unter Schonung des vorhandenen Reliefs. Der Ab-

lagerung der kohlenführenden Süßwasserbildungen der pontischen Zeit in der Arva und in der Neumarkter Gegend ging dagegen eine ausgiebige Denudation und vielleicht selbst eine lokale Senkung der Klippenzone und ihrer Umgebung voran.

Pieninen und Arvaer Klippen.

Die gewaltige Ausdehnung der Klippenzone erfordert behufs Erleichterung der Übersicht eine Gliederung in kleinere Abschnitte. Der mittlere Teil der Klippenzone von der Arvaer Sigmoide im Westen bis zum Poprąddurchbruche im Osten erscheint als ein durch gleichartige Verhältnisse ausgezeichneter einheitlicher Abschnitt, der durch die jungtertiäre Decke an der Grenze Galiziens und der Arva äußerlich in zwei Teile zerfällt: die pieninische und die Arvaer Klippenzone. Als westlichen Abschnitt der Klippenzone können wir naturgemäß die Region des Waagtales zwischen der Arvaer Sigmoide und dem Rande des Wiener Beckens, als östlichen Abschnitt die Region zwischen dem Poprąddurchbruche und dem alten Gebirge der Ostkarpaten absondern.

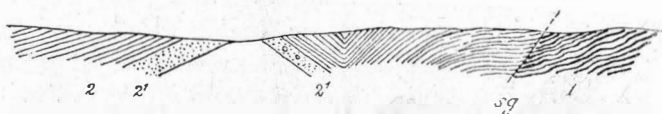


Fig. 78. Durchschnitt am Südrande der Klippenzone bei Haligócz.

sg Bruch an der Südgrenze der Klippenzone.

1 obercretacische, hellgraue Kalkschiefer, 2' Conglomeratbank, 2 schwarzer Schiefer des Alttertiär.

Die Bezeichnung Pieninen, die nach landesüblicher Auffassung nur dem Dunajedurchbruche zwischen Rotkloster und Kroscienko zukommt dehnen wir im geologischen Sinne mit NEUMAYR auf das Klippengebiet zwischen dem Czarny Dunajec und dem Poprąd aus. Die Pieninen¹⁾ erwecken vermöge ihres bogenförmigen Verlaufes, der beiderseitigen Begrenzung durch Alttertiär und der ziemlich gleichmäßigen bandförmigen Entwicklung mehr als andere Teile den Eindruck großer Regelmäßigkeit. In der Neumarkter Gruppe unterscheiden wir zwei lineare Klippenstriche der versteinungsreichen Fazies mit südlicher Neigung, im Süden begleitet von mächtigen Hornsteinkalkzügen. Die für die Stratigraphie des Jura so wichtigen und durch die großen paläontologischen Monographien von ZITTEL und NEUMAYR berühmt gewordenen Lokalitäten Rogóznik, Szafflary, Maruszyna gehören diesem Gebiete an. Im Czorsztyner Abschnitte streicht eine außerordentlich regelmäßig gebaute Klippenreihe der versteinungsreichen Fazies vom Südrande der Klippenzone über Falstin zum Nordrande bei Czorsztyń; bei Durstyn schiebt sich von Südwesten her eine mächtige

¹⁾ Vergl. besonders NEUMAYR, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XXI. — UHLIG, Jahrb. XL. — A. v. ALTH. Opus. geognost. Szczawnicy i Pienin. Rozpr. i Spraw. der Krakauer Akad. d. Wissensch. XIII.

Parallelzone von Hornsteinkalken ein, der bei Nedetz eine zweite Reihe der versteinungsreichen Fazies und südlich davon abermals eine Reihe der Hornsteinkalkfazies folgt (Fig. 74, 75). Im Dunajecdurchbruche erreichen diese Hornsteinkalkzüge das Maximum ihrer Entwicklung (Fig. 66). Der Dunajec entblößt in seinem Bette ihre „Wurzeln“, von da steigen die Hornsteinkalke in mächtigen prallen Wänden und steilen Felskegeln zu den Kulminationspunkten auf. Die nackten Schichtköpfe kehren sie dem Süden, die steilen, von Nadelwäldern überzogenen Schichtflächen dem Norden zu. Die tieferen Einsenkungen nehmen die Hüllschichten ein. Unmittelbar an die mächtigen Hornsteinkalke des Dunajecdurchbruches schließt sich im Szcawnic-Jarembiner Abschnitte zunächst eine zwar klippenarme, aber in Haligócz durch eine große Trias- und Liasklippe ausgezeichnete Partie der Klippenzone an. Bald entwickeln sich aber auch hier zwei mannigfaltig gestaltete klippenreiche Reihen der versteinungsreichen Fazies, die an ihrer Südflanke von je einer schwachen Hornsteinkalkreihe begleitet sind und sich

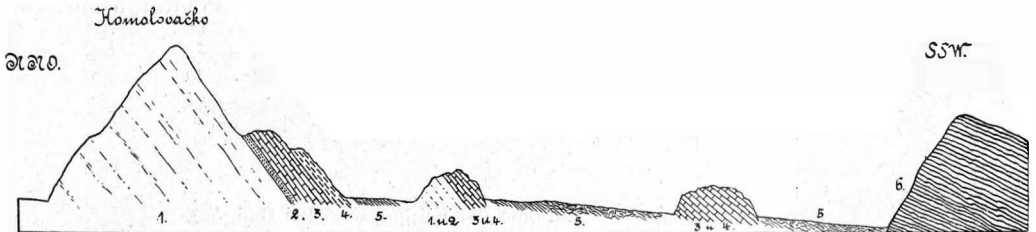


Fig. 79. Durchschnitt der Homolovačko-Reihe im Lublauer Abschnitte.

1 weißer Dogger-Crinoidenkalk, 2 roter Dogger-Crinoidenkalk (Klaus-Sch.), 3 Czorsztyner Kalk, 4 Tithon, 5 obercretacische Hüllschiefer, 6 Hornsteinkalk.

in der schönen Klippengruppe von Jarembina (Fig. 68) vereinigen. Das Streichen geht hier allmählich in die südöstliche Richtung über. In dem östlich folgenden Lublauer Abschnitte beginnt sich die Klippenzone stark zu verschmälern, die Klippen sind auf ein Band beschränkt, innerhalb dessen sie teils in Gruppen, teils in Reihen angeordnet sind (Fig. 79).

Der Arvaer Abschnitt¹⁾ kommt jenseits der jungtertiären Überdeckung bei Trsztenna zu Tage. Man kann ihn kurz kennzeichnen durch das Vorherrschen des Reihentypus und der nördlichen Einfallrichtung, durch die starke Vertretung des Lias, reichliche Entwicklung von Conglomeraten und durch das Auftauchen des Gault. F. FÖTTERLE entdeckte diese Stufe im Jahre 1851 in Dedina. Im Liegenden der bei zwei Fuß mächtigen schwarzen Gaultschiefer mit *Hoplites tardefurcatus* befindet sich nach K. PAUL ein Conglomerat aus Kalk, Quarz und kristallinischen Geschieben, im Hangenden gelbliche und lichtgraue blätterige Schiefer, Sandsteine und Conglomerate. Die Gaultschiefer scheint somit der Klippenhülle anzugehören und das er-

¹⁾ Vergl. besonders K. PAUL, Die nördliche Arva, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1868, S. 201.

fordert die Annahme, daß die Transgression der Oberkreide hier schon im obersten Gault eingesetzt habe, wie das vermutlich auch in der Tatra der Fall war. Zwischen Arva-Váralja und Lehotka besteht eine kleine sigmoide Verschiebung der Klippenzone nach Norden; weit bedeutender ist aber die Sigmoide am Westende des Arvaer Abschnittes, die eine nordsüdliche Verschiebung um fast 7 km bewirkt. Die Klippenzone ist an der Sigmoide stark verschmälert, gezerrt und eine Strecke weit an den östlichen Randbruch des Klein-Krivangebirges angepreßt, dessen gesunkene und verzogene Falten vom Klippenkalk der Sigmoide teilweise überschoben sein müssen. Offenbar korrespondiert die Bruchlinie am Ostrande des Klein-Krivangebirges mit der Arvaer Sigmoide, beide müssen im Zuge einer und derselben großen Bewegung in voreocäner Zeit entstanden sein.

Die Klippeuregion des Waagtales.

Jenseits der Árváer Sigmoide lenkt die Klippenzone bei Zazriwa abermals in die ostwestliche, dann bei Zsolna (Sillein) in die südwestliche Richtung ein.¹⁾ Wenig zahlreiche und einförmige, aber zum Teil sehr große Klippen von Hornsteinkalk und Posidonienschiefer, verbunden durch Reihen kleinerer Klippen, kennzeichnen den Zsolnaer Abschnitt. Im nächstfolgenden, von der Waag in malerischen Schlingen durchzogenen Puchóer Abschnitte erweitert sich die Klippenzone zu der beträchtlichen Breite von 23 km und umschließt eine außergewöhnliche Mannigfaltigkeit von Klippen, die in Zukunft eine Quelle reicher Belehrung zu bilden bestimmt sind. Alle Stufen, von der karnischen und rhätischen der Trias bis in das Neocom, haben hier ihre Vertretung. Östlich der Waag erheben sich aus der Hülle der Exogyrensandsteine die mächtigen Maninklippen, wie so viele andere von einem epigenetischen Tale durchschnitten (s. Fig. 80). Die Schichten, an deren Basis FÖTTERLE *Gryphaea arcuata* gefunden hat, neigen sich nach Süden. Westlich der Waag sind namentlich die ruinengekrönten Felskämme von Vöröskö und Oroszlankö (Löwenstein) als eines der größten Klippengebirge der versteinungsreichen Fazies bemerkenswert.

Westlich vom Puchóer Abschnitt und dem Vlaratal wird die Klippenzone wieder schmaler. Der Bauplan der Klippen, die hier vorwiegend langgezogene Parallelkämme von Liasfleckenmergel und Hornsteinkalken mit nordwestlicher Fallrichtung aufweisen, scheint von hier bis an den Rand des Wiener Beckens nur untergeordnete Modifikationen zu zeigen. Wir können hier zwischen dem Vlaratale und Ó Tura den Trencsiner, zwischen Ó Tura und dem Schlosse Brancs den Miawaer Abschnitt unterscheiden: jener ist bei Drietoma besonders durch mächtige Entwicklung von Keuper

¹⁾ D. STUB. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, S. 57–74, 101. — BABÁNEK. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVI, S. 105. — A. RÜCKER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt XV, S. 15. — HOŠINĚK. Verh. XV, S. 7. — POŠEPNÝ. Jahrb. XIV, S. 499. — ČERMÁK. Jahrb. XIV, S. 495.

und Rhät, dieser durch den Übergang in die westsüdwestliche Streichungsrichtung gekennzeichnet.

Die alttertiäre Senkungsregion an der Innenseite der Klippenzone, von der wir im VI. Abschnitte zeigen konnten, daß sie hauptsächlich den versunkenen Teilen der Austönungszone der Kerngebirge entspricht, ist im Norden des Klein-Krivágebirges auf ein kaum 1·5 km breites Band beschränkt; im Zsolnaer (Silleiner) Kessel erweitert sie sich neuerdings und geht im Kessel von Domanis zunächst zu Ende. Im Trencsiner Abschnitte verschmilzt die Klippenzone mit der Kerngebirgsregion und gewährt dadurch den unmittelbaren Beweis ihrer Zugehörigkeit zu den mesozoischen

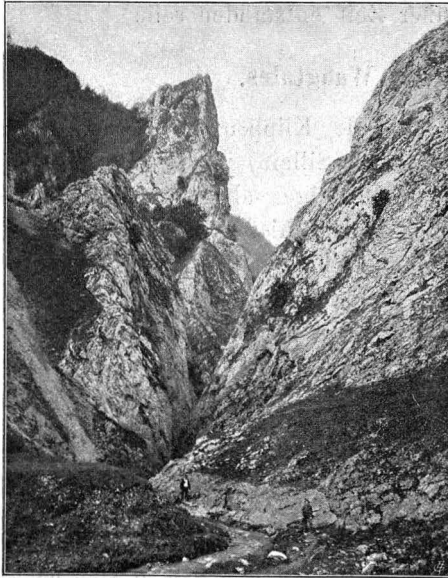


Fig. 80. Durchbruch der Maninklippe im Waagtale.

Aufgenommen von Prof. Zlík, Teschen.

Hebungsregionen oder den inneren Zonen der Karpaten. Am bemerkenswertesten tritt dieses Verfließen der Klippenzone mit der Kerngebirgsregion am Rande des Inovecz bei Becko hervor: die Triasgesteine von Becko, die offenbar die subtriasische Randzone des Inovecz bilden, sind durch Oberkreide vom Hauptstocke des Inovecz gesondert und erscheinen gewissermaßen der Klippenzone zugeschlagen. Hier seharen die Leitlinien des Brezowagebirges (Kleine Karpaten), des Inovecz und der Klippenzone und bekunden dadurch ihre innige Zusammengehörigkeit. Daß indessen auch hier in der Region der engsten Scharung eine gewisse Tendenz zur Senkung des Streifens zwischen der Leitlinie der Klippenzone und der weiter nach innen folgenden

Faltungszone besteht, geht aus dem Umstande hervor, daß sich bei Turna zwischen den Nordrand des Inovecz und das Gebirge von Trencsén eine wohl sicher mit Eocänschichten ausgefüllte Niederung befindet. In dem Maße, wie sich die Leitlinie der Klippenzone nach Westen hin von der Leitlinie des Brezowagebirges entfernt, tritt auch hier die eocäne Senkung hervor und nimmt bis zum Rande des Wiener Beckens an Breite zu. Der geologischen Forschung warten in dieser, leider nur etwas schlecht aufgeschlossenen und durch miocäne, diluviale und alluviale Auflagerungen etwas verdeckten Region wichtige Aufgaben.

Der östliche Abschnitt der Klippenzone.

Verschmälerung und teilweise oder völlige Überdeckung mit Alttertiärgesteinen bilden die vornehmlichsten Kennzeichen des ostkarpatischen

Abschnittes der Klippenzone. Von Palocsa, wo sich im Popráddurchbruche zum ersten Mal die nördlichen und südlichen alttertiären Grenzbildungen miteinander vereinigen, bis in die Gegend von Kis Szeben zeigt die Klippenzone als Saroser Gruppe so ziemlich dieselbe Beschaffenheit wie in der Lublauer Gruppe. Nach einer längeren Unterbrechung durch Alttertiär gelangen wir in die äußerst schmale, nur kärglich angedeutete Klippenregion von Demete. Eine kleine Spur nördlich von Hanusfalva führt uns nach einer abermaligen Unterbrechung durch Alttertiär in das größere Klippengebirge von Homonna. Streichungsrichtung und obereretacische Umrahmung verweisen diese bis zu 2·5 *km* breite und 12 *km* lange Insel in die Klippenzone. Wir finden hier die Formationen vom Triasdolomit bis zum Neocom vertreten; K. PAUL bezeichnete die Lagerung als im allgemeinen domförmig.¹⁾

Die Klippe von Homonna ist ostwärts durch den Andesit des Vihorlat-Gutinzuges abgeschnitten. Von hier ab ist die Klippenzone bis nach Dolha SSW. NNO.



Fig. 81. Durchschnitt der Hauptklippe von Podhorogja (Várallja), Ungher Klippengruppe.

Nach G. Stache.

b Löß und Andesitlehm (Nyírok), *d* jungtertiäre weiße Tuffe, *e* Andesit mit Breccien und Tuffen, *g* Sandstein und Mergelschiefer, Alttertiär, *i* Nummulitenconglomerat (Sulower Conglomerat), *l* rote und graue Mergel (Puchower Mergel) der Klippenhülle, *m* Czorsztyner Kalk und Tithon, *n* Crinoidenkalk, Dogger.

durch Andesitmassen unterbrochen, ohne aber in ihrer regelmäßigen Streichungsrichtung beirrt zu sein. Drei Klippenpartien blieben erhalten; es sind das die von G. STACHE beschriebenen Klippen des Unghvárer Komitates, die Munkacser Klippen und die Klippen von Dolha. Wir fügen hier ein Profil (Fig. 81) aus der Unghvárer Gruppe nach G. STACHE²⁾ ein, aus dem hervorgeht, daß der Bau dieser Klippen im wesentlichen mit den westlichen Teilen der Klippenzone übereinstimmt. Die Unghvárer Klippen repräsentieren das östlichste Liasvorkommen der Klippenzone, die weiter östlich gelegenen Klippen bestehen nur aus Neocom, Malm und Dogger; dieser enthält als weißer Crinoidenkalk in Uj Kemencse und Dolha eine interessante Brachiopodenfauna.

Von den Vorkommnissen von Dolha führt eine Reihe von kleineren Klippen im Gebiete der Quellflüsse der Theiß zu dem kristallinen Gebirgs-

¹⁾ K. PAUL. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XX, S. 217. Ob PAULS Auffassung des Gebirges von Homonna als domförmige Antiklinale richtig ist, scheint sehr zweifelhaft, da sein „Barkokalk“ nicht zum Lias, sondern zur Trias gehören dürfte.

²⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XXI. Bd., S. 379.

rückgrat der Ostkarpaten. Wenn nun auch nach den Beschreibungen F. v. HAUERS nicht eine ununterbrochen fortlaufende Kette, sondern nur isolierte kleine Klippen, vielleicht auch nur Blöcke von Jura und Neocom, hier auftreten, so ist doch ihre Zahl zu groß, ihr Streichen zu regelmäßig, als daß man daran zweifeln könnte, daß diese Klippen in der Tat eine Brücke von der eigentlichen Klippenzone zu der ostkarpatischen Masse schlagen. Sehen wir nun das kristalline Gebirge der Ostkarpaten mit seiner permisch-mesozoischen Auflagerung, wie ein Blick auf die Karte lehrt, genau im Streichen der Klippenzone auftauchen und finden wir es genau so wie die Klippen von Oberkreide und Eocän umsäumt und zum Teil überzogen, so drängt sich uns von selbst das Ergebnis auf, daß die ostkarpatische Masse nicht als Fortsetzung der Tatra, sondern als Fortsetzung der Klippenzone zu betrachten ist. Sie ist eine Klippe von großen Dimensionen, begleitet, namentlich am Außenrande, von zahlreichen kleineren Klippen, deren nähere Beschreibung dem folgenden Abschnitte vorbehalten ist.

Nördlich vom eigentlichen ostkarpatischen Klippenstriche kommen im Karpatensandstein bei Körösmezö Jurafelsen in Verbindung mit Melaphyr vor. Trotz mehrfacher Untersuchungen ist dieses eigentümliche, von F. v. HAUER¹⁾ entdeckte Auftreten noch nicht genügend aufgeklärt. Man könnte analoge Verhältnisse wie bei den Klippen von Chitichun und Laptal im Himalaya vermuten, die von A. v. KRAFFT als durch Laven heraufbeförderte Gesteinsmassen gedeutet wurden.²⁾ Eine ähnliche Erklärung dürfte aber hier kaum zutreffen. In den Ostkarpaten und in Westsiebenbürgen sind Melaphyre im älteren Gebirge sehr verbreitet. Sie sind hier zum Teil direkt von Tithonkalk überlagert, der ja auch die Klippen von Körösmezö zusammensetzt. Da nun H. ZAPALOWICZ³⁾ am Pietros bei Körösmezö auch ausschließlich aus Melaphyr bestehende Felsen, und PAUL und TIETZE⁴⁾ eine größere Tonschieferpartie anstehend nachgewiesen haben, so ist es wahrscheinlicher, daß man im Klippenstriche von Körösmezö dürftige Reste des älteren, mesozoischen Gebirges vor sich habe, die völliger Vernichtung entgangen sind, und sei es als große Blöcke, sei es als anstehende Partien, vom Karpatensandstein umhüllt wurden.

Die wahre Natur der südlichen Klippenzone.

Nehmen wir nun den abgerissenen Faden wieder auf und versuchen wir, über das Problem der Klippenzone Klarheit zu gewinnen.

¹⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt X, S. 415.

²⁾ K. DIENER. Erg. geolog. Exp. in d. Zentralhimalaya, Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch., Wien 1895, 72. Bd., S. 588. A. v. KRAFFT. Note on the „Exotic Blocks“ etc. Mem. geol. Survey of India XXXII, p. II. 1902.

³⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 578. Die betreffenden Klippen sind in der Karte von ZAPALOWICZ verzeichnet, ferner auch in dem von T. POSKIRWITZ aufgenommenen Kartenblatte Bógdan-Vidéke der k. ungar. geolog. Anstalt.

⁴⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1877, S. 92.

Nach den voranstehenden Beschreibungen bedarf es kaum einer eingehenden Widerlegung der „Durchspießungstheorie“, beruhen doch deren Voraussetzungen ersichtlich auf unvollkommener Beobachtung. An Stelle des von NEUMAYR vorausgesetzten Mangels von Strandconglomeraten erkannten wir solche Conglomerate in großer, ja gewaltiger Mächtigkeit als regelmäßigen Bestandteil der Klippenhülle, an Stelle der regellosen Verteilung der Klippen trat gesetzmäßiger Bau. Die Klippenzone ist offenbar keine „Flyschfalte“, wie NEUMAYR mit PAUL annahm, sondern ein Faltungsbogen, dessen erste Erhebung der Ablagerung des obercretacisch-alttertiären Flysches voranging.

Diese Tatsache birgt augenscheinlich den eigentlichen Kern der karpatischen Klippenfrage. Die Klippenzone zeigt ihre eigene Tektonik, sie verschmilzt sozusagen im Waagtale mit den Faltungen der Kerngebirge, in ihrem Streichen erhebt sich das alte Gebirge der Ostkarpaten und so kann sie ebensowenig als „Flyschfalte“ aufgefaßt werden wie diese Gebirge. An der Arvaer Sigmoiden erweist es sich, daß sie dieselbe Bewegung wie das Klein-Kriváengebirge in voreocäner Zeit mitgemacht hat. In den Pieninen befindet sich an der Außenseite der Klippenzone gefalteter, an der Innenseite flach lagernder, ungefalteter Flysch, wie in den Kesseln zwischen den Kerngebirgen. Unmöglich können die Conglomeratmassen im Flysch der Klippenzone etwas anderes sein als gerollte Fragmente des Klippengebirges.

Alle diese Tatsachen verbürgen die Zugehörigkeit der Klippenzone zum älteren Karpatengebirge. Obwohl hiedurch nicht nur der Durchspießungs-, sondern auch der Überschiebungstheorie der Boden entzogen erscheint, wollen wir doch auch noch die Erscheinungen unter den Gesichtspunkt dieser letzteren Theorie rücken.¹⁾ Wären die Klippen „wurzellose“, auf dem Flysch gleichsam schwimmende Massen, müßten es logischerweise auch die kristallinen Schiefer der Ostkarpaten sein! In Wirklichkeit ist aber das kristalline Gebirge der Ostkarpaten, wie wir hier vorgreifend bemerken müssen, von Oberkreide und Eocän nicht nur umrahmt, sondern diese Formationen breiten sich in viele Kilometer langen Decken und größeren und kleineren Denudationsresten auf den Spitzen und Höhen des kristallinen Gebirges aus. Aber auch die Jurakalke der Ostkarpaten sind von den Oberkreideconglomeraten nicht nur umsäumt, sondern diese Kalke treten auch als breiter Unterbau des Gebirges in mächtigen Wänden unter der Kreidedecke hervor. Betrachtet man die wohl an 1000 m mächtigen Conglomeratmassen des Bucegi, des Ciahlau oder der Steanisoara oder des Nagy Hagymás, die großenteils aus nuß- bis kopf-, aber auch hausgroßen Jura- und Neocomkalken bestehen und sich nicht selten unmittelbar an die Kalkklippen anheften, so wird man zwar über die Großartigkeit dieser Denudationsgebilde staunen, aber nicht einen Augenblick daran zweifeln, daß die Erhebung der Jura- und Neocomkalke der Conglomeratbildung und dem Flyschabsatze voranging.

¹⁾ Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. 106. Bd., 1897, S. 188.

Aber auch in den Pieninen läßt sich die Unanwendbarkeit der Überschiebungshypothese leicht und bestimmt erweisen. Die Überschiebung der Klippenkalke hätte nach Absatz des Alttertiär erfolgen müssen. Damals aber waren die Kerngebirge, wie wir in den vorhergehenden Abschnitten erkannt haben, im wesentlichen schon im Zustande von heute, und auch sie sind von einer eocänen Hülle von Abfallstücken ihres eigenen Felsgerüsts umgeben. Flache, selbst horizontale Eocänschichten breiten sich zwischen den Kerngebirgen und der Klippenzone aus. Von Süden her konnte also die Überschiebung nicht kommen; ebensowenig aber auch von Norden, denn der nördlichen Überschiebung steht die südliche Neigung der Sandsteinzone sowie die Tatsache entgegen, daß nirgends in der Sandsteinzone Trias, Lias und Dogger entwickelt sind. Selbst das am Nordrand vorhandene Tithon und Neocom zeigt eine andere Fazies als in der Klippenzone.

Von einer Verjüngung oder Auskeilung der Klippenkalke nach unten ist in den tiefsten Aufschlüssen der Klippenzone nichts zu bemerken. Hätten die Klippen dennoch keine Wurzeln, so müßten sie mehrere Hundert Meter tief in die Hüllschichten eingesunken sein. Allerdings haben F. v. HAUER und L. HOHENEGGER wurzellose, durch Steinbruchbetrieb abgebaute Klippen beschrieben, aber das waren teils große Blöcke, wie sie z. B. die Conglomerate des Bucegi so schön aufschließen (s. Fig. 93), teils wohl auch in Schlesien koralligene Kalkeinlagerungen.

Endlich haben die Klippenablagerungen ihre eigene, bezeichnende Ausbildung, die sich unbeschadet gewisser Beziehungen zur subtatrischen Fazies in keinem andern Teile der Karpaten wiederfindet. Die Klippengesteine sind autochthon und können aus keinem andern Teile der Karpaten hergeleitet werden als eben aus der Klippenzone. Hier wurzeln sie im wahrsten Sinne des Wortes.

Als äußerer Faltungsbogen erhob sich die Klippenzone in derselben Periode wie die Kerngebirge. Im Westen und im Mittelteil der Karpaten war dieser Bogen gleichsam ein Vorwerk der viel intensiveren Kerngebirgs-erhebungen, nur Trias, Jura und Unterkreide waren an der Aufwölbung beteiligt, nicht auch das Perm und kristalline Schiefer. Beim Eintritte in das Waagtal schart sich der Klippenbogen mit der Leitlinie des Inovecz und der Kleinen Karpaten, jenseits der Scharung rückt er etwas weiter ab, folgt aber doch in ziemlich geringem Abstände den Kerngebirgen, macht mit dem Klein-Krivágebirge eine Querverschiebung mit und spannt sich jenseits der Sigmoide in einem freien Bogen um den Scheitelteil der Karpaten (s. die tektonische Karte). Im Osten dagegen fehlt die für den Westen bezeichnende Abstufung der Gebirgs-erhebung und so taucht in der Leitlinie des Klippenbogens die mächtige ostkarpatische Masse auf.

Die große Transgression der Oberkreide setzte den Klippenbogen zum ersten Mal unter Wasser. In den Strandconglomeraten der Oberkreide liegen die Ergebnisse der Einwirkung der Brandung vor. Auf die grobklastischen Sedimente des Cenoman folgten in den Puchower Mergeln feinklastische

Absätze. Es muß also eine Vertiefung des Meeres, eine positive Bewegung eingetreten sein, die Klippenzone wurde vermutlich gänzlich unter Wasser gesetzt und die Spitzen der Gebirgserhebungen wurden von den roten Tönen der Puchower Schichten umhüllt. Am Schlusse der Kreideperiode fand die hydrokratische Bewegung ein Ende, vielleicht im Zusammenhang mit der an der Grenze von Kreide und Eocän erfolgten Hauptfaltung der inneren Karpatenzonen. Diese Hauptfaltung muß auch im Klippenbogen zu einer Erhebung geführt haben, denn das wiederkehrende Meer des Mitteleocän findet neuerdings ein Gebirge vor, das zum zweiten Mal Strandconglomerate liefert. Das Meer vertieft sich in ähnlichem Zyklus wie in der Oberkreide und greift weit um sich. Die gerundeten Hippuritenkalkblöcke des Eocänconglomerates bei Neumarkt beweisen, daß auch die eben erst gebildete Oberkreide der eocänen Abtragung ausgesetzt war.

Das Meer der Oberkreide brandet in den West- und Zentralkarpaten an der Klippenzone und reicht höchstens an den Rand der äußeren Kerngebirgsreihe heran; das innere Gebirge bildet eine große Insel, an deren Südrande bisher einzig im Gebiete des Bükkgebirges Spuren von Oberkreide nachgewiesen sind. Im Eocän aber dringt das Meer in die neu gebildeten flachen Austönungszonen der Kerngebirge und somit tief in das Herz des Gebirges ein. Ungleich verhalten sich die Ostkarpaten, die schon in der Oberkreide vom Meere rings umflutet und ungefähr in demselben Grade offen waren wie im Eocän.

Im Zusammenhang mit dem starken Übergreifen des Alttertiärmeeres im Westen und im Mittelteil der Karpaten finden wir diese Regionen des Gebirges ungemein stark mit den terrigenen Sedimenten des Alttertiär überschüttet. Spätere Faltung und Abtragung vermochte in der Klippenzone nicht das gesamte Alttertiär hinwegzuräumen und daher finden wir den Zusammenhang der Klippenzone an mehreren Stellen durch Alttertiär unterbrochen. An die völlige Überschüttung mit Hüllgesteinen gemahnen die zahlreichen epigenetischen Täler, die von weichen Schiefergesteinen umlagerte Klippen mitten durchschneiden (s. Fig 68 und 80).

Neben dem Wechsel der Meeresbedeckung bestimmten wiederholte Faltungen die Gestaltung der Klippenzone. Die Klippenzone unterlag nicht nur denselben vor- und nachobercretacischen Faltungsbewegungen wie die Kerngebirge, sondern überdies der nachalttertiären Faltung, derselben, durch welche die Sandsteinzone aufgerichtet wurde. An dem Walle der Klippenzone brach sich der Einfluß dieser letzteren Faltung, nur in den Kleinen Karpaten und vielleicht am Rande des Domaniser Kessels überschritt sie ein wenig die Grenzen der Klippenzone nach innen, im übrigen aber blieb das Alttertiär an der Innenseite der Klippenzone der Faltung entrückt. In der Klippenzone selbst machte sie sich jedoch mit voller Intensität geltend. Die ursprünglichen Diskordanzen zwischen den spröden mesozoischen Kalken und dem plastischen Flysch wurden durch gegenseitige Adjustierung verwischt, die Flyschgesteine steil gestellt und

vielfach in sekundäre Falten gepreßt, die Klippenstriche einander näher gerückt und teilweise verschoben. Ferner dürfte vielleicht auch das südliche Einfallen gewisser Klippenstriche auf die Einwirkung der Flyschfaltung zurückzuführen sein. Im Waagtale scheinen die Klippengesteine konform den inneren Zonen vorwiegend nach Nordwesten einzufallen; in den Pie-ninen beherrscht steil nördliche Neigung die großen Hornsteinkalkmassen am Südrande der Klippenzone, dagegen südliche Neigung besonders die kleineren Klippen der versteinungsreichen Fazies am Außenrande dieser Zone. Hier liegt nun die Annahme sehr nahe, daß die Flyschfaltung nur die kleineren Klippen am Rande des älteren Gebirges, nicht aber die größeren Massen bewältigen konnte: jene wurden nach Süden umgelegt, diese behielten ihre ursprüngliche nördliche Neigung bei. Auch manche Überkipnungen, kleinere Überschiebungen und andere örtliche Störungen werden wohl mit der Flyschfaltung zusammenhängen. Endlich scheinen gewisse Brüche, wie z. B. die scharfe Bruchfläche an der großen fossilreichen Tithonklippe von Białawoda bei Szczawnica, im Gefolge der Flyschfaltung eingetreten zu sein, während andere, z. B. die Blätter der Klippenreihen der versteinungsreichen Fazies, den älteren Faltungsperioden angehören.

Am Innenrande der Klippenzone senkte sich die mit terrigenen Sedimenten beladene Austönungszone der Kerngebirge. Dieser Senkung ist es, wie wir gesehen haben, zuzuschreiben, daß der Innenrand der Klippenzone als Bruchrand so scharf hervortritt. Sowie nun die inneren Randbrüche der Kerngebirge die alten Bruchlinien an den Grenzen der Austönungszonen und der nach außen folgenden Erhebungsketten nachziehen, so dürfte auch die südliche Bruchgrenze der Klippenzone dem vormaligen Südrande des ursprünglichen Faltungsbogens der Klippenzone folgen. Mit anderen Worten: sowie die Kerngebirge durch die nacheocänen Senkungen nur die Austönungszonen und höchstens gewisse Randpartien verloren, im übrigen aber die ursprüngliche Ausdehnung beibehielten, so scheint uns auch in der heutigen Klippenzone so ziemlich der ehemalige Bogen erhalten zu sein. Allerdings ragen nur seine Zinnen aus der jüngeren Hülle hervor, die Wurzeln liegen tief im Untergrunde verborgen.

IX. Abschnitt.

Das alte Gebirge der Ostkarpaten.

Erscheinungsform des Gebirges. — Das präpermische Grundgebirge. — Das Auftreten der permisch-mesozoischen Bildungen. — Die Randmulde der Bukowina. — Die Randmulde in der Moldau und in Siebenbürgen. — Das Persanyer und Burzenländer Gebirge. — Die Randmulde in der Marmarosch. — Die Umrahmung des alten Gebirges. — Rückblick und Vergleiche.

Erscheinungsform des Gebirges.

Das siebenbürgische Hochland ist von einem fast ununterbrochenen mächtigen Gebirgsringe von kristallinen Schieferen umwallt. Im Westen durchsetzen namentlich am Szamos einige Breschen diesen Wall, der auch im Osten, im gesunkenen Persanyer Gebirge, schwache Stellen aufweist. Auf kurze Strecken verschwinden hier die kristallinen Schiefer unter dem Mantel jüngerer Bildungen. Die übrigen Partien dagegen, Ost- und Südkarpaten und der Biharstock, ziehen als geschlossene, nur durch Erosion geteilte Gebirgsrücken durch die Landschaft und erheben sich zu beträchtlicher Höhe.

Ost- und Südkarpaten repräsentieren zwar nicht die höchste, wohl aber die massigste Höhenentwicklung der Karpaten. Die Kulminationshöhen der Südkarpaten bleiben nur wenig hinter denen der Tatra zurück, etwas stärker ist schon der Unterschied zu Ungunsten der Ostkarpaten. Im Westen sind aber die großen Höhen auf die kleinen Gebiete der Hohen und Niederen Tatra beschränkt, während im Osten viel breitere und längere Bergmassen in die Höhe von 1800 bis 2000 *m* aufragen. Der geringeren Höhe entspricht auch eine schwächere pliocäne Vergletscherung. Zwar die Zahl der eiszeitlichen Gletscher war sehr groß, die Vereisung beschränkte sich aber größtenteils auf die obersten Talabschnitte. Nur auf diese sind daher auch Kare, Meeraugen und wilde Felsformen beschränkt.

An die Umgebung des alten Gebirges der Ostkarpaten, das uns hier einzig beschäftigen soll, ist nur ganz im allgemeinen eine Hauptwasserscheide gebunden. Das Tal der weißen Theiß und das von Rußpolyana durchschneiden den westlichen Teil der kristallinischen Zone. Östlich davon übernimmt zwar der Hauptzug des Grundgebirges von der Czernahora her die Wasserscheide, gibt sie aber an die Rodnaer Alpen und von da an das niedrigere Alttertiärland an der Innenseite und endlich an das vulkanische Calimangebirge ab, während die eigentliche Höhenregion des Giumelau (1859 *m*), Grietziesul mare (1762 *m*) und Budacul (1864 *m*) von der Goldenen Bistritz, der Neagra und Bistricioara in prächtigen Quertälern durchschnitten wird. ATHANASIU¹⁾ erblickt die Ursache dieses Durchbruches in der Aufschüttung des vulkanischen Calimangebirges an der Innenseite der kristallinen Schieferzone.

¹⁾ S. ATHANASIU. Morpholog. Skizze d. Nordmoldauer Karpaten, Bull. Soc. des Sciences, Bucarest 1899, S. 24.

Als ein eigener Gebirgstypus sondert sich der Vulkankessel des Caliman und der Zug der Hargitta, einen zweiten Typus bildet das Sandsteingebirge, einen dritten das kristalline Grundgebirge. Die oberjurassischen und neocomen Riffkalke, die Permdolomite und kristallinen Kalke nehmen einen zu geringen Raum ein, um den Gebirgscharakter bestimmend zu gestalten; um so wirkungsvoller beleben die Landschaft einzelne besonders mächtige Kalkmassen, wie die blinkende Felsmauer des Nagy Hagymás in Siebenbürgen, die Riesenfelszähne der Pietrile Doamne und das Riff des Raráu in der Bukowina.

Über die Poana rotunda, den Prisloppaß und über Kirlibaba-Luczyna greift die Oberkreide von der Innen- nach der Außenseite des Grundgebirges über und bewirkt dadurch eine gewisse Gliederung: die Marmaroscher Alpen erscheinen dadurch gänzlich, die Rodnaer Alpen größtenteils von dem bukowinisch-moldauisch-siebenbürgischen Teile abgesondert. Den siebenbürgischen Teil des Grundgebirges bezeichnet man als Gyergó-, den moldauschen als Bistritzagebirge.

Das präpermische Grundgebirge der Ostkarpaten.

Es ist bis jetzt noch nicht gelungen, unter den wechselvollen Felsarten der ostkarpatischen kristallinen Schiefer echtes Urgebirge nachzuweisen. Die Sericit- und Glimmerschiefer, die Quarzite und Kieselschiefer, die kristallinen Kalke, die Gneise und Granulite, die Hornblende-, Chlorit-, Epidot- und Graphitschiefer dieser Region zeigen meistens unverkennbar das Gefüge und die Beschaffenheit von teils klastisch-, teils eruptiv-metamorphem Gesteinen.

In der Bukowina versuchte K. PAUL,¹⁾ in der Marmarosch und in den Rodnaer Alpen H. ZAPAELOWICZ²⁾ eine Gliederung des Schiefergebirges. Seitdem hat das Studium der kristallinen Schiefer eine neue Bahn eingeschlagen, in der sich S. ATHANASIU³⁾ im Bistritzagebirge bewegte. Er stellte, wie wir schon im zweiten Abschnitte bemerkt haben, gewisse kohlige Kieselschiefer, tonige Kalkschiefer, graphitische Schiefer und Sericitschiefer zur „Schelafornation“, ferner erkannte er die eruptive Natur des porphyrtartigen Hälleflinta und des feinkörnigen Gneises mit Biotitschüppchen und blaugrauen Quarzkörnern des moldauischen Pietrosu. Die porphyroiden Felsarten des Pietrosu streichen über die Bistritza in die Bukowina, setzen den Dealu Caldu zusammen und erstrecken sich wohl auch noch über den Giumelau hinaus nach Nordwesten. Auch im Quellgebiete des Czeremosz kommt nach R. ZUBER⁴⁾ Hälleflinta vor.

¹⁾ Geologie d. Bukowina, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1876, S. 276.

²⁾ Pokutisch-Marmaroscher Karpaten. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 371.

³⁾ S. ATHANASIU. Geologische Beobachtungen der nordmoldauischen Ostkarpaten. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 136.

⁴⁾ R. ZUBER. Die kristallinen Gesteine vom Quellgebiete des Czeremosz. TSCHERMAKS Min. Mitt. Wien, III, S. 195.

Zu den eruptiven Gesteinen gehören ferner der Diabas gegenüber der Mündung des Părăul Colbului und vermutlich auch manche von den grünen Schiefen, ferner vielleicht auch der Granulit des Deinițatales in Fundul Moldovi¹⁾ und der rote Augengneis von Pojorita in der Bukowina. In dem letzteren Gesteine vermutete B. CORTA²⁾ schon 1856 einen Granit. Wenn irgend etwas diese Deutung erschwert, so ist es höchstens die eigentümliche Verbreitung dieses Gneises: als ein schmales Band streicht dieses schöne Gestein, begleitet von feinkörnigem Gneis, nahe dem Außenrande der ostkarpatischen Masse aus der Bukowina bis in die untere Csik und ist selbst noch am Vrf Bâtrina nördlich von Wama Strunga an der Westkante des Bucegiplateaus nachweisbar. Vielleicht wird man bei näherer Erforschung einen Teil davon als schiefrigen Granit, einen anderen als Urgebirge erkennen.

Auch werden die Beziehungen dieses Gesteins zu dem berühmten Eläolithsyenitmassiv des Piricske näher zu erforschen sein. Dieses letztere erregt wohl von allen Intrusivbildungen der Ostkarpaten das größte Interesse. Als eine rundlich begrenzte Masse von 140 km² Grundfläche durchsetzt dieses teils grob-, teils feinkörnige Tiefengestein stockförmig die kristallinen Schiefer und Kalke. Obwohl seit vielen Jahren als einziges Vorkommen seiner Art im Bereiche der Alpen und Karpaten ein Hauptziel mineralogischer Untersuchung, ist dieses Vorkommen doch erst in neuester Zeit durch F. BERWERTH³⁾ genügend aufgeheilt worden. Der Bau des Syenitstockes entspricht einem Gewölbe. Der durchbrochene Phyllit und Kalkstein ist am Kontakte in Fruchtschiefer, hornfelsartigen Schiefer und Marmor umgewandelt, prächtige Syenitinjektionen dringen aus dem Stocke in das Schiefergebirge.

Das Gesteinsmaterial des Stockes ist nach seiner näheren Zusammensetzung ein Glimmerfoyait. Die durch den blauen Sodalith so auffallend gekennzeichnete Varietät (Ditroit) beschränkt sich ersichtlich nur auf die Oberflächenzone des Gesteinskörpers; durch einen oberflächlichen Umwandlungsvorgang entstand aus dem grauen Eläolith der blaue Sodalith. In reicher Zahl treten im Syenitstocke aplitische und pegmatitische Bildungen und Gänge von tinguitischem und lamprophyrischem Habitus auf und „so erscheint der Syenitstock des Piricske nach seiner gesamten geologisch-

¹⁾ Der Granulit tritt im Deinițatale als ein grellweißes Schiefergestein von beträchtlicher Mächtigkeit ungefähr an der Stelle auf, wo in K. PAULS geologischer Karte der Bukowina „Triasdolomit“ verzeichnet ist.

²⁾ B. CORTA. Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1855, VI. Bd., S. 107; vergl. auch HERBICH, Széklerland, S. 73.

³⁾ Die näheren Angaben über den Syenitstock von Ditró verdanke ich einer freundlichen Mitteilung meines Kollegen F. BERWERTH, der die besondere Güte hatte, mir noch nicht veröffentlichte Forschungsergebnisse zur Verfügung zu stellen. Vergl. ferner A. KOCH, Petrogr. u. tekt. Verh. d. Syenitstockes von Ditró in Siebenbürgen, Neues Jahrb. f. Min. Beilagebd. I, S. 133, HERBICH. Széklerland, S. 49. — F. v. HAUER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVI, Verh. S. 59.

petrographischen Beschaffenheit harmonisch in die große Reihe der von anderwärts bekannten Eläolithsyenitgebiete eingegliedert“ (F. BERWERTH). Das geologische Alter dieser merkwürdigen Intrusion läßt sich leider nicht mit Sicherheit feststellen.

Den geologischen Bau des kristallinen Schiefergebirges führt K. PAUL in der Bukowina auf „mehrfache Antiklinalen und Faltenlinien“ zurück. S. ATHANASIU läßt in der Moldau nur eine Antikline über die Haupt Höhenzone des Bistritzagebirges verlaufen. Mit der Auffassung von PAUL läßt sich der Umstand schwer in Einklang bringen, daß im gesamten Schiefergebirge das nordöstliche Einfallen außerordentlich überwiegt und nur ausnahmsweise südwestliches Verfläichen vorkommt. HERBICH¹⁾ beobachtete im Gyergógebirge ebenfalls nur nordöstliches bis östliches Einfallen, F. v. RICHTHOFEN²⁾ in den Rodnaer Alpen „fast söhliche Lagerung“ und nur nach der Bukowina zu mehr und mehr nordöstliche Neigung.

Somit scheint man isoklinales, zum Teil flaches Einfallen nach Nordosten und Osten als im ostkarpatischen Schiefergebirge vorherrschend annehmen zu sollen. Bei der großen Breite des Gebirges müssen gewisse Wiederholungen der Schichtenfolge bestehen, nur ist bisher über deren Wesen und Bedeutung nichts sicheres ermittelt.

Das Schiefergebirge der Ostkarpaten ist reich an mannigfaltigen Erzlagerstätten. In einer fast geschlossenen Reihe streichen Manganeisensteinlager von Sara Dorna an der moldauischen Grenze über Dorna Watra, Arsița und Aurata nach Nordwesten. Sie sind an eine mächtige Kiesel-schieferzone zwischen quarzigem Sericitschiefer im Liegenden und Hornblendeschiefer im Hangenden gebunden. Die mächtige Hangendpartie der Kiesel-schiefer enthält nach B. WALTER³⁾ ein Gemenge von Manganerzen, Brauneisenstein und Quarz.

Noch weiter reichen die Spuren der kupferführenden Zone. Eine bis zu 40 m anschwellende Chloritschieferzone ist mit Eisen- und Kupferkiesen verschieden stark imprägniert; außerdem enthalten einzelne Lagen kompakte Erze. Der Kupfergehalt schwankt in bauwürdigen Partien um 3 Prozent, Adelspartien führen 8, höchst selten bis 15 Prozent. Daß sich in Balánbánya im Gyergóer Gebirge im Chloritschiefer Partien eines massigen Amphibolgesteins finden, scheint einen bedeutungsvollen Hinweis auf die Herkunft des Erzes zu bilden. Bei den bukowinischen Vorkommnissen stellt sich im Hangenden regelmäßig Graphitschiefer ein. Vom Pareu aramei in der Moldau und P. Colbului an der moldauischen Grenze ist dieses Vorkommen über

¹⁾ F. HERBICH. Das Széklerland. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geolog. Anstalt V, Budapest 1878, S. 74.

²⁾ v. RICHTHOFEN, Rodnaer Alpen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XI, Verh. S. 69.

³⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1876, S. 365. Über die Erzlagerstätten der Bukowina vergl. CORTA, Jahrb. VI, F. HERBICH, Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1861, Geolog. Verh. d. nordöstl. Siebenbürgen Mitt. Jahrb. d. k. ung. geolog. Anstalt I, 1871, POŠERNÝ. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XV, Verh. S. 71, 135, 163, 183. S. ATHANASIU. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 143.

Pojorita fast ununterbrochen nach Fundul Moldowi und darüber hinaus verfolgt. In Vallestina und Paltinis besteht die Imprägnation nur aus Eisenkies, beziehentlich dessen Zersetzungsprodukt, Brauneisenstein. Aber auch weit über die Bukowina hinaus ist diese Erzzone bekannt: ihr gehört das schon erwähnte Lager von Balánbánya und gewisse Kupferkieslager von Rodna in Siebenbürgen und Borsabánya in der Marmarosch an. Noch ein weiteres Erzvorkommen steht mit grünen Amphibolgesteinen in engem Verband: die Magnetit- und Eisenglanzgänge von Russoia bei Kirlibaba und Runk bei Jakobeni.

Das Auftreten der permisch-mesozoischen Bildungen.

Die älteren Forscher, F. v. HAUER und HERBICH in Siebenbürgen und K. PAUL in der Bukowina gingen von der Voraussetzung aus, daß sich an den Außenrand der kristallinen Schiefer eine permisch-mesozoische „Kalkzone“ und an diese die Flyschzone anlege. Die Kalkzone sollte aus einer

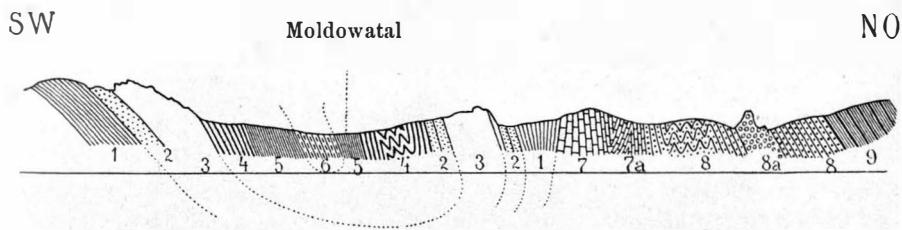


Fig. 82. Durchschnitt der ostkarpatischen Randmulde im Moldowatal bei Breaza, Bukowina. Maßstab 1 : 25.000.

1 Glimmerschiefer, 2 und 3 Verrucanoconglomerat und Dolomit (Perm), 4 Jaspisschichten, Trias, 5 schwärzliche Schiefer, Trias, 6 Braunjura-Sandstein und Schiefer, 7 und 7a neocene Sandsteine und Mergel; 7 grobbankig, 7a dünnbankig, 8 Sandsteine und Schiefer der Oberkreide, 8a mächtige Conglomeratmasse, im Val Ardeloia als Scheinklippe hervortretend, 9 schwarze Schiefer und Sandsteine des Alttertiär.

einfachen und einmaligen Schichtenfolge bestehen, deren Schichtenköpfe dem Kristallinischen zugewendet, deren Schichtenflächen vom Flysch überdeckt sind; von innen nach außen sollten immer jüngere Schichten auftreten.

In Wirklichkeit besteht aber die „Kalkzone“ der Ostkarpaten nicht aus einer einfachen Schichtenfolge, sondern aus einer weiten Mulde, und diese Mulde geht an ihrem Außenrande nicht in Flysch über, sondern ist hier durch eine Randzone von kristallinen Schiefen davon getrennt (s. Fig. 82). Man gelangt also bei der Verquerung des Gebirges von der Innenseite aus nicht ausschließlich in immer jüngere Schichten, sondern trifft dieselbe Schichtenfolge zum zweiten Male mit entgegengesetzter Fallrichtung an; man findet keinen Übergang in den Flysch, sondern eine strenge Trennung der permisch-mesozoischen Schichtenfolge vom obercretacischen und alttertiären Flysch. Die kristalline Zone am Außenrande ist zwar namentlich im westlichen Gebirgsabschnitte zum Teil durch Brüche abgeschnitten, zum Teil durch die Transgression der Oberkreide verdeckt, aber selbst diese Stellen lassen keinen Zweifel an der geologischen

Rolle einerseits der permisch-mesozoischen Schichtenfolge, andererseits des alttertiär-obercretacischen Flysches und an dem verschiedenen geologischen Alter ihrer Faltungen.

Der zweite Hauptfehler der älteren Auffassung bestand in der Verkennung der Tatsache, daß die Ablagerung der permisch-mesozoischen Schichtenfolge wiederholte Unterbrechungen erfahren habe und diese Ablagerungen durch wiederholte Denudationen angegriffen und zum Teil zerstört wurden. Den dritten Hauptfehler endlich bildete die mangelhafte Auffassung der geologischen Rolle der Oberkreide. Leider hat sich



Fig. 83. Die große ostkarpatische Randmulde im Moldowatale bei Pojorita, Bukowina. Die beiden Kegelberge (Adam und Eva) entsprechen dem Verrucanoconglomerat und Dolomit des Innenflügels, rechts davon erhebt sich das kristalline Schiefergebirge, links ist das Tal von Fundul Pojorita in die Muldenmitte eingesenkt. Die im Hintergrunde auftauchenden Berge Rarau und Pietrile Doamne hat das Klischee nicht wiedergegeben.

früher niemand die Mühe genommen, die schon in den Dreißigerjahren bei Kirlibaba an der Innenseite des kristallinen Schiefergebirges von LILL¹⁾ nachgewiesenen Cenomanconglomerate mit *Exogyra columba* über das Gebirge hinweg an den Außenrand zu verfolgen, man hätte hiedurch die Überzeugung gewinnen können, daß auch den Außenrand des älteren Gebirges der Ostkarpaten ein Band von Oberkreide umschlinge.

Die permisch-mesozoischen Ablagerungen treten übrigens nicht nur nahe dem Außenrande der kristallinen Schieferzone, sondern auch mitten im Be-

¹⁾ Journal d'un voyage géol. en Bukowine, en Transsylvanie et dans le Marmarosch. Mém. Soc. géol. France I, Mém. Nr. 13, p. 255.

reiche und selbst nahe der Innenseite der Schieferzone in einseitig gehobenen, durch Längsbrüche abgeschnittenen Schollen auf. Als Beispiele erwähnen wir den langgedehnten Zug von Verrucanoconglomerat und -dolomit in Manztal, Pucios und Eisental bei Jakobeni, ferner zwei kleinere, auch Triasschiefer umfassende Schollen in Valea Putna und den permischen „Zeugen“ Vithavas im Gyergóer Gebirge. Offenbar war vordem die gesamte kristalline Schieferzone von den permisch-mesozoischen Ablagerungen überzogen, nur vereinzelte, an Brüchen oder durch Faltung versenkte Schollen entgingen der Zerstörung.

Am tiefsten versenkt und daher auch am erhaltungsfähigsten ist die Mulde nahe am Außenrande, die sogenannte „Kalkzone“ (s. Fig. 83). Die Breite dieser Mulde beträgt in Breaza in der Bukowina nur 1·8 *km*, zwischen Kimpolung und dem Raráu dagegen 7·7 *km* und in Siebenbürgen gar bis zu 11 *km*. Der Innenflügel ist meistens sehr einfach und regelmäßig gebaut: er besteht aus einem nach Nordosten, beziehentlich Ostnordosten geneigten Felsbände von Verrucanoconglomerat und Verrucanodolomit. Darauf folgt ein Band von roten Triasschiefern und Jaspsschichten und über diesen oft noch schwärzliche Triasschiefer. Damit schließt aber in allen Fällen die ununterbrochene Schichtenreihe und viel jüngere liasische, jurassische, neocome oder selbst obercretacische Ablagerungen nehmen in ziemlich regelloser Verteilung die Muldenmitte ein. Nach Verquerung der Muldenmitte gelangt man in den Außenflügel, der aus denselben Bildungen wie der Innenflügel, also aus Triasschiefer, Permdolomit und Permquarzit, zusammengesetzt, häufig jedoch etwas verwickelter gebaut ist. Er zeigt die entgegengesetzte Neigung wie der Innenflügel, kann aber auch in einzelnen Fällen schief umgelegt sein. An seinem Außenrande tritt eine mehr oder minder breite Zone von Glimmerschiefer als Unterlage hervor. An den Außenrand legt sich entweder direkt die Oberkreide an oder es schaltet sich noch eine Zone von neocomen kalkigen Karpatensandsteinen ein.

Die Randmulde der Bukowina.

In der Bukowina¹⁾ erstreckt sich die Randmulde parallel zum Gesamtstreichen aus dem Quellgebiete des Saratabaches an der galizischen Grenze über Bobeika, Luczyna, Breaza, Fundul Moldowi, Pojorita und Kimpolung nach Südosten bis in die Gegend des Raráuplateaus. Der Innenflügel der Mulde verläuft längs der ganzen Strecke als ein ununterbrochenes, schmales Felsband hin; der Außenflügel zeigt größere Komplikationen und teilweise Unterbrechungen. Wir können hier unmöglich die Abänderungen des

¹⁾ A. v. ALTH. Mineralquellen der Bukowina. Neues Jahrb. 1848. Gebirgsprofil und Hebungen in Ungarn und Südrußland, Neues Jahrb. f. Min. 1841, S. 347; K. PAUL. Geologie der Bukowina. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1876. — V. UELIG. Vorl. Bericht geolog. Reise Gold. Bistritz. Sitzungsber. d. k. Akademie, 98. Bd., 1889, S. 730. Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den Ostkarpaten. ebdas., 106. Bd., 1897, S. 190.

geologischen Baues schrittweise verfolgen, sondern müssen uns mit einigen Profilen und dem Hinweise auf einzelne Haupterscheinungen begnügen.

Von der Einfachheit des Baues im nördlichen Teile gibt das Profil des Stirbul (Fig. 84) eine Vorstellung. Hier fehlt der Außenflügel gänzlich, der in dem durch Werfener Schiefer ausgezeichneten Tatarkatale angedeutet, aber erst im Pareu Fagetetele in Breaza zusammenhängend ausgebildet ist. In der schmalen Mulde von Breaza (s. Fig. 82) liegen Sandsteine und Schiefer des Dogger, eine schmale Zone von neocomen Mergelkalken und Sandsteinen schiebt sich hier zwischen den kristallinen Außenrand und die Oberkreidehülle ein. Bei Sadowa erweitert sich die Mulde immer mehr und mehr, die Komplikation nimmt zu. Der Innenflügel ist am Dealu Cailor um 500 *m* quer verschoben, bei Pojorita durch Bruch verdoppelt (s. Fig. 11). Am Außenflügel erscheinen bei Sadowa zwei, in Valea seaca in Kimpolung eine Glimmerschieferzone, aber erst südlich von Valea Isvorului alb behauptet sich der Glimmerschiefer bis nahezu an das Südende des alten Gebirges in der Csik ununterbrochen als breite Außenrandzone.

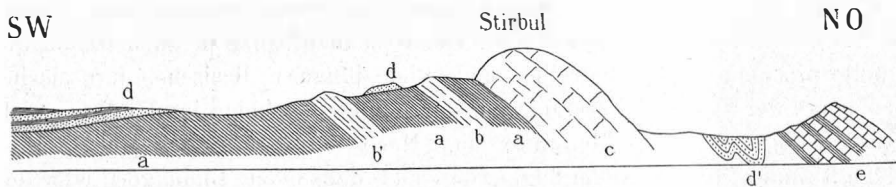


Fig. 84. Profil der ostkarpatischen Randmulde bei Luczyna.

a Glimmerschiefer, *b* grauer Gneis, bei *b'* Augengneis (Orthogneis), *c* Verrucanodolomit (Perm), *d* transgredierende Oberkreide, weißer grobbankiger Sandstein und grauer Mergel, *d'* plattiger Sandstein mit blaugrauen Mergellagen, *e* schwarze Schiefer und kieselige Sandsteine (Schipoter Sch.), Alttertiär.

In der Region ihrer größten Breitenentwicklung südlich von Kimpolung ist die Mulde durch eine steile, vom Außenrande ausgehende sekundäre Antikline in zwei Partien geteilt, eine breitere innere Partie zwischen dem Innenflügel und der sekundären Antikline und eine viel schmalere äußere Partie zwischen dieser und dem Außenflügel. Da überdies der Außenflügel eine Verdoppelung durch sekundäre Faltung und Bruch erfährt, so ergibt hier die geologische Karte ein ziemlich buntes Bild. Der Außenflügel senkt sich im Valea Isvorului alb in drei kleinen Wellen von Verrucanodolomit zur Mulde (s. Fig. 85). Die sekundäre Antikline zweigt sich an der Obcina Arșița bei Slatiora vom Außenflügel ab, ist im Valea Isvorului alb von cretacischen Bildungen überdeckt und taucht als eine kleine Kuppel von Glimmerschiefer und Verrucano im Valea seaca nochmals unter Neocomsandstein auf.

Bei Slatiora wendet sich die Permzone des Außenflügels nach Süden und dann nach Westen, um sich über Bădka niagri quer über den Hauptkamm mit dem vom Rarău über moldauisches Gebiet herüberstreichenden Innenflügel zu vereinigen. Wie eine flache Schüssel liegt auf der Höhe des moldauisch-bukowinischen Grenzkaumes die große mesozoische Mulde vor den Augen des Beobachters.

Größere Schwierigkeiten als die Umrahmung bereitet die Muldenfüllung dem sichtenden Geologen. Den eigentlichen Untergrund der Mulde bilden besonders im Raräugebiete die untertriadischen Jaspisschichten. Darüber liegen unregelmäßig verteilt Unterlias, Dogger, Tithon und Neocom und Oberkreide. Der rote Adneter Knollenkalk des Unterlias findet sich als winziges Denudationsrelikt nur an einer Stelle im Valea seaca. Die dunkeln, glimmerreichen und conglomerateführenden Schiefer des braunen Jura bevorzugen einen an den Innenflügel sich anlehrenden Streifen in Pojorîta und Fundul Pojorîta, einen zweiten beim Kloster Rarău auf moldauschem Boden¹⁾ und einen dritten im Valea Isvorului alb am Rande der sekundären Antikline (s. Fig. 85). In Pojorîta ist eine Triaskalkmasse als echte Klippe vom Posidonien-schiefer des braunen Jura umhüllt.

Die Tithon- und Neocomkalke treten als mächtige, bald klippen-, bald mauerförmige Massen besonders im südlichen Teile der Mulde auf (s. Fig. 86). Der 1653 m hohe Rarău bildet die mächtigste dieser Massen. Wenn in der älteren Literatur von den jurassischen Klippenkalken der Bukowina die Rede ist, so sind hauptsächlich diese Kalke gemeint. Einzelne von ihnen gehen am Rande teils allmählich, teils unvermittelt in graue sandige Tone und Mergel über und bilden vermutlich ursprüngliche kleine Riffe. Andere sind Denudationsrelikte.

¹⁾ S. ATHANASIU. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 134.

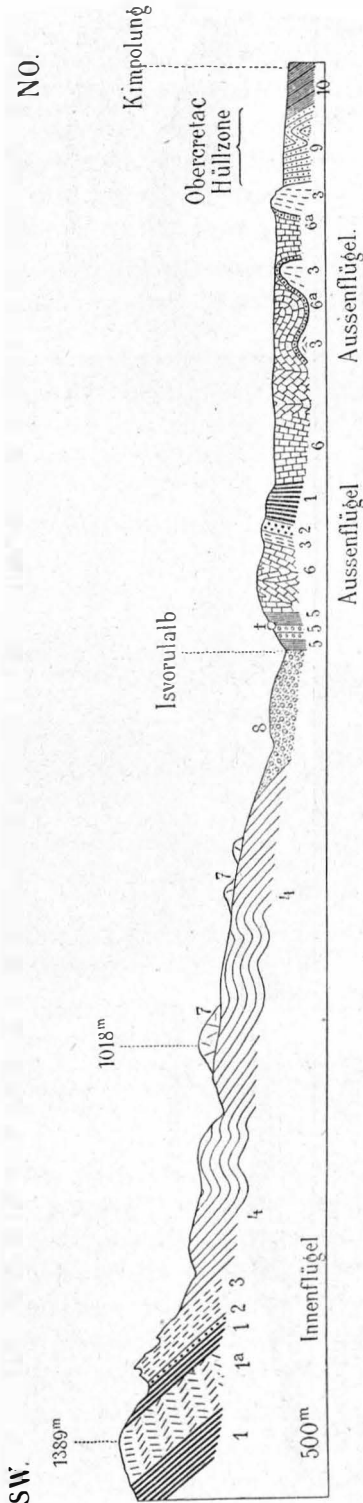


Fig. 85. Durchschnitt der ostkarpatischen Randmulde bei Kimpolung, entlang dem Bache Isvoru albu. Maßstab ungefähr 1:27.000.

1 Glimmerschiefer, 1a roter granitischer Angengneis (Orthogneis), 2 und 3 Verrucanoconglomerat und -dolomit, Perm, 4 Jaspisschichten (untere und mittlere Trias), 5 Dogger, schwarzer Schiefer und Conglomerat mit *Spharoceras* sp., bei t mit einem großen Block von Triaskalk, 6 neocomer Sandsteine, an der Basis eine rote tonige Lage (6a Tithon?), 7 (Aprofinenkalk (Neocom), 8 Oberkreitleconglomerat, 9 Sandstein und Schiefer der Oberkreide, 10 schwarze Schiefer, Alttertiär.

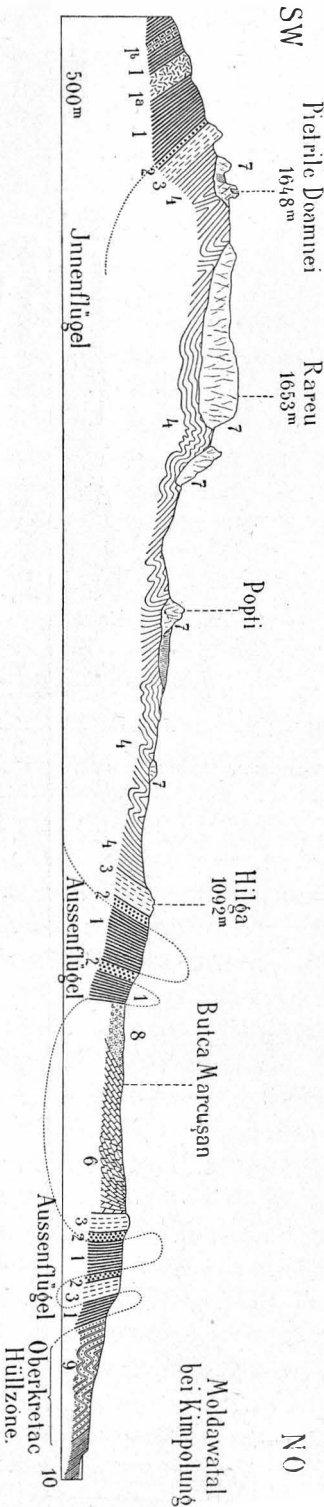


Fig. 86. Durchschnitt der ostkarpatischen Randmulde über den Rarău (= Rarău) bei Kimpolung. Maßstab 1 : 50.000.
 1 Glimmerschiefer, 1a roter granitischer Angengneis (Orthogneis), 1b kristalliner Kalk, 2 Verrecanoconglomerat, 3 Verrecanodolomit, Perm, 4 Jaspisichten (untere und mittlere Trias), 6 sandige Neocomgesteine, 7 Caprotienkalk und Ton mit Ammoniten und Korallen, 8 Conglomerate der Oberkreide, 9 Schiefer und Sandsteine der Oberkreide, 10 schwarze Schiefer des Alttertiär.

Als Klippen kann man sie nicht bezeichnen, da sie jetzt nicht ersichtlich von jüngeren Schichten umhüllt sind. Daß sie aber vordem von Oberkreide umgeben waren und wirkliche Klippen bildeten, ist sehr wahrscheinlich, denn der etwas tiefer gelegene Mittelteil der großen Mulde ist in Isvorul alb, Valea seaca und Fundul Pojorita erfüllt von schwärzlichen und grauen Schiefen und Tonen mit zahlreichen größeren und kleineren Blöcken von neocomem Korallenkalk.

Aus dieser wahrscheinlich obercretacischen Bildung stammt wohl die von PAUL im Valea seaca aufgefundene, aber nicht weiter beachtete *Actaeonella*. Vermutlich hat die obercretacische Detritusbildung ehemals höher hinaufgereicht und auch die großen Korallenkalkmassen umhüllt, die jetzt wieder durch Denudation von ihrer ehemaligen Hülle befreit sind. Wo diese obercretacische Ablagerung erhalten blieb, ist der Boden mit Riesenblöcken besät; klippenartig ragen regellos verteilte rundliche Kalkmassen aus den üppigen Hochwiesen auf und verleihen der Landschaft ein eigenartiges Gepräge (s. Fig. 87). Enthalten diese Kalkblöcke keine deutlichen Versteinerungen, so ist es oft freilich nicht möglich, ihre Herkunft zu bestimmen; Neocomblöcke liegen hier neben Serpentinblöcken und ihnen mögen sich manche Triasblöcke und Sandsteinfragmente aus Trias- und Juragesteinen beimengen.

Tithon- und Neocomgesteine lehnen sich auch an den Außenflügel und die sekundäre Antikline an und erfüllen, eng zusammengedrückt und in komplizierte Fältchen gelegt (s. Fig. 85, 86, 88) die äußere Partial-

mulde. Bei der klastischen Natur dieser Gesteine und ihrer Verbindung mit mächtigen Conglomeraten und Sandsteinen (Muncelsandstein) kann es nicht befremden, daß auch sie Klippen und Blöcke von Triaskalk einschließen. Die große Triaskalkklippe des Valea mare mit ihrem mächtigen Geschiebementel, die kleineren Klippen von Hallstätter Kalk in Vale Mesteacan, von rhätischem Kalk in Fundul Pojorita und an den Gehängen des Moldowadurchbruches gehören dieser tithonisch-neocomen Zone an (s. Fig. 12 bis 14, 87).

Unzweifelhaft erfolgte in der Bukowina Denudation und mit ihr Klippenbildung in verschiedenen Perioden: Triasblöcke und Klippen



Fig. 87. Klippenartige Kalkblöcke in der Oberkreide der ostkarpatischen Randmulde in Fundul Pojorita, Bukowina.

Der Vordergrund bildet die Höhe zwischen dem Tale Valea seaca und Fundul Pojorita. Aus den Tongesteinen ragen rechts am Bildrande Korallenkalkblöcke hervor. Der Hintergrund rechts gehört dem kristallinen Gebirge an, links erkennt man die Felszähne der Pietrile Doamne (Caprotienkalk).

wurden zuerst in Gesteine des braunen Jura eingehüllt, später in die klastische Tithon- und Neocomserie; noch später wurden tithonische und neocomen koralligene Kalke in die Blockbildungen der Oberkreide aufgenommen. Aber nicht alle in „Klippenform“ auftretenden Gesteine sind hier echte, von jüngeren Gesteinen umhüllte Klippen; wir müssen daneben, wie im III. Abschnitte bemerkt wurde, auch primäre Kalkriffe unterscheiden, deren schiefrige Umgebung gleichzeitig mit dem Riffkalk abgesetzt wurde.

Durch den Zusammenschluß des Innen- und Außenflügels der Randmulde südlich vom Rarău verschwindet die permisch-mesozoische Auflagerung vom kristallinen Untergrunde. Kaum 2 km weiter südlich tauchen

neuerdings permische Gesteine auf. Sie krönen als ein fast 14 *km* langes und kaum 1 *km* breites Felsband den bukowinisch-moldauischen Grenzkamm zwischen Hrebin, Tarnița und Alunisu bis an die Südostspitze der Bukowina. Der Moldau ist ein Schichtkopf von Verrucanoconglomerat und -dolomit zugekehrt, auf der Schichtfläche ruht auf dem österreichischen Abhange ein vermutlich neocomer Sandstein mit vielen Grundgebirgsbrocken. An den Sandstein stößt der Glimmerschiefer des Außenrandes offenbar unter Bruch an. Hier blieb also nur der Innenflügel der Mulde erhalten, der Außenflügel fiel in höherem Niveau der Denudation anheim.

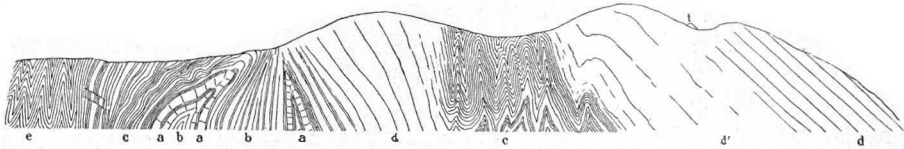


Fig. 88. Faltungen der tithonisch-neocomen Sandsteine und Schiefer im Moldovatale zwischen Kimpolung und Pojorita, Bukowina.

a rote Mergelschiefer mit *Aptychus imbricatus*, Tithon, *b* dünnsschichtige Sandsteine, *c* kalkige dünnsschichtige Sandsteine und Schiefer, *d* grobbankige Sandsteine und Conglomeratbänke, *d'* massige Sandsteine (Muncel-S.), *e* graue Schiefer, *t* kleine Blockklippe von hellem rhätischen Kalk im Sandstein.

Die Randmulde in der Moldau und in Siebenbürgen.

An der Südspitze der Bukowina keilt der Tarnițaflügel der Randmulde aus. Vergebens sucht man auf moldauischem Boden 30 *km* lang seine Fortsetzung. Erst an der Măgura bei Grințesu mare nahe der siebenbürgischen Grenze ist ein Denudationsrest der Randmulde erhalten. Eine zweite bogenförmige Partie liegt am Presecaribache, halb auf moldauischem, halb auf siebenbürgischem Boden. Sie enthält die Klippen des Vöröskö bei Tölgyes. Zwei weitere Denudationsreste nehmen das Plateau der Pietra Argenteria nördlich von Holló und das der Pietra siesu Comanicu bei Tölgyes ein; über dem Verrucano- und Triasschiefer liegt hier Caprotinenkalk, dort Sandstein des braunen Jura. Bei Tölgyes endlich greift Caprotinenkalk unmittelbar über das Grundgebirge.¹⁾

Südlich der Bistricioara schließen die Sedimentärbildungen wieder zu einer kompakten, bis an das Südende des ostkarpatischen Grundgebirges verfolgbaren Mulde zusammen. Der Bau der Randmulde ist derselbe wie in der Bukowina. An den flach und nach Osten einfallenden permischen Innenflügel schließen sich vorwiegend Trias und Jura, an den entgegengesetzt und steiler geneigten auch etwas komplizierter gebauten Außenflügel vorwiegend untercretacische Caprotinenkalke an; die Mitte ist zumeist von

¹⁾ Betreffs der Randmulde in der Moldau und Siebenbürgen ist zu vergleichen: HAUER u. STACHE. Geologie Siebenbürgens. Wien 1863. — F. HERBICH. Széklerland. — Grig. ȘTEFANESCU. Anuarul ū Biorului geologicū. Anul III, București 1888, p. 4. — V. UHLIG, I. C. — Ș. ATRANASIU, I. C. — G. PRIMICS. A. keleti kárpátok geologiai viszonyai Ertekezések a természetudományok kőreből XIV, 1884. — Th. SZONTÁGH. Földt. Köz. 1896, S. 383.

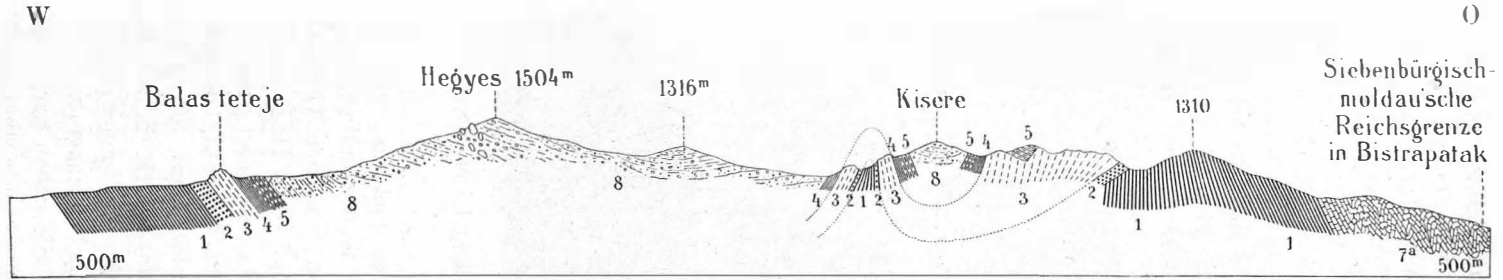


Fig. 89. Durchschnitt der ostkarpatischen Randmulde im nordöstlichen Siebenbürgen, südlich von Tölgyes. Maßstab 1 : 50.000.

1 Glimmerschiefer, 2 und 3 Verrucanoconglomerat und -dolomit (Perm), 4 Triasschiefer, 5 Sandsteine des Dogger, 7a neocome Kalkschiefer und Sandsteine am Außenrande. 8 Oberkreideconglomerate; am Westabhange des Hegyes mit großen Blöcken von Neocomkalk mit Korallen.

— 157 —

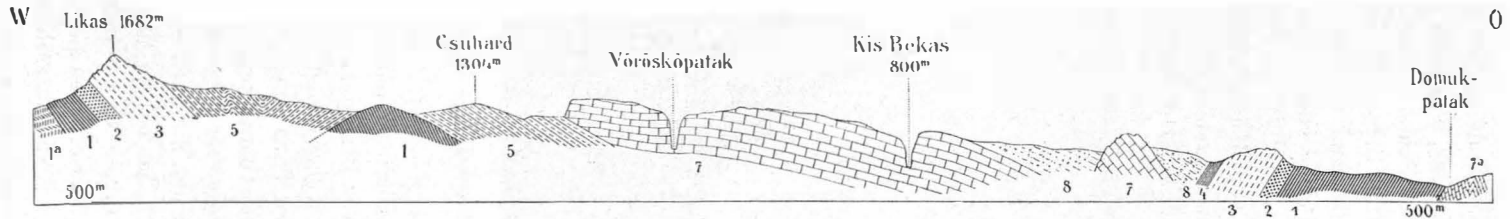


Fig. 90. Durchschnitt durch die ostkarpatische Randmulde im nordöstlichen Siebenbürgen. Maßstab ungefähr 1 : 52.000.

1 Glimmerschiefer, 1a Augengneis (Orthogneis), 2 und 3 Verrucanoconglomerat und -dolomit (Perm), 4 Triasschiefer, 5 Sandstein des Dogger, 7 Caprotinenkalk, Neocom, 7a neocome Kalke und Sandsteine am Außenrande, 8 Oberkreideconglomerat.

mächtigen Oberkreideconglomeraten mit zahllosen, zum Teil großen Blöcken der älteren Gesteine, besonders von Tithon- und Neocomkalk, erfüllt. Die Zone der kristallinen Schiefer am Außenrande der Mulde ist hier bis zu 2 km breit; erst im südlichsten Teile des Zuges greift die Oberkreide der Mulde über den Außenrand, so daß im Javardi-, Sötel- und Görbepatak nur drei Partien von Permgesteinen und Glimmerschiefer den Außenflügel markieren.

Der nördliche Teil der siebenbürgischen Randmulde südlich von Tölgyes ist fast ganz von den mächtigen Conglomeratschichten der Oberkreide eingenommen. An einzelnen Stellen überschütten sie sogar gänzlich den permischen Innenflügel. Der Außenflügel zeigt hier in Kisere und bei Zsédány-

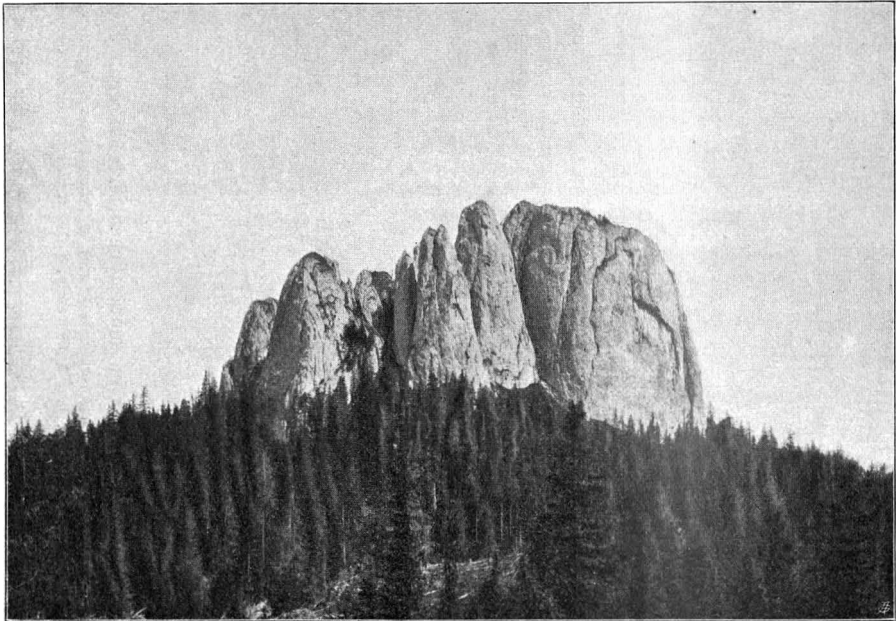


Fig. 91. Tithonkalk des Egyeskő bei Bálánbánya auf Triasgesteinen aufruhend.

Aufnahme von L. von Lóczy.

patak komplizierte Wiederholungen des Permbandes und ist durch das Vorkommen von Braunjura ausgezeichnet (s. Fig. 89). Weiter südlich gelangt man am Bardoshegy und am Cshard nördlich vom einsamen Vöröstó in den berühmten Trias- und Jurazug des Gyilkos-kő und Nagy Hagymás. An die permische Umrahmung legen sich zunächst da und dort triadische Schichten, leider nur in dürftigen Spuren erhalten, an. Am Fuße des Gyilkos-kő erscheinen sie auch im mittleren Teile der Mulde. Dann folgen nach Osten geneigt Sandsteine und Kalksteine des Braunen Jura, in der Umgebung des Vöröstó breit entfaltet (Fig. 90), nach Süden hin immer schmaler werdend. Darüber erheben sich als eine gewaltige weiße Felsmauer (s. Fig. 15) die Kalke der Acanthiusschichten und des Tithon. Sie gehen nach Osten ohne deutliche Grenze in die Caprotinenkalke der Unterkreide über, die bis

an den Außenflügel der Mulde reichen. Am Vöröstó ist der mächtige Kalkschichtkopf ungefähr 3 km vom Permband des Innenflügels entfernt, weiter südlich reicht der Tithonkalk, indem er sich zugleich am Nagy Hagymás bis zu 1793 m erhebt, fast bis an das Permband heran, und hat hier teils Braunjura, teils Splitter von Adnether Kalk, Hallstätter Kalk und triadische Schiefer zur Unterlage. An der Kurmatura bei Balánbánya sind Randpartien der Kalkmauer durch Denudation abgesprengt, wie der schlanke Felskegel Egyeskő, der klippengleich aus dem Dunkel des Tannenwaldes aufragt (s. Fig. 91). Nach Süden hin wird der Jurazug immer schmaler und verschwindet zwischen Szakadat und Naskalat, ohne das Südende der Mulde zu erreichen.

Der Caprotinenkalkzug ist oberflächlich nicht so kompakt entwickelt wie der Jurakamm: umhüllt von den Conglomeratschichten der Oberkreide erscheint er in ein Heer von größeren und kleineren Klippen aufgelöst, die

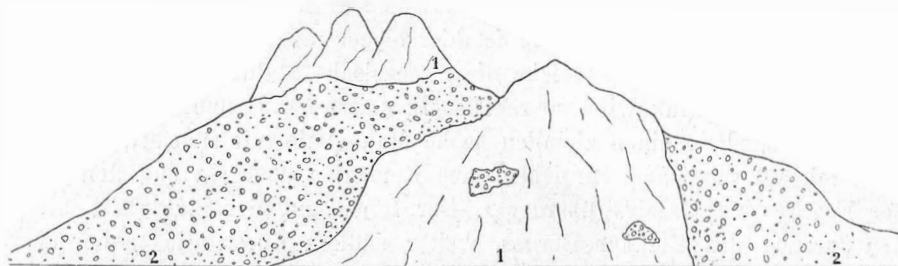


Fig. 92. Tithon-Neocomkalkklippe umhüllt von Oberkreideconglomerat am Wege von Háromkut (Kis Békás) zum Szalok.

1 weißer, koralligener Tithon-Neocomkalk, 2 Cenomanconglomerat mit runden Geschieben von Tithon-Neocomkalk, Gneis und anderen Gesteinen. Einzelne Geschiebepartien kleben an der Wand der Klippe. Gesamthöhe der Klippe über dem Boden 5 bis 6 m.

den östlichen Teil der Randmulde bis an den Außenflügel einnehmen und im südlichsten Abschnitte zwischen Naskalat und Pogany havas bei Szépvis fast die ganze Breite der immer schmaler werdenden Mulde ausfüllen (s. Fig. 92).

Das Persanyer und Burzenländer Gebirge.

Die südlichsten Teile der ostkarpatischen Randmulde können wir hier nur mit flüchtigem Blicke streifen.¹⁾

¹⁾ Aus der reichen Literatur über das Persanyer Gebirge und die Kalkzone der Südkarpaten heben wir hier nur folgende Werke hervor: F. v. HAUER u. G. STACHE, l. c. — HERBICH, l. c. — D. SUR. Beitr. z. Kenntn. d. Liasabl. v. Neustadt, Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1872, S. 341. — MESCHENDÖRFER. Geologischer Bau der Stadt Kronstadt, Festschrift, Kronstadt 1892. — A. KOCK. A Brassói Hegység földtani szerkezetéről. Sclir. d. k. ung. Akad. d. Wissensch. XVII, Budapest 1887. — SIMIONESCU, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 9—52. Studii geologice și paleontol. din Carpații Sudici I, II, Bucuresci 1898. Untercenomanfauna. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 269. Barrême-fauna. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 131. — POPOVICI-HATZEG. Bull. Soc. géol. France, 3. sér. XXV, p. 549, 669. Étude géol. des env. de Campulung et de Sinaia. Paris 1898. — K. REDLICH. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 77. — F. TOULA. Neues Jahrb. 1897, I, S. 142, 221.

Im Persanyer Gebirge, das vom Gyergóer Gebirge durch die Ausläufer der vulkanischen Hargitta abgeschnitten ist, finden sich dieselben Formationen wie im Gyergóer Gebirge vor, vom Glimmerschiefer und dem im Comanatale nachweisbaren Verrucanoconglomerat und -dolomit angefangen bis zur Oberkreide. Glimmerschiefer erscheint gleich am Nordrande bei Vargyas, dann im Comana- und Venezia-tale; da sich aber die Triasablagerungen, Werfener Schiefer, Muschelkalk, bunte Schiefer und koralligene Kalke, westlich von der Glimmerschieferzone befinden, so entspricht diese wohl nicht dem eigentlichen Gebirgsrückgrat, sondern der Außenrandzone der Mulde. Unter dieser Voraussetzung deutet die Leitlinie des Persanyer Gebirges eine Verschiebung nach Westen an; das Gebirge ist zugleich stark gesenkt und erstickt sozusagen unter der schweren Hülle der Oberkreide.

In der Gegend von Vledény schwenkt die Leitlinie wieder nach Osten und gelangt am Kegelberge von Zeiden in das Burzenländer Gebirge. Keine Spur von Trias und Perm ist hier bisher entdeckt worden und so entfallen jene Randzonen, welche die mesozoische Mulde im Gyergóer Gebirge und in der Bukowina so regelmäßig umfassen. Dennoch besteht auch hier eine im allgemeinen ziemlich flache Mulde, die mit südsüdwestlichem, dann mit südwestlichem Streichen nach Rumänien übergeht und den Rand des Fogarascher Massivs überdeckt. Der Innenrand der Mulde ist durch den Jurazug des Zeidner Berges, weiter südlich durch die meilenlange imposante Felsmauer des Königssteines (2241 *m*), der Außenrand durch die kristalline Schieferzone des Munte Leota und M. Lacu gegeben. Kohlenführende Grestener Schichten, oberliasische Sandsteine, Braunjura und die oberjurassisch-neocomen Korallenkalke, lokal auch Cephalopodenkalke, bilden das Baumaterial der Mulde, zeigen aber innerhalb dieses Raumes eine selbständige Verbreitung. Bei Rucar in Rumänien erscheint die Mulde im Süden abgeschlossen, die kristallinen Schiefer des Leotazuges vereinigen sich bei Dragoslavele mit dem Massiv der Fogarascher Alpen; bei Câmpolungh setzt sich nochmals eine kleine Partie von Juragesteinen an den Südrand des kristallinen Massivs an (s. d. tekt. Karte).

An die kristalline Schieferzone des Vrf Leota und M. Lacu legen sich östlich am Rande des Bucsecs (Bucegi) abermals Braunjura und jurassisch-neocomen Korallenkalke an, so daß hier nebst der Hauptmulde eine östliche Nebenmulde angedeutet erscheint. Untergeordnete Längsbrüche scheinen die Juradecke der Nebenmulde des Bucsecs zu durchschneiden, da an mehreren Stellen wie am Vrf Bâtrine am Westrande, besonders aber im Jalomițatale am Ostrand der Juradecke kristalline Schiefer zum Vorschein kommen. Die übermächtige Auflagerung der Bucsecsconglomerate verhüllt hier manches Detail des geologischen Baues. Die kristalline Schieferzone des M. Leota und die östliche Nebenmulde verschwinden ungefähr am Nordrande des Bucsecs, ohne die Gegend des Weidenbaches und das Gebiet von Kronstadt zu erreichen. Augenscheinlich sind diese Zonen hier an Brüchen versenkt und durch Oberkreide überdeckt. Die relative Tiefen-

lage des Kronstädter Gebietes dürfte mit derartigen Vorgängen im Zusammenhang stehen. Die Gegend von Kronstadt, die Abhänge des Königssteines bei Moëcs und Törzburg, die Schluchten des Bucegiplateaus bieten ein geologisches Bild von seltener Schönheit und Großartigkeit: an 1000 m mächtig türmen sich hier die Conglomeratmassen in fast schwebender Lagerung auf (vergl. Fig. 93), umhüllen und bedecken die jurassisch-neocomen Korallenkalke und enthalten nicht nur ungemessene Mengen gerundeter Tithon- und Neocomblöcke, sondern auch mehr als hausgroße Kalkmassen, die man geneigt sein könnte, für anstehendes Gebirge zu halten, wären sie nicht in prächtigen Aufschlüssen als Blöcke erkennbar.



Fig. 93. Das Buceesconglomerat in der Schlucht zwischen La Omn und Gaura.

Die schwebend gelagerten Schichten bestehen von unten bis oben aus dem cenomanen Buceesconglomerat. Die hellen Felsmassen nahe dem Rande rechts und links bilden riesige Tithon- oder Neocomkalkblöcke.

Nirgends kann man deutlicher als z. B. am Königsstein oder am Bucees die diskordante Anlagerung der Oberkreide an eine, schon vor dieser Periode gehobene jurassisch-neocomene Kalkmasse beobachten, nirgends kann man die Auflösung kompakter Jura- und Neocomzüge in Reihen von Klippen leichter verfolgen als hier. Die wahrhaft enormen Massen von Jura- und Neocomblöcken in diesen Conglomeraten geben ein bereites Zeugnis für die Größe der Denudationsarbeit ab, die hier vom Wellenschlage des Oberkreidemeeres geleistet wurde und die an manchen Punkten, wie z. B. zwischen O-Tohan und Wolkendorf, zu einer völligen Entfernung des Kalkzuges geführt zu haben scheint.

Die Randmulde in der Marmarosch.

Schon im nordwestlichen Teile der bukowinischen Kalkzone ist der Außenflügel der Randmulde teilweise niedergebrochen. In der Marmarosch ist das in noch viel höherem Grade der Fall. Abbruch und obercretacische und alttertiäre Überdeckung spielen hier eine so große Rolle, daß nicht mehr eine ununterbrochene „Kalkzone“, sondern nur ihre dürftigen Fragmente nachweisbar sind.

Man kennt an mehreren Punkten Verrucanoconglomerat und -dolomit, darüber bunte Schiefer und Sandsteine, nach F. v. HAUER¹⁾ den Werfener Schiefeln ähnlich. H. ZAPALOWICZ²⁾ nimmt auch das Vorhandensein von Triaskalk an. Diabas, Diabasporphyr und Tuff sind namentlich durch ZAPALOWICZ in großen Stöcken am Czywezyn bei Suligul, am Farcheu und Rugasiu nördlich von Ruszpolyana und am Pietros bei Bogdan nachgewiesen.

Große obercretacische und eocäne Schollen transgredieren tief in das kristalline Gebirge, andererseits beweisen die kleinen, im Flysch nördlich der Hauptzone vorkommenden Klippen von kristallinen Schiefeln, die Kalk- und Melaphyrklippen bei Körösmezö und die Juraklippe von Szinéver Polyana bei Ökörmezö die ehemals weite Ausdehnung des vorcenomanen Gebirges. Nach den gegenwärtig vorliegenden Anhaltspunkten läßt sich auch nicht eine Vermutung über die ehemalige Beschaffenheit der Randmulde in der Marmarosch wagen. Vielleicht aber werden spätere Untersuchungen über diesen am schwersten zugänglichen Teil der Karpaten etwas mehr Licht verbreiten.

Die Umrahmung des alten Gebirges.

Eine obercretacische und eine eocäne Zone umgeben das alte Gebirge und verleihen ihm den Charakter einer Insel. Oberkreide transgrediert, wie wir sahen, über große Teile des Grundgebirges und bewirkt dessen Zerteilung in kleinere Inseln; sie greift in die große Randmulde ein und verwandelt die mesozoischen Kalkzüge in einen Kranz von kleineren und größeren Klippen.

Die Kreidezone der Innenseite verläuft aus der Marmarosch über den Prisloppaß, Kirlibaba, Poeana rotunda, den Ousor bei Dorna nach Glodu in der Moldau. Weiter südlich ist sie durch vulkanische Aufschüttungen der Beobachtung entzogen. In dieser Zone hat zuerst LILL die unmittelbare Auflagerung von Conglomeraten und Sandsteinen mit *Exogyra columba* auf kristallinen Schiefeln in Kirlibaba erkannt; später hat A. v. ALTH am Jedul bei Kirlibaba cenomane Ammoniten,³⁾ H. ZAPALOWICZ an mehreren

¹⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt X, S. 407.

²⁾ H. ZAPALOWICZ, Marmaroscher und pokutische Karpaten. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 361. Vergl. ferner A. v. ALTH, Ausflug in die Marmaroscher Karpaten Mitt. d. geogr. Gesellsch. Wien II. — A. GESELL. Geol. d. Marámaros. Jahrb. d. ung. Karpatenver. VIII. — TH. POSEWITZ. Aufnahmeberichte.

³⁾ L. SZAJNOCHA. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 87.

Punkten der Marmarosch die *Exogyra columba* aufgefunden. In Glodu in der Moldau wurden Exogyrensandsteine und Inoceramenmergel nach Art der Puchower Schichten nachgewiesen.¹⁾

Die gewaltige Mächtigkeit der Conglomerate der transgredierenden Serie bezeugt den großen Umfang der Abtragung, die hier stattgefunden hat; auf weite Strecken wurde die gesamte permisch-mesozoische Auflagerung entfernt, denn wir sehen an der ganzen Innenseite die Exogyrengesteine unmittelbar auf dem kristallinen Grundgebirge auflagern, wir sehen sie beim Gestüthofe Luczyna sich weit in das kristalline Gebirge hinein erstrecken, während sich etwas weiter nach außen permische Sedimente erhalten haben. Die Natur der Inoceramenmergel beweist hier ähnlich wie im Waagtal und in den Pieninen eine Vertiefung des Meeres in der jüngeren Periode der Oberkreide.

Am Außenrande besteht die Oberkreide aus Conglomeraten und Sandsteinen (Uzer Sandstein), blaugrauen Schiefertönen und kalkigen Sandsteinschiefern. Bei Kimpolung kaum 300 m mächtig, erweitert sie sich im Streichen zu großen Bergzügen, so besonders am Cihlău, an der Stănişoara in der Moldau und am Csukas in Siebenbürgen. Versteinerungen sind hier am Ghymespasse (LILL), an der Stănişoara,²⁾ in Comarnic im Prahovatale, im Uzer Sandstein, in den Bucegiconglomeraten, und bei Ūrmös³⁾ aufgefunden.

Bei Kimpolung in der Bukowina und nördlich davon grenzt die Oberkreide unmittelbar an das alte Gebirge. Von Gemine südlich von Kimpolung dagegen bis in die Wallachei schiebt sich zwischen die kristalline Randzone des alten Gebirges und die Oberkreide ein mächtiges Band von kalkigen Karpatensandsteinen der Unterkreide ein. Im südöstlichen Siebenbürgen teilt sich dieses Band durch Auflagerung und Einfaltung von Oberkreide in mehrere Streifen (s. d. tekt. Karte).

Am Kontakte mit den kristallinen Schiefern der Randzone zeigen die Neocomgesteine häufig ein gegen das alte Gebirge gerichtetes Einfallen, sie sind ferner in überaus wechselvolle, enge Sekundärfalten gelegt und bekunden dadurch in ähnlicher Weise wie der Außenflügel der großen Randmulde, daß die Region des Außenrandes des kristallinen Grundgebirges besonders intensiven Pressungen unterworfen war.

Wie ist nun der merkwürdige Umstand zu erklären, daß zwischen dem neocomen Karpatensandstein und dem Grundgebirge nirgends auch

¹⁾ V. UHLIG, l. c. — S. ATHANASIU. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 82.

²⁾ S. ATHANASIU, l. c. p. 130.

³⁾ Vergl. PAUL, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 685. — POPOVICI-HATZEG, l. c. S. 108. — PILIDE. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1877, S. 71. — J. SIMIONESCU. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 8. Fauna cretac. sup. de la Ūrmös. Bucuresci 1899. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1898, S. 37. — HERBICH. Széklerland. S. 251. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 368. — J. БОСКН. Verh. v. Sosmezó. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geolog. Anstalt XII, S. 136.

nur eine Spur von älteren mesozoischen Gesteinen zu erkennen ist? Daß solche Ablagerungen vor Absatz des Neocom denudiert wurden, ist wenig wahrscheinlich; die Annahme eines Längsbruches oder einer Senkung entspricht besser den gesamten Verhältnissen. Es fragt sich nur, ob diese Senkung vor oder nach Absatz des Neocom entstand.

Die Faziesdifferenz zwischen den untercretacischen Riffkalken des Innenflügels der Mulde und den sandig-kalkigen Neocomschichten des Außenrandes scheint die Annahme eines tieferen Bildungsraumes am Außenrande des alten Gebirges zu erfordern. Andererseits drängen uns die gesamten Verhältnisse der Sandsteinzone zu der Annahme, daß der Bildungsraum dieser Zone in vortithonischer Zeit im wesentlichen trocken lag und erst im Obertithon durch das Übergreifen des älteren Karpatenmeeres und die Vertiefung einer Geosynklinale am Außenrande in eine marine Periode eintrat. Diese Umstände legen uns die Vermutung nahe, daß die Versenkung am Außenrande des ostkarpatischen Grundgebirges vor dem Absatze des Neocom erfolgte und daß in den neocomen Karpatensandsteinen am Außenrande des Grundgebirges die Absätze des neu entstandenen und vertieften Meeres zu erblicken seien. Die Barre zwischen den Ablagerungsräumen der Caprotinenkalke und der Karpatensandsteine scheint im Süden weniger schroff gewesen zu sein als im Norden; die kristalline Randzone ist im Bucegigebiete weniger ausgeprägt, die Karpatensandsteine konnten daher am Weidenbache und am Predealpasse in das Gebiet der Caprotinenkalke, diese am Mészpont bei Zajzon kolonienartig in die Karpatensandsteine eingreifen. Die neocomen Karpatensandsteine haben die vorcenomane Faltung gemeinsam mit den älteren mesozoischen Ablagerungen mitgemacht und wurden gemeinsam mit diesen von der Oberkreide transgrediert.

Der jüngere, eocäne Teil der Umrahmung des alten Gebirges besteht an der Innenseite zunächst aus Nummulitenkalk und Conglomerat und darüber aus Schiefen und Sandsteinen, an der Außenseite vorwiegend aus Schiefen und Sandsteinen (Mogyoroser Sandstein) und schwarzen Schipoter Schichten. Die zum Teil selbständige Verbreitung des Eocän, seine Beschaffenheit und der Mangel untereocäner Marinbildungen sprechen für eine wenn auch kurze Kontinentalperiode zwischen Senon und Eocän. Während die Oberkreideconglomerate ein wunderbares Gemengsel der verschiedenartigsten älteren Gesteine umschließen, enthalten die Conglomerate und Breccien des Nummulitenkalkes fast nur Glimmerschieferfragmente aus nächster Nähe des Ablagerungsortes. In den Westkarpaten greift das Eocän weit über die Grenzen der Oberkreide. Im Osten ist dieser Unterschied viel geringer; daß aber auch hier im Eocän eine gewisse Tendenz zur Erweiterung des Meeresgebietes bestand, scheint aus dem Umstande hervorzugehen, daß sich an den West- und Südrand der Rodnaer Alpen mit Ausschluß der Oberkreide unmittelbar Eocänkalke anlegen.

Die orogenetischen Einwirkungen nach Ablagerung der Oberkreide und des Alttertiär scheinen im Bereiche der Grundgebirgsmasse zu keinen wesentlichen faltigen Veränderungen geführt zu haben. Bei Luczyna ruht die Oberkreide zum Teil fast schwebend auf dem Glimmerschiefer und auch in der Randmulde dürften die Lagerungsveränderungen der Oberkreide, soweit sich das an den conglomeratischen Schuttmassen überhaupt erkennen läßt, nicht bedeutend sein. Am Außenrande waren dagegen die Bewegungen so intensiv, daß das Neocom ziemlich allgemein gegen das Grundgebirge, die Oberkreide zum Teil gegen das Neocom einfällt. Nur bei Kimpolung, wo das Grundgebirge wegen des unvermittelten Überganges aus der südöstlichen in die südöstliche Streichungsrichtung am stärksten vorspringt, fallen die Alttertiärschichten sehr deutlich und vergleichsweise flach vom alten Gebirge nach außen (NO) ab.

An der Innenseite zeigt das Eocän im allgemeinen eine geringere Faltung als in der Sandsteinzone an der Außenseite des alten Gebirges. Den weit innen gelegenen Partien im nordwestlichen Siebenbürgen wird im allgemeinen sehr flache Lagerung zugeschrieben.¹⁾ Im Rodnaer Gebiete und am Borgopasse ist die Aufrichtung anscheinend stärker als in den weiter nach innen gelegenen Partien und auch stärker als in den innerkarpatischen Kesseln der West- und Zentralkarpaten.

Die Nummulitenkalke der Ostkarpaten können auffallend große Seehöhen einnehmen. Am Ousor liegen sie in 1642 *m*, noch etwas höher nördlich vom Prisloppasse. Im Passe selbst, dessen höchster Punkt in 1418 *m* liegt, sind Alttertiär und Oberkreide grabenförmig versenkt. An der Poana rotunda ist die Oberkreide mindestens an ihrem Südrande eingebrochen. Diese Versenkungen entsprechen offenbar inneren Randbrüchen, die vorwiegend im Sinne des Gesamtstreichens verlaufen. Nur der zungenförmige Vorsprung des Grundgebirges am Riu Vasser in der Marmarosch könnte wohl durch Querbrüche bewirkt sein. Von den Senkungen aus vorneocomer Epoche, zu deren Annahme am Außenrande Anlaß gegeben ist, bestehen am Innenrande keine Spuren.

Rückblick und Vergleiche.

Von allen Teilen der Ostkarpaten zeigen die Bukowinaer und das Gyergöer Gebirge hinsichtlich der Randmulde die größte Übereinstimmung. In beiden Gebieten besteht eine kristalline Randzone, hier wie dort hat vor Absatz des Dogger eine intensive Abtragung stattgefunden, die von der Obertrias und vom Lias nur geringe Splitter zurückließ. In beiden Gebieten zeigen Lias, Braunjura und die Kimmeridge-Tithon-Neocomserie selbständige Verbreitung. Das Vorkommen von kleinen Triasklappen und -blöcken im Braunjura und Neocom ist zwar bisher nur aus der Bukowina bekannt,

¹⁾ Vergl. besonders die Darstellungen von K. Hofmann, Aufnahmen im Szilágyer Kom. Földt. Közl. 1879, S. 7. — A. Кошк. Tertiärbildungen des Siebenbürger Beckens. I. Paläogene Abt. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geolog. Anstalt X, Budapest 1894.

allein dies bedeutet ebenso nur eine untergeordnete Differenz wie die mächtige Entwicklung der Tithon- und Neocomklippen in Siebenbürgen und deren geringe Bedeutung in der Bukowina.

Die Denudation zwischen Lias und Dogger vermochte im Gesamtgebiete der Ostkarpaten im allgemeinen nur die Trias- und Liasgebilde, nicht auch die Permgesteine abzutragen. Nur wenige Punkte scheinen hier eine Ausnahme zu bilden: am Vöröstó liegen im Bereiche der Randmulde Braunjurasandsteine unmittelbar auf Gneis, bei Tölgyes nach HAUSER Caprotinenkalke auf Glimmerschiefer; beim Kloster Rarău beobachtete S. ATHANASIU belemnitenführende Sandsteine auf dem Grundgebirge. Ferner ist zu bemerken, daß die Neocomsandsteine bei Kimpolung kleine Brocken von Glimmerschiefer enthalten. Offenbar handelt es sich da nur um lokale Erscheinungen, da sonst nicht die permischen Schichten die Umfassung der großen Randmulde bilden könnten.

Im Burzenlande dagegen wird die Ausnahme zur allein herrschenden Regel und Lias, Braunjura, Oberjura und Neocom liegen hier direkt auf dem Grundgebirge. Diese Erscheinung ist hier so allgemein, daß man sich zu der Annahme hinneigen muß, den Mangel von Perm und Trias nicht auf völlige Abtragung dieser Formationen, als vielmehr auf den Festlandscharakter der Südkarpaten in permotriadischer Zeit zurückzuführen.

Die Differenzen der geologischen Geschichte erweisen sich indes als gänzlich einflußlos hinsichtlich der Tektonik, denn die große Randmulde zeigt im Burzenlande im wesentlichen denselben Bauplan wie in den Ostkarpaten.

Aus dieser Übereinstimmung des geologischen Baues scheint hervorzugehen, daß die verschiedenen Trockenlegungen im Lias, Dogger und Malm nicht mit jeweiligen Faltungen verbunden waren. Nur eine Stelle könnte im Sinne einer älteren Faltung gedeutet werden: am Südostrande des Rarău-plateaus liegen unter den neocomen Korallenkalken triadische Jaspisschichten, deren enge Faltungen mit der flachen Lagerung der Korallenkalkplatte ziemlich auffallend kontrastieren (s. Fig. 86). Da sich aber derartige Unterschiede auch in einem und demselben Schichtensystem geltend machen können, wenn dünnsschichtige mit massigen Lagen wechseln, so kann man aus dieser Erscheinung keine weitgehenden Schlüsse ziehen.

Ähnliche Lagerungsformen, wie die große Randmulde lassen auch die übrigen zerstreuten mesozoischen Züge der Transsylvanischen Alpen erkennen; nicht minder deutlich treten diese langgezogenen, in das Grundgebirge eingesenkten, zum Teil gebrochenen oder einseitig versenkten Mulden im Banate hervor und selbst den Gebirgen jenseits der unteren Donau scheint dieser Typus nicht fremd zu sein.

In grellem Gegensatze dazu weichen die geologischen Verhältnisse der Ostkarpaten fast in jedem Belange von denjenigen der West- und Zentralkarpaten ab. Die Unterschiede erstrecken sich nicht nur auf die Ausbildung des Grundgebirges und der mesozoischen Formationen, sondern

auch auf die geologische Geschichte und den gesamten Bauplan. Vergebens sucht man im Osten jene kleineren Gebirgseinheiten und wohl abgesonderten Faltungszentra, wie sie die Kerngebirge des Westens vorstellen. Wohl zeigt das siebenbürgische Binnenland eine gewisse Verwandtschaft mit den innerkarpatischen Kesseln, es war aber schon zur Oberkreidezeit inundiert, während die westkarpatischen Kessel erst im Eocän transgrediert wurden. Auch sind die Randbrüche weit weniger scharf ausgesprochen als am Rande der Kerngebirge. Die große Höhe des Eocänbandes und der Mangel einer neocomen Senkung an der Innenseite der Ostkarpaten, anderseits die tiefe Versenkung der Randmulde und die intensive Faltung am Außenrande, bedingen eine gewisse Einseitigkeit des ostkarpatischen Gebirgsbaues, die an die äußere Kerngebirgsreihe der Westkarpaten erinnert. Damit sind aber auch die Berührungspunkte erschöpft.

In den Ostkarpaten fehlt jene stufenweise Zunahme der Faltung und Erhebung, die im Westen sowohl dem Streichen nach von den Kleinen Karpaten zur Tatra wie quer dazu vom inneren Gürtel zur äußeren Kerngebirgsreihe so klar ausgesprochen ist, ferner fehlt jener plötzliche Abfall der Faltungsintensität, der im Westen von den äußeren Kerngebirgen zur Klippenzone stattfindet. Gänzlich vermißt man in den Ostkarpaten die isoklinale Verfläachen, die schiefen Falten und Schuppen der Kerngebirge, man vermißt zugleich viele der tektonischen Einzelercheinungen, welche die weit intensiveren Faltungen der West- und Zentralkarpaten begleiten. So bleibt es in der Tat dem einheitlichen Bande der Flyschzone überlassen, die so verschiedenartigen älteren Teile der Karpaten zu einer höheren Einheit zu verbinden.

X. Abschnitt.

Die Sandsteinzone.

Physiographischer Charakter. — Die Flyschfazies. — Das Erdöl der Sandsteinzone. — Gliederung der Karpatensandsteine. — Die exotischen Blöcke. — Die Podolische Platte. — Die Sandsteinzone in Mähren. — Die niederösterreichisch-mährischen Klippen. — Die Schlesischen Beskiden. — Die Sandsteinzone in Westgalizien. — Das subkarpatische Miocän in Westgalizien. — Die Sandsteinzone in Ostgalizien. — Die Sandsteinzone der Bukowina und der Moldau.

Physiographischer Charakter.

Kein Teil der Karpaten stellt dem Scharfsinn und der Ausdauer des Geologen so schwierige und im Grunde genommen so wenig dankbare Aufgaben wie die Sandsteinzone. Die Ursache hievon ist wohlbekannt: die Karpatensandsteinzone besteht aus einer im allgemeinen einförmigen, im einzelnen dennoch vielgestaltigen Folge von Sandsteinen und Schiefer-

tonen, die äußerst arm sind an Leitversteinerungen und sich in altersverschiedenen Stufen in kaum unterscheidbarer Ausbildung wiederholen. Natürlich bereitet die Sonderung und stratigraphische Gliederung solcher Ablagerungen ungewöhnliche Schwierigkeiten; da aber die Feststellung der Gliederung die unerläßliche Vorbedingung für weitere geologische Studien bildet, so übertragen sich hier die Mängel der Stratigraphie auch auf die übrigen Aufgaben der topischen Geologie.

Die Kenntnis der Sandsteinzone konnte sich daher nur langsam entwickeln und vieljährige Bemühungen einer Reihe von Forschern mußten vorangehen, bis schließlich eine gewisse Klärung der grundlegenden Fragen erreicht wurde.

Die Sandsteinzone bildet einen jüngeren äußeren Bogen des karpatischen Faltengebirges, der im Süden, Südwesten und Südosten durch die Klippenzone und das alte Gebirge der Ostkarpaten, im Norden, Nordwesten und Osten durch das salzreiche Miocänband am Fuße des Gebirges begrenzt wird und an dessen Zusammensetzung hauptsächlich verschiedene Stufen der Kreideformation und des älteren Tertiär beteiligt sind. Gleich einem Riesenwalde wurde die Sandsteinzone von außen an das ältere Gebirge bogenförmig angegliedert. Da sich dieser jüngere Wall ununterbrochen hinzieht, das ältere innere Gebirge aber aus schon besprochenen Gründen für den Abfluß des Niederschlages durchgängig war, so mußte der Sandsteinzone im allgemeinen die Rolle einer Hauptwasserscheide zufallen, obwohl ihre Höhe durchschnittlich ziemlich weit hinter derjenigen der inneren Ketten zurückbleibt.

Im Gegensatz zu der Mannigfaltigkeit des inneren Gebirges trägt die Sandsteinzone das Gepräge äußerster Einförmigkeit zur Schau: nicht nur die petrographische Entwicklung der Schichtengruppen unterliegt von Mähren bis in die Wallachei nur geringen Schwankungen, auch die Aufbruchswellen streichen einander parallel mit erstaunlicher Beständigkeit viele Meilen weit ununterbrochen fort und verleihen der Sandsteinzone den Charakter eines echten Rostgebirges im Sinne v. RICHTHOFFENS.

Wo immer man die Sandsteinzone verquert, überall stößt man mit wenig Ausnahmen auf dieselben wenig zahlreichen Schichtengruppen, dieselben Sandsteine und Schiefer, dieselbe Versteinerungsarmut, dasselbe isoklinale Einfallen der Schichten gegen Süden beziehentlich Südosten und Südwesten. Die Natur hat hier so sehr auf höchste Eintönigkeit hingearbeitet, daß nicht nur die geologische, sondern auch die topographische Gliederung des Gebirges ungemein erschwert ist.

Die Sandsteinzone nimmt im allgemeinen vom Nordfuße des Gebirges nach innen an Höhe zu. In den Ostkarpaten erfolgt dieser Zuwachs ziemlich gleichmäßig und rasch, in den West- und Mittelkarpaten dagegen kann man sehr deutlich eine breite, niedrige hügelige Vorstufe unterscheiden, über die sich an einer ununterbrochen fortziehenden Linie ziemlich unvermittelt das höhere, die Hauptwasserscheide tragende Gebirge erhebt: jene kann als

sub- oder vorkarpatisches Hügelland, diese als eigentliches karpatisches Bergland bezeichnet werden.¹⁾ Das Auftreten dieser orographisch wichtigen Scheidelinie ist an das Erscheinen des massigen oder grobkörnigen und ziemlich harten Magurasandsteines gebunden. Im vorkarpatischen Gebiete fehlen die harten Magurasandsteine, es herrschen im allgemeinen weiche, leicht verwitterbare Schiefer und Sandsteine. Je größer der Unterschied der Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung, desto schärfer die Höhenstufe. So wenig überragt an ihrem Nordrande die Sandsteinzone die vorliegende Miocän- und Plistocänlandschaft, daß die orographische Gestaltung am Außenrande der Karpaten kaum das Anheben eines Kettengebirges vermuten ließe. Erst an der Bergstufe des Magurasandsteins beginnt im allgemeinen der Gebirgscharakter.

Die Höhenstufe zwischen Hügel- und Bergland verläuft in Mähren ungefähr über die Ortschaften Koritschan, Holleschau, Wallach-Meseritsch und Ober-Beczwa. Der Steinitzer Wald, das Auspitzer Hügelland, das Gebiet von Kremsier, Prerau, Keltsch und Bistritz am Hostein gehörten hier dem Hügellande an. Von Ober-Beczwa streicht die Höhenstufe über Baranki und den Jablunkauer Paß nach Węgierska Górka in Galizien, um sich hier über Myslenice, Tymbark, Grybów, Gorlice nach Dukla in das Quellgebiet des San und Stryi hinzuziehen und nach Südosten hin allmählich zu verschwinden. Ausgedehnte Gebiete südlich von Wieliczka, Bochnia, Tarnów, Rzeszów und Przemysl fallen in Galizien dem Hügellande zu. Östlich vom Stryi büßt aber diese Region ihre orographische Bedeutung mit dem Verschwinden der Magurasandsteinstufe ein, zugleich verringert sich die Breite der gesamten Sandsteinzone und damit auch das Bedürfnis der orographischen Sonderung einer Vorstufe (s. d. tekton. Karte).

Das subkarpatische Hügelland steigt nur selten über 500 m Höhe an, nur undeutlich zeigen seine Täler den Zusammenhang mit der geologischen Struktur an; seine Gehänge sind sanft gerundet und bilden weithin mit Löß oder lößähnlichem Lehm bedeckt ein durchschnittlich recht fruchtbares und dicht bevölkertes Ackerland. Nur einzelne höhere Bergzüge, sterile Sandsteinflächen und Talschluchten sind der Waldvegetation vorbehalten. Mischschotter aus nordischen und karpatischen Geschieben und vereinzelte größere erratische Blöcke beweisen, daß die nordische Vergletscherung zwischen Przemysl in Galizien und Stramberg—Neutitschein in Mähren ziemlich tief in den subkarpatischen Gürtel eingedrungen ist.

Nur ein Teil dieses Gürtels fällt gewissermaßen aus der Rolle: in Schlesien zieht im Teschnerlande eine auffallende Höhenstufe mitten durch die subkarpatische Zone. Das hat seine Ursache in der mächtigen Entwicklung des mittelcretacischen Godulasandsteins, der an Härte den Magurasandstein übertrifft und von untercretacischen Schiefnern unterlagert ist. Die

¹⁾ V. UHLIG. Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpaten. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 445. Verh. 1883, S. 216. Verh. 1884, S. 34. Jahrb. 1888, S. 85—88. — E. TIETZE. Geognostische Beschreibung der Gegend von Krakau. Jahrb. 1888, S. 11.

hiedurch entstehende Höhenstufe greift aus Schlesien in das benachbarte Mähren und Galizien über, kulminiert in der Lissa hora in 1325 *m* und überragt nicht unbeträchtlich das südlich angrenzende, die Hauptwasserscheide tragende Bergland des Magurasandsteins. Die orographische Verknüpfung dieses Gebietes mit dem Berglande ist eine so innige, daß man beide als Westbeskiden vereinigt. Es würde sich indessen aus geologischen Gründen doch empfehlen, den Godulasandsteinzug mit seiner Vorstufe als Schlesische Beskiden zu sondern.

Das karpatische Bergland beginnt in Mähren mit dem Mährisch-ungarischen Grenzgebirge und dem Javornikzuge. Durch den Einschnitt der March ist das Marsgebirge abgetrennt. In dem östlich folgenden Gebiete unterscheidet man seit langer Zeit zwei große Hauptabschnitte als West- und Ostbeskiden. Dazwischen befindet sich ein Gebirgsmittelstück mit den vielbesprochenen Durchbrüchen des Dunajec und der Popper. Da die karpatische Bevölkerung unter der Bezeichnung „Beskid“ einen Paßübergang oder eine Wasserscheide versteht, so kann dieses Gebirgsmittelstück, das durch jene Durchbrüche des Charakters eines wasserscheidenden Rückens entkleidet ist, nicht den naheliegenden Namen Mittelbeskiden führen, wohl aber könnte man es als zwischenbeskidisches Gebirge, allenfalls als Zwischen- oder Intrabeskiden bezeichnen.

Im westlichen Abschnitte der Ostbeskiden liegt die Wasserscheide im allgemeinen quer zum Schichtenstreichen, im östlichen Abschnitte fallen beide nicht gänzlich, aber doch an längeren Strecken zusammen. Jener Teil wurde als Saros-Gorlicer Gebirge bezeichnet, dieser bildet die Ostbeskiden im engeren Sinne.¹⁾

Von den Ostbeskiden geht die Wasserscheide auf die Czernahoragruppe über und von dieser am Ihniatiasa auf das kristalline Schiefergebirge. Die Sandsteinzone spielt hier im Südosten orographisch nur noch die Rolle einer Randzone des alten Gebirges.

Die Scheitelhöhe des Berglandes erhebt sich in Mähren am Javornik bis 1017 *m*, in den galizischen Westbeskiden steigt sie am Pilsko zu 1557 *m*, an der Babia góra zu 1725 *m* an. Im zwischenbeskidischen Berglande tritt dagegen eine Senkung am Lubien auf 1211 *m*, an der Radziejowa auf 1265 *m* ein und im Saros-Gorlicer Gebirge verzeichnet man sogar nur Höhen von 700 bis 900 *m*. Die Pässe schwanken hier um 600 *m*, der ehemals viel benutzte Duklapaß erreicht nur 502 *m*. Nach Osten nimmt die Höhe neuerdings zu, um endlich an der ostgalizischen Czernahora (2026 *m*) und Howerla (2058 *m*) in die Region des Hochgebirges und der pliocänen Vergletscherung hineinzuragen. In der Bukowina und der Moldau erreichen viele Spitzen 1400—1600 *m*, der prächtige isolierte Conglomeratkoloß des Ciahlau in der Moldau sogar 1908 *m*. Mit Staunen erkennt man hier in der

¹⁾ Eine nähere Gliederung der Ostbeskiden im engeren Sinne in die Gruppen der Bieszczady und Gorgany ist von A. REHMANN vorgeschlagen worden. *Karpaty opisane pod względem fizyczno-geograficznym*. Lemberg 1895.

Hochgebirgsregion Felspfeiler, Türmchen und Gesimsebildung, wie sie sonst teils etwa der Heuscheuer und dem Elbesandsteingebirge, teils den Sulower Conglomeraten eigen sind. Im allgemeinen aber gehören ausgiebige Felsbildungen und „Steinmeere“ zu den Seltenheiten; gerundete Bergrücken, mittelsteile und sanft abfallende Gehänge bilden die vorherrschenden Charakterformen der Beskiden.

In vielen Partien der Sandsteinzone erhalten die Beskiden von den allgemeinen landschaftlichen Reizen der Karpaten, der Nadelwalddecke, der unbändigen Wildheit der wasserreichen Flüsse, der Unberührtheit der ganzen Natur ihr reichlich zugemessenes Teil. Dazwischen breiten sich aber, besonders am ungarischen Abhange der Westbeskiden, im Saros-Gorlicer Gebirge und in Zemplén und Ungh weite Gebiete aus, wo die Wälder niedergelegt, die Berge mit Borstengras, Haselstauden und Wacholder überzogen, die Talböden vermehrt sind und wo der kärgliche Boden bei rauhem Klima eine überdichte Bevölkerung nähren muß. Selten dürften Gebirge eine ähnlich melancholische, niederdrückende Stimmung verbreiten wie diese Gebiete, welche die eigentlichen Ursprungsstätten jener unaufhaltsamen Wanderbewegung nach Amerika bilden, die jetzt einen so großen Teil der karpatischen Bevölkerung ergriffen hat.

Die Flyschfazies.

Die „Karpatensandsteine“ bilden eine so eigenartige Ablagerung, daß man das aus ihnen bestehende Gebirge nicht genügend würdigen kann, ohne sich über ihre Zusammensetzung und mutmaßliche Entstehung Rechenschaft geben zu haben.

Das Wesen des Karpaten- oder Wiener Sandsteins oder Flysches, wie man ihn zu nennen jetzt vielfach vorzieht, besteht in der Wechsellagerung von Sandsteinen mit Tonen und Schiefen. In extremen Fällen entstehen einerseits grobbankige und massige Sandsteine, andererseits Schiefer und Tone. Die Sandsteine sind fast stets glimmerreich, häufig feinkörnig, oft aber auch conglomeratisch. Sie enthalten häufig kleine Kohleteilchen, Pflanzendetritus und Tongallen. Das kalkig-tonige, eisenreiche Bindemittel bedingt die rasche Zersetzung und die schmutziggelbe Verfärbung des in frischem Zustande meist bläulichgrauen Gesteins.

Niemals zeigen die Flyschsandsteine Diagonalschichtung wie die Quadersandsteine des Elbetales, niemals Fährten von Landtieren und Wellenspuren. Die dünnen Sandsteinlagen der grauen, grünen, bläulichen und schwärzlichen Schiefer haben bald kieselige, bald krummschalig kalkige Beschaffenheit. Besonders der letztere Typus wurde von den Eisensteinbergleuten in Schlesien Strzolka genannt. Wegen ihrer plastischen Beschaffenheit zeigen die Wechsellagerungen dieser dünnschichtigen Sandsteine und Tone sehr häufig sekundäre Faltungen (s. Fig. 94).

Der Eisen-, Kalk- und Kieselgehalt konzentriert sich in gewissen Schichten zu Toneisenstein, Mergel, Kieselschiefer und Opal. Durch größeren

Kalkreichtum sind namentlich die cretacischen Bildungen ausgezeichnet; offenbar spricht sich darin eine gewisse Verkettung mit den Verhältnissen der vorhergehenden, vorwiegend kalkigen Ablagerungen aus. Der Kalkgehalt äußert sich vorwiegend in hellen, dichten Mergelschiefern, deren Bänke häufig von grünlich grauem, matt schimmerndem, feinem Geäste durchwachsen sind, das man lange Zeit unbestritten für Reste von Meeresalgen, Fucoiden, gehalten hat.

Durch A. G. NATHORST ist diese Deutung ins Schwanken geraten. Der treffliche Kenner der Flyschbildung, TH. FUCHS, erblickt in den Fucoiden mit NATHORST Reste von Wurmgingen und Laichröhren. Daß die Flyschfucoiden ebenso wie die spiralen Taonurus im Gestein mit den Verästelungen nach unten erhalten sind und besonders jene Mergelkalke bevorzugen, die anscheinend in größerer Meerestiefe entstanden sind, bildet ein wichtiges Argument zu Gunsten der FUCHSschen Anschauung.¹⁾ Andere Forscher dagegen, wie besonders A. ROTHPLETZ und LORENZ v. LIBURNAU,²⁾ halten an der Algennatur der Fucoiden fest und es scheint, als sollte die für die Geologie des Karpatensandsteins so wichtige Frage nach der Natur der Flyschfucoiden noch nicht so bald ihre endgültige Lösung erfahren. Gewisse Formen werden übrigens allgemein zur Fucoideengattung *Halimeda* eingereiht.

Kieselgesteine bevorzugen namentlich das Oligocän. Gebänderte Menilitopale von brauner, schwarzer und weißer Farbe verbinden sich hier mit schokoladebraunen, äußerst bituminösen, papierdünnen Schiefern zu einer sehr bezeichnenden Schichtengruppe. Gelbliche Beschläge, feine Gipsdrusen und eine solche Fülle von Fischresten, besonders der Gattung *Meletta*, bedecken die Schichtenflächen, daß man seit jeher den hohen Bitumengehalt der „Fisch- oder Menilitschiefer“ mit diesen Resten in ursächlichen Zusammenhang gebracht hat.

Das Bitumen beschränkt sich übrigens nicht auf die Fischschiefer, sondern gehört besonders in der Form von Erdöl zu den charakteristischen Begleitmineralen fast aller Karpatensandsteine. Angeregt durch die Verhältnisse der Fischschiefer, sind die Geologen übereinstimmend geneigt, die Entstehung des gesamten karpatischen Erdöls auf die natürliche Destillation der vom ehemaligen Tierleben zurückgebliebenen Fettsäuren zurückzuführen. Das Erdöl, dessen Vorkommen wir weiter unten näher besprechen werden, ist fast stets von geringen Mengen von Salz und Spuren von Schwefel

1) Studien über Fucoiden und Hieroglyphen. Denkschr. d. kais. Akademie Wien XLII, 1895, S. 32. Über einige cylindritesähnliche Körper. Denkschr. d. k. Akademie LXI, 1894. Sitzungsber. 102. Bd., S. 552. Sitzungsber. 105. Bd., S. 417. Sitzungsber. 111. Bd., S. 327. Über fossile Halimeda. Sitzungsber. 103. Bd., S. 200. Nach TH. FUCHS ist der Globigerinenmergel von Ancona von Fucoiden erfüllt und doch scheint dieses Sediment nach dem massenhaften Vorkommen von Globigerinen in einer Tiefe entstanden zu sein, in der chlorophyllhaltige Pflanzen nicht leben können.

2) Über Flyschfucoiden etc. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1896, S. 854. W. GÜMBEL. Neues Jahrb. 1896, I, S. 227. Denkschr. d. kais. Akademie Wien, 1901, 70. Bd., S. 556. — L. v. LIBURNAU stellt auch die Taenidien zu den Algen (Volubilarien).

begleitet, wie auch in den Salzlagern immer Spuren von Kohlenwasserstoffen auftreten. Die Hauptlager von Salz und Öl sind dagegen nur in Rumänien teilweise räumlich eng verknüpft.

Die Hauptmasse des Steinsalzes birgt das subkarpatische tonig-sandige Miocän. Es enthält in Galizien, der Bukowina und in Rumänien so mächtige Salzlager und so zahlreiche Sool- und Jodquellen,¹⁾ daß man es geradezu als „Salzformation“ bezeichnet. Aber auch das Alttertiär führt in Rumänien Steinsalz, in Galizien und Rumänien salz- und jodreiche Quellen (z. B. Iwonicz, Rabka, Zarnowa), während aus der Kreideformation nur schwache

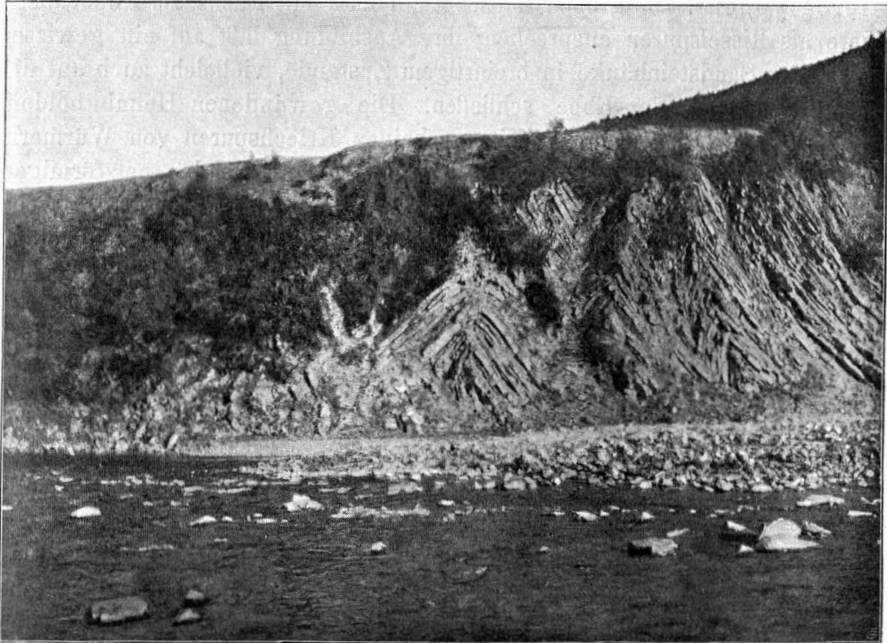


Fig. 94. Sekundäre Faltungen der alttertiären Schichten (sogen. „Ropianka-Schichten“) in Dora am Prut.

Aufnahme von I. Szajnocha.

Schwefelquellen hervortreten (z. B. in Schlesien und am Predealpasse). Das Flyschmeer war also zeitweilig und örtlich, besonders in den jüngeren Perioden, zu Dissoziationsvorgängen disponiert.

Von manchen Forschern wird nun das rasche Sterben der Meerestiere eine Voraussetzung der oben erwähnten HÖFER-ENGLERSCHEN Theorie der animalen Herkunft des Erdöls, mit den Dissoziationsvorgängen in Beziehung gebracht. N. ANDRUSSOW²⁾ erblickt die Ursache des Sterbens in der Über-

¹⁾ M. KEIL. Soolquellen in Galizien. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1876. — I. SZAJNOCHA. Źródła mineralne Galicyi. Krakau 1891.

²⁾ PETERMANN'S Geogr. Mitt. 1897, 2. Heft.

salzung des Wassers, OCHSENIUS¹⁾ in der Ausbreitung der Mutterlaugensalze, während dagegen H. HÖFER²⁾ Einschwemmungen von Süßwasser dafür verantwortlich machen möchte, Vorgänge übrigens, die einander gar nicht ausschließen. Das Schwefelvorkommen in der Nähe von Erdöl und Erdwachs erklärt HÖFER durch die reduzierende Wirkung der Bitumina auf Sulfate.

Die Schichtflächen der Karpatensandsteine sind namentlich auf der Unterseite mit zahlreichen wulst-, warzen-, strich- und schlangenförmigen Erhabenheiten versehen. Über die Natur dieser Bildungen ist besonders durch TH. FUCHS manches Licht verbreitet worden, vieles aber bleibt noch problematisch und das rechtfertigt hiefür die gebräuchliche Bezeichnung der „Hieroglyphen“. Die groben Wülste kann man mit FUCHS als Fließwülste, feinere als Rieselspuren ansprechen; ihre Ausbildung läßt auf ein gewisses Fließen der Sandsteinbänke in breiartigem Zustande, vielleicht auch auf die ziehende Wirkung der Ebbe schließen. Die gewundenen Helminthoiden, Nemertiliten, Gyrochorda, Cyndrites scheinen Kriechspuren von Würmern, Schnecken und anderen Tieren zu bilden; die so auffallenden netzförmigen Paläodictyen, die Paläomäandron, die eigentümlichen M- und H-Striche (Belorhaphé und Spirorhaphé) möchte FUCHS für Laichschnüre von Schnecken, die rätselhaftesten dieser Erscheinungen, die spiralgewundenen Spirophyton, Taonorus, Rhizocorallium u. a., für Eiernester halten.

Die fortschreitende Erkenntnis der aktuellen Ablagerungen wird in Zukunft wohl auch auf diese Gebilde, die übrigens fast in allen Sandsteinschieferablagerungen eine gewisse Rolle spielen, neues Licht werfen, gegenwärtig aber geben sie uns über das Wesen der Flyschfazies fast weniger Aufschluß als die petrographische Beschaffenheit dieser Gesteine und die wenigen darin enthaltenen deutbaren Versteinerungen.

Massige, grobbankige und conglomeratische Sandsteine wie die Jamna-, Cieżkowicer- und Godulasandsteine repräsentieren wohl sicher küstennahe Bildungen aus seichtem Wasser. Die Sardinenschwärme der Fischechiefer, die Lithothamnien und Orbitoiden mächtiger Sandsteine in allen Teilen der Karpaten deuten auf untiefe Schlamm- und Sandbänke hin.³⁾ In etwas größerer Tiefe sind vielleicht gewisse rote und bunte Tone abgesetzt worden. In Woła lużańska enthalten sie Lithothamnien, littorale Foraminiferen und Bryozoën, die auf eine Bildungstiefe von 25 bis 60 Faden schließen lassen.⁴⁾

In den tonig-sandigen Flyschgesteinen haben namentlich A. RZEHA⁵⁾

¹⁾ Petrol. u. Mutterlaugens. in d. Karpaten. Abh. d. Naturw. Ver. Bremen 1897, XIV.

²⁾ Erdölstudien. Sitzungsber. d. kais. Akademie, 111. Bd., 1902, S. 14—21.

³⁾ Mit dieser Annahme steht das von TH. FUCHS festgestellte Vorkommen von Radiolarien in den Meniliten in einem zur Zeit schwer vereinbarten Gegensatze.

⁴⁾ V. UHLIG. Mikrofauna der galizischen Sandsteinzone, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1886, S. 141.

⁵⁾ RZEHA. Merkwürd. Foraminif. österr. Tertiär. Annal. d. Hofmuseums X, 1895. Foraminif. v. Bruderdorf. Annal. d. Hofmuseums III, 1888, ferner Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1887 Nr. 3, 1887 Nr. 5, 1888 Nr. 4 u. 9.

in Mähren und J. GRZYBOWSKI¹⁾ in Galizien kieselig-sandige Foraminiferen nachgewiesen, deren Repräsentanten in den heutigen Meeren eine benthonische Lebensweise in größerer Tiefe führen. Im tonigen Oligocänmergel von Potok erkannte GRZYBOWSKI einen förmlichen Globigerinenschlamm und GÜMBEL wies in manchen Flyschsandsteinen Nadeln von Kieselschwämmen nach. Das alles sind wohl unverkennbare Anzeichen einer Bildungstiefe von mehr als hundert Faden.

Wenn wir alle diese Verhältnisse in Rücksicht ziehen, müssen wir uns das Flyschmeer der Karpaten als ein zwar zeitweilig und örtlich mehr als 100 bis 200 Faden tiefes, aber doch noch der Flachsee angehöriges und stellenweise sehr seichtes Meer vorstellen. Nahe der Küste, in Watten und wohl auch an verschiedenen verteilten küstenferneren Untiefen und Dünen wurden Sandmassen und gelegentlich auch größere Geschiebe zusammengetragen, hier entstanden mächtige, tonarme Sandsteine, während in den tieferen und küstenfernen Strichen die feineren Sandsteinlagen und Tone abgesetzt wurden. Das Meer neigte zum Salzabsatz und war reich an vom Lande her eingeschwemmtem Pflanzendetritus, teilweise auch an Tangen; dagegen gestattete die offenbar reichliche Trübung nur da und dort die Ansiedlung von kleinen Kalkalgenriffen und kalkschaligen Organismen. Trotz der übrigens vielfach übertriebenen Versteinerungsarmut der Karpatensandsteine war das Flyschmeer nicht arm an tierischem Leben, das beweisen nicht nur die sicher deutbaren Versteinerungen, sondern besonders auch die „Hieroglyphen“, die ja doch zum Teil durch organisches Leben verursacht sein müssen; es war aber wohl nur eine bestimmte Auswahl von meist schalenlosen Tierformen, die den besonderen Lebensverhältnissen des stark getrübtten sandreichen Flyschmeeres angepaßt waren. Daß diese Auslese etwa durch ähnliche Erscheinungen wie im Schwarzen Meere bewirkt wurde, erscheint bei der außerordentlichen Ausdehnung und der offenbar sehr mannigfaltigen Begrenzung des Flyschmeeres nicht sehr wahrscheinlich, wenngleich ganz lokal ähnliche Bedingungen bestanden haben konnten.

Aus den Meeren der Gegenwart sind dem Flysch völlig entsprechende Verhältnisse bisher nicht bekannt, ähnliche Sedimente aber dürften wohl in der Nähe großer Stromdeltas und in seichten, sandigen Littoralregionen an vielen Orten zum Absatz gelangen. Als eine Region, in der die Sedimentierung die größte Ähnlichkeit mit den Verhältnissen des Flysches aufweist, beschreibt R. ZUBER²⁾ das Flachmeer des Orinokodeltas.

¹⁾ J. GRZYBOWSKI. Mikrofauna der Karpaten I, II und III. Anzeiger d. Krakauer Akad. d. Wissensch. 1895, 1897, 1901. Mikroskopische Studien über die grünen Conglomerate. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 293. Mikroskop. Badania namulów wiertniczych, Kosmos 1897. Ferner W. FRIEDBERG. Otwornice warstw inoceramowych. Krakauer Akademie 1902.

²⁾ R. Zuber. Zeitschr. f. prakt. Geologie. August 1901.

Das Erdöl der Sandsteinzone.

Zu merkwürdig und zu bezeichnend sind für die Karpatensandsteine die zahlreichen Vorkommnisse von Erdöl, als daß wir achtlos an ihnen vorübergehen könnten. Bildet doch der Petroleumbohrturn fast schon ein charakteristisches Attribut galizisch-karpatischer Landschaft.¹⁾ Schon im 18. Jahrhundert hat man das natürliche Erdöl in Galizien unter dem Namen „ropa“ als Wagenschmier und als Heilmittel verwendet. In den Fünfzigerjahren lernte man fast gleichzeitig in Galizien und in Nordamerika die Destillation des Rohöls und die Herstellung eines von den explosiven Gasen wie auch von dem schweren Paraffin befreiten Leuchtöls. Die ursprüngliche Gewinnung des Erdöls in gegrabenen Schächten war primitiv, unergiebig und gefährlich; erst die Einführung der Tiefbohrung ermöglichte eine wirkliche Petrolindustrie. Anfangs begnügte man sich mit der Erschließung geringerer Tiefen, die Ergiebigkeit der Bohrungen wuchs schließlich mit der Beherrschung größerer Tiefen und kürzlich sind durch Bohrungen unter 600 *m* Tiefe, besonders in Schodnica und Borysław, so große Reichtümer erschlossen worden, daß sogar ein Preissturz und eine Krise über die galizische Petrolindustrie heraufbeschworen wurde.

Im Laufe der Jahre entstanden Tausende von Bohrungen an über 400 Orten des Karpatenbereiches zwischen Klenczany bei Sandec im Westen und der Bukowina. „Nicht alle diese Gruben“, sagt SZAJNOCHA, „haben eine glückliche Vergangenheit zu verzeichnen oder eine vielversprechende Zukunft zu erwarten. Nur wenige Gebiete in Ost- und Westgalizien, wie z. B. Słoboda Rungurska, Borysław, Siary, Kryg, Potok, Bóbrka, Wietrzno-Równie und in neuester Zeit Schodnica bei Borysław, können sich rühmen, wirklich Millionenwerte erschlossen zu haben. Manche Ölfelder, wie Słoboda Rungurska, Wietrzno und Schodnica, wurden durch geiserartige Ausbrüche des erbohrten Erdöls weit berühmt und diese Berühmtheit ist wohl berechtigt, wenn man erwägt, daß der 1895 in Schodnica erbohrte Jakobschacht durch seinen Ausbruch die ganze Gegend im Umkreise von $\frac{1}{2}$ *km* halb überschwemmte und eine Tagesproduktion von zirka 10.000 *q* Öl im Werte

¹⁾ Die Literatur über das karpatische Erdöl ist so überreich, daß wir hier nur einige wenige Werke anführen können: E. TIETZE. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1879, S. 295—303. — F. KRUTZ. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1881, S. 28, 101, 113, 311. — K. PAUL. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1881. — H. HÜFER. Das Erdöl und seine Verwandten. Braunschweig 1888. — ZALOŻEICKI. Zur Bildung von Erdöl und Erdwachs. DINGLERS polyt. Journ. 1891, 280. Bd. — R. ZUDER. Kritische Bemerkungen über die modernen Petroleum-Entstehungshypothesen. Karte der Petroleumgebiete Galiziens. Lemberg 1897. — L. SZAJNOCHA. Über die Entstehung des karpatischen Erdöls. Lemberg 1899. — GRZYBOWSKI. Otwornice warstw naftonosnych okol. Krosna. Krakauer Akademie 1897; ferner zahlreiche Artikel von J. NOŻYK, OLSZEWSKI u. a. in der Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, in den Zeitschriften „Górnik“, „Nafta“, „Kosmos“, in der Allg. Chemiker- und Technikerzeitung u. s. w. — ZUDERS „Geologie der Erdölablagerungen in den Galizischen Karpaten I, Lemberg 1899“ und HOLUBEKS Bergwerksinspektionsbericht 1887 enthalten umfangreiche Literaturverzeichnisse.

von etwa 50.000 Kronen aufzuweisen hatte, eine außerordentliche Produktion, die wohl auch nach mehreren Monaten bis auf etwa 300 *q* per Tag herabsank.“

Das Öl bewegt sich vorwiegend in porösem Sandstein; dieser bildet seine primäre Lagerstätte, aus der es durch Spalten oder Bohrlöcher, vom salzigen Wasser emporgehoben und von Ölgasen hinaufgedrückt, an die Oberfläche gelangt. Die Ölsande sind vorwiegend an bestimmte Horizonte der Schichtenfolge gebunden. Die Magurasandsteine, die Godulasandsteine kann man geradezu als öltaub bezeichnen, wohl auch die Unterkreide. Dagegen bilden in der Oberkreide die Inoceramenschichten des Saros-Gorlicher Gebirges, die echten Ropianka- oder Ropaschichten, ein vorzügliches Ölniveau, im Alttertiär die porösen, groben, mürben Bänke der Ciężkowicer Sandsteine, der roten Tone und Menilitschiefer, ferner die Krosnoschichten und in geringerem Grade auch die ostgalizischen, größtenteils wohl alttertiären „Ropiankaschichten“. Endlich führen auch die subkarpatischen Miocängesteine große Ölmengen nicht nur in Galizien, sondern ganz besonders in Rumänien, wo überdies auch noch jüngere Tertiärbildungen durch Ölvorkommen ausgezeichnet sind.

Im ganzen genommen, können wir vorwiegend die alt- und jungtertiären subkarpatischen Bildungen als Hauptträger des Erdöls bezeichnen und das dürfte wohl der Grund sein, warum die so rationell und mit großen Geldmitteln durchgeführten Bemühungen, auf dem ungarischen Abhange der Karpaten eine Ölindustrie zu schaffen, bisher nur geringe Ergebnisse gezeitigt haben.¹⁾

Das Erdöl findet sich in seinen Lagerstätten nicht gleichmäßig verteilt, sondern bevorzugt gewisse, dem Streichen parallele Linien oder vielmehr Bänder von geringer Breite, aber ansehnlicher Längserstreckung, die sogenannten Öllinien. Diese Öllinien entsprechen teils Längsspalten oder Verschiebungen, teils Scheitellinien von Antiklinalen.

Ähnlich wie in Nordamerika beobachtet man auch in Galizien längs der Antiklinalachsen vorherrschend Ölgase, dann folgt seitlich Öl und noch weiter außerhalb Wasser. In Rumänien bildet nicht selten Steinsalz den innersten Antiklinalkern, dann folgt nach außen Erdöl, dann Wasser. In flachen Antiklinalen erwartet man viel, in steilen wenig Öl.

Für die sekundäre Lagerform der Gänge bietet die berühmte und ebenso sehr auch durch Raubbau berüchtigte Lokalität Borysław bei Drohobycz ein gutes Beispiel. Lange Zeit herrschten sehr unklare Vorstellungen über dieses einzigartige reiche Vorkommen; es war auch nicht leicht, in dem

¹⁾ Über das Erdöl in Ungarn s. TH. POSEWITZ. Petroleumgruben von Körösmező. Mitt. a. d. Jahrb. d. ung. geolog. Anstalt XI, 1897. — K. v. ADA. Petroleum in Zemplén und Saros. Mitt. a. d. Jahrb. d. ung. geol. Anstalt XIII, 1902. — J. BÖCKH. Daten z. Kenntn. d. Izatales. Mitt. a. d. Jahrb. d. ung. geolog. Anstalt, XI. Bd., 1897. — L. v. RÓTH. Petroleumbohrungen bei Zsibó-Szamos-Udvárhely, Földt. Közl. XXX, S. 246. — L. v. RÓTH. Mitt. a. d. Jahrb. d. ung. geolog. Anstalt XI.

von habgierigen, verbrecherischen und ungebildeten Händen regellos durchwühlten Terrain sichere geologische Daten zu ermitteln. PAUL und WINDAKIEWICZ¹⁾ waren trotzdem nicht weit von der richtigen Deutung entfernt, aber erst die mühsamen Studien von HOLOBEK und J. MUCK²⁾ haben in Verbindung mit den Ergebnissen neuer Tiefbohrungen und des nunmehr geordneten modernen Bergbaues hierüber volles Licht verbreitet. Es hat sich gezeigt, daß das Erdwachs hier in der Tat gangförmig auftritt, wie aus der beistehenden Abbildung (Fig. 95 und 96) ersichtlich ist (vergl. auch Fig. 118). Die Gänge durchsetzen einen leichten Sattel des Salztons, verlaufen teilweise parallel, teilweise kreuzen sie sich und stehen in Verbindung mit Ausläufern,

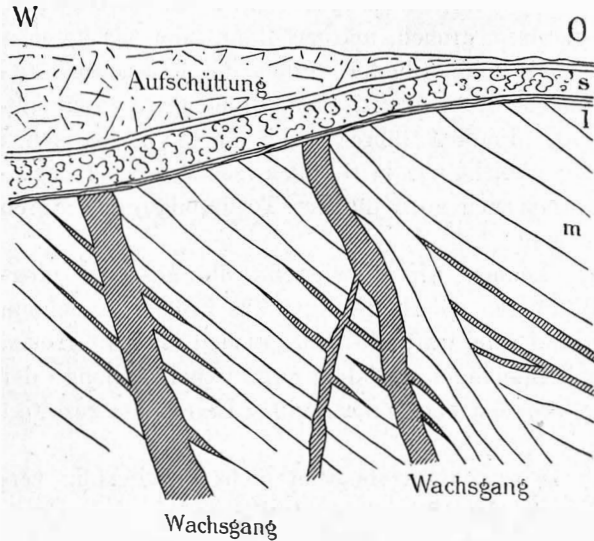


Fig. 95. Profil durch einen Teil der Grube der galizischen Kreditbank in Boryslaw.

Nach J. Muck.

m grauer Schieferton mit Sandsteinbänken, miocäne Salzformation, l pliocäner Letten, s pliocäner Schotter und Löß.

Seitengängen und Lagergängen. Die Füllung der bis zu 30 m mächtigen Gänge besteht aus Bruchstücken des tauben Nebengesteins, zwischen denen in bis zu 0.5 m breiten Adern, Klumpen und Nestern das wertvolle braune und gelbliche Erdwachs enthalten ist.

Das Vorkommen des Erdwachs ist in Boryslaw bis herab zu 695 m festgestellt, die Abnahme der Mächtigkeit, die man in der Tiefe vermutet, macht sich bei 260 m untertags noch nicht bemerkbar. In Boryslaw kommt

neben dem Erdwachs auch Erdöl vor, und zwar vorwiegend in großer Tiefe und näher dem Karpatenrande. Da nun ein Wandern des Erdwachs von unten nach oben, ein Aufdringen in Spalten durch Beobachtung festgestellt ist, da ferner das Erdwachs oben härter und schwerer schmelzbar, in größerer Tiefe dagegen weicher ist und einen niedrigeren Schmelzpunkt hat, so muß man wohl vermuten, daß das Erdöl das primäre, das Erdwachs das sekundäre Produkt bildet. Die noch unbekannteren näheren Bildungsvorgänge müssen singulärer Art gewesen sein, da von den zahlreichen Petroleumlokalitäten nur sehr wenige, wie Dzwiniacz, Truskawiec, Starunia in Ostgalizien und Slănic in der Moldau, Erdwachs geliefert haben. In Truskawiec ist das Erd-

¹⁾ WINDAKIEWICZ. Berg- und Hüttenmänn. Jahrb. 1875, XXIII.

²⁾ J. MUCK. Erdwachsbergbau in Boryslaw. Berlin 1903.

wachs von Schwefel, Steinsalz, Gips und Coelestin begleitet; merkwürdigerweise brechen hier auch Bleiglanz und Blende ein.¹⁾

Die bisher bekannten und teilweise aufgeschlossenen Ölgebiete Galiziens umfassen eine Fläche von mindestens 8000 ha, die nach R. ZUBER voraussichtlich eine Ausbeute von 5 Millionen Zisternen (die Zisterne zu 10.000 kg) liefern und den Bestand der Petrolindustrie nach Maßgabe der gegenwärtigen Produktion für 50, ja selbst für 100 Jahre sicherstellen werden.

Die Entstehung des Erdöls wird in den Karpaten, wie wir schon bemerkt haben, fast allgemein auf animale Stoffe zurückgeführt. Für die Emanationshypothesen bilden die Karpaten keinen günstigen Boden.

Gliederung der Karpatensandsteine.

In der Sandsteinzone sind drei, durch Diskordanzen getrennte

Ablagerungsreihen zu unterscheiden, deren Wesen zuerst L. HOHENEGGER (1861)²⁾ richtig erkannt hatte: die erste umfaßt die Schichten von Tithon bis zur oberen Grenze des Godulasandsteins, die zweite die Oberkreide, die dritte das Alttertiär. Dazu tritt als vierte Ablagerungsreihe das Jungtertiär am Nordsaume der Sandsteinzone. Diese Ablagerungsreihen spielen

in verschiedenen Teilen der Sandsteinzone eine ungleiche Rolle und auch ihr stratigraphischer Umfang unterliegt Schwankungen.

Die erste Ablagerungsfolge ist in zwei Hauptgebieten entwickelt: das eine befindet sich am Außenrande der kristallinen Masse der Ostkarpaten, das andere gehört der vorkarpatischen Region in Schlesien und Ostmähren an und entsendet sozusagen Ausläufer sowohl nach Mähren wie auch weit nach Ostgalizien hinein.

Im ersteren Gebiete besteht die Unterkreide aus einem vielfachen Wechsel von grauen Kalkmergelbänken und sandigen Kalken mit plattigen und krummschaligen Sandsteinen. Man hat diese Schichten, die wir schon

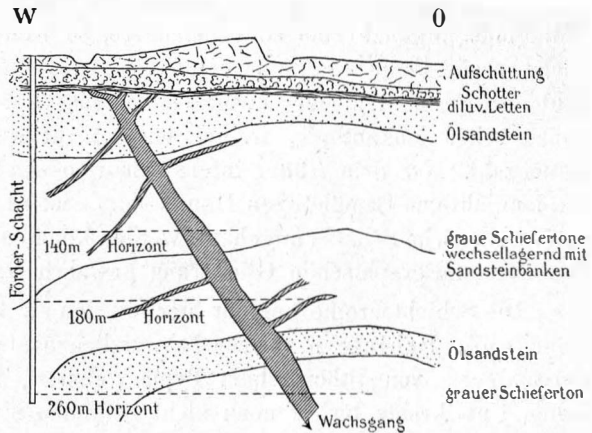


Fig. 96. Erdwachsvorkommen von Boryslaw, Profil durch den Förderschacht Gr. I der Aktiengesellschaft Boryslaw. Nach J. Muck.

¹⁾ F. v. FOULLON. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 146, 1888, S. 94. J. NIEDZWIĘDZKI. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1888.

²⁾ Geognostische Karte der Nordkarpaten in Schlesien und den angrenzenden Teilen von Mähren und Galizien. Gotha 1861.

im vorhergehenden Kapitel kennen gelernt haben, auch als „Ropiankaschichten“ bezeichnet, aber nicht mit Recht; denn die Schichten, die K. PAUL in Galizien so genannt hat, gehören zum Teil der Oberkreide, zum Teil dem Alttertiär an und wurden nur irrtümlich mit der Unterkreide in Verbindung gebracht.

Die neocomen Karpatensandsteine der Ostkarpaten dürften ihrem stratigraphischen Umfange nach der gesamten Unterkreide entsprechen. Für die Vertretung des Unterneocom scheinen HERBICH'S Hoplitenfunde von Zaizon zu sprechen und das Vorhandensein des Mittel- und Oberneocom ist durch die kalkig-sandigen Bänke mit *Rhynchonella peregrina* von Vargyas und Zaizon und durch die Caprotinenkalkeinschaltung von Zaizon bewiesen.¹⁾

Das zweite Hauptgebiet der älteren Ablagerungsfolge fällt der Hauptsache nach mit dem durch HOHENEGGERS Forschungen klassisch gewordenen vorkarpatischen Anteile der Westbeskiden zusammen. In ganz Österreich kennt man nirgends eine so vollständige, so wohlgegliederte und durch so reiche fossile Faunen gekennzeichnete Unterkreideentwicklung wie hier. An Zahl der Arten rivalisiert unser Gebiet fast mit den so berühmten südfranzösischen Lokalitäten, freilich leider nicht auch hinsichtlich der Individuenzahl. Nur dem früher intensiv betriebenen Toneisensteinbergbau und den langjährigen Bemühungen HOHENEGGERS ist es zu danken, daß schließlich paläontologische Schätze angehäuft werden konnten, die uns die volle Richtigkeit der stratigraphischen Gliederung gewährleisten²⁾

Die Schichtenreihe beginnt hier mit den an 400 m mächtigen Unteren Teschener Schiefer. Diese schwärzlichen Mergelschiefer haben einige Perisphincten von tithonischem Typus geliefert, wie solche in der eigentlichen Unterkreide bisher noch nicht gefunden sind. Sie können daher nur dem Grenzhorizont zwischen Jura und Kreide oder noch wahrscheinlicher geradezu dem Stramberger Tithon entsprechen. Die darüber folgenden Teschener Kalke, unten fucoidenreiche schieferige Mergelkalke, oben sandige oolithisch-zoogene Kalke, gehören wohl dem Horizonte von Berrias an und die nächst höhere Abteilung der Oberen Teschener Schiefer repräsentiert sicher das eigentliche Unterneocom oder Valanginien. An 26 Toneisensteinflötze sind in den ungefähr 300 m mächtigen, schwärzlichen, bituminösen Schiefer und kalk- und eisenreichen braunen Sandsteinschiefer (Strzolka) dieser Stufe enthalten. Ihre Cephalopodenfauna zeigt eine weitgehende Übereinstimmung mit dem südfranzösischen Valanginien. Massige und conglomeratische Sandsteine von heller Farbe, auch dunkle Schiefer mit plattigen Sandsteinen und dichte fleckige Kalkmergel (Mydlak) setzen die nächstfolgende Stufe der Grodischter Schichten zusammen und ent-

¹⁾ HERBICH. Széklerland. Mitt. a. d. Jahrb. d. ung. geolog. Anstalt, V. Bd.

²⁾ Vergl. V. UHLIG. Cephalop. d. Wernsdorfer Sch. Denkschr. d. kais. Akademie Wien, 46. Bd. Cephalop. d. Teschener und Grodischter Sch. Ebda. 72. Bd., 1901. Über einige Foss. d. karpat. Kreide von Liebus, mit stratigr. Bem. v. UHLIG. Beiträge z. Pal. Österreich-Ungarns XIV, 1902.

sprechen dem Hauterivien oder Mittelneocom. In den massigen Sandsteinen dieser Stufe kommen nicht selten conglomeratische Bänke mit *Aptychus Didayi*, *Belemütes bipartitus*, seltener kleinen verkiesten Ammoniten vor, die gleichsam als Leitstern dieser Stufe auch weit nach Galizien hinein zu verfolgen sind und auch in Zdaunek bei Kremsier in Mähren vorkommen. Über den Grodischter Schichten erscheinen die bekannten schwarzen, feinblättrigen bituminösen Schiefer der Wernsdorfer Schichten mit zahlreichen Eisensteinflötzen und Butzen und einer reichen Cephalopodenfauna des Oberneocom oder Barremien. Nun folgen die schwarzen Schiefer und kieseligen Sandsteine, Conglomerate und kieseligen Toneisensteine der Ell-



Fig. 97. Typische Entwicklung des Godulasandsteins im Rzekatule südlich von Teschen.
Aufnahme von A. Bilowitzki in Teschen.

gother Schichten als Vertreter des Aptien und die mächtigen grobbankigen grünlichen Godulasandsteine als Vertreter der Gault oder Albien (s. Fig. 97). Die Unterkreide streicht von Schlesien her nur bis nach Wieliczka hin in breiter Zone, weiter östlich beschränkt sie sich auf vereinzelt Aufbrüche, die am Liwoez bei Jasło und bei Domaradz nach Mittel-, bei Dobromil selbst nach Ostgalizien reichen und dieselbe petrographische Ausbildung wie in Schlesien zeigen, mit geringfügigen, durch die große Entfernung hinlänglich begründeten Abänderungen.

In Galizien scheinen östlich von Kalwarya die Godulasandsteine, östlich von Wadowice die Teschener Schichten zu verschwinden. Die Ursache der ersteren Erscheinung dürfte in dem früheren Abschluß der Sedimentation,

die der letzteren in der geringeren Intensität der galizischen Aufbrüche zu suchen sein.

Auch die obercretacische Ablagerungsgruppe ist vorwiegend in zwei Hauptgebieten, einem inneren und einem äußeren, entwickelt. Das innere am Rande des alten Gebirges der Ostkarpaten und der Klippenzone haben wir bereits kennen gelernt. Im äußeren Verbreitungsgebiete unterschied HOHENEGGER Istebner und Friedecker Schichten: jene sollten im Hangenden des Godulasandsteins als massigmürbe Conglomeratsandsteine und schwarze Schiefer dem Cenoman, diese am Nordfuß der Schlesischen Beskiden dem Turon und Senon entsprechen. Die spärlichen Versteinerungen der Istebner Schichten und nicht weniger auch die der Friedecker Schichten verweisen aber nach A. LIEBUS ausschließlich auf Senon.¹⁾ Diese Stufe also ist es, die hier vor allen anderen in den Vordergrund tritt, wenn auch die Vertretung des Cenoman in den tieferen Teilen der Istebner Schichten nicht ausgeschlossen ist.

Das Übergreifen der Istebner Schichten, das namentlich im Olsatale bei Wendrin deutlich zum Ausdruck kommt, war von HOHENEGGER noch nicht klar erkannt worden; um so bestimmter aber erfaßte er das Transgredieren der Friedecker Schichten. „Die oberen Kreidgesteine respektive Meere“, sagt HOHENEGGER, „sind offenbar von Westen in die schon fertigen Täler der an der Nordseite hoch erhobenen älteren Kreidgesteine bis an die schlesische Grenze bei Friedeck vorgedrungen.“

In Wirklichkeit ist die Verbreitung der Friedecker Baculitenmergel und besonders der Baschker Sandsteine mit ihren bankigen hellen Sandsteinen, Fucoidenmergeln und Tithonkalkconglomeraten weit größer als HOHENEGGER annehmen konnte. Sie treten östlich von Wieliczka, vielleicht auch schon bei Inwald und Andrychau, wieder hervor und setzen östlich von Bochnia eine mächtige Zone zusammen, die sich bis über Przemysl in Mittelgalizien hinaus am Rande der Sandsteinzone fast ununterbrochen hinzieht. An mehreren Punkten sind hier Inoceramen gefunden, in Pralkowce²⁾ bei Przemysl senone Ammonitiden und in Węgierka *Scaphites cf. constrictus*.³⁾

Die Übereinstimmung dieser galizischen Bildungen mit dem Baschker Sandstein Schlesiens und Mährens ist eine frappante und beweist aufs neue, daß die verschiedenen Schichtengruppen der Karpatensandsteine gewisse Merkmale auf weite Strecken beibehalten. An die mächtige obercretacische Randzone Westgaliziens schließen sich ostwärts die Schiefer von Spas am

¹⁾ Kürzlich erkannte WIŚNIEWSKI eine Versteinerung der Istebner Sch. aus der ehemals ZEUSCHNERSCHEN Sammlung als *Scaphites constrictus*. Kosmos. Lemberg 1902, S. 406.

²⁾ NIEDŹWIEDZKI. Beiträge zur Geologie der Karpaten. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1876, S. 337. — V. UHLIG. Bemerk. z. Glied. d. karp. Bild. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1894, S. 213.

³⁾ SZAJNOCHA. Warstwy z Węgierki. Kosmos. Lemberg 1899, S. 174.

Dnjestr an.¹⁾ Noch weiter südöstlich scheint die Entwicklung der Oberkreide immer spärlicher zu werden.

Nebst dieser Randzone, deren Fortsetzung nach Südwesten zweifellos in den senonen Belemnittenschichten der Nikolsburger Klippen und den mit den Baschker Sandsteinen identischen Inoceramenschichten des Wiener Waldes zu suchen ist, taucht in Westgalizien noch eine mittlere Zone von Oberkreide im Saros-Gorlicer Gebirge auf. Hier herrschen krummschalige Inoceramensandsteine und blaugraue Tone vor, die Fucoidenmergel treten dagegen zurück. K. PAUL²⁾ verband diese Bildung zuerst als Ropiankaschichten mit den oligocänen Melettaschiefern, später aber versetzte er sie in das Neocom;³⁾ eine Anschauung, die trotz mangelnder Begründung viel Boden gewonnen und in die Stratigraphie der galizischen Sandsteinzone leider die größte Verwirrung gebracht hat. Niemals ist in diesen echten Ropiankaschichten eine Spur von neocomen Versteinerungen gefunden worden; alle Funde, besonders die großen Inoceramen, weisen dagegen wie E. von DUNIKOWSKI⁴⁾ erkannt hat, auf Oberkreide und zwar speziell auf die obercretacischen Inoceramenschichten des Wiener Waldes hin. Gehören diese Schichten, wie GROSSOUVRE will, speziell dem Senon an, so könnten auch die echten Ropiankaschichten des Saros-Gorlicer Berglandes hier untergebracht werden.

Sämtliche Oberkreidebildungen der karpatischen Sandsteinzone, wie auch die der Klippenzone und des ostkarpatischen alten Gebirges, zeigen übereinstimmend mit der Oberkreide des nordalpinen Flysches in faunistischer Beziehung ein ausgesprochen nordeuropäisches Gepräge. Schon 1844 erkannte dies E. BEYRICH für die Exogyrensandsteine des Waagtales und alle neueren Funde haben es bestätigt.

Die Entwicklungsreihe des Alttertiär unterliegt weit mannigfaltigeren Differenzierungen als die beiden cretacischen Reihen. Dem Alttertiär gehört die Hauptmasse der Gesteine der Sandsteinzone an, reichlich vier Fünftel des Flächenraumes dieser Zone, wahrscheinlich noch mehr, fallen dem Alttertiär zu.

Die Selbständigkeit der alttertiären Ablagerungen und ihre transgressive Natur tritt im Bereiche der Kerngebirge so klar hervor, daß wohl ein Blick auf die geologische Karte genügt, um diese schon von F. v. HAUER betonte Tatsache zu erkennen. Auch in der Klippenzone und am Rande der Ostkarpaten kann darüber kein Zweifel bestehen. Überall beginnt die alt-

¹⁾ VACEK. Mittelkarpatische Sandsteinzone. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1881, S. 196.

²⁾ K. PAUL. Geolog. Verh. d. nördl. Saroser und Zémpl. Kom. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1869 S. 276, Jahrb. 1870, S. 249.

³⁾ Geologie der Bukowina. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1876, S. 304, Verh. geolog. Reichsanstalt 1874, S. 293.

⁴⁾ DUNIKOWSKI i H. WALTER. Geologiczna budowa naftonosznego obszaru I. u. II. Kosmos 1882 und 1883. Deutsch: Das Petroleumgebiet der galizischen Westkarpaten. Wien 1883.

tertiäre Schichtenfolge am Rande des älteren Gebirges mit mittel-eocänen Strandconglomeraten und Nummulitenkalken, wo aber ausnahmsweise untereocäne Schichten vorkommen, wie z. B. im Szilagyer Komitat, bilden sie eine Ablagerung aus süßem Wasser.

Viel schwieriger ist dieses Verhältnis wegen der gleichartigen Gesteinsbeschaffenheit am Nordrande der Sandsteinzone festzustellen. Auch hier wies wieder HOHENEGGER zuerst den richtigen Weg. Scharf fixierte er die „Zeitperiode der kolossalen Zerstörung der älteren Gebirge“ als eocän¹⁾ und zeigte, daß das „Eocänmeer nicht allein an der ungarischen Grenze hin das südliche Ufer des neuen Sandsteingebirges der Nordkarpaten bespülte, sondern auch durch die Schlucht bei Jablunkau und andere Einschnitte auf die Nordseite des Karpatensandsteines drang, wo es die Teschener Neocomgesteine inselartig umfloß“. „So entstand,“ fährt HOHENEGGER fort, „in den Talmulden der älteren Kreidgesteine eine Ausfüllung zuerst von Böhmen her mit oberen Kreidegebilden und später von Ungarn her mit Eocängesteinen, welche beide Ausfüllungen am Ende der Eocänperiode nochmals gemeinschaftlich gestürzt, gerunzelt und verworfen wurden.“ Wir müssen bewundernd gestehen, daß die Unabhängigkeit der alttertiären Serie und die geologische Geschichte des Sandsteingebirges nicht klarer als durch diese Sätze beschrieben und nicht sicherer bewiesen werden kann als es durch HOHENEGGERS Aufnahmen in Schlesien geschah.

Aus Gründen der Wahrscheinlichkeit und Einfachheit muß man sich zu der Annahme hinneigen, daß die alttertiäre Transgression am Nordrande der Karpaten mit derselben Stufe, dem Mitteleocän, einsetzte wie weiter im Süden, aber paläontologische Anhaltspunkte für die Vertretung des Mitteleocän hat man bisher nur an wenigen Punkten, wie in Paiseni in der Moldau, vielleicht auch am Waschberg bei Stockerau oder in Pausram in Mähren gewonnen. Dagegen bestehen vielfach Hinweise auf die Vertretung des Obereocän und namentlich des Oligocän, wie vor einigen Jahren auch E. TIETZE²⁾ wieder betont hat.

Die Erkennung des Alttertiär im allgemeinen bietet kaum besondere Schwierigkeiten. Weit heikler aber ist die für die tektonische Deutung so wichtige Frage der spezielleren Gliederung des Paläogen. Im galizischen Berglande, in den Westbeskiden und im mährisch-ungarischen Grenzgebirge kann man recht deutlich eine Dreiteilung erkennen: zu unterst rote und bunte Tone mit grünlichen, oft harten Sandsteinen mit Nummuliten, Orbitoiden und Bryozoën, darüber Beloveszaschichten, eine Wechsellagerung von grauen und grünlichen Schieferen und dünnen Sandsteinbänken und zu oberst als sicher jüngstes Glied Magurasandsteine, bankige bis massige Sandsteine, so recht der Typus des einförmigen „Karpatensandsteines“.

1) HOHENEGGER verstand das Eocän im älteren Sinne mit Einschluß des Oligocän.

2) E. TIETZE. Geognostische Karte der Gegend von Krakau. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 48, 400.

Menilitschiefer treten in dieser Zone seltener auf als im subkarpatischen Gebiete.¹⁾

In diesem erscheinen an der Basis des Alttertiär ebenfalls vielfach rote Schiefer, aber auch massig mürbe Sandsteine mit Orbitoiden und Lithothamnien, die sogenannten Cieżkowicer und Grudeker Sandsteine (von PAUL auch Kliwa-, Wama- und Jamnasandsteine genannt) und die damit verbundenen schwärzlichen und grünlichen Schiefer (z. T. Bonarówka- und Lednicerschichten), ferner auch schiefrige Sandsteine und bläuliche und grünliche Tone. Zu oberst finden sich namentlich in Westgalizien mächtige Ablagerungen von blaugrauen Tonen und plattigen und krummschaligen Sandsteinen, die sogenannten Krosnoschichten, denen in Mähren die Steinitzer Sandsteine vollkommen entsprechen. Fast in allen diesen Schichten erscheinen im vorkarpatischen Hügellande bald mehr, bald minder mächtige und typische Einlagerungen von Menilitschiefern. Magurasandsteine sind im vorkarpatischen Gebiete nicht entwickelt, während andererseits im Berglande die Cieżkowicer Sandsteine fehlen.

Mit dieser Aufzählung haben wir die Fazies- und Stufendifferenzierungen des Alttertiär noch nicht erschöpft, wollen aber nicht näher darauf eingehen, da das gegenseitige Verhalten dieser scheinbar proteusartig wechselnden Bildungen noch nicht genügend festgestellt ist. Vor allem besteht über eine Kardinalfrage noch keine genügende Klarheit: Sind sämtliche Alttertiärschichten des Hügellandes geologisch älter als die Magurasandsteine des Berglandes oder ist wenigstens ein Teil davon als Fazies des Magurasandsteines zu betrachten? R. ZUBER in Galizien und A. RZEHAČ²⁾ in Mähren beantworten diese Frage zwar mit der Annahme der letzteren Alternative, doch stehen auch gegenteilige Anschauungen dieser gegenüber.

Zu dem geologischen Bestande der Sandsteinzone gehören neben den besprochenen Alttertiär- und Kreidebildungen noch das salzführende Miocän am Außenrande, ferner transgredierende Lappen von jüngeren miocänen Tonen, Kalken, Sanden und Braunkohlen und endlich Splitter von älteren Gesteinen. Da ist besonders die dem Granit von Stockerau bei Wien an die Seite zu stellende Granitpartie von Bugaj in Westgalizien,³⁾ ferner die Grünschieferscholle von Krasna in der Bukowina und vom Ojtos-passe zu nennen. Klein zwar, aber doch zu groß, um von weitem hergeschwemmte Blöcke bilden zu können, scheinen diese Schollen anzudeuten, daß wir unmittelbar unter dem Karpatensandstein teilweise sehr alte Gesteine zu erwarten haben. Ferner ist hier an die obertithonischen

¹⁾ V. UHLIG. Zur Stratigraphie der Sandsteinzone in Westgalizien. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 33. Ergebnisse geolog. Aufnahmen in d. westgalizischen Karpaten, I. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1888. — R. ZUBER. Geologie der Erdölablagerungen, I. Lemberg 1899.

²⁾ Beiträge zur Kenntnis der Sandsteinzone Mährens. Annal. d. Franzensmuseums in Brünn, III. Bd., 1897, S. 5.

³⁾ E. TIETZE. Geognostische Karte von Krakau. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 355—358.

Stramberger und Kurowitzer Kalke zu erinnern, die zwar wegen ihrer auffallenden Fazies als besondere Bildungen erscheinen, in Wirklichkeit aber mit den unteren Teschener Schiefern eng verknüpft sind. Dasselbe dürfte auch von den Inwalder Kalken und der Hauptmasse der Nikolsburger Kalke gelten, sofern sie dasselbe geologische Alter haben wie die Stramberger Kalke.

Wesentlich älter aber sind ohne Zweifel die roten und grünlichen Knollenkalke des Oxfordien mit *Cardioceras cordatum* von Czettechowitz in Mähren.¹⁾ Echt alpin nach Fazies und Fauna nehmen sie zu den gleichalterigen, aber echt mitteleuropäischen Schichten von Olomutschan bei Brünn eine derartige Stellung ein, daß man zu der Erklärung des merkwürdigen Gegensatzes dieser nur 50 km voneinander abstehenden Bildungen der von M. NEUMAYR angenommenen Meeresströmungen am Südrande der Bojischen Masse nicht entraten kann.

Nirgends kommen am Außenrande der Sandsteinzone Spuren der permisch-mesozoischen Bildungen der inneren Karpatenzonen zum Vorschein. Wir müssen daher wohl annehmen, daß der ehemalige Uferrand des mesozoischen Meeres der inneren Karpaten weiter nach innen lag und später von den sandigen Sedimenten der Flyschzone verdeckt wurde. Wir können ferner aus diesen Verhältnissen den Schluß ziehen, daß das Meer im allgemeinen erst im Tithon und Neocom die Grenzen der inneren Karpaten überschritt und eine neue Geosynklinale erfüllte, nachdem es sich im südlichen Mähren schon etwas früher im Oxfordien ausgebreitet hatte.

Exotische Blöcke.

Wieder war es HOHENEGGER, der dem Vorkommen großer Gesteinsblöcke im Karpatensandstein zuerst besondere Aufmerksamkeit gewidmet hat. Er sammelte solche Blöcke namentlich in den Grodischter, Ellgoter und Istebner Schichten, ferner in den Baschker Sandsteinen und besonders im Alttertiär und nannte sie nach MORLOT exotische Blöcke. Diese Bezeichnung hat sich seither eingebürgert, trifft aber eigentlich nicht ganz zu, da sich von vielen dieser Blöcke heimische Herkunft nachweisen läßt.

An den meisten Stellen mengen sich Blöcke verschiedener Art, zuweilen sind aber auch Blöcke einer Art in solcher Menge angehäuft, daß man geneigt wird, eine nahe daran oder darunter befindliche Klippe des betreffenden Gesteins anzunehmen, wie z. B. bei den rötlichen Granitblöcken des Chlumeberges bei Bistritz a. H. in Mähren. Auffallend ist die stellenweise enorme Größe dieser Blöcke. HOHENEGGER hat in Schlesien Sandsteinblöcke mit Pflanzen der Steinkohlenformation von 5 m Länge und 2·6 m Höhe und Steinkohlenstücke von 3 Zentner Schwere nachgewiesen. Nach Hunderten zählen in den Karpaten die verfehlten, auf solche Blöcke begründeten Schachtanlagen. Aber selbst diese gewaltigen Trümmer Schlesiens

¹⁾ M. NEUMAYR im Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1870, S. 549.

verschwinden gegen den von STUR¹⁾ aus der Gegend von Hustopetsch in Mähren beschriebenen, von Tegel umschlossenen Carbonblock, aus dem angeblich 26.000 Zentner Steinkohle bergmännisch gefördert wurden, und gegen die mächtigen Tithon- und Neocomkalkmassen des Bucegiconglomerates in Siebenbürgen (s. Fig. 93).

Die exotischen Blöcke sind vorwiegend in zwei Zonen ausgestreut: einer inneren am Rande der älteren mesozoischen Gebirge und einer äußeren am Außenrande der Sandsteinzone. Zahl und Größe der Blöcke nehmen im allgemeinen vom Außenrande der Sandsteinzone nach innen und vom Innenrande nach außen ab. Die Blöcke der inneren Zone in den Hüllschichten der Oberkreide und im Alttertiär haben einen augenscheinlich karpatischen Charakter, die Blöcke der äußeren Zone dagegen sind teilweise außerkarpatischer Herkunft. Man kann hier von Niederösterreich bis nach Przemyśl in Galizien ein großes westliches, von Przemyśl bis nach Rumänien ein großes östliches Gebiet unterscheiden. In beiden kommen reichlich Tithonblöcke vor, nebstdem aber zeichnet sich das westliche Gebiet durch mannigfaltige Gesteine von sudetischem Ursprung, das östliche durch eigentümliche grüne chloritische Felsarten von einheitlicher Beschaffenheit aus. Zu den sudetischen Felsarten des westlichen Bereiches gehören vor allen die Blöcke von produktiver Kohlenformation mit Pflanzenresten und von Steinkohle, ferner von marinem Kohlenkalk mit *Productus*,²⁾ von oberjurassischem Ammonitenkalk, von oberdevonischem Kalk mit *Spirifer Verneuili*,³⁾ von weißem und grauem Quarzit. Auch die roten Granite des Waschberges bei Stockerau hat man hier einzureihen, da E. SUSS ihre Verwandtschaft mit der Brünner Eruptivmasse erkannt hat, desgleichen auch die roten Granite von Bistritz a. H. und Freistadt. Daneben kommen aber auch Gesteine von unsicherer Herkunft vor, verschiedene Granite, Gneise, Glimmerschiefer, Porphyrite; für Schlesien und Mähren ist besonders ein grünlicher Glimmerschiefer, für Westgalizien ein grauer, häufig etwas gelblicher und selbst rötlicher pegmatitischer Augengneis und granitischer Gneis bezeichnend.

Halten wir uns an die sichergestellten Tatsachen, so vermögen wir in den Blöcken der westlichen Region nichts anderes zu erblicken als losgerissene Fragmente der ehemaligen sudetischen Uferregion des Flyschmeeres, und finden wir darunter auch Felsarten von nicht zweifellos sudetischem Charakter, so müssen wir wohl annehmen, daß das Anstehende derselben unter Diluvium, Miocän oder Karpatensandstein begraben liege. Der Granit von Bugaj und der Granit des Waschberges scheinen die letzten noch anstehenden Reste im Bereiche der Sandsteinzone zu bilden. Die

¹⁾ Tiefbohrung von Batzdorf in Schlesien. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1891, S. 5.

²⁾ NIEDŹWIEDZKI. Beitrag zur Kenntnis der Salzformation. I, S. 40. — V. UELIG. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 238.

³⁾ HOHENEGGER, l. c. S. 35. — s. a. HOHENEGGER u. FALLAUX. Erläut. d. geogn. Karte v. Krakau. Denkschr. d. kais. Akademie, XXVI, S. 28.

Mannigfaltigkeit der an die Karpaten herantretenden Sudeten erklärt zur Götüge die Verschiedenartigkeit und den regionalen Charakter der Blockführung.

Mit dieser Mannigfaltigkeit im Westen kontrastiert auffallend die Eintönigkeit der grünen Gesteine im Osten. Die Hauptmasse und die größten Fragmente liegen hier in der miocänen Salzformation am Fuße des Gebirges, die Blöcke und Bruchstücke des Alttertiär und der „Ropianka-Schichten“ sind gewöhnlich kleiner. Nach ihrem Auftreten und ihrer Verteilung muß man sie wohl mit E. TIETZE¹⁾ als Abkömmlinge eines ehemaligen Uferwalles auffassen, der das Flyschmeer nach Nordosten begrenzte und die Unterlage der Anlandungen dieses Meeres, also zunächst des Tithonkalkes bildete. Bei Krasna in der Bukowina scheint, wenn wir PAULS Beschreibung richtig verstehen, ein nicht unbeträchtlicher Teil dieses Walles mit der tithonischen Auflagerung noch erhalten zu sein. Eine zweite Klippe dieses grünen Gesteins entdeckte J. BÖCKH im Karpatensandsteine am Ojtospasse.

Der hypothetische Randwall der Ostkarpaten wurde kürzlich durch R. ZUBER²⁾ in ein neues und bedeutsames Licht gerückt. ZUBER erkannte, daß die grünen Gesteine des Randwalles in der Dobrudscha, dem merkwürdigen „Vorlande“ des Balkan, anstehend vorkommen³⁾ und zog hieraus mit Recht den Schluß, daß dieser Wall ehemals mit der Dobrudscha zusammenhing. Eine lange und schmale Zone grüner Gesteine erstreckte sich aus der Dobrudscha nach Nordwesten und ging bei Przemyśl in das sudetische Sandomirer Gebirge über. Die nordwestliche Streichungsrichtung sowohl der Dobrudscha wie auch des Sandomirer Gebirges unterstützt diese Annahme auf das beste. Diese Gesteinszone konnte nur eine sehr beschränkte Breite besessen haben, denn in geringer Entfernung treten überall Anzeichen der Podolischen Platte hervor, deren alte Gesteine an unseren Wall angrenzen müssen.

Das Längsstreichen des Walles fiel in den Ostkarpaten mit dem Ufer des Flyschmeeres zusammen, eine einheitliche Gesteinszone bildete hier der Länge nach die Küstenregion, wogegen im Westen verschiedenartige sudetische Zonen das Flyschufer begrenzen. Während aber die sudetische Grenzregion namentlich in Mähren und bei Krakau aus den späteren Ereignissen mit geringen Einbußen hervorging, fiel der ostkarpatische Wall fast gänzlich der Denudation und jenen Senkungsvorgängen zum Opfer, die zur Ausbildung der Geosynklinale des subkarpatischen Miocänmeeres führten.

¹⁾ E. TIETZE im Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1877, S. 125. 1879, S. 291. 1882, S. 64. 1887, S. 52, 401. — s. a. HILBER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 424. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 379.

²⁾ Neue Karpatenstudien. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1902, S. 248.

³⁾ Grüne „Tonschiefer“ beschreibt BLÜDE vom bessarabischen Ufer der Donau. Neues Jahrb. 1841, S. 527.

Die Podolische Tafel.

Bei dem engen Anschlusse der Podolischen Tafel an den alten Randwall dürfte hier der geeignete Ort sein, um einen Blick auf jenes Gebiet zu werfen, das E. SUSS mit Recht als „das fremdartigste Stück des Vorlandes“ bezeichnet hat.

Fremdartig ist vor allem der nordische Charakter der fossilen Faunen, die der Hammer des Geologen aus den altpaläozoischen Gesteinen der Tafel zu Tage fördert, und fremdartig mutet uns ferner die fast horizontale Lagerung der Schichten angesichts der intensiven Faltungen der Karpaten an. Fast unbegreiflich erscheint es, wie es möglich war, daß diese Scholle bei den wiederholten Faltungen der Nachbargebiete in passiver Ruhe verharrte und erst die hauptsächlich L. TEISSEYRE¹⁾ zu dankende Erkenntnis, daß die Podolische Tafel doch gewisse, wenn auch vergleichsweise sehr unbedeutende Bewegungen mitgemacht hat, bringt diesen Gegensatz unserem Verständnis etwas näher.

In großen mäandrischen Schlingen durchzieht der Dnjester mit seinen nördlichen Nebenflüssen Zbrucz, Seret, Strypa, Złota Lipa und Lipa die weitgedehnte Podolische Platte. Ein Anstieg von 100 bis 200 m Höhe über die reizvollen, teilweise bewaldeten, steilen Talwände bringt uns auf die Höhe der Platte: rings umgibt uns hier eine unabsehbare, baumarme, teils kultivierte, teils steppenartige, lößbedeckte Ebene.

Den Ufern der tief eingeschnittenen Flüsse hat man schon vor vielen Jahren die Grundzüge des geologischen Baues in seiner Einfachheit entnommen.²⁾ Auf russischem Boden taucht bei Jampol, Mogilew, Proskurow und Rowno die granitische Unterlage der Tafel auf, daran schließen sich nach Westen Silur-, dann Devongebilde mit äußerst minimaler Neigung nach Westsüdwesten an. Den galizischen Boden erreichen als älteste Bildung die obersilurischen fossilreichen Knollenkalke von Skała, dann folgen die

¹⁾ L. TEISSEYRE war so freundlich, mir einen noch nicht veröffentlichten deutschen Auszug aus seinen in polnischer Sprache erschienenen Arbeiten zur Verfügung zu stellen; er hat mich dadurch in die Lage gesetzt, die wichtigen Resultate seiner Forschungen für die Darstellung der Podolischen Platte zu verwenden. Ich spreche ihm an dieser Stelle meinen wärmsten Dank aus.

²⁾ Nachstehend die wichtigsten Arbeiten über das galizisch-podolische Plateau: A. v. ALTH. Paläoz. Gebilde Podoliens. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, VII, 1874. Gegend von Niżniów. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1887, S. 319. Jura fauna von Niżniów. Beitr. z. Paläontologie Österreich-Ungarns I, 1879. — F. SCHMIDT. Bem. über d. galiz.-podol. Silurf. Bull. de St. Pétersbourg 1875. — E. v. DUNIKOWSKI. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1880, S. 43. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Gesellschaft 1884, S. 411. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 288. — E. TIETZE. Gegend von Lemberg. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1882. — V. HILBER. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 307. 1881, S. 123. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, VII. Bd., Heft 6. — V. UHLIG. Jahrb. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 175. — M. LOMNICKI. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1880, S. 587. Atlas geol. Galicyi. Krakau 1900. — L. TEISSEYRE. Atlas geologiczny Galicyi. Krakau 1900 (mit Literaturverzeichnis). — L. SZAJNOCHA. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 146. J. v. SIEMIŁADZKI, Sitzungsber. k. Akademie. Wien, 98 Bd., S. 420.

brachiopodenreichen Kalke und Mergel von Borszczów, die Tentaculitenschichten von Czortków, die Übergangsschichten von Iwanie mit *Pterygotus* und *Pteraspis* und endlich die devonischen, roten Sandsteine als südlichstes Vorkommen dieser merkwürdigen nordischen Bildung in Europa.

Nach Ablagerung des roten Sandsteines tritt die Podolische Platte in eine lange Festlandsperiode ein. Erst die große Transgression der Oberkreide setzte auch dieses Gebiet allgemein unter Wasser und auf Silur und Devon fielen die Absätze der Cenomanstufe, weiter westlich auch die kreidigen Massen des Senon nieder. Im Paläogen wurde das Gebiet am Rande des Karpatenmeeres abermals Festland, bis es im Miocän von den Karpaten her neuerdings vom Meere überzogen wurde. Es folgt die postsarmatische Festlandsperiode und im Plistocän endlich breitet sich auf der Plateauhöhe der Löß aus.

Nur die Gegend bei Niżniów am Dnjester führt der einfachen Zusammensetzung noch ein neues Element zu: in einer schmalen Zunge ist hier von Nordwesten her das Meer des obersten Jura eingedrungen und hat eine bis zu 20 m mächtige Kalkablagerung mit *Corbula inflexa* und zahlreichen Nerineen und vielen anderen Versteinerungen abgesetzt. An der Basis zeigen sich in einer Conglomeratschicht mit silurischen und devonischen Geschieben die Spuren der Transgression, die vielleicht in derselben tithonischen Epoche von Nordwesten her erfolgte, in der im gesenkten Vorlande von den Karpaten her das Meer der Sandsteinzone sich etablierte.

Ein ungefähr 40 km breites, welliges Hügelland mit den Landschaften Pokucie, Podniestrze, Zadniestrze trennt das paläozoische Gebiet vom Ostkarpatenrande. Alle Aufschlüsse, selbst die tiefe Furche des Prutflusses zeigen hier die gipsreichen Tertiärtone in flacher Lagerung und nirgends wird auch nur eine Spur der älteren Schichten angetroffen. Dadurch sah sich A. v. ALTH schon vor vielen Jahren veranlaßt, eine tiefe Versenkung der Tafel unter die Karpaten anzunehmen.

Die paläozoischen Schichten verschwinden aber nicht nur in südwestlicher Richtung aus den Aufschlüssen, sondern auch im Nordwesten ist jenseits der Linie Smykowce-Kowałówka an tiefgelegenen Punkten, an denen bei gleichmäßiger Lagerung die paläozoischen Schichten hindurchziehen müßten, nichts zu finden als die nach Westen hin immer mächtiger anschwellende senone Schreibkreide. Hier muß also ähnlich wie im Südwesten eine Absenkung der paläozoischen Platte bestehen und dasselbe nimmt TEISSEYRE für den südöstlichen Rand der Tafel in der Moldau an.¹⁾ Auf Grund dieser Beobachtungen kann man im Gebiete der Podolischen Platte zwei Hauptbestandteile unterscheiden: den altpaläozoischen Horst und die senonen Randsenkungen (s. d. tekton. Karte).

Die Senkung im Nordwesten, TEISSEYRES nordgalizisch-volhynische Senke, dehnt sich über 300 km breit bis an den Weichselbruch am Rande

¹⁾ J. SIMIONESCU. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1897. Annal. scientifiques de l'Université de Jassy 1902.

des Sandomirer Gebirges aus, in querer Richtung zieht sie weithin in das Herz der Russischen Tafel. Von ihrem Betrage gibt der Umstand eine Vorstellung, daß die im Jahre 1894 auf dem Ausstellungsplatze in Lemberg durchgeführte Schau-Tiefbohrung in 500 *m* Tiefe die senone Kreide noch nicht durchsunken hatte. Aus der Verteilung des mittleren Devon erschließt TEISSEYRE den merkwürdigen Umstand, daß der volhynischen Senkung in der Zeit nach dem Mitteldevon eine äußerst flache Syncline der paläozoischen Schichten entsprach. Damals bestand also noch nicht die flache Neigung nach WSWesten, die wir jetzt wahrnehmen, sondern ein äußerst schwaches Gefälle nach Nordwesten. Der Oberjura fand dagegen schon die jetzige Neigung vor, denn er ist nur am Südwestrande gleichsam als Fortsetzung der sudetischen Jurazone abgelagert, fehlt dagegen gänzlich am Nordwestrande des paläozoischen Horstes. Wir erkennen also hier zwar unsichere, aber doch nicht zu vernachlässigende Spuren von alten Bewegungen, die TEISSEYRE als podolisch-volhynisches und podolisch-sudetisches System bezeichnet.

In einer späteren Periode, im Cenoman, beginnen die schon erwähnten Randsenkungen und führen im Senon zu immer stärkerer Vertiefung. Die Tiefseefazies der Schreibkreide und ihre gewaltige, den gesamten alten Plateauschichten gleichkommende Mächtigkeit hängt offenbar mit diesen Vorgängen zusammen.

Am Südwestrande nahmen die Senkungen auch noch später ihren Fortgang. Nach TEISSEYRE vollzog sich hier die Bewegung hauptsächlich an 3 parallelen, nach Südosten streichenden Linien (Brdo-Narol, Bóbrka-Mikolajew, Gródek-Żurawno). Auch hier erscheint im gesunkenen Gebiete zunächst die Schreibkreide, hauptsächlich aber der miocäne Gipston. Die äußere Linie Brdo-Narol dieser von TEISSEYRE podolisch-opolisch genannten Dislokationen gibt den eigentlichen Südwestrand des paläozoischen Horstes ab. Sie tritt im Gelände als flache Terrainwelle (Höhenrücken Kamuła 477 *m*, Przemyslany-Czernelica) hervor und ist ihrer tektonischen Natur nach eine äußerst flache Flexur.

Die mittlere Linie Bóbrka-Mikolajew entspricht der subpodolischen Senongrenze; sie ist am Südwestrande des Lemberg-Tomaszower Rückens durch eine Reihe von Bohrungen gelegentlich der Anlage der Lemberger Wasserleitung nachgewiesen. Die Linie Gródek-Żurawno endlich fällt mit der Verbreitungsgrenze der podolischen (Lithothamnienkalk-) Fazies des Miocän zusammen; ihr abgesunkener Südwestschenkel fällt der subkarpatischen Salz- und Gipsfanne anheim.

Natürlich können diese Linien nach dem Wesen der geologischen Verhältnisse und bei den geringen künstlichen Tiefaufschlüssen dieses Gebietes nicht überall scharf nachgewiesen werden, sie sind daher auch nicht als endgültig festgestellt zu betrachten, wohl aber sind sie geeignet, um späteren Forschungen gleichsam als Ansatz zu dienen und eine Vor-

stellung von dem staffelförmigen Absinken der Tafel zu vermitteln, das sich jedenfalls bis in die Miocänperiode hinein fortgesetzt hat.

Noch jüngere Bewegungen als diese vollzogen sich an der Linie Gołogory-Krzemieniec quer zu den subpodolischen Randsenkungen. Ein flaches dachförmiges Gewölbe ist hier orographisch durch den Plateausteilrand Lemberg-Brody auffallend markiert; der Unterschied zu beiden Seiten dieser Linie wird durch den Umstand noch gesteigert, daß das Senkungsgebiet der Bug-Styr-Niederung seine Tertiärdecke verloren hat.

Wollte man nun den Versuch wagen, Beziehungen zwischen podolischen und karpatischen Bewegungen herzustellen, so könnte wohl das noch recht dunkle podolisch-volhynische System auf die präpermische Faltung, das podolisch-sudetische auf die beginnende Einsenkung der Geosynklinalen der Sandsteinzone und die podolisch-opolischen Senkungen auf die präenomanen und die jüngeren karpatischen Bewegungen zurückgeführt werden. Die allmähliche Vertiefung des podolischen Senonmeeres hat ihr Seitenstück in einer ähnlichen Erscheinung im Bereiche der Karpatenkreide.

Im Hinblick auf die Karpaten erregen von allen tektonischen Erscheinungen der podolischen Tafel die sudetisch-opolisch-podolischen das größte Interesse. Tritt hier die Südostrichtung in den Vordergrund, so könnte dies sehr wohl im Sinne des ehemaligen Bestandes eines alten, die Sudeten mit der Dobrudscha verbindenden Randwalles gedeutet werden, dessen Streichungsrichtung sowohl für diese Dislokationen und die Anlage der Geosynklinalen des Karpatensandsteins und des Miocän, wie auch für die Faltungsrichtung der Karpaten maßgebend wurde. Die Abhängigkeit der Geosynklinalen des Karpatensandsteins von den podolischen Senkungen geht deutlich auch aus dem Umstande hervor, daß die Sandsteinzone gerade da ihre größte Breite entfaltet, wo bei Przemyśl die volhynische mit der subpodolischen Senkung zusammentrifft. Der alte Wall der grünen Gesteine muß in tithonisch-untercretacischer, obercretacischer und paläogener Zeit bei der beträchtlichen Verschiedenheit der tithonischen und obercretacischen Sedimente hüben und drüben noch bestanden haben. Er sonderte die karpatische von der subpodolischen Senke so vollständig, daß sich in letzterer die weiße Senonkreide mit nordischen Merkmalen ablagern konnte. Erst das ältere Miocän fand diese Schranke teilweise, das jüngere gänzlich niedergebrochen, die subkarpatische vereinigte sich mit der subpodolischen Senke zu einer einheitlichen Geosynklinalen, in der eine einheitliche Miocänfazies zur Ablagerung gelangte.

Aus den Lagerungsverhältnissen der Podolischen Platte geht klar hervor, wie wenig die speziellen karpatischen Faltungen diesen Teil des Vorlandes beeinflussen. Wie immer man die Senkung an der Linie Brdo-Narol deuten mag, kann man keinesfalls über diese Linie hinaus eine Einwirkung zulassen.

Im sudetischen Vorlande wurde die Mulde von Trzebinia bei Krakau

von verschiedener Seite karpatischem Einflusse zugeschrieben,¹⁾ und besonders (G. GÜRICH²⁾) scheint geneigt, in einem großen Teil von Oberschlesien karpatische Spuren zu erkennen. Der leitende Gesichtspunkt ist hiebei zumeist nur die Richtung der Dislokationen, es sollte aber auch deren geologisches Alter berücksichtigt werden. Die Entstehung der podolischen Randbrüche konnten wir mit guten Gründen mit der Einsenkung der Geosynklinalen und nicht mit der eigentlichen Faltung in Beziehung setzen und dasselbe könnte wohl auch für gewisse sudetische Erscheinungen, wie die Senke von Trzebinia oder Weißkirchen gelten. Handelt es sich aber um Linien des präpermischen Anteiles des sudetischen Vorlandes, so ist die Möglichkeit im Auge zu behalten, daß solche Dislokationen aus präpermischer Zeit stammen, in der ein Unterschied zwischen Karpaten und Sudeten insofern nicht bestand als beide Gebiete von variscischer Faltung betroffen waren. Die Feststellung karpatischer Einwirkungen unterliegt daher in den Sudeten großen und noch nicht überwundenen Schwierigkeiten.

Die Sandsteinzone in Mähren.

Die sozusagen bertichtigte Eintönigkeit der Sandsteinzone kommt in Mähren namentlich im Marsgebirge und mährisch-ungarischen Grenzgebirge zu voller Geltung.³⁾ Bis an die Klippenzone herrschen hier Marchsandsteine, häufig in schiefrieger Ausbildung mit vorwiegend südöstlichem, seltener nordwestlichem Einfallen. Leichte Faltungen, besonders aber zahlreiche Längsbrüche dürften diese Gestaltung bedingen. Tiefere Schichten, nach PAULS Beschreibung vermutlich Inoceramenschichten, scheinen nur bei Hluk, am Borkiberg bei Wessely a. M. und am Gebirgsrande bei Strasnitz aufzubrechen.

Am Außenrande der Marchsandsteinzone treten besonders bei Bistritz a. H. rote Tone, nummulitenführende Conglomerate und Menilitischieferzüge in Verbindung mit lokalen Sandsteinmassen hervor, sodann folgen nach außen die eigentlichen Bildungen der subkarpatischen Vorstufe. Von diesen sind die

¹⁾ S. TIETZE. Umgebung von Krakau, S. 399.

²⁾ Übersicht der geologischen Verhältnisse des oberschlesischen Exkursionsgebietes. Vortrag Breslau 1892.

³⁾ Vergl. besonders: GLOCKER. Menilitischiefer in Mähren. Ber. d. Ver. deutsch. Naturforsch. Graz 1843. — FÖTTERLE. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, IV. Jahrb. 1858, S. 38. — M. HOERNES. Menilitischiefer von Nikoltshitz und Krepitz. HADINGERS Ber. III, S. 83 etc. — A. RZEHAŁ. Beiträge zur Kenntnis der Sandsteinzone Mährens. Annal. d. Franzensmuseums in Brünn, II. u. III. Bd., 1896 u. 1898. — Fauna der Oncophorasch. Verh. d. Naturforscherver. in Brünn, XXXI. Niemtschitzer Sch., Verh. d. Naturforscherver. in Brünn, XXXIV, 1896. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1895, S. 363. Die zahlreichen Aufsätze von RZEHAŁ sind bei K. PAUL zitiert. — K. PAUL. Mähr.-ung. Grenzgebirge. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 447. Südwestende der Sandsteinzone. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 199. — Th. FUCHS. Über ein neuartiges Pteropodenvorkommen etc. Sitzungsber. 111. Bd., S. 433, 1902. — L. v. TAUSCH. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1889, S. 405. — V. UHLIG. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1892, S. 112. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 247, 313.

Menilitschiefer von Nikoltschitz und Krepitz von altersher bekannt, andere hat in neuerer Zeit besonders A. RZEHAk beschrieben, wie die Niemtschitzer Schichten, die Pausramer Mergel, die Orbitoidensandsteine. Sie alle scheinen samt den Steinitzer Sandsteinen und Auspitzer Mergeln geologisch älter zu sein als die Magura- oder Marchsandsteine. Die enge Verknüpfung dieser subkarpatischen Bildungen mit Menilitschiefern rückt hier das Oligocän in den Vordergrund, nur die kleine Conchylienfauna der Pausramer Mergel spricht für höheres, vielleicht obereocänes Alter.

Wegen der schlechten Aufschlüsse des hügeligen, lößbedeckten Geländes ist hier noch manches auch in jenem wichtigen Teile der Sandsteinzone fraglich, wo das subkarpatische Alttertiär mit den sudetischen Culmsandsteinen in unmittelbare Berührung tritt. Zwischen Weißkirchen und Leipzig ist eine sudetische Randpartie von ungefähr 14 km Länge und bis zu 6 km Breite durch die vom Bečzwaflusse benutzte Grabensenkung vom Hauptstocke der Sudeten gleichsam abgesprengt und zu den Karpaten geschlagen. Die miocäne Geosynklinale vertiefte sich hier

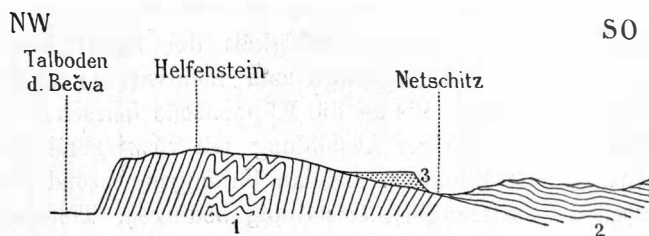


Fig. 98. Schematische Darstellung der Lagerungsverhältnisse am sudetisch-karpatischen Kontakt bei Leipzig in Mähren.

1 Culm-Grauwacke, 2 Menilitschiefer, 3 Pecten-Sande der II. Mediterranstufe.

nicht ausschließlich an der karpatisch-sudetischen Grenze, sondern erfuhr gewissermaßen eine Spaltung: der tiefere Arm schnitt in die Culmgrauwacke ein, der seichtere lief an der karpatisch-sudetischen Grenze hin.

Kein Teil des Gebirges eignete sich zur Klärung des Verhältnisses der Sandsteinzone zu ihrem sudetischen Vorlande besser als dieser, wenn hier die Aufschlüsse nicht so mangelhaft wären. Menilitschiefer und die sie begleitenden Tone schmiegen sich an den Culm an und greifen bei Parschowitz und in Radotin ziemlich tief in das Gebiet der Culmgrauwacke ein, welche die subkarpatische Zone nicht unbeträchtlich an Höhe überträgt. Die Menilitschiefer zeigen keine steile Lagerung, die etwa auf enges Angepreßtsein schließen ließe, sondern, soviel man urteilen kann, wellig verbogene Schichten (s. Fig. 98). Wenige Kilometer südlich vom sudetischen Rande streicht der alttertiäre Flysch regelmäßig nach Nordosten, ohne irgend eine Beeinflussung durch die sudetische Randscholle erkennen zu lassen.

Das Miocän erscheint hier auf karpatischem Untergrund in Form von anscheinend flach lagernden mächtigen Geschiebeanhäufungen, auf sudetischem Boden bei Netschitz als Sand mit Kammuscheln, bei Weiß-

kirchen als Ton. Der Pectensand von Unter-Netschitz liegt angesichts der wenige hundert Meter südlich davon auftretenden Menilitschiefer horizontal auf den Schichtköpfen der nordwestwärts geneigten Culmgrauwacken (vergl. Fig. 98 und 99).

Die Gesamtheit dieser Beobachtungen sagt uns, daß hier eine intensive Anpressung der Menilitschiefer von Süden her nicht stattgefunden haben konnte. Auch für eine flache, von weither kommende Aufschiebung der karpatischen Bildungen auf den Culm liegen keine sicheren Anzeichen vor, vielmehr scheinen diese Bildungen auf dem Culm abgelagert und in flache Falten gelegt zu sein. Wie dem auch sein mag, geht aus der flachen Lagerung des Miocän doch mit Sicherheit hervor, daß die Faltung der Karpatensandsteine der Ablagerung des Miocän vorangegangen sein muß. Nirgends bemerkt man hier eine Spur nachmiocäner Faltung. Ähnliche Erfahrungen scheint schon in den Sechzigerjahren E. SUSS in dieser Gegend und ihrer Nachbarschaft gesammelt zu haben. „Vergebens,“ sagt er, „habe ich gesucht, mir nördlich von den Polauer Bergen, z. B. in

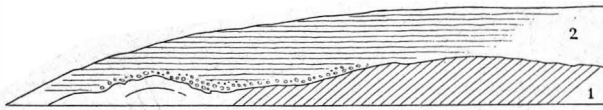


Fig. 99. Überlagerung des Culmsandsteins (1) durch die horizontalen Pectensande (2) in Netschitz bei Leipnik, Mähren.

An der Basis der Pectensande liegt eine Geschiebelage aus Rollstücken von Culmgrauwacke.

der Gegend von Ostrau, Rechenschaft von dem Fortstreichen dieser Störungslinie, (d. i. der Antiklinale der Molasse) zu geben.“¹⁾

Die niederösterreichisch-mährischen Klippen.

E. SUSS betrachtete zur Zeit seiner hier erwähnten Untersuchungen den langen über Ernstbrunn, Staats, Falkenstein, Stützenhofen, Klein-Schweinbart und Nikolsburg bis Polau sich hinstreckenden Zug von tithonischen Inselbergen und Klippen als Vertreter der schweizerischen Antiklinale der Molasse. Obwohl er selbst diese Ansicht verlassen hat, scheint doch ein richtiger Kern darin enthalten zu sein: das streng lineare, karpatische Streichen dieser Klippen stempelt sie im Vereine mit anderen Erscheinungen in der Tat zu einer Leitlinie des karpatischen Gebirgsbaues, allerdings einer Linie von höherem Alter als die Antikline der Molasse.

Die unterbrochene Kette der Ernstbrunn-Nikolsburger Klippen ragt frei aus einer flachen Umgebung von pliocänen und miocänen Bildungen auf. Vordem konnte man ihre karpatische Natur nur aus dem Umstande erschließen, daß sie mit ihrem Nordrande direkt in den mährischen subkarpatischen Flysch hineinstreichen. Heute weiß man durch O. ABEL und

¹⁾ Bemerkungen über die Lagerung des Salzgebirges von Wieliczka. 58. Bd. Sitzungsber. d. kais. Akademie 1868, S. 3.

A. RZEHAČ,¹⁾ daß da und dort kleine Partien von alttertiären Steinitzer Sandsteinen und Menilitchiefern an beiden Flanken der Inselberge auftauchen. Man weiß heute ferner, daß sie nicht bei Ernstbrunn, sondern weit südlicher im Flyschzuge des Rohrwaldes bei Stockerau a. D. beginnen. In Niederfellabrunn, am Hundsberge, im Neppeltale, beim Grünstallwald kennt man jetzt kleine Klippen von Mergelkalk des Stramberger ober-tithonischen Horizontes, dem nach ABEL auch die koralligen Diceratenkalke von Ernstbrunn und die hellen oberen Kalke von Nikolsburg angehören. Der Stramberger Horizont, interessant durch einige von ABEL nachgewiesene Formen von russischer Herkunft, spielt hier jedenfalls eine große Rolle; nur die tieferen Nikolsburger Mergelkalke mit verkieselten Versteinerungen mögen einem geologisch älteren Horizonte angehören.

In der Nähe der Rohrwaldklippen kommt am Waschberge Granit mit rotem Feldspat zu Tage; an anderen Stellen verraten massenhafte Granitblöcke die Nähe eines granitischen Untergrundes, der vielleicht un-

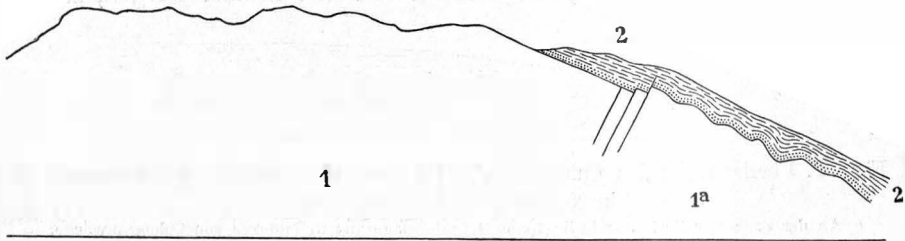


Fig. 100. Tithonklippe nördlich von Nikolsburg.

Nach handschriftlicher Aufzeichnung von O. Abel.

1 weißer Tithonkalk, bei 1a liegt der große Turol-Steinbruch, 2 Senonkreide, oben grünliche, glaukonitische Inoceramenmergel, darunter eine zirka 2 m mächtige gelbliche Lage. Von den kleinen Verwerfungen, die im Turol-Steinbruch aufgeschlossen sind, ist eine älter, zwei jünger als die Senonhülle.

mittelbar die Klippenkalke trägt und bewirkt haben mag, daß diese Kalke zumeist nicht steil gelagert sind. Untersenone glaukonitreiche Inoceramenmergel und obersenone Mucronatenmergel von außeralpinem Gepräge umhüllen und umlagern diskordant die Klippenkalke (vergl. Fig. 100) und senone Breccien mit Tithonfragmenten erfüllen die Spalten des Tithonkalkes. Eine Erhebungs- und Denudationsperiode mußte hier, ganz so wie in der südlichen Klippenzone, der Invasion der Oberkreide vorangegangen sein und eine zweite Denudationsperiode folgte nach.

Die mittel- oder obereocäne Transgression fand die granitische Unterlage am Waschberge bei Stockerau entblößt, die alttertiären Sedimente deckten und umhüllten den Granit und die Tithonklippen und so entstand, ähnlich wie in der südlichen Klippenzone, die zweite Klippenhülle, der in der Miocänperiode eine dritte und eine vierte in Form des Schliers und

¹⁾ O. ABEL. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 284. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 374. 1897, S. 343. — A. RZEHAČ. Die Tertiärformation in der Umgebung von Nikolsburg. Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums in Brünn 1902, S. 28.

des Leithakalkes und, wenn man will, eine fünfte aus Löß und Schotter im Plistocän nachfolgte.

An der Thaya verschwinden zwar zunächst die südmährischen Klippen, aber in der Fortsetzung ihres generellen Streichens nach Nordosten tauchen in gewissen Abständen die als nördliche Klippenlinie bekannten Klippen von Czettechowitz, Zdaunek, Kurowitz, die kleinen Vorkommnisse bei Freistadt und Bistritz am Hostein auf, die über die Klippen von Keltisch, Lauczka, Skaliczka und Jasenetz zu der altberühmten Riffmasse von Stramberg, zu den schlesischen „Blockklippen“ und den Klippen von Roczyny, Inwald und Andrychau in Galizien hinführen. Es wäre vielleicht trotz der Regelmäßigkeit des Gesamtstreichens dieser Zone gewagt, hier eine Leitlinie anzunehmen, wären die Hüllschichten längs dieser Linie nicht mit massenhaften Tithonblöcken ausgestattet, die gewissermaßen als Aufbereitungsprodukt dieser Klippen sowohl die ungefähre ehemalige Lage derselben angeben wie auch den Mangel des anstehenden Tithongesteines teilweise erklären.

Die Klippenzone zieht sich zwischen den Pollauer Bergen und der Gegend von Keltisch ungefähr an der Grenze zwischen dem subkarpatischen Hügellande und dem Marchsandstein hin. Daher ist denn auch gerade die Grenzbildung zwischen dem Steinitzer Sandstein und Marchsandstein durch jene Conglomeratmassen ausgezeichnet, die bei Bohuslawitz, Buchlowitz, Koritschan schon die Aufmerksamkeit von BOUÉ, BEYRICH und FÖTTERLE auf sich gezogen haben, die aber auch bei Kobyle, Wrbitz, Charlottenfeld, Theresienfeld, nach RZEHAK bei Tieschan, ferner in Czettechowitz, bei Freistadt, bei Bistritz am Hostein und an vielen anderen Punkten entwickelt sind.¹⁾ Sie enthalten nicht bloß Tithonfragmente, sondern auch Blöcke von Granit, Gneis, Quarzit, selbst von Melaphyrmandelstein und Porphyrit. Speziell durch die massenhafte Granitanhäufung am Chlumeceberge bei Bistritz am Hostein könnte man sich verleitet finden, auch hier noch eine Granitunterlage des Tithon wie im Rohrwalde zu vermuten.

Der altbekannte Klippenkalk von Kurowitz (s. Fig. 101), eines der vorzüglichsten Materialien zur Zementfabrikation in Österreich, ist durch einen großen Steinbruch auf ungefähr 500 *m* Länge aufgeschlossen.²⁾ Die wahre Mächtigkeit des weißen, muschelig brechenden, wohlgeschichteten und an lithographischen Schiefer erinnernden Gesteins beträgt ungefähr 150 *m*. Große und kleine gestreifte Aptychen, Leitformen des Tithon, liegen

¹⁾ HINGENAU. Übersicht der geologischen Verhältnisse von Mähren und Schlesien. Wien 1852. — F. FÖTTERLE. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1858, S. 49, 1865. Verh. 251. — A. RZEHAK. Jurassische Kalkgerölle. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1878, S. 1—8. 1879, S. 79. — V. UHLIG. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1892, S. 114. — BEYRICH. Flötzentwicklung in Schlesien. KARSTENS Archiv, 18. Bd., 1844.

²⁾ GLOCKER. Verh. d. kais. Leop. Karol. Akad. d. Naturf. XIX, II. Suppl. — PETERS, FÖTTERLE und PAUL bezeichnen die Kalke von Kurowitz als neocom; das ist aber sicher unrichtig, wenn man unter „Neocom“ einen höheren Horizont als Stramberg versteht, denn die Kurowitzer Kalke enthalten typische große Aptychen der Tithonstufe.

in großer Zahl auf den Schichtflächen. Die knieförmig gebogenen Schichten fallen steil nach Südosten ein und sind von nordöstlich geneigten steilen Klüften und von westnordwestlich geneigten Quetschzonen durchzogen.

Die unmittelbare Umrahmung der Klippe besteht am Südrande aus einem förmlichen Schuttmantel von nuß- bis kopfgroßen, bald gerundeten, bald eckigen und durch roten und grünlichgrauen Letten und Sand verkitteten Kalkstücken. In der Conglomeratmasse liegen einzelne Linsen oder Bänke von grünlichgrauen Sandsteinen und Mergelschiefeln. Eine eklatantere Schutthülle könnte die Theorie der Klippen im Sinne von alten Inseln nicht fordern als sie hier an der Südwand des Steinbruches aufgeschlossen ist. Der Nordrand ist leider noch nicht entblößt. In der nördlichen Umgebung der Klippe stehen als unmittelbare Hülle Steinitzer Sandsteine mit südöstlichem Einfallen an. In der mit dem Klippenkalk parallelen Lagerung der Hüllschichten und den Kluft- und Pressungsrichtungen des Klippenkalkes

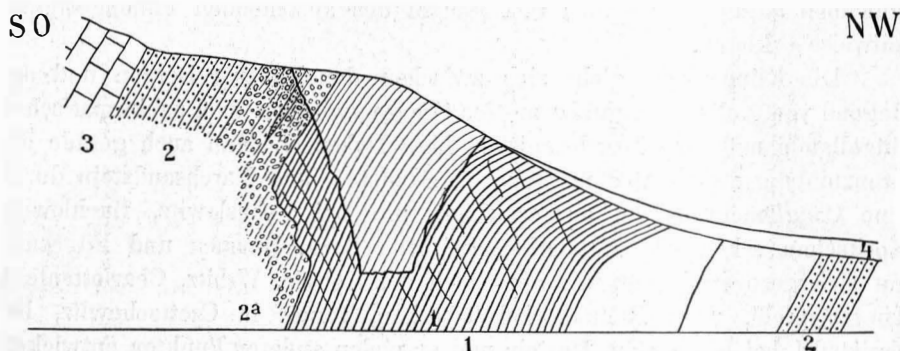


Fig. 101. Tithonklippe von Kurowitz in Mähren.

1 obertithonischer Aptychenkalk, 2 Steinitzer Sandstein, alttertiär, bei 2a eine mächtige Ablagerung von Tithonkalkgeschieben mit einzelnen Sandstreifen, 3 Marchsandstein, alttertiär.

erkennen wir die Spuren der intensiven, nach Ablagerung des Alttertiär eingetretenen Bewegungen, welche die Klippe und ihre Hülle gemeinsam betroffen haben.

Auch die kleineren Klippen von Zdaunek und Czettechowitz liegen nahe an der Grenze zwischen March- und Steinitzer Sandstein: jene ist von Steinitzer Sandstein, diese von Marchsandstein umhüllt. In beiden Lokalitäten fallen die Schichten der Klippengesteine gleichgerichtet mit ihrer Hülle nach Südosten ein. In Zdaunek besteht das Klippengestein aus mittelnecomnen Grodischter Schichten, grobkörnigen Sandsteinen und tonigen Fleckenmergeln mit *Aptychus Didayi* und *Duvalia dilatata*.¹⁾

In Czettechowitz tauchen an derselben Streichungslinie nahe bei ein-

¹⁾ PAULS „Crinoidensandsteine“ sind nichts anderes als typische Grodischter Sandsteine mit vereinzelt Crinoidenstielgliedern in der charakteristischen Aptychenbreccie. PAUL gibt in Zdaunek Oberkreide an, die hier anstehend nicht zu finden ist. (Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 208. Erläuterungen zum Kartenblatte Austerlitz. Wien 1899, S. 6, 7.)

ander zwei kleine Klippen auf: die westliche besteht nur aus hellgrauem Kalkstein nach Art des Kurowitzer Tithon und ist im Liegenden und Hangenden gegen die Hüllschichten durch scharfe Brüche begrenzt (s. Fig. 102). Die östliche zeigt an der Basis grauen, splittrig brechenden Kalk mit gelblichen Hornsteinbändern und darüber dunkelroten und grünen Knollenkalk mit den Versteinerungen der Cordatuszone der Oxfordstufe. Die hangendste Partie von leider unbekannter Zusammensetzung ist bereits abgebaut. Auch diese kleine Masse ist durch Brüche begrenzt: nach Westen schneidet sie an einer ziemlich steilen nordsüdlichen, nach Süden an einer ostwestlichen Kluft ab.

Offenbar haben wir in diesen Brüchen sekundäre Erscheinungen ohne Bedeutung für das wahre Wesen der Klippen zu erblicken, wie die Erhaltung der ursprünglichen randlichen Conglomerathülle in Kurowitz und die mächtigen Conglomerate von Czettechowitz deutlich beweisen. Der Aufschluß Fig. 102 bringt zwar die NEUMAYRSche Durchspießungstheorie in Erinnerung, spricht aber dennoch nicht für diese Theorie. NEUMAYR dachte sich, wie wir gesehen haben, die Jurakalke und die jüngeren Hüllgesteine kontinuierlich abgelagert und stellte das Hervortreten der Klippenkalke ausschließlich auf Rechnung der Faltung und des Härteunterschiedes von Kalkstein und Flysch. Unsere Conglomerathülle zeigt uns aber, daß die Klippenkalke schon vor Ablagerung des Alttertiär als gehobene und erodierte Massen auftraten; diesem Umstande ist die eigentliche Klippenatur, der späteren gemeinsamen Faltung nur die Entstehung der sekundären Brüche und Quetschungen, vielleicht auch ein gewisses Mitreißen und Emporpressen, eine gegenseitige Adjustierung zuzuschreiben. Sowohl in Kurowitz wie in Czettechowitz und Zdaunek ist nur die zweite, alttertiäre Hülle vorhanden, die erste, obercretacische, fehlt. Daß die Oberkreide hier nicht zur Ablagerung gelangte, ist indessen wenig wahrscheinlich, vielleicht ist sie vor Absatz des Alttertiär denudiert worden, vielleicht befinden sich ihre Ablagerungen in größerer Tiefe.

Über die kleinen Vorkommnisse von Lukovecky bei Freistadt und die von FÖTTERLE erwähnten Kalke von Rottalowitz und vom Juchinabache, die Klippen von Lauczka, Skaliczka und Jasenetz gehen wir hier rasch hinweg. Etwas eingehender muß uns dagegen die Klippe von Stramberg beschäftigen (s. Fig. 103 bis 105).

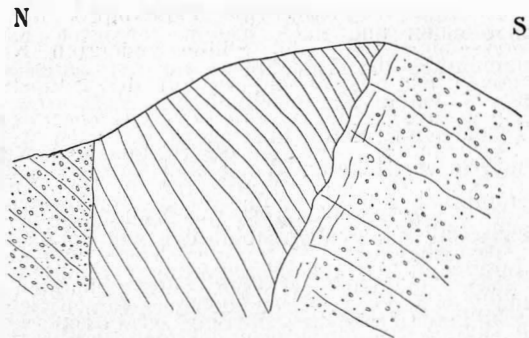


Fig. 102. Westliche Juraklippe in Czettechowitz, Mähren.

In der Mitte Kalkstein nach Art des Kurowitzer Tithonkalkes, an den Seiten Marchsandstein mit zahlreichen Jurakalkgeschieben. Die Kontaktflächen bilden Bruchflächen, parallel diesen Bruchflächen durchsetzen Quetschzonen den Sandstein.

Wiederholt ist der Versuch gemacht worden, besonders von E. v. MOJSISOVICS¹⁾ und HÉBERT,²⁾ die Kalkmasse von Stramberg in Unterstufen zu gliedern; das scheidet aber an der Einheit der ungeschichteten Kalkmasse und ihrer so berühmten, überreichen Fauna. Speziell die Ammoniten sollten auf die nördliche Partie unterhalb der Schloßruine beschränkt sein; in Wirklichkeit fanden sie sich hier nur etwas häufiger vor als in anderen Teilen der Kalkmasse, die aber dieselben Arten, speziell den bezeichnenden *Perisphinctes transitorius*, in vielen Exemplaren geliefert haben. Die sogenannten roten Nesselsdorfer Schichten mit ihrer eigentümlichen, kürzlich von M. REMEŠ näher beschriebenen Krüppelfauna nehmen zwar ein ziemlich hohes Niveau ein, sind aber doch nichts anderes als eine äußerst untergeordnete Lokalfazies.

Den Schlüssel zum Verständnis der ungefähr dreieckigen 1·5 km messenden und nach Süden geneigten Kalkmasse von Stramberg bieten namentlich die Aufschlüsse an der Südostseite der Klippe. Schwärzliche, etwas sandige Mergelschiefer mit *Belemnites latus* vom Aussehen der Unteren Teschener Schiefer überlagern hier den weißen Kalkstein und verzweigen sich in verwickelter Weise tief in den Kalkstein hinein. Der Gemeindesteinbruch am Ostrande der Kalkmasse wurde deshalb verlassen. In den südwestlich folgenden Steinbrüchen ist der Kalkstein mit dem schwarzen Schiefer durch eine Art Wechsellagerung verbunden und löst sich an der unregelmäßigen Grenze gegen den schwarzen Schiefer in ein von diesem durchflochtenes Haufwerk von eckigen Kalkbrocken auf, ganz nach Art der von MOJSISOVICS beschriebenen Übergangszone der Südtiroler Riffe und der „Vorriffzone“ von E. FRAAS. Im östlichen Teile, am Kotouč oder Ölberg, ist die Kalkmasse kompakter, zeigt ein steileres Einschließen und ist vom schwarzen Unteren Teschener Schiefer regelmäßig überlagert (vergl. Fig. 103).

Auf dem wenig mächtigen Unteren Teschener Schiefer liegt hier, vorzüglich aufgeschlossen, Oberer Teschener Schiefer und wir erhalten somit von unten nach oben die Schichtenfolge: Stramberger Riffkalk (Obertithon), Unterer Teschener Schiefer (Berriasien), Oberer Teschener Schiefer (Valanginien). Da der Untere Teschener Schiefer hier augenscheinlich in engen Beziehungen zum Riffkalk steht, liegt es nahe, seine geringe Mächtigkeit und den Mangel der Teschener Kalke mit der starken Entwicklung des Riffkalkes in Verbindung zu bringen. Das bei Teschen im Unteren Teschener Schiefer nachgewiesene Vorkommen von tithonischen Perisphincten und Aptychen unterstützt eine derartige Annahme. In Schlesien ist der Untere Teschener Schiefer viel mächtiger, er enthält ebenfalls bedeutende tithonische Kalkmassen (in Koniakau, Bobrek, Stanislowitz, Wischlitz u. s. w.), die aber freilich leider schon verschwunden und der Industrie zum Opfer gefallen

¹⁾ Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1870, S. 136. 1868, S. 127.

²⁾ Observation sur le caract. de la faune des calc. de Stramberg. Bull. Soc. géol. de France, 2. sér., t. XXVI, p. 888. Geolog. Magazine London vol. VI, Nr. 7, 1869. Age relat. des calc. à Ter. moravica. Ebda., 3. sér., t. II, p. 148, 3. sér., t. VI, p. 108.

sind. HOHENEGGER betrachtete sie als „exotische“ Blöcke auf sekundärer Lagerstätte. Dieser Auffassung bereitet aber die bedeutende Größe und die dunkle, selbst grauschwarze Farbe dieser Kalke Schwierigkeiten, die entfallen, wenn man diese großen Massen als Ergebnis einer lokalen Riffbildung ansieht. Die Kalkmasse von Stramberg würde sich dann nur durch bedeutendere Größe und demgemäß stärkere Verdrängung der Tonfazies von den exotischen „Blockklippen“ der Unteren Teschener Schiefer Schlesiens unterscheiden.

Auf den ersten Blick mag diese Anschauung befremdlich erscheinen.

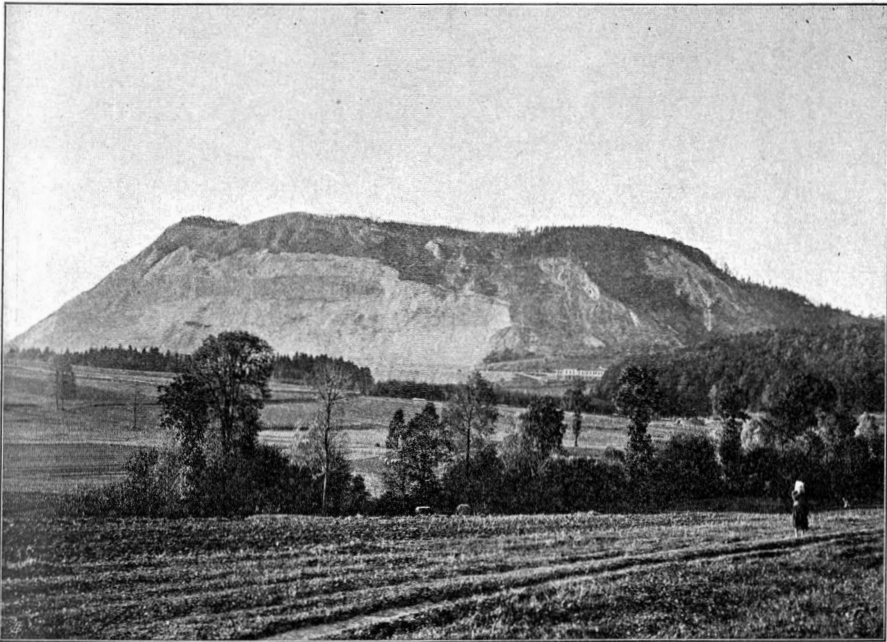


Fig. 103. Westliche Partie des Tithonriffes von Stramberg (Kotouč oder Ölberg), von der Südseite aufgenommen.

Der Vordergrund besteht aus Oberen Teschener Schiefen, der bewaldete Vorhügel am Bildrande rechts bildet eine kleine Transgressionsdecke von Baschker Sandstein (s. Fig. 105). Am Rande des Kotouč befindet sich der große Steinbruch der Witkowitzer Gewerkschaft.

Sie steht aber in Einklang mit der Schichtenfolge der Schlesischen Beskiden und den Versteinerungen der Unteren Teschener Schiefer, sie erklärt bestens das sporadische Vorkommen der Kalke und die abweichende Beschaffenheit der kleineren Massen und nicht zuletzt das merkwürdige Ergebnis einer Tiefbohrung in Stramberg, die unter dem Kalkstein in der Tiefe von 41 m schwarzgraue Schiefer von der Beschaffenheit der Unteren Teschener Schiefer angetroffen hat. Die Unteren Teschener Schiefer mit ihren ober-tithonischen Kalkmassen scheinen auf diese Weise ein ausgezeichnetes Seitenstück zu den merkwürdigen Miniaturriffen der schwarzen Triasschiefer der Bukowina und den triadischen Schiefen und Cipitkalken Südtirols zu bilden.

Im Norden, Osten und Westen grenzen an den Riffkalk senone Baschker Sandsteine und Mergel an. Die Kalkmasse der Ruine und vier kleinere spitze Felsen an der Ostseite (vergl. Fig. 104) sind gänzlich von Oberkreide umgeben, ebenso eine lange, schmale Kalkmasse östlich von Nesselsdorf und eine zweite am Horkaberge nordwestlich von Stramberg. Daß die Oberkreide hier eine echte Klippenhülle bildet, ist durch das schon von HEBERT bemerkte Vorkommen von mächtigen Conglomeraten aus Stramberger Kalk im Baschker Sandstein am Nordrande der Stramberger Klippe und an vielen anderen Punkten der Umgebung sicher beglaubigt.

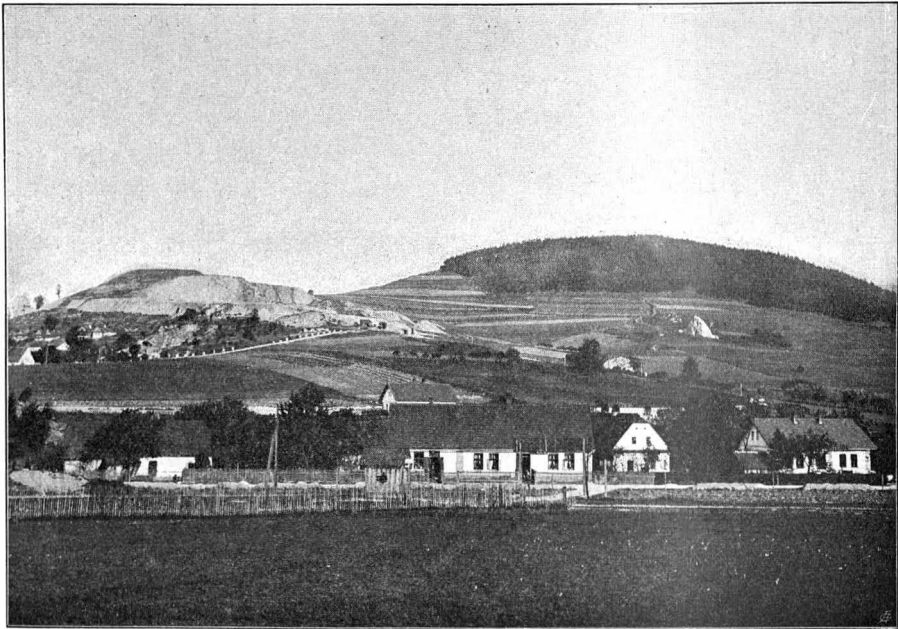


Fig. 104. Die östliche Partie des Tithonriffes von Stramberg.

Der Riffkalk der linken Bildpartie ist überhöht vom senonen Baschker Sandstein der Bila hůra, welche die rechte Bildhälfte einnimmt. Aus dem Baschker Sandstein ragen einige kleinere Tithonkalkmassen hervor. Die Häuser im Vordergrund (Südende von Nesselsdorf) stehen auf Alttertiär; das Gelände zwischen den Häusern und der Riffmasse ist aus senonem Baschker Sandstein zusammengesetzt. An der zur Klippe führenden Straße ist an einer Stelle Baschker Sandstein aufgeschlossen.

Wenn die senonen Schichten der Bila hůra unter den Stramberger Kalk einfallen, so ist das eine auf die späteren posteoocänen Bewegungen zurückzuführende Erscheinung und steht im Einklang mit der herrschenden Tektonik des ganzen Gebietes. Das Senon umzieht als erste, das Alttertiär als zweite Hülle an der Ostseite nicht bloß den Klippenkalk, sondern auch den Oberen Teschener Schiefer; es bildet ferner südlich der Kalkmasse eine kleine transgressive Decke auf dem Oberen Teschener Schiefer. Zwischen dem Červený kamen und Senftleben umgeben alttertiäre Schichten die Oberen Teschener Schiefer und nur nach Südwesten hin breiten sich diese Schiefer in Verbindung mit den jüngeren Neocomgesteinen und mit

Teschentintrusionen weithin aus, sind aber auch im Südwesten von den jüngeren Hüllen umschlossen. Auf diese Weise ist der Stramberger Kalk und die mit ihm verbundene Unterkreide ringsum von Oberkreide und Alttertiär umgeben.

Die Kalkmasse von Stramberg verdankt ihre klippenartige äußere Erscheinung dem Fazies- und Härteunterschied gegenüber dem Unteren Teschener Schiefer. Vermöge dieses letzteren Umstandes bildet sie eine Scheinklippe, vermöge ihrer Senonhülle ist sie aber zugleich auch eine echte Inselklippe, das letztere ist sie aber nicht für sich allein, sondern in Verbindung mit den auf ihr ruhenden Schichten des Valanginien und des jüngeren Neocom. Wir haben in Stramberg nicht eine Tithonklippe, sondern eine tithonisch-untercretacische Klippe vor uns (s. Fig. 105). Die innige Verknüpfung des Tithon mit der Unterkreide und die scharfe Tren-

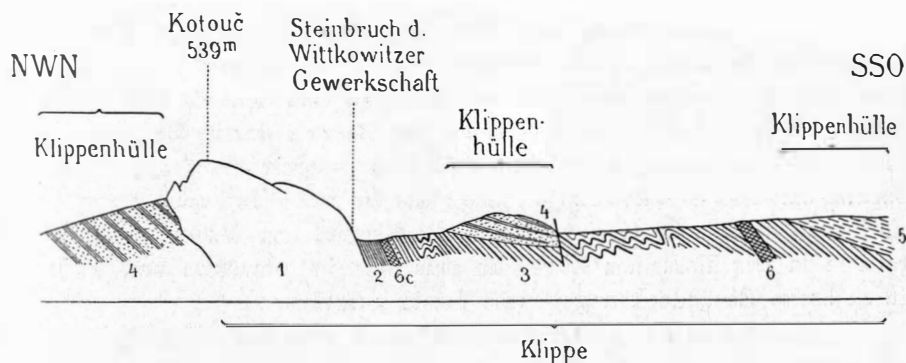


Fig. 105. Durchschnitt der Stramberger Klippenpartie, durch den westlichen Teil der Riffkalkmasse geführt. Maßstab 1 : 25.000

- 1 Obertithonischer Riffkalk, 2 Unterer Teschener Schiefer, 3 Oberer Teschener Schiefer (Valanginien),
4 Baschker Sandstein (Senon), 5 Alttertiär, Ton und Sandstein mit Nummuliten, 6 Teschenit,
6c Teschenitkontakt.

nung beider von den jüngeren Hüllen der Oberkreide und des Alttertiär kommt hier klar zum Ausdruck und wir erkennen, daß wir die von Oberkreide und Eocän umgebenen Inseln von Unter- und Mittelkreide am Nordrande der Sandsteinzone ebenso als echte Klippen zu betrachten haben wie die jurassisch-neocomen Klippen.

Gehört das Tithon derselben Bildungsreihe an wie Unter- und Mittelkreide, so gilt es zu erklären, wieso es kommt, daß sich in gewissen Gliedern dieser Reihe, wie im Grodischter Sandstein und in den Ellgothter Schichten, wirkliche Rollblöcke von Stramberger Kalk befinden. Offenbar konnten die Korallenriffe nur am ehemaligen Strande entstehen; eine ganz geringfügige negative Bewegung der Strandlinie, geringfügiger als sie in der pliocänen und modernen Epoche ohne wesentliche Beeinflussung der Meeressfläche gewisse Hebungen von Strandriffen bewirkten, konnte genügen, um diese tithonen Litoralgebilde teilweise trocken zu legen und den Beginn der Zerstörung sowie die Einfuhr von Blöcken in das benachbarte Meer zu

veranlassen. Eine etwas stärkere derartige Bewegung könnte bei Nikolsburg die Ablagerung dieser Serie vielleicht gänzlich unterbrochen und den Absatz der daselbst unbekanntem Unterkreide verhindert haben.

Die geohistorische Verkettung des Stramberger Kalksteines mit der Unterkreide wirft nun auch auf den tektonischen Charakter der Pollauer Inselberge ein bezeichnendes Licht. In Schlesien und im nordöstlichen Mähren bilden Tithon und Neocom karpatische Erhebungs- und Faltungszüge. Da das Streichen dieser Züge von den übrigen mährischen und niederösterreichischen Tithon- und Neocomklippen bis nahe an die Donau hin regelmäßig fortgesetzt wird, so kann man wohl nicht umhin, auch diesen weniger intensiv betroffenen Klippen den Charakter einer vorseitigen karpatischen Erhebungszone zuzusprechen.

Die Schlesischen Beskiden.

Mit der Beschreibung von Stramberg haben wir eine Partie der Schlesischen Beskiden schon vorweggenommen. Wir müssen ja aus geologischen Gründen denjenigen Teil von Ostmähren den Schlesischen Beskiden zusprechen, der östlich von Krasna an der Bezwa durch das Auftauchen der unter- und mittelcretacischen Felsarten ausgezeichnet ist. Von der Bezwa erstreckt sich das 120 *km* lange und bis zu 34 *km* breite ältere tithonisch-mitteleretacische Gebirge bis in die Gegend von Wadowice in Westgalizien in geschlossenem Zuge, um sich hier in schmalere und kleinere, durch breite Eocändecken getrennte Inseln aufzulösen.

Die alttertiären Absätze umgeben nicht nur von allen Seiten das tithonisch-mitteleretacische Inselgebirge, sondern ziehen auch von Ungarn her über den Jablunkauer Paß quer zum Gesamtstreichen in das Olsatal. Bei Trzynietz wenden sie sich am Fuße des hohen Beskidenzuges nach Westen, greifen im Ostrawitzatale tief in das ältere Gebirge ein und bewirken zwischen Friedeck, Stramberg und Neutitschein eine Auflösung des kompakten Gebirgsstockes in kleinere Inseln. Am Nordsaume ist das Alttertiär wegen der mächtigen Plistocäandecke nicht überall, aber an vielen Punkten leicht nachweisbar. Die Oberkreide begleitet in der Ausbildung der Istebner Schichten den Südrand der Insel und greift im Olsatale bis an den Nordrand des hohen Beskidenzuges ein, wo sie sich z. B. in Wendrin auf Unteren Teschener Schiefer ausdehnt. Am Außenrande ist sie in Form der Baschker Sandsteine und Friedecker Baculitenmergel namentlich im westlichen Teile weit verbreitet, kommt aber in kleinen Denudationsresten auch im Osten vor. Zu einer Zeit, als selbst vorgeschrittene Forscher die Bedeutung der Transgressionen, auch die der allgemeinen Oberkreidetransgression, noch sehr niedrig werteten, hat HOHENEGGER ihr Wesen und ihre geohistorische Bedeutung in den Schlesischen Beskiden klar erkannt und scharf zum Ausdruck gebracht.

Die schlesische Kreideinsel zerfällt in eine niedrige Vorstufe und eine höhere, durch die Auflagerung des mächtigen Godulasandsteines (Gault)

hervorgerufene Gebirgsstufe (s. Fig. 106). Am Fuße der Godulasandsteinzone verläuft ein nur durch den Alttertiärkanal des Olsatales unterbrochenes Band von Ellgoth, Wernsdorfer und Grodischter Schichten, während die niedrige hügelige Vorstufe im Teschener Lande und bis nach Galizien hinein vorwiegend aus den ältesten Ablagerungen der Serie, den Unteren Teschener Schieferen mit ihren obertithonischen Kalkmassen, den Teschener Kalken und Oberen Teschener Schieferen (Valanginien) besteht. Nur in der Gegend zwischen Teschen, Grodischt und Domaslowitz, ferner zwischen Sedlisch und Bludowitz streichen zwei schmale Zonen von Grodischter, Wernsdorfer



Fig. 106. Das Rastokatal in Kameral-Ellgoth, Schlesien.

Ein typisches Landschaftsbild der Godulasandsteinstufe. Aufnahme von A. Bilowitzki in Teschen.

und zum Teil auch Ellgoth Schichten durch das Hügelland. Etwas mannigfaltiger ist die Verteilung der Ablagerungen im mährischen Anteil der Insel.

Da die Schichten ausnahmslos nach Süden einfallen und die älteren Schichtengruppen fast nur an der Nordseite des Godulasandsteinzuges zum Vorschein kommen, so gleicht unsere Insel im großen und ganzen einer einseitig gehobenen Scholle. Einzig in Radziechów bei Saybusch in Galizien tritt auch an der Innenseite des Godulasandsteines an einem Bruche ein schmales Band von Unterem und Oberem Teschener Schiefer und Teschener Kalk auf, an das sich bei Saybusch und Sienna einige kleinere, von Alttertiär umgebene Neocomklippen anschließen. Der geologische Bau der schlesischen Insel ist daher im ganzen genommen verhältnismäßig einfach und von einem einheit-

lichen Grundgesetz beherrscht. Dagegen ist er außerordentlich verwickelt, häufig selbst unentwirrbar, wenn man auf Einzelheiten eingeht.

Die Schichtengruppen sind durch sekundäre, aber oft viele Kilometer lange Längsbrüche in zahlreiche, parallele Streifen zerlegt, bisweilen sigmoidal gekrümmt, selbst winkelig gebogen oder gebrochen, bald zerrissen oder gequetscht, bald zu großer Mächtigkeit gestaut. Dazu kommen kleinere Querverschiebungen und an zahllosen Stellen Intrusionen von Teschenit und Pikrit und so entsteht eine ungewöhnliche Komplikation des Details.

Ein gutes Beispiel für den Schuppenbau der schlesischen Insel gewährt das Gebiet zwischen Punzau und Ober-Lischna. In vier winkelig gebogenen Bändern treten hier Teschener Kalke und Obere Teschener Schiefer auf. Man könnte einfache Mulden voraussetzen, ließe nicht jedes Band von Teschener Kalk an seiner Basis da und dort Untere Teschener Schiefer

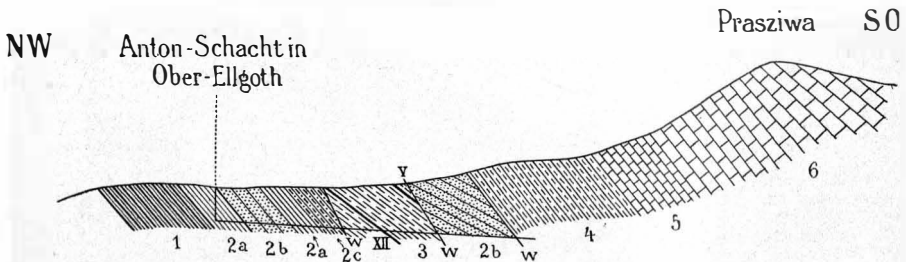


Fig. 107. Durchschnitt der schlesischen Unterkreide am Fuße der Godulasandsteinstufe in Ober-Ellgoth.

1 Oberer Teschener Schiefer, Valanginien, 2 Grodischer Schichten, Hauterivien, 2a tauber Schiefer, 2b grobe Sandsteinbänke, 2c sog. Mydlak, graue fleckige, dichte Mergelkalke, 3 Wernsdorfer Schichten mit den Toneisensteinflötzen V—XII. Die zwischen dem V. und XII. Flötze liegenden Eisensteinflötze sind des kleinen Maßstabes wegen nicht verzeichnet, 4 Ellgothter Schichten (Aptien), 5 untere Grenzpartie der Godulasandsteine, dünnplattig, mit roten Schiefnern, 6 Godulasandstein, Albien, W Wechselflächen.

hervortreten und hätte der ehemalige Eisensteinbergbau nicht gezeigt, daß der Obere Teschener Schiefer einer jeden Schuppe durch eine scharfe, südlich geneigte Längsbruchfläche gegen die nächstfolgende, mit Unterem Teschener Schiefer beginnende Schuppe abgeschnitten ist. Die Beachtung der Flötzfolge hat ferner erwiesen, daß dieses Abschneiden in verschiedenen Horizonten der Oberen Teschener Schiefer erfolgt, so daß einzelne Bänder nur die tiefsten, andere auch die höheren Flötze bis zum 22. enthalten. Selbst die scheinbar regelmäßigen Mulden sind in Wirklichkeit nur die an einer Krümmung einander gegenüberstehenden Partien einer und derselben fortlaufenden Schuppe. Die Zerlegung der Ablagerungen in Schuppen und Bänder wird hier in so hohem Grade zur Regel, daß selbst Schichten, die in regelmäßiger Altersfolge nebeneinander liegen, sich nicht immer im Verhältnisse kontinuierlicher Auflagerung zueinander befinden, wie das bestehende Profil von Ober-Ellgoth zeigt (vergl. Fig. 107). Wir müssen es uns leider versagen, auf weitere Einzelheiten einzugehen und verweisen auf das

beistehende Profil von Janowitz (Fig. 108) als Beispiel des Baues der schlesischen Insel.

Nur über das Auftreten der Tithonkalke im östlichen Randteile der Insel auf galizischem Boden bei Roczynty, Inwald und Andrychau wollen wir noch einige Worte hinzufügen. In Roczynty (vergl. Fig. 109) ist heller Kalk mit dunkeln Hornsteinbändern von einer 0.5 m mächtigen sandig-kalkigen Conglomeratlage mit großen gerundeten Blöcken von Granit, Gneis, Glimmerschiefer und Quarzit und darüber von bläulichgrauem Mergelschiefer bedeckt. Darüber spannt sich kuppelförmig hellgrauer, von zahlreichen Klüften durchsetzter Mergelkalk. Auch die Inwalder Klippe ist von einer in graublauen Schiefer übergehenden Geschiebeschicht mit großen Granitblöcken umsäumt, die von an der Wechselfläche zerrissenen Ellgothter Schichten sehr deutlich überschoben ist. In Andrychau endlich scheinen die Tithonkalke abgebaut zu sein, die Steinbrüche schließen ein mit gewissen Baschker Sandsteinen vergleichbares kalkigsandiges Gestein und Teschenit auf.

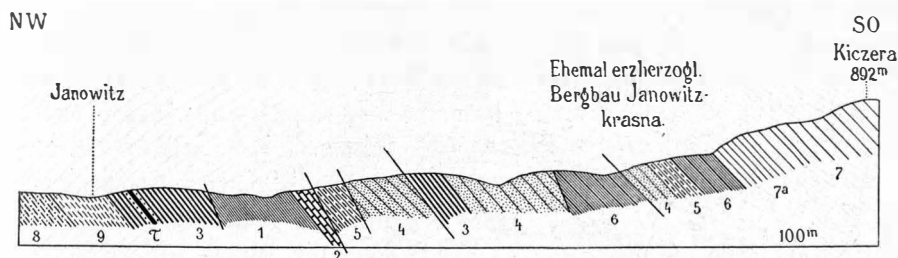


Fig. 108. Durchschnitt der Schlesischen Beskiden an der Godulasandsteinstufe bei Janowitz. Maßstab ungefähr 1 : 40.000.

- 1 Unterer Teschener Schiefer, 2 Teschener Kalk (Berrias-St.), 3 Oberer Teschener Schiefer (Valanginien), 4 Grodischer Schichten (Hauterivien), 5 Wernsdorfer Schichten (Barremien), 6 Ellgothter Schichten (Aptien), 7 Godulasandstein (Albien), 7a untere Partie, 8 Baschker Sandstein (Senon), 9 Alttertiär, τ Teschenit-Intrusion mit Kontaktzonen.

Zum Unterschied von Stramberg ist bei diesen Klippen die Verknüpfung des Tithonkalkes mit Unterem Teschener Schiefer nicht erkennbar, wohl aber besteht auch hier eine blockreiche Klippenhülle. Die Massenhaftigkeit der kristallinen Blöcke erinnert an alttertiäre Bildungen, die kalkige Beschaffenheit der übrigen Hüllschichten an die Oberkreide. Die in Inwald sehr deutliche Überschiebung an einer südlich fallenden Fläche entspricht der herrschenden Tektonik.

Zur Entstehung dieser Tektonik, besonders der so zahlreichen Wechselflächen, braucht man nicht unbedingt schiefe Falten, etwa nach dem Vorbilde der Kerngebirge, vorauszusetzen. Dazu gibt die geringe Regelmäßigkeit des Schuppenbaues keinen genügenden Anlaß. Aber auch einfache Senkungsbrüche gewähren bei dem Vorkommen von Überstürzungen keine befriedigende Erklärung. Bei der sehr plastischen Beschaffenheit der vorherrschenden Gesteine mochten vielleicht schon bei Beginn der Einwirkung der faltenden Kräfte an den schwächsten Stellen unmittelbar

Wechselflächen entstanden sein, an denen nun im weiteren Verlaufe der Faltung die einzelnen Schollen und Schuppen über- und aneinander geschoben wurden und zugleich dem Streichen nach sigmoidal gekrümmt, selbst winkelig gebogen und zerrissen wurden.

Die obercretacischen und alttertiären Schichten der zweiten und dritten Ablagerungsreihe zeigen einen ähnlichen Bauplan wie die der ersten. Sie neigen sich fast ausnahmslos nach Süden und fallen so häufig unter die älteren Gesteine ein, daß man wohl Mühe hätte, den wahren Sachverhalt festzustellen, enthielten sie nicht kennzeichnende Versteinerungen. HOHENEGGER erklärte dies durch die gemeinsame Faltung, welche die älteren mit den obercretacischen und alttertiären Gesteinen zugleich zu bestehen hatten und die bei dem plastischen Materiale sehr leicht zur völligen Verwischung der

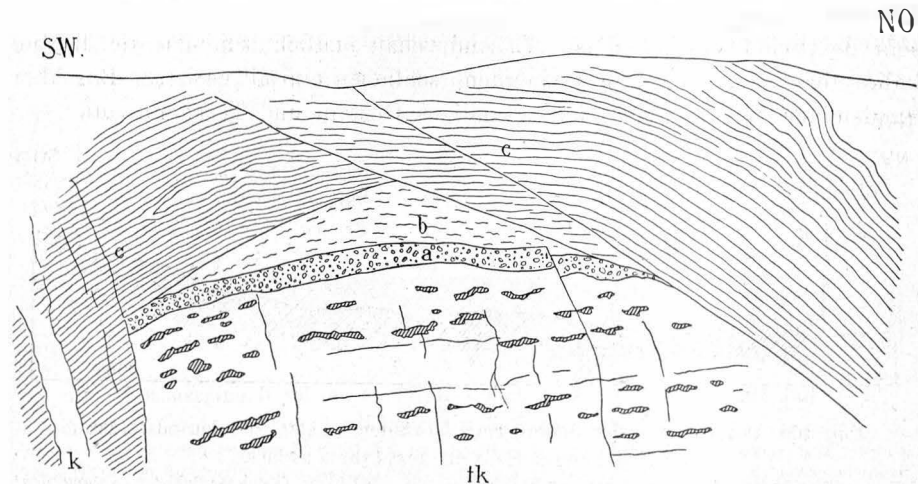


Fig. 109. Die Tithonklippe von Roczyny bei Andrychau, Westgalizien.

tk heller Tithonkalk mit Hornsteinlinsen. a Conglomeratlage mit Blöcken von Granit, Gneis, etc., 0·5 m, b bläulicher Mergelschiefer, c hellgrauer Mergelschiefer, bei k von einer offenen Kluft durchsetzt.

ursprünglichen Lagerungsdiskordanz führen, dagegen die Verschiedenheit der geographischen Verbreitung natürlich nicht beseitigen konnte. In diesem Sinne ist auch das Einschließen der Oberkreide unter den Stramberger Tithonkalk zu verstehen.

Mächtige Diluvien und eine breite Zone von miocänen Tonen verdecken am Rande der Schlesischen Beskiden den Kontakt der Karpaten mit den Sudeten. Nach JIČINSKY¹⁾ ist eine Fortsetzung der sudetischen Kohlenformation unter die Karpaten anzunehmen. Immer näher rücken die Kohenschächte an den Karpatenrand heran und kürzlich soll eine Tiefbohrung in Paskau unter karpatischen Bildungen in der Tiefe von 450 m Kohlenflöze angetroffen haben. Vielleicht wird der Bergbau das wahre Verhältnis der Karpaten zu den Sudeten endgültig aufhellen; was wir gegenwärtig von

¹⁾ JIČINSKY, in Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. 1877, Taf. IX. 1880. S. 409, T. XVII.

der Tektonik der Sandsteinzone wissen, spricht dafür, daß eine gewisse leichte Aufschiebung oder Anschoppung der Karpatensandsteine nach Norden gegen die Sudeten stattgefunden habe, schließt aber die äußerst wahrscheinliche Annahme nicht aus, daß ein Teil dieser Sandsteine schon ursprünglich auf Kohlenformation abgelagert wurde. Wie bei Weißkirchen so ist auch hier noch kein sicherer Anhaltspunkt dafür gewonnen worden, daß die karpatischen Bewegungen in nachmiocäner Zeit stattgefunden haben. In den unmittelbar nördlich vom Karpatenrande gelegenen Kohlenruben des Ostrauer und Karwiner Reviers konnte man zwar die bis zu 400 m mächtigen globigerinenreichen Tone, die Sande, Geschiebeschichten, Austernbänke und Basalttuffe des Miocän, die sogenannte „Überlagerung“, genau verfolgen und das vormiocäne Relief des Kohlengebirges feststellen, allein intensive Faltung des Miocän konnte man bisher nicht sicher erkennen.

Die Sandsteinzone in Westgalizien.

Die schlesische Kreideinsel erreicht Galizien¹⁾ mit verminderter Breite. Schon im Solotale ist sie kaum noch 10 km breit und westlich von Wadowice und Kalwarya verliert sie den Charakter eines geschlossenen Gebirgszuges. Zuerst scheinen die Godulasandsteine zu verschwinden. Da das Neocom an manchen Stellen, wie besonders bei Rzegocina, unmittelbar vom Alttertiär umgeben wird, ist eine sehr namhafte Verbreitung des Godulasandsteins in Westgalizien wenig wahrscheinlich.

Auch die Spuren der untersten Stufen, der unteren Teschener Schiefer und der Teschener Kalke, verlieren sich unweit Wadowice, so daß in dem Hauptgebiete Westgaliziens besonders die Grodischter und Wernsdorfer Schichten und das Aptien die Vertretung der Unterkreide übernehmen.

Das Neocom ordnet sich in Westgalizien hauptsächlich zu zwei subkarpatischen Zonen an; dem Berglande ist das Neocom fremd. Die südliche Neocomzone schließt sich an den schlesischen Godulasandsteinzug an und streicht über Kalwarya gegen Myslenice; ihre weitere Fortsetzung bilden wahrscheinlich die Neocomklippen von Rybie, Rzegocina, Rajbrot, Iwkowa,

¹⁾ Über die westgalizische Sandsteinzone besteht eine stark angeschwollene Literatur; wir müssen uns auf die Nennung folgender Arbeiten beschränken; HOHENEGGER u. FALIAUX. Geognostische Karte von Krakau. Denkschr. d. kais. Akademie Wien, XXVI. — WALTER u. v. DUNIKOWSKI, I. c., V. UHLIG. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1883, S. 443. 1888, S. 83—264. — E. v. DUNIKOWSKI. Studya geolog. w. Karpatach. Kosmos 1885, 1890. — TIETZE. Geognostische Karte von Krakau. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1887. — L. SZAJNOCHA. Atlas geologiczny Galicyi. Krakau 1895, 1896, 1901. Studya geologiczne w Karpatach Galicyi zachodniej I, II. Kosmos 1884, 1886. Płody kopalne Galicyi I, II. Lemberg 1893, 1894. — Warstw z Węgierski. Kosmos 1899, S. 174. — J. NIEDZWIEDZKI. Beitrag zur Kenntnis der Salzformation von Wieliczka u. Bochnia. Lemberg 1883—1891. Zur Geologie von Wieliczka. Lemberg 1892. Beitrag zur Geologie des Karpatenrandes in Westgalizien. Krakauer Akad. d. Wissensch. 1893. Miocen podkarpacki przy Dunajcu. Kosmos. Beiträge zur Kenntnis der Karpaten. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1876, S. 331. — V. HILDER. Randteile der Karpaten bei Dębica. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 407.

Wola stróžka und Liwocz bei Jasło. Fast nur als winzige Sporaden erscheinen hier die einzelnen Neocomaufbrüche im weiten Paläogengebiete, besonders bei Rybie, Rzegocina, Kamionna tauchen sie in vielen kleinen Inselchen aus dem Alttertiär auf, mit dem sie parallel zusammengefaltet sind. Bestände hier ein Härteunterschied zwischen den roten Tonen des Alttertiärs und den schwarzen Gesteinen der Unterkreide, so gäbe diese Gegend ein prächtiges Seitenstück zu der südlichen Klippenzone ab (s. Fig. 110).

Die nördliche Neocomzone beginnt am äußersten Nordrande bei Witnowice und Wózniki an der Skawa; weiter östlich setzt sie im Wieliczkaer Hügellande, ferner bei Bochnia und Brzesko kompakte, mehrere Kilometer lange Züge zusammen. Sie besteht aus Grodischter und Wernsdorfer Schichten. Zu jenen gehören die von ZEUSCHNER entdeckten Sandsteine mit *Belemnites bipartitus* und *Aptychus Didayi*, zu diesen die schwarzen Tone von Janowice und Libiertów, deren Versteinerungen SZAJNOCHA bekannt gemacht hat.

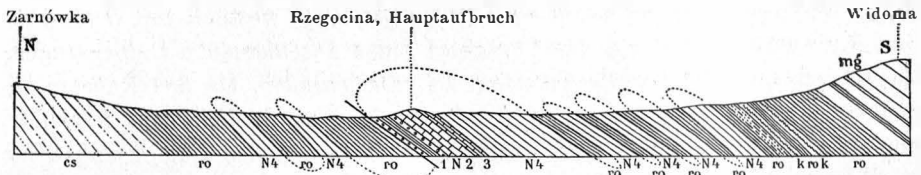


Fig. 110. Durchschnitt der südlichen Neocomzone in Rzegocina.

Alttertiär: *ro* bunte und rote Schiefer, *k* weiße Kalkmergelschiefer, *cs* Ciezkowicer Sandstein, *mg* Magurasandstein; *N* Neocom: 1 schwarzer Schiefer und Conglomeratlagen, 2 Sandstein und Schiefer, 3 Lage mit *Aptychus Didayi*, 4 schwarze Schiefer (Wernsdorfer Schichten).

Östlich von Brzesko tritt die Oberkreide als Hüllgestein des Neocom immer mehr in den Vordergrund. Am Dunajec südlich von Woynicz, am Wał und südlich von Tarnow gewinnen die Baschker Sandsteine eine bedeutende Mächtigkeit und setzen den schon erwähnten Randzug bis über Przemyśl hinaus zusammen.

An die nördliche Neocomzone schließt sich bei Tarnow ein langer Zug von schwarzen Schiefen mit dünnen Sandsteinbänken und Tonen mit exotischen Blöcken an und streicht über den Kokocz (441 *m*), Hełm (532 *m*) und Czarnorzeki (592 *m*) nach Südosten. Der Hauptmasse nach dürften die Gesteine dieses Zuges dem Alttertiär angehören, aber seitdem es J. GRZYBOWSKI¹⁾ gelungen ist, bei Domaradz in schwarzen Tonen Versteinerungen des Aptien nachzuweisen, kann man mit der Wahrscheinlichkeit rechnen, daß die Unterkreide auch an anderen Punkten des Hełm-Czarnorzekizuges auftritt.

Während die einzelnen Zonen der Karpatensandsteine im Tarnower Hügellande aus der ostwestlichen allmählich in die ost-südöstliche und schließlich in die südöstliche Streichungsrichtung übergehen, streicht der

¹⁾ Dolna kreda w okolicy Domaradza. Kosmos 1901, S. 199.

Nordrand am Wisłoka- und Wisłokflusse nordwärts vorspringend generell nach Ostnordosten und immer neue Wellen fügen sich bis nach Przemysl an den Faltenbau im Norden an.

Die nördliche Neocomzone, obwohl zusammenhängender als die südliche, ist doch auch vielfach durch Oberkreide, besonders aber Alttertiär, in einzelne Inseln geschieden. Ihre Schichten fallen auch hier konform mit den jüngeren Hüllbildungen nach Süden ein.

Je weiter nach Osten, um so stärker macht sich das Übergewicht des Alttertiär in der galizischen Sandsteinzone geltend. Sowohl im Hügellande wie im Berglande nehmen die einzelnen alttertiären Schichtengruppen einen so breiten Raum ein, daß man schon hieraus auf eine weit geringere Komplikation der Tektonik schließen darf, als sie z. B. der Unterkreide in den Schlesischen Beskiden eignet. Das südliche Einfallen der Schichten und der Schuppenbau bildet wohl auch hier im allgemeinen die Regel; daneben behaupten sich aber auch sowohl im Berg- wie im Hügellande regelmäßige, bisweilen flachwellige Falten (s. Fig. 111).

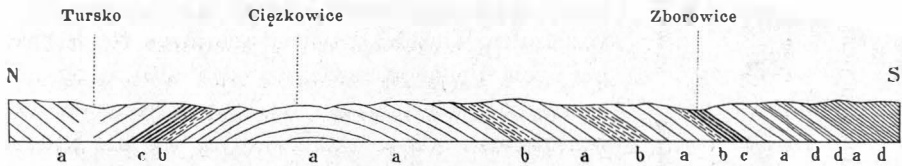


Fig. 111. Durchschnitt von Ciężkowice.

a Ciężkowicer Sandstein, *b* rote und grünliche Schiefer, *c* Menilitschiefer, *d* Krosnoschichten.

Im Berglande sondert sich ziemlich deutlich eine äußere und eine innere Zone. Die innere bildet ein wenig gegliedertes ungefähr 18 km breites Band, daß sich an der Babia góra bis 1725 m erhebt und die Klippenzone im Norden überragt und umsäumt. (Intrabeskidischer Magurasandsteinzug). Es ist in höchst eintöniger Weise fast nur aus Magurasandstein zusammengesetzt und besteht aus mehreren teils normalen, teils schiefen Falten. In der nördlichen Region kommen unter dem Magurasandstein bunte Schiefer und Beloveszaschichten, da und dort auch obercretacische Ropiankaschichten zum Aufbruch. Die Zone der bunten Schiefer ist im Westen äußerst schmal, sie zieht sich aus der Gegend von Bistritz a. H. in Mähren am Südrande der schlesischen Kreideinsel über den Jablunkauer Pass nach Nordosten und gewinnt vom Solatale angefangen immer mehr an Bedeutung und Ausdehnung. Zwischen der Skawa und der Gegend von Limanowa herrscht flachwellige Faltung; rundlich umgrenzte Magurasandsteinmassen sind von Beloveszaschichten und roten Tonen, da und dort vielleicht auch von obercretacischen Ropiankaschichten unterlagert.

Mit der Ausbildung der südöstlichen Streichungsrichtung bei Grybów kommen schiefe Falten und Schuppenstruktur bei einförmig südwestlichem Einfallen der Schichten immer mehr zur Geltung. Die Magurasandsteine bilden schmale lineare Bergkämme und in den dazwischen eingesenkten

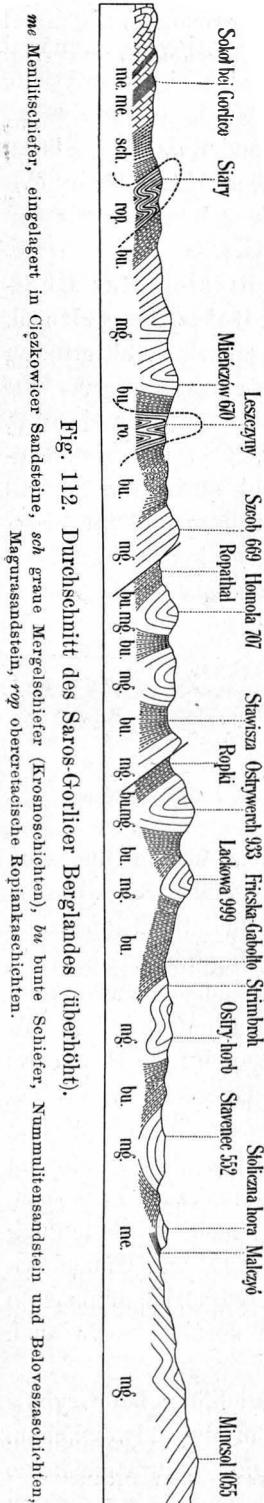


Fig. 112. Durchschnitt des Saros-Gorlice Berglandes (überhöht).

Längstätern sind Beloveszaschichten, rote Tone mit Nummulitensandsteinen und gelegentlichen Einlagerungen von schwärzlichen Meniliteschiefern (sogenannten Smilnoschiefern) und in mehreren parallelen Aufbrüchen auch Ropiankaschichten aufgeschlossen. Die vielberufene Örtlichkeit Ropianka gehört dieser Region an. Das beistehende halbschematische Profil (Fig. 112) gibt eine Vorstellung von dem geologischen Baue dieser Gegend.

Mit dem Zurücktreten der tiefsten Bildungen der Unterkreide verlieren auch die tithonischen Kalke in Westgalizien an Bedeutung; für ihre ehemalige Ausbreitung sprechen aber zahlreiche, in obercretacischen und alttertiären Schichten eingeschlossene Blöcke. Manche dieser Vorkommnisse, wie der Block von Sygnezców¹⁾ bei Wieliczka, haben in früheren Jahren lebhafte Kontroversen hervorgerufen. Einzelne Partien, allerdings von höchst geringem Umfange, scheinen sich aber doch anstehend erhalten zu haben, wie die von NIEDZWIĘDZKI beschriebene Klippe von Przemyśl, die bei Kruhel massenhafte Blöcke abgegeben hat, und die kleine, von SZAJNOCHA im Bereiche des Senon aufgefundene Kalkpartie von Węgiejka.

Das subkarpatische Miocän zeigt in Westgalizien interessante Verhältnisse. Lößablagerungen verhindern zwar die ununterbrochene Verfolgung dieser Zone, dafür bieten die uralten Salzbergwerke von Wieliczka und Bochnia und die verlassene Schwefelgrube von Swoszowice umfassende Aufschlüsse. In Kurdwanow südlich von Krakau stehen außerkarpatische Felsenkalke des Oberjura und neocome Karpatensandsteine einander bis auf 2 km gegenüber. In diesem schmalen Raume sind bei Swoszowice miocäne Mergel in schwebender oder nur unter 5 Grad nach Süden geneigter Lagerung eingesenkt, zu oberst Hangendmergel mit Lignit Spuren, darunter schwefel- und gipsführender Mergel und zu unterst Liegendmergel. Unter diesem steht im nördlichen Teile des Grubenfeldes der Kurdwanower Felsenkalk einmal in 48 m, das anderemal in 81 m Tiefe an, im südlichen Teile dagegen befindet sich unter dem Liegendmergel Salzton.

¹⁾ TIETZE. Krakau, S. 284.

Wenige Kilometer östlich von Swoszowice ist die Unterlage noch tiefer gesunken: in Kossowice tritt geschichtetes Salzgebirge erst 209 *m*, der Felsenkalk erst 322 *m* untertags auf. Noch weiter östlich steigt das Salzgebirge wieder an und es stellt sich über dem geschichteten Salzgebirge mit seinen bekannten reinen Szybiker- und den etwas sandigen Spizasalzen und Anhydritschnüren das sogenannte Salztrümmergebirge ein. Riesige, unregelmäßig begrenzte Massen von tonreichem Grünsalz sind hier einem salzbrockenführenden Tone untergeordnet. Ihr Abbau hat zu der Entstehung jener gewaltigen Kammern Anlaß gegeben, die den Laien zu so großer Bewunderung hinreißen. Aber auch für den Forscher sind diese Grünsalzkörper ein Gegenstand lebhaften Interesses. Sollen wir in ihnen eine Art kolossaler Konkretionen erblicken oder sind sie durch Zerstörung und Regeneration eines mächtigen Salzlagers entstanden? Wir können über diese

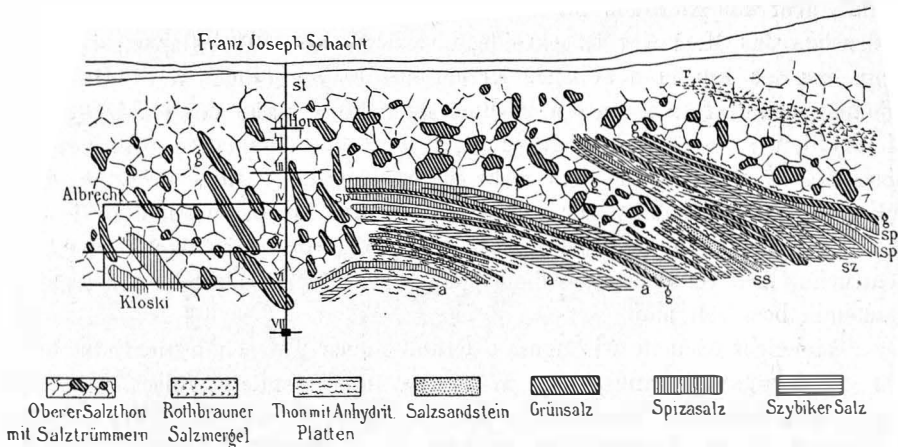


Fig. 113. Profil des Salzlagers von Wieliczka durch den Franz Josefschacht.

Maßstab 1 : 7500.

Nach J. Niedźwiedzki,

Frage zwar noch nicht endgültig absprechen, aber mit TIETZE behaupten, daß das Grünsalzgebirge sicher ein selbständiges Ganze mit primärem Salzgehalt bilde, dessen Veränderungen sich nur mit dem eigensten Material dieser Ablagerung vollzogen haben.

Ein Blick auf den beistehenden Durchschnitt (Fig. 113), den NIEDŹWIEDZKI auf Grund äußerst minutiöser Grubenaufnahmen zusammengestellt hat, läßt erkennen, daß das Salzgebirge von Norden nach Süden in drei Abschnitte zerfällt. Die Wieliczkaer Bergleute haben diese Abschnitte seit jeher als erste, zweite und dritte Salzgruppe unterschieden und erkannt, daß jede Gruppe in ihren tieferen geschichteten Lagen ein Einfallen nach Süden unter den Karpatensandstein aufweise. K. PAUL¹⁾ hat diese Art der Lagerung in Anlehnung an ein aus dem Jahre 1850 stammendes Profil von HRDINA

¹⁾ K. PAUL. Lagerung des Salzgebirges von Wieliczka. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1880, S. 687. — HRDINA. Geschichte der Saline Wieliczka. Wien. S. 184.

auf drei schiefe, in Spitzen auslaufende Falten zurückgeführt, indem er jeder Falte einen langen, flach geneigten Süd- und einen kürzeren steileren Nordflügel zuschrieb. Diese Art der Darstellung ist aber vielleicht zu schematisch, da man das scharfe sattelförmige Umbiegen der Schichten vom Nord zum Südflügel in Wirklichkeit nur an einer Stelle, in der Strecke Wiesełowski, tatsächlich beobachtet hat. TIETZE erklärt den Mangel der Nordflügel in sehr ansprechender Weise mit der Tendenz der schiefen Falten am Scheitel zu reißen und in Längsbrüche überzugehen.

K. PAUL setzt in seinem Durchschnitt von Wieliczka eine Kontinuität zwischen Salzton und Karpatensandstein voraus; NIEDŹWIEDZKI dagegen stellt sich die Salzformation am Fuße eines karpatischen Rückens in Diskordanz abgelagert vor und hat damit zweifellos Recht. Der betreffende Rücken besteht zwar nicht ausschließlich aus Unterkreide, sondern auch aus Alttertiär, aber das Alttertiär ist hier sehr schwach entwickelt und wir wissen, daß schon das Meer der Oberkreide, ebenso das des Alttertiär, geschweige denn das des Miocän gehobenes Karpatenland vorgefunden hat. Das Vorkommen von Karpatensandsteinblöcken im Salzton nahe der Gebirgsgrenze bietet hierfür eine unmittelbare Bestätigung. Die ehemalige Anlagerungsböschung ist aber sicher nicht mehr in ursprünglicher Lage erhalten, denn wenn auch der Kontakt des Salztone mit dem Karpatensandstein in der Grube nicht bekannt ist, zeigen doch die Profile, daß mindestens eine ganz schwache Überdeckung oder Überkipfung des Miocän durch den Karpatensandstein bestehen muß.

Vielleicht können wir uns auf Grund dieser Tatsachen die Entstehung der Lagerungsverhältnisse von Wieliczka in folgender Weise vorstellen. Die Salzformation lagerte sich an einen Randrücken von südlich geneigten und im Sinne der karpatischen Tektonik in Schuppen zerlegten Karpatensandsteinen an. Über den Salzschiefern und dem Grünsalz und Ton entstanden die Boguczicer Sande und die jüngeren Tone, die bei steigender Strandlinie in das Sandsteingebirge transgredierte (vergl. Fig. 114). Wirkten nun posthume Bewegungen im Sinne der älteren auf die Geosynklinale des Salztone ein und wurden hiedurch die vorhandenen Schuppen auf den alten Flächen ein wenig nach Norden gedrängt, so konnte die Salzformation eine Zerlegung in die beobachteten drei Schuppen oder Gruppen erfahren und bei etwas stärkerer Bewegung nahe der Wechselfläche eine schwach südliche Neigung annehmen. Auch das sackförmige Eingreifen der Grünsalzkörper zwischen die geschichteten Salzflötze wie das gelegentliche Vorkommen von sattelförmigen Umbiegungen an den Grenzen der Schuppen und überhaupt die unregelmäßige Art der Lagerung scheint auf diese Weise durch verhältnismäßig geringfügige Bewegungen erklärt werden zu können. Durch die nachfolgende Denudation wurden die Boguczicer Sande von den höher gelegenen Schuppen entfernt und blieben nur auf den tiefsten erhalten.

Die Tiefbohrung Nr. 3 an der Nordflanke des Wieliczkaer Bergbaues durchfuhr salzfreien Ton und traf erst zwischen 364 und 384 m Tiefe, also

fast 100 *m* unter dem tiefsten Punkte der Wieliczkaer Grube gipsführenden Ton, vermutlich die vertaubte Fortsetzung des Salzlagers, an.¹⁾ Diese nördlichste Partie wurde daher entweder gar nicht oder viel schwächer aufgeschoben als die südlich folgenden Schuppen; unmittelbar am Karpatenrande war die Bewegung jedenfalls am intensivsten.

Wieder anders gestalten sich die Verhältnisse in Bochnia, 27 *km* östlich von Wieliczka. Hier fällt das miocäne Salzgebirge, eine bis zu 200 *m* mächtige Wechsellagerung von bläulichweißen Anhydritplatten, Salzflötzen und Salzton, steil südlich unter den Karpatensandstein ein. Es ist auf eine

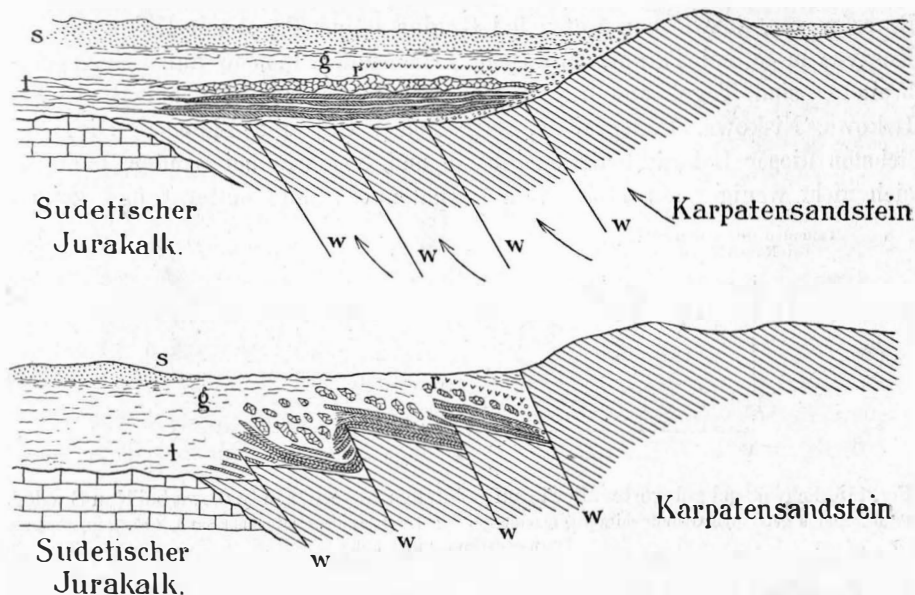


Fig. 114. Schematische Darstellung zur Erklärung der Tektonik des Salzlagers von Wieliczka.

Die obere Abbildung versinnlicht den Zustand vor, die untere den Zustand nach Vollzug der miocänen Bewegungen und der nachherigen Denudation. *s* Boguczicer Sande, *g* Gips, *r* roter Ton, *t* vertaubte Fortsetzung des Salzlagers, *w* Wechselflächen.

Länge von über 3·7 *km* und ungefähr 400 *m* tief aufgeschlossen. Mit dem Salzlager sind auch die älteren miocänen Gesteine, Sandsteine mit sehr bezeichnenden „lichten Schiefen“ (Chodenicer Sch., NIEDŹWIEDZKI) steil aufgerichtet; das jüngere Miocän, Tegel und Sande mit Muschellagen (Grabowiecer Sch.), tritt am Nordrande der Ablagerung mit flachen Schichten auf.

Anzeichen für die intensive Beeinflussung dieser Region sind von v. Bukowski²⁾ auch bei der Jodquelle von Woła dębinska erkannt worden. Weiter östlich verschwindet die Salzformation bis auf geringe Spuren unter der Plistocändecke des wenig tief eingeschnittenen Karpatenrandes. Dagegen

¹⁾ WINDAKIEWICZ Wieliczka, Berg- und Hüttenmänn. Jahrb. 1897, 45. Bd., S. 165. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1886, Nr. 15.

tauchen auf karpatischem Untergrunde kleinere transgredierende Lappen der jüngeren Mediterranstufe auf.

Mit der zweiten Mediterranstufe trat das Miocänmeer in eine Phase positiver Bewegung ein, das Meer griff um sich und drang tief in die gefaltete Sandsteinzone ein. Mit der Ausbildung des offenen Meeres entfielen auch die Bedingungen der Salzbildung in den früheren Randlagunen, namentlich aber wurde der Absatz der Mutterlaugensalze verhindert; statt dessen entstanden muschelreiche Tone und Sande, Lithothamnien- und Bryozoënkalke und Lignite. Die Kalke finden sich besonders bei Olympów, Woła zgłobieńska, Niechóbrz, Siedliska głobikowa nahe dem Nordrande zwischen Pilzno und Rzeszów vor, dazwischen treten bei Grudna dólna Tegel mit Kohle und in Koszyce małe bei Tarnow plastische Tegel und Gipstone auf. Noch verbreiteter sind Tegel und Lignite im westlichen Bereiche bei Brzozowa, Iwkowa, Niskowa, Podegrodzie, Rzegocina,¹⁾ Gaj und Zielona. Die südlichsten dieser Lokalitäten, Podegrodzie und Niskowa bei Sandec, befinden sich nicht weniger als 41 km vom Karpatennordrande entfernt und zeigen

Talboden des Dunajec
bei Neu-Sandec

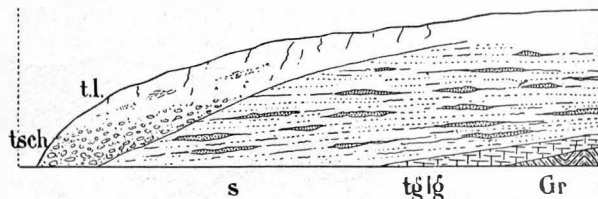


Fig. 115. Schwebend gelagertes Miocän auf gefaltetem Alttertiär in Niskowa bei Neu-Sandec. Gr alttertiäres gefaltetes Grundgebirge, tg lg miocäner Tegel mit Lignit, s miocäner Sand, tsch, tl pliocäner Terrassenschotter und Löß.

durch ihre Lage im Dunajectale an, daß die erste Anlage dieses Tales offenbar schon in eine sehr frühe Periode zurückgeht.

Zwischen diesen Miocänbildungen und dem oligocänen Karpatensandstein besteht eine leicht kenntliche Ablagerungsdiskordanz. Im südlicheren Teile der Sandsteinzone, bei Sandec, liegt das Miocän horizontal auf gefaltetem Flysch (s. Fig. 115), weiter nach Norden hin zeigt es eine leichte Neigung, am Nordrande selbst etwas intensivere Störungen. Wir entnehmen diesen Lagerungsverhältnissen die geohistorisch wichtige Tatsache, daß sich die miocäne Faltung nur auf gewisse Partien der schmalen Randzone erstreckte, den inneren Teil der Sandsteinzone aber völlig unberührt ließ.

Die Sandsteinzone in Ostgalizien.

Zwischen Przemyśl und Dobromil springt der Außenrand der Sandsteinzone auffallend tief nach Süden zurück. Die Sandsteinzone wird von hier nach Osten immer schmaler, die Ketten erheben sich zu immer größerer

¹⁾ ДУДУК. Gasteropoda w Rzegocini. Kosmos XXI, 1896, S. 207.

Höhe und sind von streng linearem, südöstlichem Streichen beherrscht. Die Höhenstufe des Magurasandsteins verschwindet allmählich und am Außenrand bildet die subkarpatische Salzformation eine kontinuierliche, ziemlich breite hügelige Zone. Die Krosnoschichten verlieren an Bedeutung, die Ablagerungen der ersten (tithonisch-untercretacischen) und zweiten (obercretacischen) Reihe spielen im allgemeinen eine geringere Rolle als in Westgalizien.

Während zwischen Bochnia und Rzeszów in Westgalizien mehrere Wellen und Schuppen von Südosten her an das Senon des Außenrandes und an das Miocän herantreten, zeigt der Außenrand in Ostgalizien einen viel einheitlicheren Charakter und die Überstürzung des subkarpatischen Miocän durch den randlichen Menilitschiefer gilt als ausnahmslose Regel. Die Rolle des „Vorlandes“ geht hier von den Sudeten auf die Podolische Platte über oder, wenn man will, auf jenes hypothetische Randgebirge von Grünschiefern, das die Sudeten ehemals mit der Dobrudscha verband.

NIEDZWIEDZKI¹⁾ ist vor kurzem durch die Untersuchung der merkwürdigen nordsüdlichen Randlinie Przemyśl—Dobromil zu dem Ergebnisse gelangt, daß die westgalizischen Randfalten hier keineswegs versinken, sondern zusammengedrängt und, ein wenig nach Süden abgelenkt, in die Ostkarpaten übergehen. Vielleicht liegt die Ursache dieser Erscheinung einfach in der Form der ursprünglichen, durch das Zusammentreffen der volhynischen mit der subpodolischen Senkung erweiterten Geosynklinale, welche die Umrisse des Sandsteingebirges vorzeichnete (s. d. tekt. Karte).

Von der Randregion und den hierauf abgesetzten Ablagerungen der ersten und zweiten Bildungsreihe sind in den Ostkarpaten wenig Spuren erhalten. Tithonklippen²⁾ von sehr geringem Umfange kennt man nur aus der Gegend von Stary Sambor (Łózek górny) und Iwanówka in Ostgalizien, eine größere Masse von Krasna in der Bukowina. Noch schlechter steht es um die Vertretung des Neocom; bei Dobromil, also an der Westgrenze unseres Gebietes, entdeckte TH. WIŚNIEWSKI³⁾ in schwarzen Schiefen mit Tonerdeinflötzen vom Typus der Wernsdorfer Schichten *Acanthoceras Albrechti Austriae* eine Leitform dieser oberneocomen Stufe und gab damit den einzigen sicheren Anhaltspunkt für die Vertretung des Neocom in Ostgalizien. Der beistehende Durchschnitt (Fig. 116) erläutert dieses wichtige Vorkommen, er zeigt obercretacische Schichten unmittelbar an das Neocom gepreßt und läßt auch die Überstürzung der miocänen Randzone erkennen.

Etwas reichlicher als das Neocom dürften die obercretacischen Ab-

¹⁾ Przyczynek do geol. podbrzeża Karpat Przemyskich. Kosmos 1901, S. 224.

²⁾ POŚEPNY. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XV, S. 213 (Klippe von Łózek górny). — ZUBER. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1902, S. 249. — TRETZE. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1889, S. 351. — PAUL. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1876, S. 319. — K. PAUL stellte den Kalk von Krasna zur Trias, jedoch ohne zureichende Begründung. ZUBER betrachtet den Kalk von Krasna ebenso wie A. v. ALTH für oberjurassisch.

³⁾ WIŚNIEWSKI. Przyczynek do Geologii Karpat. Kolomea 1897.

lagerungen entwickelt sein. Bei Dobromil kennt man Inoceramenschichten und am Dnjester sind in den sogenannten Spaser Schiefern obercretacische Ammoniten gefunden. Weit im Osten, in der Bukowina gehören vielleicht die Cementmergel von Straza und Putna hierher. Ob dagegen ein nennenswerter Teil derjenigen Schichten, die man in Ostgalizien östlich von Stryi als „Ropiankaschichten“ ausgeschieden hat, hiehergehört, ist noch nicht sichergestellt.

In der seit PAULS und TIETZES Studien¹⁾ als typisch betrachteten Gegend von Dora und Delatyn am Prut dürfte das wohl nicht der Fall sein. Nach PAUL müßten die „Ropiankaschichten“ von Dora und Delatyn, ein einheitlicher Schichtenverband von vielleicht 300 m Mächtigkeit, als „Untere Gruppe“ der gesamten Unterkreide, die plattigen und massigen, bisweilen auf 50 m reduzierten Jamnasandsteine als „Mittlere Gruppe“ der Mittel- und Oberkreide, die „oberen Hieroglyphenschichten“ und Menilitschiefer als „Obere Gruppe“ dem Eocän und Oligocän entsprechen. Nun sind aber alle

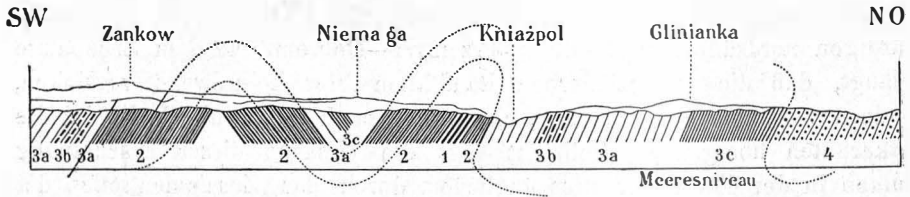


Fig. 116. Auftreten des Oberneocom bei Dobromil.

Nach Th. Wiśniowski.

- 1 schwarzer Schiefer mit *Acanthoceras Albrechti Austriae*, Oberneocom, 2 Inoceramenschichten, Oberkreide, 3 Alttertiär, a Sandsteine, Conglomerate, Mergel, b Tone, c Menilitschiefer, 4 miocäne Salzformation.

diese Schichten nach der übereinstimmenden Annahme aller Erforscher dieser Gegend konkordant und lückenlos abgelagert. Besonders der Übergang der alttertiären oberen Hieroglyphenschichten in die Jamnasandsteine ist in untrüglicher Weise aufgeschlossen. Die Schichten liegen flach und sind durch die regelmäßigste Wechsellagerung verbunden, wie das aus der beistehenden Abbildung (Fig. 117) deutlich erhellt.

Daß das ganze Kreidesystem mit seinen zahlreichen Stufen und das ebenfalls reich gegliederte Paläogen hier so überaus dürftig vertreten sein sollte, ist äußerst unwahrscheinlich, direkt unmöglich aber die lückenlose Aufeinanderfolge dieser Formationen. In der schlesischen Sandsteinzone hat HOHENEGGER die Transgressionen der Oberkreide und des Alttertiär nachgewiesen. Im inneren Teile der West- und Zentralkarpaten sind beide Transgressionen längst bekannt, wenige Kilometer vom Pruttale entfernt sind sie auf dem alten Gebirge der Ostkarpaten in der klarsten Weise ausgeprägt und nur im Pruttale sollte ununterbrochene Meeresbedeckung geherrscht haben? Sollen wir noch an die Verbreitung der Oberkreidetransgression in allen fünf Weltteilen, an die weltweite Verbreitung

¹⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1877, S. 79. 1879, S. 189.

der Regression an der Kreideeocängrenze erinnern, um die Unmöglichkeit einer derartigen Annahme zu erweisen?

Der lückenlose Zusammenhang des Jamnasandsteins mit den sicher paläogenen „Oberen Hieroglyphenschichten“ beweist daher untrüglich, daß dieser Sandstein in der typischen Lokalität Jamna weder der Ober- noch der Mittelkreide entsprechen kann, sondern dem Alttertiär, vielleicht mit den Hieroglyphenschichten und dem Menilitschiefer zusammen dem Oligocän, vielleicht auch dem Obereocän angehören muß. Was aber die

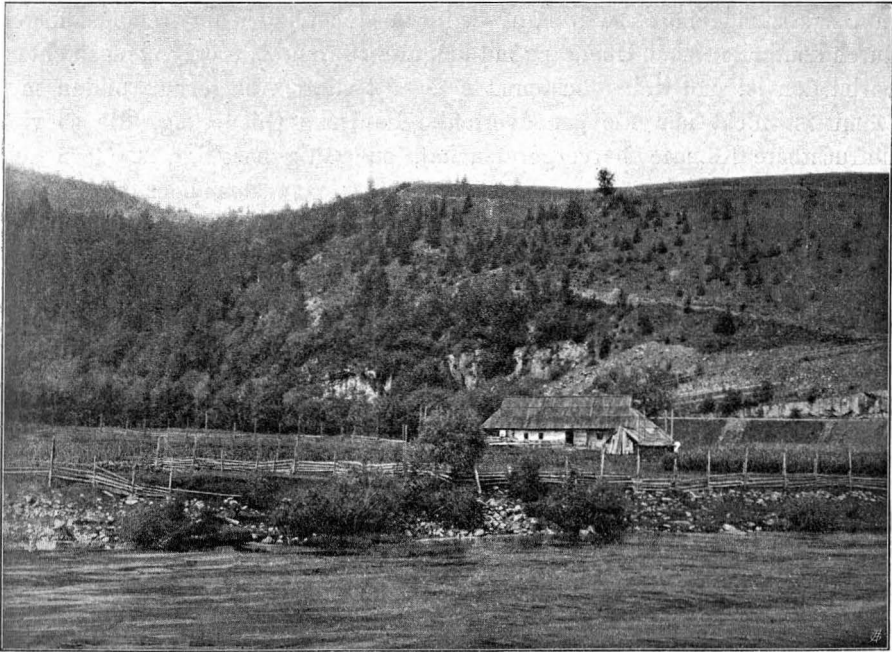


Fig. 117. Übergang des Jamnasandsteins in die „Oberen Hieroglyphenschichten“ an der Eisenbahn und dem Prut zwischen Jamna und Mikuliczyn, Ostgalizien.

Die helle felsige Schicht am Bildrande rechts bildet die letzte Bank der zusammenhängenden Jamnasandsteinmasse. Darüber liegen dunkle Schiefer von derselben Beschaffenheit wie die „Oberen Hieroglyphenschichten“ und sodann einige dünne Sandsteinbänke und dunkle Schiefer und endlich über dem Hause durchziehend eine grobe Sandsteinbank, über welcher ausschließlich obere Hieroglyphenschichten abgelagert sind. Am Aufschlusse zieht die Eisenbahnlinie vorbei.

darunter liegenden „Ropiankaschichten“ betrifft, so sind sie nach dem durch v. DUNIKOWSKI, WALTER, GRZYBOWSKI und SZAJNOCHA¹⁾ erwiesenen Vorkommen von Nummuliten und dem durch v. Bosniaski erkannten Vorkommen von *Aenehelum*-Zähnen²⁾ und nach ihrer Lagerung ebenfalls zum Paläogen zu stellen, und zwar vermutlich zum Ober- oder vielleicht auch zum Mittel-eocän. Man hat allerdings auch Bruchstücke von faserschaligen Inoceramen

¹⁾ DUNIKOWSKI. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1884, S. 128. — GRZYBOWSKI. Mikrosk. Stud. grün. Congl. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1896, S. 293. — SZAJNOCHA. Nummulit z Dory nad Prutem. Kosmos 1901.

²⁾ TIETZE. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1881, S. 285.

in den Jamnasandsteinen und den „Ropiankaschichten“ am Prut aufgefunden, aber diese befinden sich nach ihrem Erhaltungszustande auf zweiter Lagerstätte. Ein solches Vorkommen in sandigen Sedimenten ist nicht befremdlich, hat doch SZAJNOCHA Inoceramen- und Nummulitenbruchstücke einem Handstücke von Wrócanka und GRZYBOWSKI Inoceramenfragmente nicht nur im Nummulitengestein von Woła łuzńska, sondern selbst im miocänen Tegel von Rzegocina nachgewiesen.

Sind wir nun auch jetzt leider nicht in der Lage zu bestimmen, zu welcher Schichtengruppe jedes einzelne Vorkommen der „Ropiankaschichten“ in Ostgalizien gehört, so wissen wir doch sicher, daß der Jamnasandstein durch kontinuierlichen Übergang mit den alttertiären „Hieroglyphenschichten“ verbunden ist und daher bestimmt eine alttertiäre Ablagerung bilden muß. Damit ist nicht nur die grundverfehlte Paulsche Gliederung, die so viele unfruchtbare Kämpfe hervorgerufen hat, endgültig beseitigt, sondern auch erwiesen, daß auch in Ostgalizien ebenso wie in den benachbarten Gebieten die alttertiären Karpatensandsteine die älteren Ablagerungen an Verbreitung weit übertreffen.¹⁾

Der Fazies nach entspricht das Paläogen des äußeren Teiles der galizischen Ostkarpaten im wesentlichen den subkarpatischen Bildungen Westgaliziens. Weiter nach innen folgt die Zone der Magurasandsteine, die hier durch VACEKS Fossilfunde²⁾ eine schärfere Horizontierung erhalten haben. Der Zone der Magurasandsteine gehört der ungarisch-galizische Grenzkamm der Ostbeskiden, der Zug des Tartarenpasses und der mächtige Czernagorazug an.

PAUL und TIETZE haben in der ostgalizischen Sandsteinzone eine Reihe von durch Längsbrüche getrennten, nach Südwesten geneigten Schuppen erkannt, während M. VACEK den Gebirgsbau als eine Folge von schiefen Falten mit steileren und kürzeren Nord- und längeren und flacheren Südflügeln hinstellte. Es scheint aber, daß die Nordflügel zu meist verkümmert und die Südflügel in der Tat durch Längsbrüche begrenzt sind und daher Schuppenbau vorwiegt. Die einzelnen Schuppen liegen wohl nur selten so merkwürdig flach wie die Schuppe zwischen Dora und

¹⁾ Die Unsicherheit betreffs der ostgalizischen Pseudo-Ropiankaschichten macht es unmöglich, ein zusammenfassendes Bild dieser Region zu entwerfen, was um so mehr zu bedauern ist, als von manchen Teilen Ostgaliziens sehr detaillierte Aufnahmen vorliegen. Wir beschränken uns hier auf die Nennung einiger Detailarbeiten, so weit sie nicht schon im vorhergehenden zitiert sind: F. KREUTZ u. ZUBER. Stosunki geol. okolic Mrażnicy i Schodnicy. Kosmos, VI. — R. ZUBER. Detailstudien in den ostgalizischen Karpaten. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 351. Studya geolog. we wschodnich Karpatach, I bis V. Kosmos 1882 — 1887. Atlas geolog. Galicyi. Krakau 1888. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1884, Nr. 13. — A. v. ALTH. Krakauer Phys. Kommission, XVIII. J. NIEDZWIĘDZKI. O geolog. stosunkach przy kolei Stanisławów-Woronienka. Kosmos 1897.

²⁾ *Cerithium margaritaceum*, *Cyrena semistriata*, *Cytherea incrassata* u. a. in den Mergeln der Menilitschiefer von A. VERECSKE, *Eburna Caronis*, *Melania striatissima*, *Natica crassatina*, *Cyrena semistriata* u. a. in den Schiefeln des Magurasandsteines von Riszkania bei Uzsok auf dem ungarischen Abhänge des Grenzkammes. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1881, S. 200 bis 203.

Mikuliczyn am Prut, zumeist sind sie in sich mehr oder minder stark gefaltet. Der Schuppenbau und die Längsbrüche sind hier augenscheinlich weit regelmäßiger und deutlicher ausgesprochen als in Westgalizien, aber der Grundtypus des Bauplanes zeigt Übereinstimmung.

Die miocäne Salzformation mit ihren gips- und salzreichen Tonen, ihren Sandsteinen (Dobrotower Sandsteine) und mächtigen grünen Conglomeraten fällt am Karpatenrande nach Süden unter Menilitschiefer ein. Man setzt zumeist die Existenz mehrerer schiefer Falten oder Schuppen voraus, die nach Nordosten allmählich eine flachere Lagerung annehmen. Die tektonische Beeinflussung der Salztonzone ist im Osten Galiziens im allgemeinen intensiver als im Westen, aber nicht überall gleich intensiv. Während z. B. in Boryslaw nur die unmittelbar an den Menilitschiefer angrenzende Salztonfalte über-

stürzt ist und schon die nächstfolgenden eine flachwellige Lagerung annehmen (vergl. Fig. 118), zeigt das durch Kalisalze bevorzugte Salzlager von Kalusz in der Entfernung von 26 km vom Karpatenrande karpatische Dislozierung mit südwestlicher Schichtenneigung.¹⁾ Mit der stärkeren Faltung

des subkarpatischen

Miocän geht auch eine stärkere Versenkung Hand in Hand: in Boryslaw fand eine Tiefbohrung bei 1000 m Tiefe nach J. MUCK noch miocänen Ton in der Sohle.

Der subkarpatische Landstrich bewahrt auch noch im jüngeren Miocän die Schlierfazies des älteren Salztones, denn die sogenannten Gipstone, die am Prut, am Dnjester und bis Przemyśl hin die Salzformation bedecken

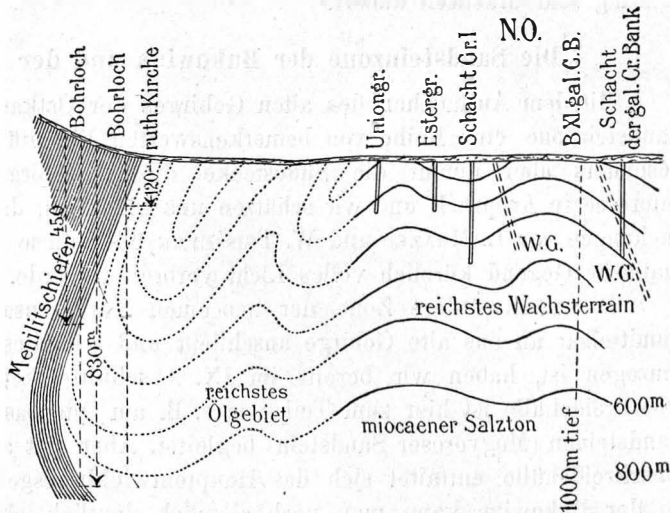


Fig. 118. Durchschnitt der miocänen Salzformation am Karpatenrande in Boryslaw.

Nach J. Muck.

WG Gänge von Erdwachs (s. Fig. 95 und 96).

¹⁾ Man unterscheidet in Kalusz ein unteres Salzgebirge mit 50 bis 55% Kochsalzgehalt und ein oberes Salzgebirge mit einem 8 bis 16 m mächtigen Kainit- und einem leicht welligen Sylvinitlager. In Morzszyn und Turza wielka sind kali- und magnesiareiche Soolen bekannt und am letzteren Punkte sind durch Tiefbohrung auch die Salze selbst nachgewiesen (s. E. TIETZE. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1893, S. 89. — L. SZAJNOCHA. Źródła mineralne Galicyi. Kraków 1891. — NIEDŹWIEDZKI. Salzgebirge von Kalusz.

und sich sowohl nach Mosćiska und Lubaczów hin erstrecken wie auch über die Senonkreide der Podolischen Platte übergreifen, sind ja nichts anderes als eine leichte Modifikation der Schlierfazies. Im Südosten besteht das jüngere subkarpatische Miocän bei Myszyn und Dżurow bei Kolomea aus flachlagernden Tonen und Sanden mit einer Cerithienfauna, ähnlich der von Niskowa in Westgalizien, in Begleitung von Lignitflötzen.¹⁾

An einzelnen Punkten dringt das subkarpatische Miocän auch in das Gefüge der paläogenen Falten ein. TIETZE und ZUBER scheinen geneigt zu sein, einen allmählichen Übergang vom Oligocän zum Miocän anzunehmen, während andere Forscher eine scharfe Grenze für wahrscheinlich halten. An genau bekannten Punkten, wie z. B. in Boryslaw, besteht zwischen diesen Formationen eine scharfe Trennung, die sich auch in der Petrolführung sehr drastisch äußert.²⁾

Die Sandsteinzone der Bukowina und der Moldau.

Mit dem Auftauchen des alten Gebirges der Ostkarpaten gewinnt die Sandsteinzone eine Reihe von bemerkenswerten Eigentümlichkeiten. Ganz besonders aber nimmt die Südostecke dieses Gebirgsabschnittes unser Interesse in Anspruch und wir schätzen uns glücklich, daß durch die Untersuchungen von L. MRAZEC und W. TEISSEYRE über diese bisher sehr problematische Gegend kürzlich volles Licht verbreitet wurde.

Die merkwürdige Zone der neocomen Karpatensandsteine, die sich unmittelbar an das alte Gebirge anschließt und wie dieses von Oberkreide umzogen ist, haben wir bereits im IX. Abschnitte kennen gelernt. Die Oberkreidehülle ist hier zum Teil, wie z. B. am Ojtospasse, von alttertiären Sandsteinen (Mogyoroser Sandstein) begleitet. Aber erst am Außenrande der Oberkreidehülle entfaltet sich das Hauptentwicklungsgebiet des Alttertiär. In der Bukowina kann man noch ziemlich deutlich eine innere Magurasandsteinzone unterscheiden, die von der ostgalizischen Czernagora herstreicht, mit schwarzen Schiefen und kieseligen Sandsteinen (Schipoter Sch. PAUL.) verbunden ist und über Schwarzthal in die Moldau nach Tabora und Gainesti streicht. Die äußere Alttertiärzone ist subkarpatisch wie in Ostgalizien entwickelt. Unverkennbar machen sich auch in der Bukowina die Pseudoropianschichten (in Watra Moldavica mit Nummuliten), die Jamnasandsteine (= Wamasandstein PAUL.) und Menilitschiefer bemerkbar und dieselben Bildungen herrschen mehr oder minder abgeändert in der Moldau.

Hier entdeckte S. ATHANASIU in weißlichen harten Sandsteinen mit Nummuliten, Brachiopoden und Bivalven bei Paiseni am Außenrande, 7 km südlich der Bukowiner Grenze, einen mitteleocänen Horizont. TEISSEYRE³⁾ unterschied unter dem Tişestisandstein (= Jamna- und Wamasandstein)

1) Th. WIŚNIOWSKI. Miocen podkarpacki. Kosmos 1899, S. 411.

2) J. MUCK. Erdwachsbergbau von Boryslaw. Berlin 1903, S. 32.

3) TEISSEYRE. Zur Geologie der Bacauer Karpaten. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1897, S. 567.

zwei paläogene Schichtengruppen: grob- und feinkörnige glimmerreiche bankige Sandsteine mit schiefrigen Zwischenlagen mit großen Nummuliten als Vertreter des Eocän und bunte Tone, Hieroglyphenschichten, grüne Conglomerate mit Lithothamnien, Bryozoën, Orbitoiden und kleinen Nummuliten als unteres Oligocän.

Während sonst im karpatischen Alttertiär Salzflötze fehlen und nur Salz- oder Jodquellen auftreten, kommen hier auch mächtige Salzablagerungen in tonigmergeligen und sandigen Schichten mit Einschaltungen von kieseligen Kalken und mächtigen grünen Conglomeraten (Schichten von Tirgu-Ocna) vor.

Auch in der Bukowina und der Moldau zerfällt die Sandsteinzone durch Längsbrüche in mehrere Schuppen, die ebenfalls nach außen aufgerichtet und über das subkarpatische Miocän geschoben sind. Der bestehende von TEISSEYRE entworfene Durchschnitt (Fig. 119) scheint zu zeigen, daß die Intensität der Faltung vielleicht etwas größer ist als in Ostgalizien.

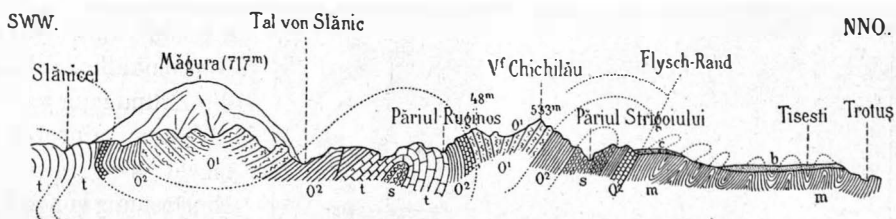


Fig. 119. Durchschnitt der Sandsteinzone und des subkarpatischen Miocän in der Moldau.

Nach L. Teisseyre.

b, c Nieder- und Hochterrasse, *m* miocäne Salzformation, *o*₁ Sandstein von Tisesti, *o*₂ Schipoter Schichten, *t* Schichten von Tirgu-Ocna, *s* alttertiäre Salzformation.

Vom Flusse Rimnic Sarat wendet sich das Streichen nach Südwesten und es beginnt hier eine Divergenz der in das Miocänland herabsteigenden Flyschfalten.¹⁾ Am Buzeu gliedert sich die langgestreckte Flyschhalbinsel von Văleni de Munte ab, deren nach Westen gebeugtes Ende sich an einer 40 km langen Strecke in die Inseln von Doftăneți-Buștenari-Cosmina und Telega auflöst, wie wenn die faltende Kraft an dieser Stelle der stärksten Krümmung nicht ausgereicht hätte, um den Faltenwurf des Flyschmantels straff an den Hauptstock heranzuziehen und ihn eng gedrängt zu erhalten. Salzreiches Miocän umfließt die Halbinsel von Văleni und die kleineren Inseln, und diese Bildungen hängen hier tektonisch so innig zusammen, daß sie nicht mehr getrennt besprochen werden können. Wir wollen aber zunächst einige Worte über die miocäne Salzformation der nördlichen Moldau

¹⁾ L. MRAZEC et L. TEISSEYRE. Aperçu géologique sur les formations salifères et les gisements de sel en Roumanie, Extrait du Moniteur des intérêts petrolif. Roumains. Bucarest 1902. Es ist mir eine sehr angenehme Pflicht, hervorzuheben, daß mich die Herren Kollegen L. MRAZEC und L. TEISSEYRE durch Mitteilung von Originalkarten und Originaldurchschnitten mit seltener Selbstlosigkeit unterstützt haben. Ich spreche ihnen meinen herzlichsten Dank aus. Leider konnte ein interessanter Durchschnitt der Region der pontischen und levantischen Faltung hier nicht mehr Aufnahme finden.

und der Bukowina nachtragen, bevor wir die Besprechung der merkwürdigen Südostecke abschließen.

Die subkarpatische Salzformation bildet auch in der Bukowina und

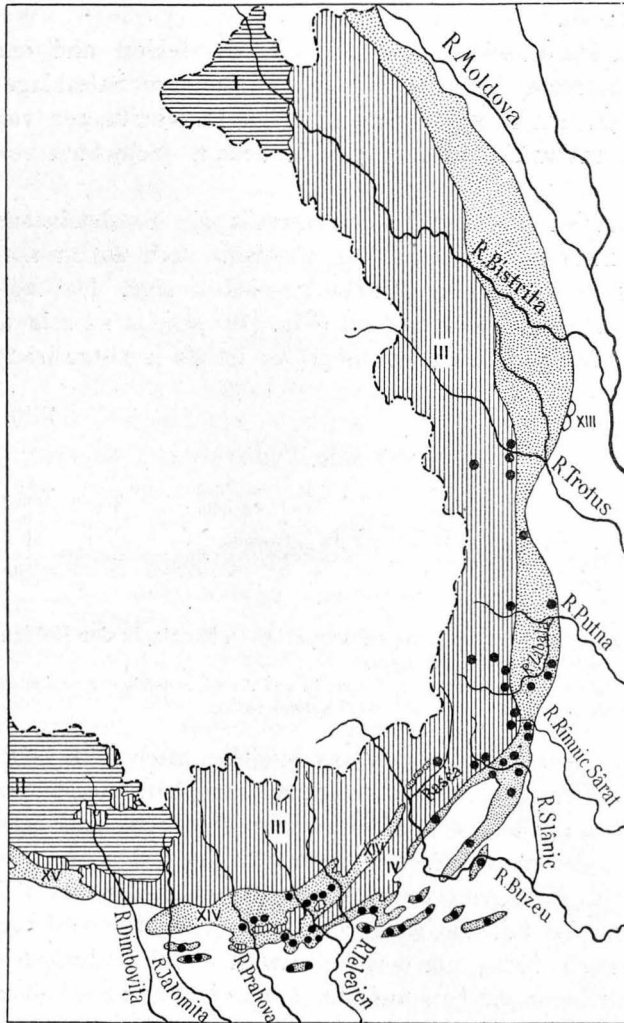


Fig. 120. Kärtchen der Salzformation in Rumänien.

Nach L. Mrazec und L. Teisseyre.

I ostkarpatische Klippe, II südkarpatische Klippe samt der mesozoischen Auflagerung, III Sandsteinzone, IV alttertiäre Halbinsel von Valeni de Munte, XIII Oligocänklippen von Baëau, XIV Miocänbucht von Slanic, XV salzführendes Miocän von Kampolung. Die schwarzen Kreise deuten die Lage der Salzstöcke an; die punktierten Flächen entsprechen der miocänen Salzformation.

der Moldau einen einförmigen Verband von blaugrauen, seltener roten Tonen, gipsreichen Tonen, Sandsteinen und Conglomeraten. Bei Neamtz schwellen die Conglomerate zu großen Bergzügen an, sie enthalten fast nur die bekannten grünen Gesteine, viel seltener Jura- und Neocomkalke. Wo die Krümmung nach Westen einsetzt, macht sich in der Einstreuung von grünem Dacituff siebenbürgischer Einfluß geltend.

Das Miocän enthält im Norden zahllose Salzquellen, aber nur wenig massive Lager (z. B. Kaczyka in der Bukowina), südlich vom Trotus dagegen sind enorme Salzmassen ausgeschieden. Man zählt nicht weniger als 50 Salzmassivs, von denen mehrere 3 bis 4 km lang, 3 bis 500 m breit und 100 m mächtig sind

(s. Fig. 120). Einzelne dieser Massen hat man früher den sarmatischen, mätischen und pontischen Schichten zugeschrieben. MRAZEC und TEISSEYRE betrachten sie jedoch als Kerne altmiocäner Antiklinen, die nur durch

spätere Faltung in die jüngeren Schichten gleichsam hineingeglitten sind. Den jüngeren Tertiärbildungen sollen nur unbedeutende Salzvorkommen eignen, die teils lokaler Konzentration von brackigem Wasser, teils sekundärer Einschwemmung zugeschrieben werden.

Im großen betrachtet, bildet die subkarpatische Salzformation eine weite Mulde, die an ihrem Innenrande vom Flysch überkippt ist und mit ihrem Außenrande diskordant an die sarmatische Platte angrenzt. Bei Sărata und Valea mare (Bacău) kommen am Außenrande zwei oligocäne Klippen zum Vorschein (vergl. Fig. 120, XIII; 121). Das scheint darauf hinzuweisen, daß sich die Geosynklinale des subkarpatischen Miocän hier nicht vorwiegend auf Kosten des „Vorlandes“, sondern auch der Sandsteinzone ausgebildet hat. Die weite Mulde ist in sekundäre, zum Teil überstürzte Falten gelegt, auf ihren Schichtköpfen liegt bei

Tîrgu-Ocna horizontal die sarmatische Transgression. Südlich vom Trotus sinkt die sarmatische Platte nach MRAZEC und TEISSEYRE gegen die rumänische Lößebene nach Süden ab und zugleich nehmen am Karpatenrande von hier ab nicht nur die sarmatischen, sondern auch die mäotischen und selbst die pontischen Schichten an der Faltung Anteil und wir haben die merkwürdige Tatsache zu verzeichnen, daß

in der Südostecke der Karpaten die letzten, jüngsten Äußerungen hypabyssischer Kräfte zusammen treffen: am Bădös und im Altdurchbruche die letzten vulkanischen Paroxysmen und zwischen den Flüssen Putna und Dâmbovița die spätesten Faltungen (s. d. tekt. Karte).

Von Vizanti im Distrikte Putna löst sich die weite Salztonmulde zuerst in wenig divergente, nach Südwesten streichende Falten auf, um sich am Flusse Slănic in zwei durch eine sarmatische Synkline geschiedene Antiklinen zu spalten: die nördliche Antikline von Pătărlage zieht dem Flyschrande entlang (vergl. Fig. 122), die südliche verschwindet zwar im Buzental unter einem sarmatischen Sattel, erhebt sich aber neuerdings aus der jüngeren Decke in kleineren Aufbrüchen und Inseln mit Salzlagern, Salz- und Schwefelquellen (vergl. das Kärtchen Fig. 120). Schließlich nehmen diese kleinen Aufbrüche ein ostwestliches Streichen an und erscheinen bei Ocnița und Lăculeți zugleich als Fortsetzung der Bucht von Slănic. Stufenweise sinkt dieses Falten-system nach Süden ab, so daß am Außenrande selbst

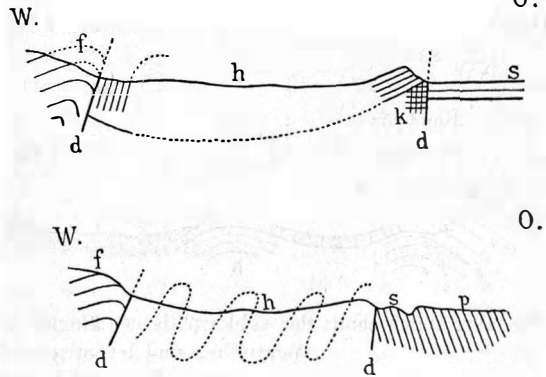


Fig. 121. Schematische Durchschnitte der miocänen Salzformation in der oberen und unteren Moldau.

Nach L. Mrazec und L. Teisseyre.

f Flysch, *k* Oligocänklippe, *h* miocäne Salzformation, *s* sarmatisch, *p* pontisch, *d* Brüche.

noch levantische Schichten mit *Vivipara bifarcinata* an den Wellungen teilnehmen (vergl. Fig. 122),¹⁾ nach Westen aber bricht es an der Querlinie der Dâmbovița zugleich mit den Flyschfalten ab.²⁾ Westlich von dieser Linie kommen neue Verhältnisse zur Geltung und so erkennt man, daß an der Dâmbovița angesichts der sich erhebenden Masse der Südkarpaten die Flyschfalten ihr Ende erreichen.

Wohl sind auch noch jenseits der Dâmbovița obercretacische und eocäne Flyschgesteine, ferner die miocäne Salzformation und jüngere Bildungen verbreitet, sie sind aber nicht in energische Falten gelegt, sondern lehnen sich in flacher oder nur leicht welliger Lagerung als wahre Klippenhüllen an das alte Gebirge an, von dem sie sanft nach der Ebene hin verflachen. Auch die Beschaffenheit der Schichten ändert sich hier: da erscheinen Nummulitenkalke wie sonst nur in den inneren Zonen des Gebirges, da enthält die Salzformation keine grünen Conglomerate, kein

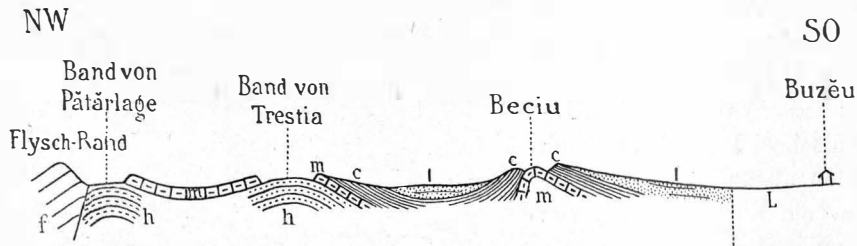


Fig. 122. Durchschnitt der subkarpatischen Region im Distrikte von Buzău (Faltung der pontischen und levantischen Schichten).

Nach L. Mrazec und L. Teisseyre.

f Flysch, h miocäne Salzformation, m sarmatische Schichten, c Congerienschichten, l levantische Schichten (Sch. v. Candesti).

Petroleum und nur in Ocelele Mari Salzlager, da kommt endlich unter der Salzformation ein Burdigalien zur Ausbildung, wie es sonst am Außenrande unbekannt ist. Vom Wiener Becken bis zur Dâmbovița sind die Flyschfalten größtenteils nach außen überstürzt; dieser tektonische Typus verschwindet an der Dâmbovița und weiter westlich herrschen am Südabfalle der Transsylvanischen Alpen in der Oltenie und der westlichen Muntenie Verhältnisse, die wir sonst nur im Umkreise der inneren Zonen der Karpaten zu finden gewöhnt sind; oder wenn wir uns der von MRAZEC adoptierten SUESSschen Nomenklatur bedienen wollen: das Gebiet am Südabhang der Transsylvanischen Alpen spielt nicht die Rolle eines Vorlandes, sondern die eines Hinterlandes.

¹⁾ COBALCESCU. Geologische Untersuchungen im Buzăuer Distrikte. Verh. d. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 227.

²⁾ Die Dâmbovițalinie ist auf der tektonischen Karte infolge eines bedauerlichen Versehens als Jalomița-Linie verzeichnet.

XI. Abschnitt.

Die vulkanischen Massen.

Die neovulkanischen Aufschüttungen. — Der mittelungarische Vulkankranz. — Der ostungarische Vulkankranz. — Die peripherischen Eruptionen. — Postvulkanische Wirkungen. — Eruptionsphasen. — Beziehungen zum Gebirgsbau. — Teschenite und Pikrite. — Die älteren Eruptionen.

Die neovulkanischen Aufschüttungen.

Von allen Besonderheiten karpatischen Gebirgsbaues sind vielleicht die vulkanischen Ausbrüche an der Innenseite des Gebirges am wenigsten zu übersehen. Bilden sie doch in den Hauptausbruchsgebieten Gebirgszüge von beträchtlicher Höhe und Ausdehnung und deutlicher physiographischer Eigenart: In Europa finden sie nicht ihres gleichen; ihre Zusammensetzung, ihre Geschichte, alle wesentlichen und begleitenden Umstände bieten eine unerschöpfliche Fülle von fesselnden geologischen Erscheinungen.

Zu dem wissenschaftlichen tritt überdies das praktische Interesse: die neovulkanischen Gesteine bergen in ihrem Schoße reiche Mineralschätze, Gold und Silber, Edelopal und das seltene Tellur; Kohlensäure entströmt an vielen Stellen den erloschenen Vulkanherden und sättigt auf dem Wege durch die Erdkruste zahlreiche Mineralquellen. Nichts natürlicher als daß sich die Forschung schon frühzeitig dem Studium dieser merkwürdigen Abkömmlinge der Erdtiefe hingab und daß namentlich ungarische Geologen seit J. v. SZABÓ die Vulkangebirge zu ihrem bevorzugten Arbeitsfelde erhoben.

Mit Ausnahme des Nordrandes des Calimangebirges gehören nur die peripherischen Ausläufer der andesitischen Eruptionen dem österreichischen Gebiete an. Daher sollen hier nur die Grundzüge des geologischen Baues der Vulkangebirge in leichten Umrissen gezeichnet und im einzelnen nur soweit ausgeführt werden, wie es das Verständnis des Gebirgsanzuges erfordert.

Die Betrachtung der karpatischen Vulkangebirge führt naturgemäß auf die Arbeiten F. v. RICHTHOFENS zurück.¹⁾ Er war es ja, der die karpatischen Eruptionen als Massenergüsse gekennzeichnet, die Eruptionsfolge der Grünsteintrachyte oder „Propylite“, der „grauen Trachyte“, der Quarztrachyte und Basalte aufgestellt und den Zusammenhang der quarztrachytischen Erstarrungsformen so sicher erkannt hat.

Keine von diesen Aufstellungen F. v. RICHTHOFENS wurde in der Folge so lebhaft besprochen wie die Frage der Propylite. Der Name Propylit, so stellt ROSENBUSCH die Frage dar, entsprang der Annahme, daß diese Gesteine, wie an manchen Orten der Fall ist, allenthalben die ältesten tertiären Eruptivgesteine seien und gewissermaßen nach langer vulkanischer Ruhe die eruptiven Vorgänge wieder eröffneten. Es hat sich aber später

¹⁾ Studien aus d. ung.-siebenb. Trachytgebirgen. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XI, S. 153.

gezeigt — und in den Karpaten hat SZABÓ¹⁾ zuerst und schon 1869 diese Ansicht aufgestellt — daß es sich hier nicht um ein bestimmtes Gestein einer besonderen Periode, sondern einen eigentümlichen Zersetzungszustand handle. Thermalmetamorphismus, Solfataren und Fumarolen rufen diese Umwandlung in „Grünstein“ hervor; die Feldspate verlieren dadurch ihre glasige Beschaffenheit, Amphibol, Augit und Biotit verändern sich in Chlorit und Epidot, die Grundmasse wird körnig und nimmt Kiese auf. Mit dem Thermalmetamorphismus hängt aber auch die Erzführung der sogenannten Propylite zusammen. Bei Schemnitz entsprechen RICHTHOFENS Propylite verändertem Augitandesit, im Osten gehören seine Quarzpropylite zu dem zuerst von G. STACHE unterschiedenen Dacit.

Die Bezeichnung „Trachyt“ wurde früher im Sinne eines Sammelnamens verwendet. Die Fortschritte der Petrographie ermöglichten später eine genauere Sonderung der Trachyte und nun zeigte es sich, daß nur ein kleiner Teil der karpatischen Eruptivgebilde zu den echten Trachyten, die Hauptmasse aber zu den Andesiten gehöre. Es zeigte sich ferner, daß diese Gesteine ihrer chemischen und petrographischen Natur nach völlig verschieden sind von den neovulkanischen Ausbrüchen von Nord- und Mitteleuropa, den Ausbrüchen des „atlantischen Typus“, dagegen gänzlich übereinstimmen mit dem „pazifischen Typus“ oder den Eruptionen, welche die jugendlichen Kettengebirge begleiten.

Seit BEUDANT und RICHTHOFEN unterscheidet man in Ungarn und Siebenbürgen 7 besondere Vulkangebirge. In dem historischen System dieser Forscher fehlen einige kleinere, aber geologisch nicht unwichtige Gruppen, andererseits ist hierin auf die Zusammenfassung größerer natürlicher Einheiten nicht Bedacht genommen. Wir werden daher mit Berücksichtigung dieser Gesichtspunkte diejenigen Vulkangebirge, welche die Zentralkarpaten in einem fast ununterbrochenen Bogen umgeben, als mittelungarischen Vulkankranz zusammenfassen und innerhalb desselben: 1. die Schemnitzer-, 2. die Vissegráder Gruppe, 3. Cserhát, 4. Mátra und 5. das Eperjes-Tokajergebirge unterscheiden. Als ostungarischen Vulkankranz verstehen wir die Vulkanzone, die dem Streichen der Ostkarpaten an der Innenseite folgt, also das Vihorlat-Gutengebirge, die Eruptionen der Trojaga- und der Rodnaer Alpen und den Caliman-Hargittazug. Als kleinere Einheiten sind anzuschließen: die westsiebenbürgischen Eruptionen, die Banater Spalte und die peripherischen Eruptionen (Banow in Mähren, Rzegocina und Szczawnica in Galizien).

Der mittelungarische Vulkankranz.

Wir beginnen die Beschreibung mit dem historisch berühmten Schemnitzer Gebirge. Als kleinere Einheiten unterscheiden wir hier das Schem-

¹⁾ SZABÓ. Chronologie, Klassifikation und Benennung der Trachyte von Ungarn. Vorgetrag. in d. Sitz. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. in Wien 1877; vergl. H. БѢСКН, Földt. Kőzl. XXI, S. 396. — F. SCHAFFARZIK. Über die Propylitfrage. Földt. Kőzl. 1886, S. 358.

nitzer Gebirge im engeren Sinne oder das ungarische Erzgebirge, die Polana (1459 *m*), das Ostrowszkygebirge, die Kremnitzer Gruppe, den Ptacsnikzug (1346 *m*) und die kleine Inoveczgruppe bei Uj Bányá.

Die Gebirge der Schemnitzer Gruppe gewähren von einem Aussichtspunkte betrachtet, den Eindruck einer unruhig welligen Hochfläche, auf die ein Gewirre von kleinen, gerundeten, von Buchenwald überzogenen Bergkuppen, seltener von Felsmassen in regelloser Verteilung aufgesetzt ist. In Wirklichkeit herrscht doch eine gewisse Gesetzmäßigkeit, wie wenn die Ergüsse und Aufschüttungen aus mehreren, dem Gebirgstreichen ungefähr parallelen Längsspalten hervorgequollen und allmählich zu einer ziemlich zusammenhängenden Decke zusammengewachsen wären. Da und dort blieben einzelne Winkel unausgefüllt, wie die Bucht von Heiligenkreuz, und in ihnen entstanden Süßwasserablagerungen.

Das Schemnitzer Vulkangebirge umschließt eine Insel älterer Felsarten, deren Zusammensetzung wir schon kennen gelernt haben. Beim Durchbruche dieser Insel wurden Fragmente von Werfener Schiefer in die

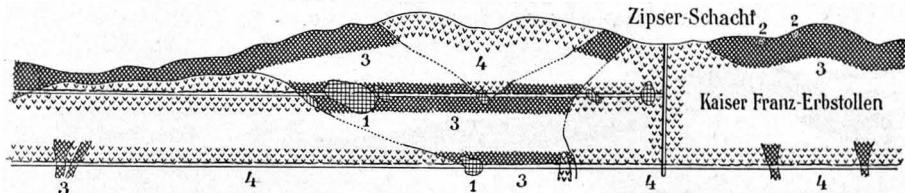


Fig. 123. Profil durch den Zipser-Schacht und den Josefs II.-Erbstollen.

Nach H. Böckh. Maßstab ungefähr 1 : 7000.

1 Werfener Schiefer, 2 Pyroxenandesit, 3 Amphibolandesit, 4 Granodiorit.

Lava aufgenommen (s. Fig. 123) und verändert. Die Ausdehnung der Schemnitzer Insel ist in Wirklichkeit viel kleiner als früher angenommen wurde, denn es ist nicht nur ein Teil der vordem als Gneis und Glimmerschiefer erklärten Gesteine nach H. Böckh¹⁾ auszuseiden, sondern vor allem auch, wie C. W. Judd²⁾ schon 1876 behauptete, der sogenannte Syenit. Die Zugehörigkeit des körnigen „Syenits“ von Schemnitz zu den andesitischen Ausbrüchen geht aus der Konsanguinität der Gesteine, aus dem geologischen Auftreten und den Kontaktwirkungen des Aplites so deutlich hervor, daß es des glücklichen Nachweises einer Augitandesitscholle im Diorit des alten Antoni von Paduastollens kaum mehr bedurft hätte, um das tertiäre Alter der sogenannten Syenite glaubhaft zu machen. Die Stockform dieser Gesteine, unter denen H. Böckh Augitdiorit, Granodiorit und Aplit unterscheidet, die körnige Struktur und die Gangfolgeerschaft erinnern lebhaft an die Verhältnisse der Tiefenstöcke. Dennoch fällt es schwer, die

¹⁾ Vorl. Ber. über d. Altersverh. der in d. Umg. v. Selmeczbánya vorkommenden Eruptivgesteine. Földt. Közl. XXXI, S. 380.

²⁾ C. W. Judd. On the anc. Volcano of Schemnitz. Quart. Journ. Geol. Society 1876.

Juddsche Vorstellung eines großen Zentralkraters, die in dem Schemnitzer Erhebungskrater PETTKÖS¹⁾ einen Vorläufer hatte, zu adoptieren, da das geologische Auftreten der Diorite nach H. Böckh eher an Effusivbildungen erinnert (s. Fig. 124). Wir stehen hier vor einem Widerspruche, den erst künftige Forschungen beseitigen werden.

Die Reihe der Ausbrüche eröffnete der in der Nähe der Erzgänge stark veränderte „propylitisierte“ Augitandesit, dann folgten nach H. Böckh die Diorite, die Granodiorite und Aplite, hierauf die Biotitamphibolandesite (RICHTHOFENS graue Trachyte) und endlich die Quarztrachyte. Die bestehenden Durchschnitte geben für diese Eruptionsfolge hinlängliche Beweise

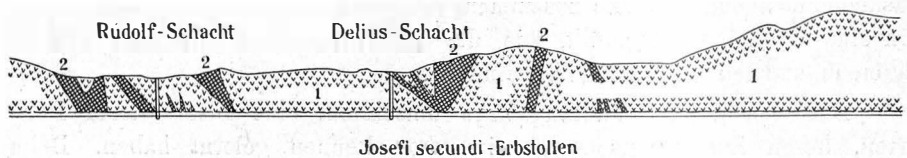


Fig. 124. Durchschnitt im Niveau des Josef II.-Erbstorens in Schemnitz (Selmeczbánya)
Nach H. Böckh. Maßstab ungefähr 1 : 7000.
1 Granodiorit, 2 Biotitamphibolandesit.

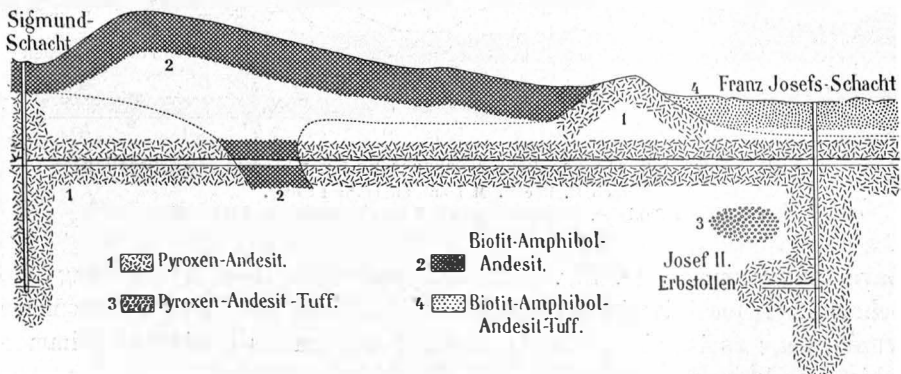


Fig. 125. Profil vom Sigmund- zum Franz Josefs-Schacht in Schemnitz.
Nach H. Böckh. Maßstab 1 : 4000.

(s. Fig. 123 bis 125). Die andesitischen Eruptionen hatten offenbar vorwiegend einen hochgradig explosiven Charakter, da die Eruptivbreccien und Tuffe weit verbreiteter sind als die massig ergossenen Laven, von deren Auftreten die prächtige Decke des Szittnya (s. Fig. 126) eine gute Vorstellung gibt.

In der rhyolitischen Phase war die vulkanische Tätigkeit stark im Rückgange begriffen; gleichsam parasitär liegen die saueren Quarztrachyte mit ihren weißen Tuffen und ihren bald glasig als Perlite und Obsidiane

¹⁾ J. v. PETTKÓ. Haidingers Ber. Mitt. Freunden d. Naturw. III, 1847, S. 208, 236. VI, 1850, S. 168. Geolog. Karte v. Schemnitz. Abh. d. geolog. Reichsanstalt, II. Bd., Nr. 1, 1852. Geolog. Skizze d. Geg. v. Kremnitz. Haidingers Naturw. Abh. I, S. 302. Wien 1847.

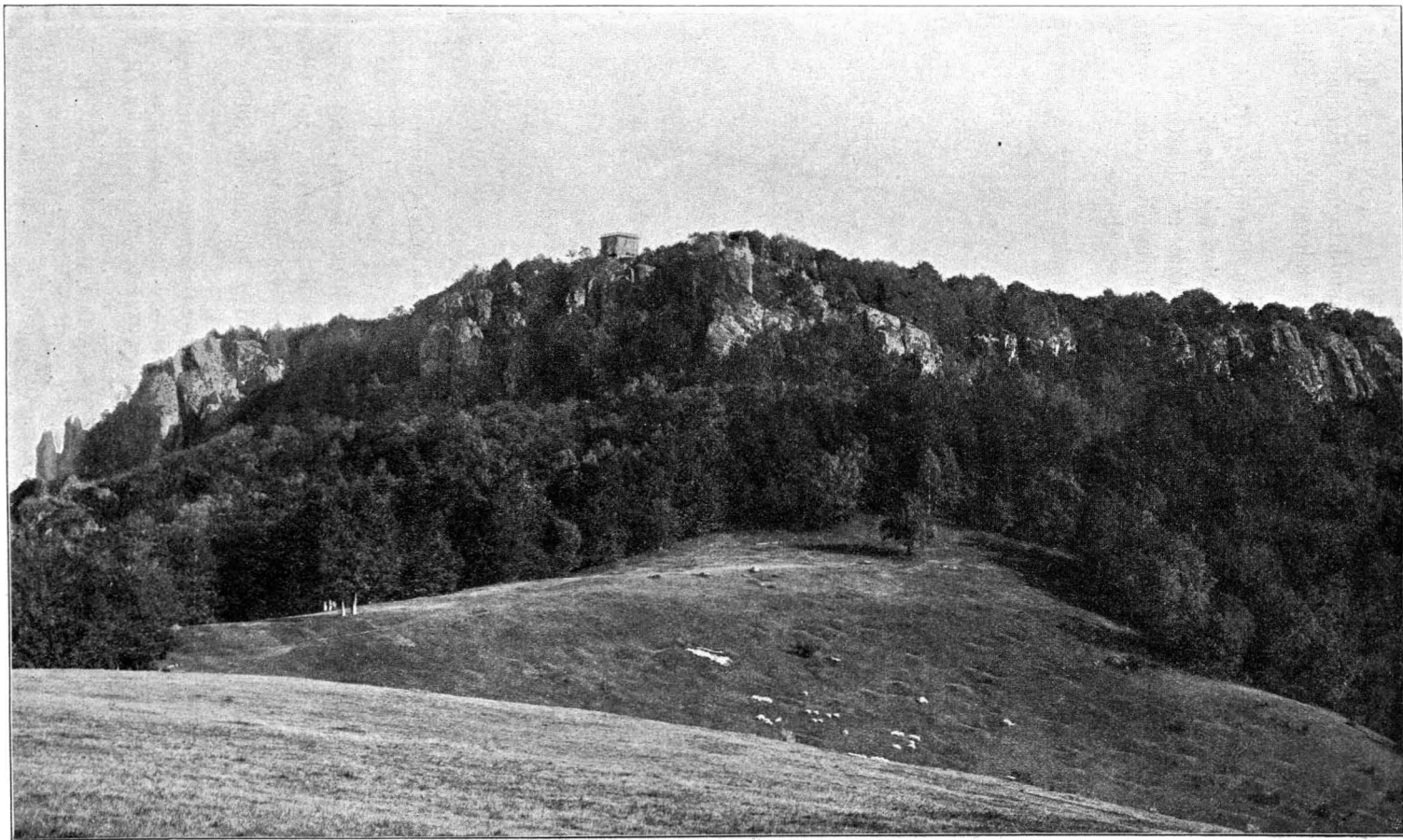


Fig. 126. Der Biotitandesitstrom des Sittnya bei Schemnitz, ausgebreitet auf Andesittuff.

Aufnahme von F. Schafarzik.

(s. Fig. 127), bald porphyrisch erstarrten Strömen auf den dunklen Andesiten. Viel später und von der Andesit-Rhyolithreihe unabhängig, ergossen sich bei Schemnitz, Kremnitz und einigen wenigen anderen Punkten olivinführende Feldspatbasalte (s. Fig. 128).

Das nähere geologische Alter der Ergüsse des Schemnitzer Gebirges¹⁾ läßt sich leider nicht mit solcher Sicherheit feststellen wie die Ergußfolge. Da sich die Andesiteruption im benachbarten Cserhát an der Grenze der unteren und oberen Mediterranstufe abspielte, so dürften die Andesitergüsse der Schemnitzer Gruppe wohl auch dieser Epoche angehören.

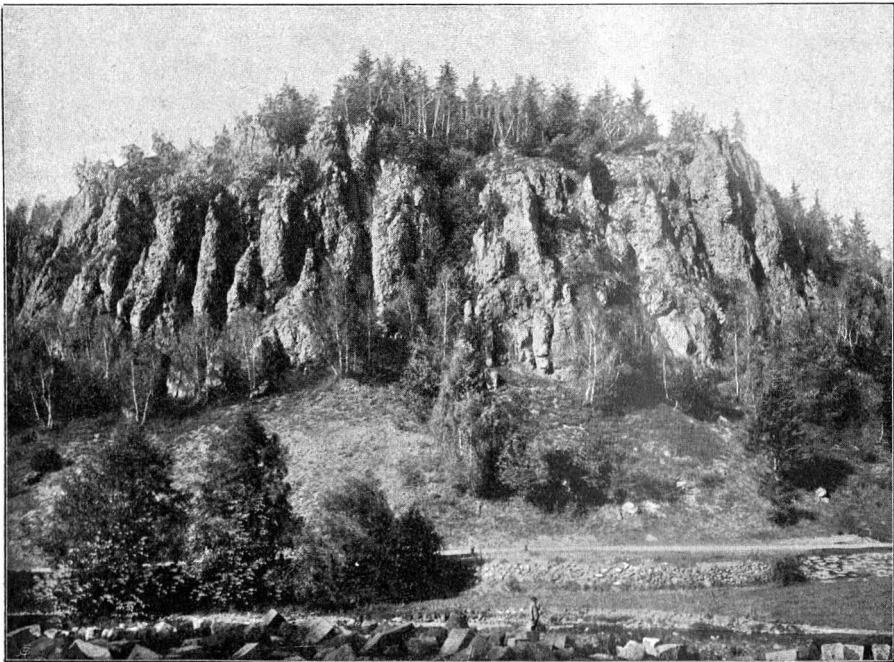


Fig. 127. Der Quarztrachytstrom von Geletnek (Hlinik) bei Schemnitz.

Aufnahme von F. Schafarzik.

Im Osten brechen am Vepor, dann bei Breznóbánya und Tiszole einige kleinere Andesitmassen in derartiger Verteilung hervor, daß sie als distale Ausläufer des mächtigen, leider so gut wie unbekanntes andesitischen Ringgebirges der Polana aufgefaßt werden können. Im Süden ver-

¹⁾ Von der reichen Literatur über das Schemnitzer Gebirge nennen wir hier nebst den schon erwähnten Werken nur: F. v. ANDRIAN. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XVI, S. 182, 355. — PAUL. Jahrb., XVI, S. 171. — RACZKIEWICZ. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XVI, S. 345. — J. SZABÓ. Petrogr. u. geolog. Stud. aus d. Geg. v. Schemnitz. Földt. Közl. 1878. Verh. 1879, S. 17. Geolog. Beschreib. d. Umg. v. Selmecz. Budapest 1891 (in ung. Sprache). Földt. Közl. XXI, S. 151. XXII, S. 190. — E. HUSSAK. Eruptivgesteine von Schemnitz. Sitzungsber. d. kais. Akademie 1880, 82. Bd., S. 66. — STACHE. Jahrb. XVI, S. 318. XV, S. 297.

schmelzen die Tuffe des Schemnitzer Trachytgebirges bei Ipolyság fast vollständig mit dem Trachytgebiete von Vissegrád.

Wie bei Schemnitz ist die Grünschieferfazies auch im Vissegráder Gebirge und in der Mátra von Kupfer- und Edelerzgängen begleitet, auch hier bilden neben vereinzelt Quarztrachytergüssen, Andesite, besonders aber Andesittuffe die Hauptmasse des Gebirges.¹⁾ Die vulkanischen Ausbrüche mußten daher auch hier einen vorwiegend explosiven Charakter gehabt haben. Die rhyolithischen Ausbrüche der Mátra stehen in Verbindung mit dem größeren Rhyolithgebiete des Bükkgebirges.²⁾

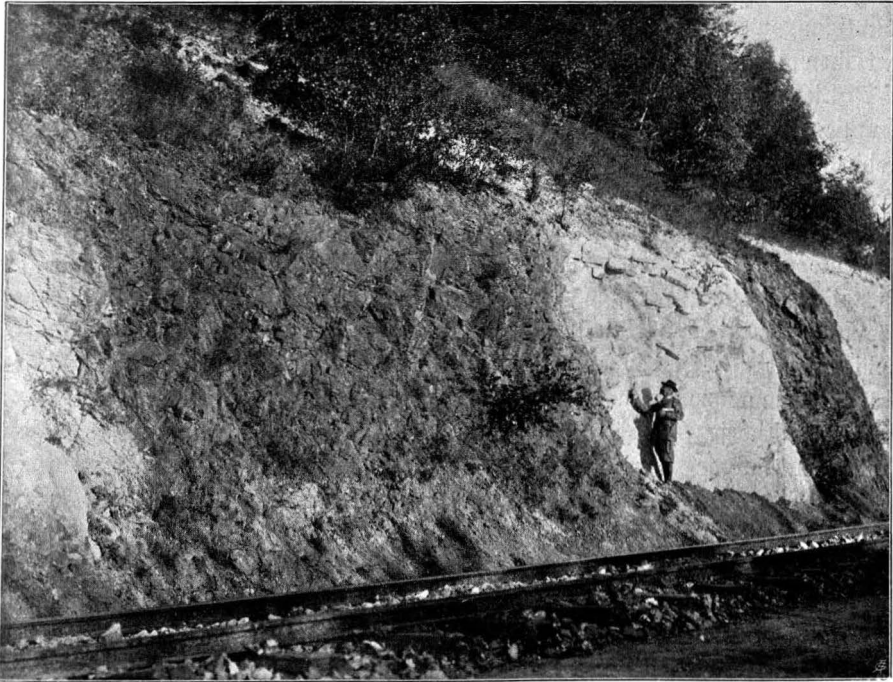


Fig. 128. Basaltgang, hellen Rhyolittuff durchsetzend, an der Eisenbahn bei Bartos Lehota, zwischen Kremnitz und Garam-Berzence.

Aufnahme von F. Schafarzik.

Ein wesentlich anderes Bild bieten dagegen die früher für Basalte gehaltenen Eruptivgesteine des Cserhát zwischen dem Vissegrádergebirge und der Mátra dar. Es sind vorwiegend lange und schmale Gänge, die Radspeichen gleich aus dem Mittelteile des niedrigen Cserhátgebirges ausstrahlen. F. SCHAFARZIK³⁾ unterscheidet in seiner lehrreichen Studie über

¹⁾ J. SZABÓ. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XIX, S. 417. — STACHE. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XVI, S. 277. — A. KOCH. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geolog. Anstalt, I, 1872. — SZABÓ. Földt. Közl. XXIV, S. 223.

²⁾ J. BÜCKH. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XVII, S. 234.

³⁾ SCHAFARZIK. Pyroxenandesite des Cserhát. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geolog. Anstalt, IX, 1895, S. 185.

dieses Gebiet tangentiale und radiale Spalten; die tangentialen Rupturen sind nicht zum allgemeinen Mittelgebirgsstreichen parallel, auch nicht zum Rande des großen ungarischen Alfölds, sondern eher zum Rande der einstigen Meeresbucht, und daher mag es wohl die Depression der letzteren gewesen sein, die das Rißnetz bestimmte. An den Kreuzungspunkten der radialen und tangentialen Spalten erfolgten die stärksten Eruptionen. Die Vulkane der Cserhátspalten haben aber ihre Kronen längst durch Denudation eingebüßt, nur geringe Reste von Tuffen und kleine Lavaströme blieben erhalten. Die Eruptionen des stark basischen und hypersthenreichen Cserhátandesites stellen im Gegensatze zu den mehrphasigen vulkanischen Betätigungen der Nachbargebiete nur eine kurze Episode vor, die sich zwischen der unteren und oberen Mediterranstufe abgespielt hat.

Ließen die bisher betrachteten Gebirge einen Zusammenhang der Eruptionslinien mit Längsspalten vermuten, so bildet das Eperjes-Tokajer Gebirge¹⁾ anscheinend den Typus eines Vulkangebirges an einer Querspalte. Bei näherer Betrachtung kann man sich aber der Einsicht nicht verschließen, daß sich die Ausbruchsmassen sowohl am Nord- wie am Süden dieses Vulkanzuges deutlich in das Längsstreichen des Gebirges einstellen. Diese Tatsache harmoniert aufs beste mit unserer Vermutung über die Natur der Hernádlinie und veranlaßt uns, das Eperjes-Tokajer Gebirge mit den bisher besprochenen Vulkanzügen als randlichen Vulkankranz zusammenzufassen.

Das Eperjes-Tokajer Gebirge bildet einen 105 *km* langen, schmalen Zug domförmiger Berge und ist durch mehrere tiefe Einsenkungen in kleinere Gruppen geteilt. Die Hauptmasse des vulkanischen Materials ist auch hier andesitischer Natur bei starker Entwicklung der Tuffe. Propylitisierte und kaolinisierte Andesite setzen die bewaldeten Höhen bei Telkibánya zusammen, wo ehemals ein lebhafter Erzbergbau bestand. Kaum irgendwo ist die Mannigfaltigkeit der rhyolithischen Erstarrungsmodifikationen, der Perlite, Bimssteine, Obsidiane mit ihren Sphaerolithen so groß wie im südlichen Teile des Gebirges bei Göncz-Szantó und in der Hegyalja. Einen weiteren Vorzug dieses Gebirges bildet der Reichtum an sogenannten Limnoquarziten, den Ablagerungen ehemaliger Heißquellen und das häufige Auftreten von Fossilresten, besonders Blattabdrücken, in den vulkanischen Tuffen. Seit STURS Untersuchung der berühmten fossilen Floren von Erdöbénye und Tállya schreibt man den rhyolithischen Ausbrüchen des Eperjes-Tokajer Gebirges zumeist ein sarmatisches Alter zu.

Der ostungarische Vulkankranz.

Im Vihorlat-Guttinzuge schmiegen sich die neovulkanischen Gesteine unmittelbar an den Innenrand des vormiocänen Gebirges an; ihre

¹⁾ KOVÁTS. Pflanzen von Tállya. Arb. d. geolog. Gesellsch. f. Ungarn 1856, S. 39. — ETTINGSHAUSEN. Pflanzen von Erdöbénye. Sitzungsber. XI. — Srur. Jahrb. 1867, S. 77. SZABÓ. Jahrb. XVI, S. 91. — SZÁDECZKY. Montagne de Pilis. Földt. Közl. XXI, 1891,

Tuffe und Detritusbildungen vermitteln den Übergang in die große Ebene. Von Homonna bis Dolha kommen die Andesite hauptsächlich im Streichen der Klippenzone zum Vorschein, sie umhüllen förmlich die wenigen erhalten gebliebenen Reste der Klippenzone und dringen selbst über diese hinaus in die eigentliche Sandsteinzone ein. Die Ausbrüche folgen indessen nur allgemein genommen der Längsrichtung; bei näherem Zusehen erkennt man bald, daß, wie STACHE¹⁾ bemerkt, „die Hauptmasse des eruptiven Materials, wie wir sie jetzt in den einzelnen Teilen des Vihorlat-Guttinzuges vor uns sehen, in abgesonderten, die gemeinsame Direktionsspaltenlinie unter verschiedenen Winkeln verquerenden Nebenspalten zu Tage trat.“ Die Querriechung ist besonders am Vihorlat und bei Dolha ausgeprägt. Der östliche Abschnitt des Guttingebirges greift im Bergbaugebiete von Nagybánya, Kapnik und Olahlaposbánya in jene Gebirgsbrücke ein, welche die Rodnaer Alpen mit dem Biharstocke verbindet.

Der westliche Abschnitt des Vihorlat-Guttinzuges scheint sich nach Entstehung und Zusammensetzung den westlichen Gebieten anzuschließen. Im Guttin dagegen nehmen die Ausbrüche einen andern Typus an, den man den dacischen oder siebenbürgischen nennen könnte: die ältere, zum Teil propylitisierte und mit Edelerzen bereicherte Förderung besteht hier nicht aus Augitandesit wie im Westen bei Schemnitz, sondern aus quarzreichem Dacit, und erst die zweite, weit bedeutendere Ausbruchphase bringt Augitandesit an die Oberfläche. Im Guttingebirge ist das geologische Alter der Eruptionen genau bekannt, seitdem K. HOFFMANN²⁾ zeigen konnte, daß hier Dacittuffe mit den salzführenden Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe, Augitandesittuffe dagegen mit sarmatischen Schichten verbunden sind.

Einen Ausläufer des Vihorlat-Guttingebirges bildet die in 1842 *m* kulminierende aber wenig ausgedehnte Eruptivmasse des Csibles, dadurch bemerkenswert, daß hier neben Andesit am Nagy Hugyin auch Trachyt zum Durchbruch gelangte. Dann folgt östlich das Eruptivgebiet der Rodnaer Alpen und des Borgopasses und die Eruptivmassen der Trojaga (1939 *m*) bei Borsabánya in der Marmarosch; Mangel an Tuffbildungen und Vorherrschen der Gangform kennzeichnen diese Region, in der hauptsächlich Dacit und Amphibolandesit in normaler und Grünstein-Modifikation sowohl alttertiären Karpatensandstein wie auch kristalline Schiefer durchbrechen.

Unmittelbar südlich vom Borgopasse verändert sich mit einem Schlage das geologische Bild: man betritt einen 150 *km* langen ununterbrochenen vulkanischen Gebirgszug, in dem Tuffe und andere Zerspritzungs- und Auswurfsprodukte die Hauptrolle spielen. In der geologischen Literatur hat man

S. 265. Gebiet nordwestlich von Sátoralja-Ujhely. Földt. Közl. 1897, XXVII, S. 349. — H. WOLF. Jahrb. XIX, S. 235. Verh. 1879, S. 277. — RICHTOFEN. Jahrb. XI.

¹⁾ Jahrb. d. geol. Reichsanstalt XXI, S. 414. — F. KREUTZ. Das Vihorlat-Guttin-gebirge. Jahrb. XXI, S. 1.

²⁾ Földt. Közl. 1873, III, S. 90.

sich daran gewöhnt, dieses Vulkangebirge als Hargittazug zu bezeichnen, obwohl eigentlich nur der südliche Teil diesen Namen trägt; der nördliche bildet das Görgeny- und das Caliman-(Kelemen-)gebirge.

Der Hargittazug setzt im Norden an der Innenseite des alten Gebirges ein; etwa vom Marosdurchbruche angefangen greift er aber in die kristallinen Schiefer ein und durchschneidet in schiefer Richtung nicht nur deren ganze Mächtigkeit, sondern erstreckt sich mit seinen Ausläufern am Búdös und im Málnásbade sogar tief in die obercretacischen Karpatensandsteine der Außenseite (s. d. tekt. Karte).

Der Hargittazug besteht fast ausschließlich aus verschiedenen Varietäten von dunkelgrauem oder violetter Augitandesit. Die geologischen Karten verzeichnen im Hargittagebirge eine mächtige geschlossene Mittelzone von Andesit, beiderseits flankiert von Tuffzonen. In dieser Darstellung kommt aber weder die Tatsache, daß das Calimangebirge anders gebaut ist als die eigentliche Hargitta, noch auch das außerordentliche Überwiegen der Tuffe zu gebührendem Ausdruck. A. KOCH¹⁾ schätzt den massig erstarrten Andesit auf kaum 10 Prozent der Gesamtmasse und dürfte damit den Anteil der losen Auswurfsprodukte noch zu gering angeschlagen haben. In Wirklichkeit herrschen die losen Auswurfsmassen dermaßen vor, daß man in der eigentlichen Hargitta fast nur ausnahmsweise kleine Decken, Ströme und Gänge vorfindet, alles übrige besteht aus einem wirren, schichtungslosen Haufwerk von kopfgroßen und noch größeren Blöcken, dessen Fugen durch feineren vulkanischen Sand und kleinere Blöcke ausgefüllt sind. Offenbar haben hier äußerst paroxystische Explosionen stattgefunden, bei denen die groben Blöcke unweit der Ausbruchsstellen, die feinen etwas entfernter niederfielen. Die feinsten Teile wurden an den Rand, in die Seen der pontischen und levantischen Periode hinausgetragen.

Die Ausbrüche scheinen sich in der eigentlichen Hargitta vorwiegend an Spalten ohne bestimmt lokalisierte dauernde Krater nahe der jetzigen Gebirgsachse abgespielt zu haben. In den Randregionen fanden nur vereinzelt Ausbrüche statt, wie z. B. bei Csik Szereda oder an der Wasserscheide zwischen Alth und Maros.

Wesentlich abweichend gestaltet sich die Verteilung der Eruptivmassen im Calimangebirge an der Grenze der Bukowina, Moldau und Siebenbürgens. Ein Blick auf die Spezialkarte läßt hier ein gewaltiges Ringgebirge von erstaunlicher Regelmäßigkeit erkennen. Der über 26 km lange Ringwall erhebt sich am Caliman Isvor zu 2031 m, am Pietrosul zu 2102 m, sinkt zwischen Caliman Isvor und Vrf. Timeului nirgends unter 1700 m und zeigt nur nach der Moldau hin im Neagratal eine tiefe Scharte. Mit seinem steilen Abfall nach innen und der flachen Böschung nach außen erinnert der Ring des Caliman lebhaft an die schildförmigen Riesenvulkane mit weitem Krater.

¹⁾ Siebenbürgische Tertiärbildungen. Neogene Abt. Budapest 1900, S. 275. Die Arbeit von A. Koch enthält vollständige Literaturnachweise über die siebenbürgischen Eruptivgebilde.

Westlich von diesem Ringgebirge befindet sich an der Bistricioara (1994 *m*) das zweite Höhenzentrum dieses Gebietes. Bis vor kurzem war unser Wissen über diese meilenweite, unbewohnte Wildnis sehr beschränkt, erst in neuerer Zeit haben ATHANASIU'S Untersuchungen über den moldauischen Anteil des Calimangebirges einiges Licht verbreitet und gezeigt, daß am Caliman ein Wechsel von horizontalen Lavadecken mit zwischengelagerten Tuff- und Blockmassen besteht (vergl. Fig. 129).

Die eruptive Tätigkeit begann im Calimangebiet mit kräftigen Aschen- und Blockauswürfen, hierauf folgten Lavaergüsse, in verschiedenen Intervallen durch weniger heftige Aschenförderungen unterbrochen. Den Schluß bildeten die dünnflüssigen Laven des Caliman Isvor, des Lucaciu und der Pietrile rosie, welche die untere Tuff- und Blockdecke nicht mehr völlig zu überspannen vermochten und an der Oberfläche häufig eine schlackigblasige Beschaffenheit annahmen. Eine schlackige Partie dieser Art hat schon vor vielen Jahren A. v. ALTH von den Pietrile rosie beschrieben. Die beistehende

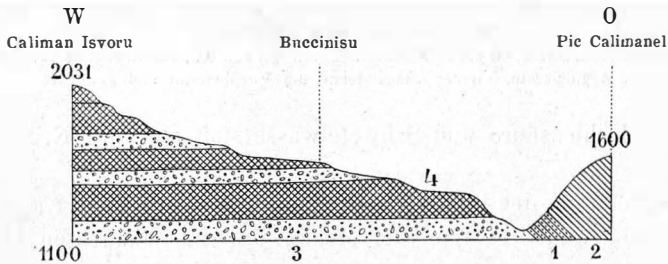


Fig. 129. Andesitdecken am Ostabhange des Caliman.

Nach S. Athanasiu.

1 Quarzreicher Glimmerschiefer, 2 Glimmerschiefer, 3 Andesittuff, 4 Augitandesit.

Skizze (Fig. 130) zeigt, daß der Wechsel von Lava- und Tuffdecken auch dem bukowinischen Anteil des Calimangebirges zukommt. Nach dem Zentrum hin verschwinden im moldauischen Gebiete nach S. ATHANASIU¹⁾ die lockeren Auswürflinge und es entsteht hier eine solide Zentralmasse (s. Fig. 131). Sollte diese wichtige Beobachtung auch an anderen Punkten des weiten Zentralraumes des Calimanringes Bestätigung finden, dann wäre wohl zu erwägen, ob hier nicht ein Krater bestanden habe, der die Tuffe und Blöcke lieferte und in dem die Lava nur zeitweilig so hoch gehoben wurde, um über die flachen Flanken deckenförmig abfließen zu können.

An seinem Süden sinkt der Hargittazug zu der bescheidenen Höhe von 1300 bis 1000 *m* herab, gehört aber dennoch zu den anziehendsten und merkwürdigsten Stücken karpatischer Erde. Neben den Pyroxenandesiten herrschen hier saure Gesteine, und zwar am Balványos, Búdös und Nagy Csomál Biotitandesit und diesem nahe verwandter Dacit am Nagy Morgó. Wegen ihres jugendlichen geologischen Alters dürfen diese sauren Gesteine nicht mit den älteren echten Daciten zusammengeworfen werden, sie stellen

¹⁾ S. ATHANASIU. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 465.

vielmehr ein Seitenstück zu den jungen rhyolithischen Ausbrüchen der westlichen Region vor, wogegen die vereinzelt Quarztrachtytgänge des Burgbals und von Bacfalva bei Kronstadt und vielleicht auch die merkwürdigen von C. v. JONN¹⁾ beschriebenen Sanidine von Holbak der älteren vor-dacischen Eruptionsphase angehören dürften.

Das Süden der Harghitta ist durch lebhaftes Solfataren- und Mofettentätigkeit²⁾ ausgezeichnet. Der Búdös stößt hier hauptsächlich aus drei kleinen Höhlen [Gyilkos (Mörder), Búdös (Gestank), Timsos (Alaun)] in kaolinisiertem

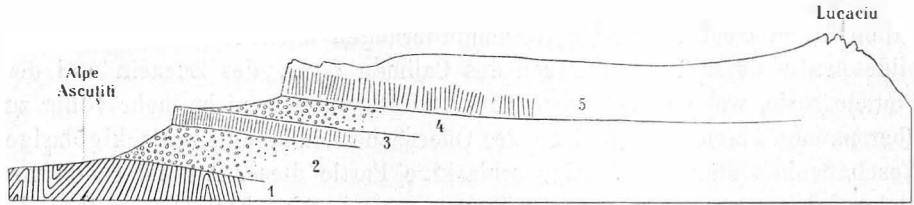


Fig. 130. Andesitdecken am Nordrande des Calimangebirges zwischen der Alpe Ascuțiți und dem Lucaciu, Bukowina.

1 altertärer Karpatensandstein, 2 grobe Andesittuffe mit großen Auswürflingen, 3 erste Andesitdecke, 4 Agglomerate, 5 obere Andesitdecke, am Vorderrande steil gekläftet.

Biotitandesit Kohlensäure und Schwefelwasserstoff aus; der N. Morgó liefert Kohlensäure.

Die Exhalation des Búdös besteht aus ungefähr 95 Proz. CO_2 , 0,37 H_2S , 1,31 H_2O , 2,62 N, 0,13 O. Von der Menge der ausgehauchten Kohlensäure

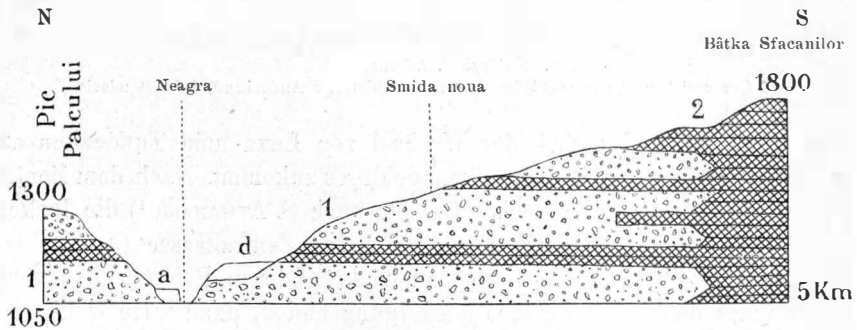


Fig. 131. Durchschnitt vom Mittelteil des Caliman nach Norden.

Nach S. Athanasiu.

1 Andesittuff und Agglomerat, 2 Pyroxenandesit, a alluviale, d diluviale Anschwemmung.

gibt der Umstand eine Vorstellung, daß eine im Tale aufgestellte Fabrik jährlich ungefähr 180.000 kg Kohlensäure zu komprimieren vermag. Aus dem Schwefelwasserstoff entsteht an der Luft Schwefel und freie Schwefelsäure: jener überzieht die Höhlenwände, diese zersetzt das Gestein und geht in das Quellwasser über. Die Solfatarentätigkeit war früher ausgedehnter als jetzt.

Westlich vom Búdös erhebt sich aus dem Althtal der Nagy Csomál

¹⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1899, S. 565.

²⁾ Nähere Nachweise bei A. Kocsi, l. c.

mit den wohlerhaltenen, aus Blockwerk bestehenden Ringwällen des Annasees und des verstorften Mohostó. Von der Höhe ziehen sich Bimsstein-Lapilli und Auswürflinge in das Althtal bei Tusnád herab. Schon LILL und BOUÉ erkannten in dem schönen Ringwall des Annasees (s. Fig. 132) den Ursprungskrater der Bimsstein-Lapilli von Tusnád, was G. v. RATH mit Unrecht bezweifelt hat. Unter den Auswürflingen von Tusnád kommen neben kleinen Bimsstein-Lapilli auch größere polyedrische Stücke mit geborstener, glasiger, fettglänzender Rinde und bimssteinartiger oder dichter, heller Innenmasse vor. Auf den ersten Blick fällt die Ähnlichkeit mit den geborstenen „Brotkrustenbomben“ der Volcanoeruptionen von 1889 bis 1890 und der Eruptionen des Mont Pelée des Jahres 1902 auf (vergl. Fig. 133). Offenbar sind diese

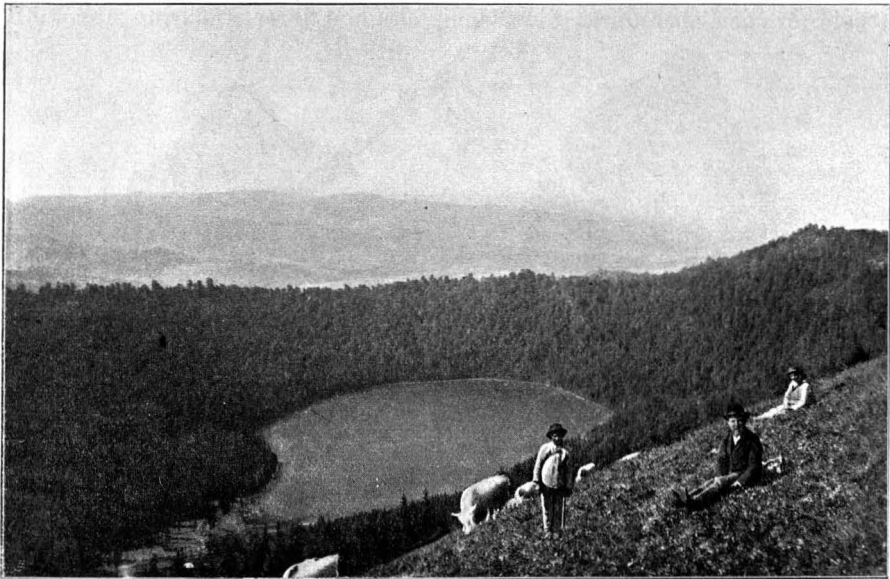


Fig. 132. Der Kratersee St. Anna (Annató) am Csomál bei Tusnád.
Aufnahme von L. von Lóczy.

Auswürflinge auch in ganz ähnlicher Weise durch die Einwirkung innerer Blähung auf die bereits verfestigte Rinde entstanden.¹⁾ Wie bei den Volcano- und Pelée-Eruptionen nur Bimssteinasche und Bomben unter enormen Dampfausbrüchen gefördert wurden, so scheint auch der Krater des Annasees vorwiegend „volcanianisch“ ohne namhafte Lavaergüsse gearbeitet zu haben.

Die Ausbrüche der Hargitta gehören einer verhältnismäßig jugendlichen Periode an; ihre Tuffe finden sich nicht nur in pontischen, sondern nach A. KOCH und E. LÖRENTHEY²⁾ auch in levantischen Schichten. Die kräftige Solfatarentätigkeit, die wohlerhaltene Kraterform des Annasees, das Vor-

¹⁾ K. BAUMGARTNER in TSCHERMAKS Mineral. Mitt. XXI. S. 31.

²⁾ Geolog. Verh. d. Lignitbildung des Széklerlandes. Orvos-Természettud. Értesítő. Kolozsvár, XVII, 1895, S. 237.

kommen der Auswürflinge nahe am Althflusse lassen sogar die Vermutung aufkommen, daß sich die vulkanische Tätigkeit am Nagy Csomál sogar noch bis an die Schwelle des Plistocän manifestiert habe.

Während im Westen die basaltische Phase dem andesitischen Eruptionszyklus als eine unabhängige vulkanische Bekundung nachfolgt, fanden im Osten basaltische und andesitische Eruptionen in derselben geologischen Epoche statt. Am Galter Berggrücken mischen sich in mittellevantischen Schichten basaltische mit andesitischen Auswurfsprodukten. Die basaltischen Auswürflinge stammen von den kleinen Vulkanen des Persanyer Gebirges, von denen sich fünf an einer dem Westrande dieses Gebirges parallelen Linie befinden; der sechste liegt etwas abseits an der alten Sachsenburg der Stadt Reps.²⁾ Diese Vulkane scheinen nur je einmal tätig gewesen zu sein, erregen aber durch die Mannigfaltigkeit ihrer Erstarrungsprodukte



Fig. 133. „Brodkrustenbombe“ vom Bade Tusnád, Siebenbürgen.

Die polyedrisch geformte Bombe mißt etwa 15 cm. Die Abbildung links zeigt die dunkle vitrophyrische Rinde, die Abbildung rechts den inneren hellen bimssteinartigen Kern umgeben von der dunkleren Rinde.

Interesse. Ihre Ausbrüche müssen zu einer Zeit stattgefunden haben, in der das Südende der Hargitta noch vulkanisch tätig war.

Die peripherischen Eruptionen.

Über die so interessanten zersplitterten Eruptionen des westlichen Siebenbürgens und die Spalte der Banater Tiefengesteine müssen wir hier mit Stillschweigen hinweggehen, da sie uns von unserem eigentlichen Gebiete zu sehr ablenken würden. Nur den äußersten Vorposten der großen Andesit- ausbrüche wollen wir noch einige Worte widmen.

Wie sich beim Einbruch einer starren Decke einzelne Spalten weit über das eigentliche Bruchgebiet ausdehnen und kleinere peripherische Risse auch ohne unmittelbaren Zusammenhang mit den Bruchklüften entstehen können, so scheinen sich auch hier beim Abbruche innerer Teile der Karpaten einzelne Spalten in die äußere Umwallung des älteren Gebirges fort-

²⁾ A. Koch, l. c. S. 342.

gesetzt und kleinere Risse weit außerhalb in der gefalteten Sandsteinzone geöffnet zu haben. Am klarsten liegt der Zusammenhang bei den Andesitgängen von Kluszkowce, Krościenko, Szlachtowa und Szczawnica in den Pieninen zu Tage, da schon das Nordende des Eperjes-Tokajer Andesit-zuges bei Kapi in das Streichen der Klippenzone einlenkt und diese fast erreicht. Die Andesite der Pieninen treten durchwegs als wenig mächtige Gänge auf, nur das größte Vorkommen bei Kluszkowce erscheint als kleiner Stock.¹⁾

Die Banower Gruppe durchbricht die mährische Sandsteinzone ungefähr 7 bis 10 *km* nordwestlich von der Klippenzone des Waagtales. Früher glaubte man hier Andesite und Basalte vor sich zu haben, nach H. v. FOULLON bilden aber die Banower Gesteine nur Varietäten von Biotitandesit. K. PAUL²⁾ ermittelte eine gewisse Regelmäßigkeit im Auftreten der bald im Schichtstreichen, bald quer dazu verlaufenden Gänge.

Am weitesten vom Haupteruptionsherde entfernt und deshalb vielleicht am bemerkenswertesten sind die kleinen Gänge von Rzegocina, Rybie und Kamionna bei Bochnia in Westgalizien. Nur 16·5 *km* trennen dieses Vorkommen vom Nordrande der Sandsteinzone. Nebstdem geben hier aber auch andere Umstände Anlaß zu Erwägungen: während sonst im peripherischen Gebiete nur Gänge bekannt sind, hat sich hier eine kleine Partie von Andesittuff erhalten. Ferner konnte C. v. JOHN unter den Gesteinen dieser Eruptivgruppe auch Glimmerdacit nachweisen und endlich enthält dieses Vorkommen in Rybie zahlreiche blockförmige Einschlüsse von kristallinen Gesteinen, leider in gänzlich zersetztem Zustande. Besser erhalten könnten diese Blöcke wichtige Aufschlüsse über die Beschaffenheit des Untergrundes der Sandsteinzone vermitteln.³⁾

Postvulkanische Wirkungen.

Wir müßten manche der interessantesten geologischen Erscheinungen der Karpaten übergehen, wollten wir nicht auch der postvulkanischen Tätigkeit einige Aufmerksamkeit widmen. Daß diese namentlich am Süden der Hargitta auch heute noch einen recht lebhaften Charakter hat, konnten wir schon hervorheben. In gewissem Sinne gehören auch manche heiße Quellen und die schier zahllosen Säuerlinge in der Umgebung der neovulkanischen Gebirge zum Nachklange des Vulkanismus. Diese hier auch nur flüchtig zu besprechen, würde den gesteckten Rahmen weit überschreiten. Nur gewisse Erscheinungen der postvulkanischen Erz- und Mineralbildung wollen wir hier streifen.

In den Eruptivmassen entstanden teils durch Abkühlung während der Verfestigung, teils nachher durch tektonische Einwirkungen Spalten und Verwerfungen, in denen als Nachklang des Vulkanismus schwefel- und

¹⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 790.

²⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1890, S. 493.

³⁾ V. UHLIG, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1888, S. 251.

kohlensaure Gase und Dämpfe und heißes Wasser aufstiegen. Jene bewirkten, in die feinsten Spalten dringend, die schon besprochene Propylitisierung und Kaolinisierung, dieses brachte metallische und kieselsaure Lösungen aus der Tiefe und schied sie in höheren Regionen infolge der niederen Temperatur und der chemischen Wechselwirkung mit dem Gesteine in fester Form als sogenannte „Silber- und Golderzformation“ aus. In den Gangspalten wurden besonders Quarz, Amethyst, Hornstein, ferner mannigfaltige Silbererze, silberhaltiger Bleiglanz, goldhaltiger Schwefelkies, Zinkblende, Kupferkies, seltener Antimonglanz, Fahlerz, Zinnober und andere Erze und Mineralien abgesetzt; das Gestein wurde entlang den Gangspalten verkieselt, so daß die Gangfüllung in das taube Gestein allmählich übergeht. Wo die Erze in toniger Gesteinsmasse enthalten sind, da zirkulierte kein heißes Wasser, sondern nur Dämpfe, die das Gestein kaolinisierten. Die chemischen Vorgänge der hydrothermalen Zirkulation kann man auch heute noch an den heißen Wässern verfolgen, die z. B. in Szklenó (Glashütte) und in der Tiefe des Franzschachtes in Schemnitz hervorbrechen.

Schemnitz (Selmeczbánya), gleich berühmt durch den Edelmetallreichtum und die große Zahl seiner Gänge wie durch das hohe Alter des Bergbaues und die bewundernswerten Fortschritte der Bergbautechnik, die einstens von hier ihren Weg in die Welt nahmen, bietet ein typisches Beispiel dieser Silber-Golderzformation. Die Gänge sind hier ungemein zahlreich, sie streichen generell nach Nordnordosten und fallen meistens steil, häufiger nach Südosten als nach Nordwesten ein. Einzelne Gänge, wie der Schöpfergang, die Brennerstollengänge setzen im Dioritstock auf; der Altallerheiligungang liegt größtenteils am Kontakt zwischen Diorit und Augitandesit. Die zahlreichsten und wichtigsten Gänge, wie der Spitalergang, der Grünergang u. v. a. befinden sich im Augitandesit. Der Spitalergang ist auf über 8 *km* nachgewiesen und hat möglicherweise eine Gesamtlänge von mehr als 12 *km*. Man kann bei seiner Mächtigkeit von 40—50 *m* eigentlich nicht von einem Gang sprechen, er bildet vielmehr einen Gangzug von vielen nahe aneinander gerückten und durch taubes Zwischengestein getrennten Einzelgängen. Der 2 bis 12 *m* mächtige Grünergang ist durch die Anreicherung des Erzes in bestimmten Partien, den sogenannten Erzsäulen, bemerkenswert.

Einzig Schemnitz führt kristallinisch-körnige Gesteine; an allen anderen Lokalitäten sind die Erzgänge an porphyrisch erstarrte und propylitisierte Augitandesite und Dacite gebunden. Das ist der Fall in Kremnitz, bei den unbedeutenden Vorkommnissen des Vissegrád, der Mátra und des Eperjes-Tokajer Gebirges, wie auch den reicherer Lagerstätten von Nagybánya, Felsöbánya, Kapnik, Olahlaposbánya und mehreren anderen Punkten im Guttingebirge, von Borsabánya in der Trojaga und Alt-Rodna und nicht minder endlich auch im siebenbürgischen Erzgebirge. Wohl kommen jedem dieser Gebiete besondere lokale Eigentümlichkeiten des Erzvorkommens zu,

aber im großen und ganzen ist die genetische Zusammengehörigkeit unverkennbar.¹⁾)

Die Gänge des siebenbürgischen Goldlandes, schon von den Römern systematisch ausgebeutet, haben in neuerer Zeit durch den ungewöhnlichen Reichtum einzelner Anbrüche Aufsehen erregt. Aber auch abgesehen davon, gehören viele dieser Lagerstätten unstreitig zu den interessantesten ihrer Art. Nagyag, Offenbánya, Faczebaja sind durch das Vorherrschen der Telluride unter den Erzen ausgezeichnet. In Nagyag herrscht zugleich Propylitisierung und Kaolinisierung, diese in ganz besonders enger Beziehung zu den Erzgängen. Offenbánya interessiert durch ein zweifaches Erzvorkommen: am Kontakt von kristallinen Kalken mit Rhyolithen und Hornblendeandesiten stellen sich sogenannte Bleistöcke mit Pyrit, Zinkblende und Bleiglanz ein, im Hornblendeandesit wenig mächtige Silber- und Golderzgänge mit gediegenem Gold und Tellurerzen. Auch das berühmte Vöröspatak ragt durch die Mannigfaltigkeit des Erzvorkommens hervor. Die Erzgänge setzen hier teils in Eruptivgesteinen, teils in Sedimenten auf. Im Karpatensandstein bestehen sie besonders aus Quarz mit reichlichem Freigold.²⁾)

In manchen Fällen beschränkte sich die postvulkanische Solfatarentätigkeit auf die Absonderung von Schwefel- und Kieselsäure. Am Búdös vollzieht sich dieser Prozeß unter unseren Augen, im Calimangebiet liegt nur das abgesetzte Produkt, der Schwefel vor, ebenso am Ciceraberg bei Vöröspatak. In Kalinka³⁾) im Ostrovszkygebirge entstand durch Solfatarentwicklung in zersetztem Augitandesit eine hydroquarzitische Masse mit von Schwefel erfüllten Poren. Heiße Luft von 50° C. drang im ehemaligen Bergbau aus Spalten hervor, eine Erscheinung, die wohl auch als aktueller vulkanischer Nachklang aufzufassen ist. Bei Beregszász wurden Quarztrachyte in der Fumarolenperiode in Alaunfels umgewandelt.

Mit dem Absatze von Kieselsäure aus ehemaligen Heißquellen scheinen auch andere Prozesse verknüpft gewesen zu sein: am Rande des Vihorlat-Guttingebirges kommen in lichten Tuffen Eisenerze in Begleitung von Unghvrit und Eisenopalen vor, die von F. KREUTZ⁴⁾) als Auslaugungs- und

¹⁾ Aus der überreichen Literatur über die Gold-Silbererzformation Ungarns greifen wir hier nur wenig heraus: LIPOLD. Bergbau von Schemnitz. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XVII, S. 317. — A. GESELL. Kremnitzer Bergbaugeb. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geolog. Anstalt, XI, 1897. Felsöbánya. Jahrb. d. k. ung. geolog. Anstalt f. 1891, S. 124. Kapnikbánya. Ebdas. 1892, S. 160. Oláhláposbánya. Ebdas. 1893, S. 135. Nagybánya. Ebdas. 1890, S. 159. 1889, S. 157. — POSEPNY. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. Verh. 1865, S. 135, 163, 171, 183. Verh. 1867, S. 99. Jahrb. 1868. S. 53, 297. Verh. 1870, S. 19, 95. 1871, S. 93, 40. 1875, S. 70, 75, 97.

²⁾ Vergl. B. v. INKEY. Nagyag. Budapest 1885. — E. SEMPER. Beiträge zur Kenntnis der Goldlagerstätten des Siebenbürger Erzgebirges. Berlin 1900. — H. HÖFER. Nagyag. Jahrb. XVI, S. 1. — WEISS. Bergbau in Siebenbürgen. Mitt. a. d. Jahrb. d. ung. geolog. Anstalt, IX, 6. Heft, 1891.

³⁾ Th. SZONTÁGH. Földt. Közl. 1885. — GÜBL. Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt XVI, Verh. S. 34.

⁴⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XXI, S. 21.

Absatzgebilde solcher Quellen hingestellt werden. Eine ähnliche Erklärung findet D. STUR¹⁾ für die Brauneisenerze der Gegend von Libethen.

Eruptionsphasen. Beziehungen zum Gebirgsbau.

Aus der verwickelten geologischen Geschichte der karpatischen neovulkanischen Eruptionen treten heute erst einige Grundzüge hervor.

Tuffe und Fragmente eines sanidinreichen Trachytes in den obereocänen Nummulitenkalken des Ofen-Kovacsier Gebirges bilden im westlichen Gebiete die ersten vereinzeltten Spuren der sich regenden vulkanischen Tätigkeit. Darauf folgen die rhyolithischen weißen Tuffe an der Basis der ersten Mediterranstufe nördlich der Mátra. Im westlichen Siebenbürgen bestehen die ältesten Förderungen aus den rhyolithischen Tuffen des Oligocän und der ersten Mediterranstufe der Gegend von Kolozsvár und den damit in Beziehung gebrachten vereinzeltten Rhyolithausbrüchen in Vöröspatak und an anderen Orten. Die ersten Ausbrüche hatten durchgehends einen sauren Charakter, sie scheinen auf die innersten Gebiete des Gebirges beschränkt gewesen und in der dacischen Region etwas später eingetreten zu sein als im Westen. In den eigentlichen Randregionen, im Schemnitzer Gebirge, im Vihorlat-Guttin, in der Hargitta, kennt man bisher keine Spur dieser ersten Vorläufer.

Die nächste Phase bringt im Cserhát und vermutlich auch in den benachbarten Gebieten (Schemnitz, Mátra, Vissegrád) an der Grenze zwischen erster und zweiter Mediterranstufe basische Pyroxenandesite zur Oberfläche; dann folgen, wenn man von den Dioriten und Apliten von Schemnitz absieht, etwas weniger basische Biotitamphibolandesite; endlich in vermutlich sarmatischer Zeit die sauren Rhyolithe.

Im mittelungarischen Vulkankranze ergibt sich somit nach sauren Vorboten eine ziemlich gut ausgesprochene Reihe mit stufenweise abnehmender Basizität, bis schließlich die vulkanische Tätigkeit mit der Förderung eines basischen Endgliedes, des Basaltes, ihren Abschluß findet.

Im dacischen Gebiete hingegen folgen auf die rhyolithischen Ausbrüche zunächst die quarzreichen Dacite und dann erst die basischen Augitandesite. Die Reihe der abnehmenden Basizität scheint in Westsiebenbürgen kaum vorhanden und in der Hargitta nur durch die Biotitandesite von Tusnád und die jüngeren Dacite des Nagy Morgó dürftig angedeutet zu sein; das sauerste Schlußglied des jüngeren Rhyolithes fehlt gänzlich, dagegen ist die basaltische Episode vertreten.

Im Guttingebirge und im nördlichen Teile von Westsiebenbürgen fällt die dacitische Phase in die zweite mediterrane, die andesitische in die sarmatische Periode. Etwas später, erst am Schlusse der mediterranen Periode nehmen der isolierte Csicsóvulkan und das Csertásgebiet im Erzgebirge die dacitische Tätigkeit auf und im Hargittagebirge beginnen andesitische

¹⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt, XVIII, S. 419.

Eruptionen vollends erst in pontischer Zeit, um bis in die levantische Stufe, ja in den letzten, etwas weniger basischen Ausbrüchen am Süden des Gebirges vielleicht selbst bis an die Schwelle des Plistocän anzuhalten. Sie überdauern hier die basaltischen Ausbrüche der mittleren levantischen Stufe. Es scheint sich also eine Art zeitlichen und örtlichen Wanderns der vulkanischen Tätigkeit und in Verbindung damit eine Modifikation der Eruptionsfolge zu vollziehen, deren Wesen und Gesetzmäßigkeit sich heute kaum noch in vollem Umfange beurteilen lassen.

Die Mehrzahl der großen neovulkanischen Ausbrüche der Karpaten folgt deutlichen Linien, Längs- und peripherischen Linien, die häufig einen mehr oder minder deutlich ausgesprochenen Zusammenhang mit Randbrüchen erkennen lassen. In den West- und Zentralkarpaten schonen die Eruptionen das kompakte Gebirge, sie beschränken sich als mittelungarischer Vulkanring auf den Rand des inneren Gürtels und greifen nur in die innere Kerngebirgsreihe ein; nur ausnahmsweise brechen tief im eigentlichen Gebirgsgefüge kleinere Vulkanspalten auf, wie am Vepor und bei Tiszolcz.

Im Osten dagegen quellen die Lavamassen unmittelbar aus dem inneren Randbrüche der Klippenzone und des alten ostkarpatischen Gebirges hervor; im südlichen Teile dieses Gebirges wird sogar der Randbruch verlassen und die vulkanische Spalte dringt, wie wir sahen, bis in die Oberkreidehülle am Außenrande vor. Das Gebirge des westlichen Siebenbürgens ist an seinem Rande fast allseits von kleineren Eruptionen durchschwärmt und fast aus dem Herzen des Gebirgsgefüges steigt an einer nordnordöstlichen Spalte der gewaltige, innen granitoporphyrisch, nach außen normalporphyrisch und oberflächlich rhyolithisch erstarrte Dacitdom des Vlegyása bis zu 1883 m empor, ähnlich gestellt wie die armenischen und kaukasischen Vulkane. Auch in dieser verschiedenartigen Disposition der vulkanischen Durchbrüche kommt der Unterschied ost- und westkarpatischer Entwicklung zum Vorschein.

Die neovulkanischen Förderungen der Karpaten werden vielfach als Begleit- oder Ergänzungserscheinung der Faltung aufgefaßt. Eine besonders ansprechende Lösung dieser Frage schien die Vorstellung zu vermitteln, daß sich die nach außen geschobenen Ablagerungen an ihrem Innenrande von den weiter nach innen liegenden Schollen abtrennten und aus den Randrissen vulkanische Massen unter dem Drucke der sinkenden Innenschollen hervorquollen. Seitdem wir aber wissen, daß die mesozoischen Gebirge der Karpaten schon vor dem Mitteleocän und daher vor Beginn der Eruptionen gefaltet und im wesentlichen in den Zustand von heute versetzt waren, ist diese Anschauung nicht mehr haltbar. Nur zu den jüngeren Faltungen der Sandstein- und Saltonzone zeigen die Eruptionen gewisse zeitliche und örtliche Beziehungen. Die letzteren kommen darin zum Ausdruck, daß die Eruptionen nur in schwachen, fast verschwindenden peripherischen Ausläufern das gefaltete Sandsteingebirge durchdrangen, sonst aber gänzlich auf die innere Region beschränkt waren, in der das Alttertiär nicht oder kaum gefaltet, dagegen teilweise gebrochen und gesenkt ist.

Der Zeit nach besteht insofern ein gewisser Zusammenhang als die Ausbrüche zum Teil in den Epochen der Faltung der Sandstein- und namentlich der Salztonzone stattfanden. Ein großer Teil der Eruptionen und vielleicht die intensivsten haben aber die Faltungsperiode beträchtlich überdauert.

Jener merkwürdige südöstliche Schlußteil der Karpaten, in dem selbst die pontischen und levantischen Bildungen am Außenrande des Gebirges gefaltet sind, bildete weiter nach innen zugleich auch den Schauplatz der jüngsten Eruptionen. Vielleicht beruht dieses örtliche Zusammentreffen auf einem „Zufall“, jedenfalls ist es aber merkwürdig genug, um hier mit besonderem Nachdruck hervorgehoben werden zu müssen.

Teschenite und Pikrite.

Mit den neovulkanischen Ausbrüchen der Innenseite der Karpaten kontrastieren lebhaft und in mehr als einer Hinsicht die basischen Intrusivgesteine des Außenrandes dieses Gebirges. Diese Gesteine begleiten in einer schmalen, von Skaliczka bei Weißkirchen in Mähren bis Wieliczka in Galizien reichenden Zone den Nordfuß der Karpaten und haben hier besonders in den Umgebungen von Neutitschein und Teschen ihre Hauptherde.

Man bezeichnete diese Gesteine zuerst als Grünsteine, Diorite, Diabase, auch als Syenite und Hypersthenite. Der verdienstvolle Erforscher der schlesischen Karpaten, L. HOHENEGGER,¹⁾ fühlte mit richtigem Takt das Besondere dieser Bildungen heraus und nannte sie Teschenite. Indem G. TSCHERMAK²⁾ 1860 diese Bezeichnung annahm und zugleich die olivinreichen Pikrite abtrennte, gab er diesen Gesteinen zuerst eine bestimmtere Fassung, auf Grund deren sich die auch heute noch nicht abgeschlossene Erforschung der Teschenite vollziehen konnte.

Die typischen großkörnigen analcimreichen Massen rechnet ROSENBUSCH zu den Theralithen; mit diesen kommen hornblendefreie, also diabasartige Gesteine, aber auch Pikrite vor. Der altbekannte Aufschluß von Ellgoth bei Teschen bietet ein Beispiel nicht nur für das Zusammenvorkommen der genannten drei Haupttypen in einer und derselben Lagergangmasse, sondern auch für die Mannigfaltigkeit der untergeordneten Strukturschwankungen. Offenbar stammen diese Gesteine aus demselben Magmabecken und sind durch Spaltung des gemeinsamen Magmas entstanden. Ob sich aber die Spaltung in den Gängen oder in größerer Tiefe vollzog und Nachschübe stattfanden oder ob beiderlei Vorgänge mitwirkten, wird erst durch entsprechende geologische und petrographisch-chemische Untersuchungen festgestellt werden müssen.

Der erwähnte Aufschluß in Ellgoth, aber auch die Steinbrüche von Marklowitz und Boguschowitz bei Teschen und zahllose andere Entblößungen beweisen auf das deutlichste die intrusive Natur der Teschenite; es

¹⁾ Porphyrgesteine Österreichs. Wien 1869.

²⁾ Geognost. Verh. d. Nordkarpaten. Gotha 1861, S. 43.

sind Feurgesteine, die in die Erdkruste eingetrieben wurden, aber nicht an die Oberfläche gelangten. In Lagergängen von 0·1 bis 10 *m* selten 15 bis 20 *m* Mächtigkeit liegen die Teschenite meistens gleichsinnig zwischen den Schiefeln (s. Fig. 134 und 135), nur sehr selten beobachtet man saigere Gänge. Bald treten mehrere mächtige oder schwächere Gänge nebeneinander auf, die nur durch sehr geringe Schiefermittel getrennt sind und deshalb leicht für eine einheitliche, weit mächtigere Masse gehalten werden können,

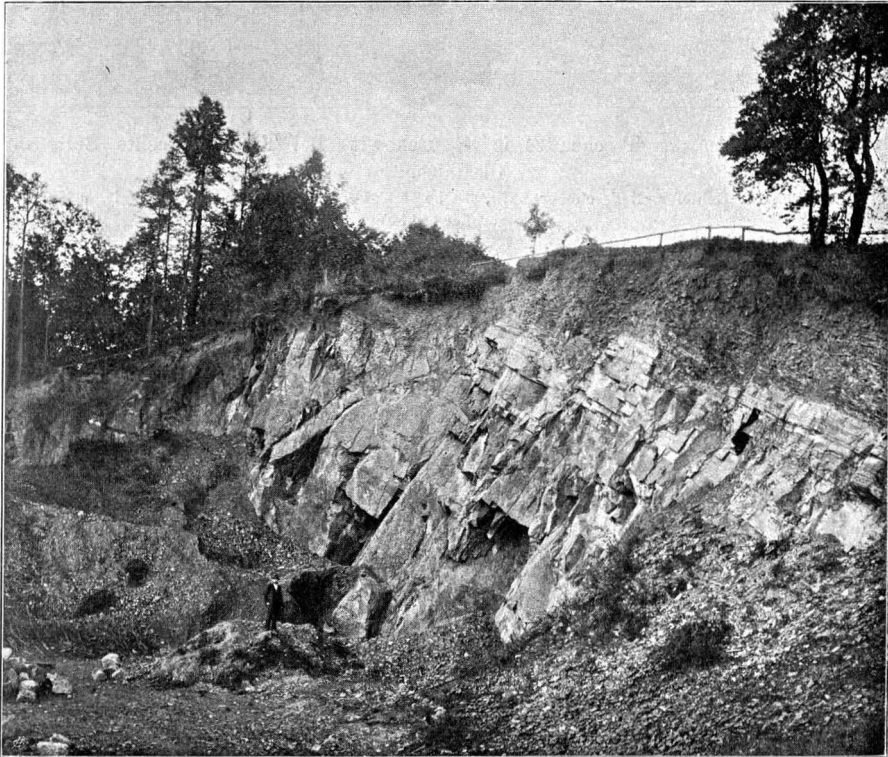


Fig. 134. Teschenitintrusion in Boguschowitz bei Teschen.

Aufnahme von A. Bilowitzki.

Die Stelle entspricht dem neuen Steinbruch in Fig. 135. Das geklüftete Felsgestein ist grobkörnigstrahliger Teschenit, die Schieferpartie darüber besteht aus kontaktmetamorphem Oberen Teschener Schiefer, die oberste Partie unmittelbar unter dem Rasen und den Bäumen am Bildrande rechts aus unverändertem Oberen Teschener Schiefer.

bald lösen sich größere Gänge in ein förmliches Geäder von feinen Injektionen auf. Häufig enthalten die Teschenite abgerissene, scharf begrenzte Bruchstücke des Liegenden oder Hangenden. Den mindestens 15 *m* mächtigen Lagergang des großen Steinbruches von Boguschowitz (Fig. 134) hat MOROZEWICZ¹⁾ als einen Laccolithen angesprochen; die Begriffe Laccolith und Lagergang werden sich nicht immer streng trennen lassen, hier dürfte indessen doch die letztere Bezeichnung zutreffender sein.

¹⁾ Pamiętnik fizyograficzny, X. Warschau 1890.

Am Kontakte des Teschenits mit Schiefer und Kalk beobachtet man sowohl im Liegenden wie im Hangenden exogene (vergl. Fig. 136) und wie ROHRBACH¹⁾ gezeigt hat, auch endogene Kontaktmetamorphose und so ist die intrusive Natur der Teschenite, mit der die kristallinisch-körnige Struktur dieser Gesteine vollkommen in Einklang steht. auf das sicherste festgestellt.

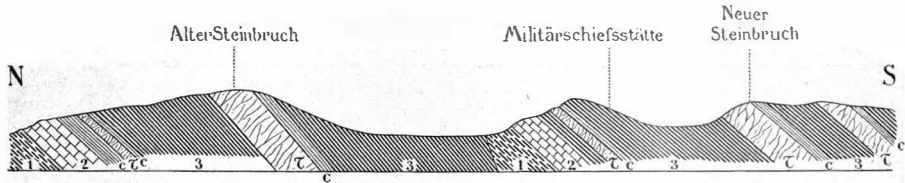


Fig. 135. Auftreten des Teschenites in Boguschowitz bei Teschen, rechte Seite des Olsatales.

1 Unterer Teschener Schiefer, 2 Teschener Kalk, 3 Oberer Teschener Schiefer, τ Teschenit, c Kontaktmetamorpher Schiefer.

Die Frage nach dem geologischen Alter der Teschenitintrusion ist vielfach, aber leider ohne einwandfreies Resultat erörtert worden. MADELUNG²⁾ erklärte sie für tertiär, andere Autoren für cretacisch. HOHENEGGER dachte an wiederholte, vom Ende der Jurazeit bis in das Tertiär währende Eruptionen, „wobei die plutonischen Massen des Teschenit immer mehr und allmählich aus den alten Grünsteinen in die heutigen Basalte übergingen“.

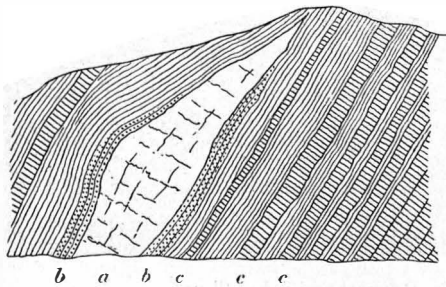


Fig. 136. Aufschluß am Nordrande des Boguschowitzer Wäldchens bei Teschen.

a kubisch abgesonderter, ziemlich dichter Teschenit bis 1 m mächtig, b Kontaktzone bis 1 dm mächtig, c Kalkbänke in schiefri gem Teschener Kalkstein, westlich einfallend.

Nach HOHENEGGER treten in Kalembitz bei Teschen und bei Freiberg i. M. Teschenite und Pikrite im Bereiche des Eocän auf. Bestände hier Kontaktmetamorphose, so wäre das tertiäre Alter der Intrusion erwiesen. Andernfalls könnte man immer noch an eine alte cretacische Teschenitklippe denken, die von Eocän umhüllt wurde. Ein sicherer Nachweis wurde in dieser Beziehung bisher nicht geliefert. Die geringen sekundären Störungen der Teschenite, die auf kleine Verwerfungen be-

schränkt sind (s. Fig. 137) und der Mangel von Druckschieferung in den diabasischen Abarten sind der Annahme des tertiären Alters günstig. Gegen diese Annahme spricht dagegen das von STUR³⁾ beschriebene Vorkommen

¹⁾ Vergl. C. ROHRBACH. Eruptivgesteine in der schles.-mähr. Kreideformation. Min. Mitt. Wien 1885.

²⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1865, S. 208.

³⁾ Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt 1891, S. 5.

von Teschenitblöcken in einem Tegel von angeblich tertiärem Alter am Strážberge bei Hustopetsch.

Die Teschenite und ihre Begleiter weichen in chemischer Beziehung von den andesitischen und rhyolithischen Gesteinen der Innenseite wesentlich ab, nähern sich dagegen den phonolithischen, tephritischen und basaltischen Eruptionen der mitteldeutsch-nordböhmisches Eruptivzone, als deren östliche Ausläufer die Basalte von Ostrau betrachtet werden. Wenn angenommen wird, daß die Teschenite ebenfalls noch mit zu den östlichsten Ausläufern dieser Zone von „atlantischem Typus“ gehören, so erscheint sowohl ihr Auftreten am Außenrande der Karpaten wie auch ihre chemische Natur im Gegensatz zu den Eruptionen der Innenseite befriedigend erklärt.

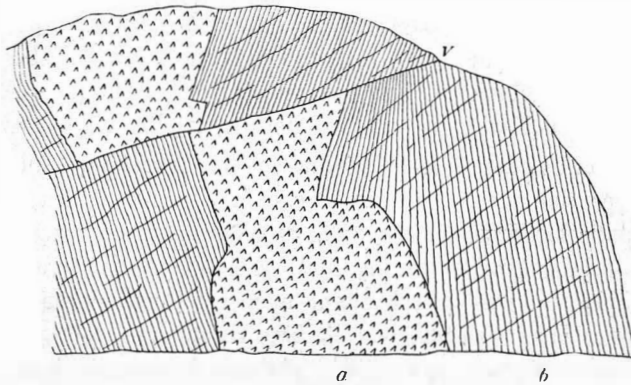


Fig. 137. Teschenit-Aufschluß in Janowitz, Schlesien.

a grüner, ziemlich dichter (diabasischer) Teschenit, von einer sekundären Verwerfung, *v* durchschnitten, 10 m mächtig, gegenüber der Kirche von Janowitz aufgeschlossen, *b* Oberer Teschener Schiefer (Valanginien) durch Kontaktwirkung weithin entfärbt.

Die älteren Eruptionen.

Kreide- und Juraperiode bildeten in den Karpaten wie in so vielen anderen Gebieten eine Zeit relativer Erdruhe. Zwar sollen die Liasschichten von Bugyikfalva im inneren Gürtel nach FÖTTERLE von Porphyr, die Grestener Schichten bei Wolkendorf und Holbach im Burzenlande nach HERBICH von Diabas jurassischen Alters durchbrochen sein; in der Tatra kommen zwei kleine Partien von Diabasmandelstein im Bereiche jurassischer Gesteine vor. Im Krasso-Szörenyer Gebirge existieren Melaphyrtuffe zwischen Lias und Dogger, Porphyr tuffe in der Oberkreide der Pojana Ruska. Alle diese Vorkommnisse sind aber von sehr beschränkter Bedeutung. Man muß in die Triasformation hinabsteigen, um wieder auf Anzeichen einer ausgedehnten vulkanischen Tätigkeit zu stoßen.

Die Ostkarpaten waren in der Triasformation der Schauplatz un-gemein mannigfaltiger Emissionen und Tuffförderungen. Teils basische, teils saure Gesteine, jene wohl in überwiegender Masse wurden längs des Saumes der Ostkarpaten, ferner im Persanyer Gebirge, besonders aber in

Westsevenbürgen, im Erzgebirge, im Hegyes- und Drocsagebirge zu Tage gebracht. In der Bukowina, der Marmarosch und in Ostsevenbürgen kommen namentlich Serpentin und Melaphyr, und bei Pojorita auch der seltene Albitporphyrit vor, im Persanyer Gebirge unterschied BUDAI¹⁾ Orthoklasporphyrit, Diorit, Diabas, Diabasporphyrit (TSCHERMAKS Gabbro), Olivindiabas, Diallagperidotit und Serpentin. In den Ostkarpaten setzen diese Eruptivgesteine nur selten größere Bergmassen zusammen, wie die Serpentinokuppen von Breaza. Bedeutender ist die Entwicklung im Persanyer Gebirge, besonders aber in Westsevenbürgen.

Porphyrische Struktur und die Lagerungsverhältnisse sprechen für die effusive Natur der Hauptmasse dieser so mannigfaltigen Eruptivgesteine; ihre Verbindung mit Triasgesteinen, namentlich aber der Fund eines Trachyceras im Tuffe der Ostkarpaten durch F. HERBICH beweisen das mittel- oder obertriadische Alter dieser Eruptionen. In Westsevenbürgen fehlt freilich die Beziehung zu Triasgesteinen; hier ist durch die Auflagerung der oberjurassischen Kalke nur ein voroberjurassisches Alter erwiesen.

Die Serpentine der Triasablagerungen bei Jekelfalu und vermutlich auch die Serpentine von Dobschau²⁾ scheinen als westlichste Vorposten dieser ostkarpatischen Eruptionssphäre anzugehören. Auch die westkarpatische Trias ist, wie schon erwähnt wurde, durch Effusionen von basischen Eruptivmassen, Melaphyren und Porphyriten, ausgezeichnet, deren geologisches Alter noch etwas näher festzustellen ist. Den Hauptsitz dieser wahrscheinlich untermeerisch geförderten, zum Teil sehr mächtigen Decken bilden die Kleinen Karpaten und die Niedere Tatra (s. Fig. 64 und 65).³⁾ Sie sind hier dem System der roten Schiefer und Sandsteine untergeordnet, das einerseits Werfener Schiefer, andererseits Quarzite von der Beschaffenheit der „Permquarzite“ enthält. STUR neigte zur Annahme permischen Alters hin. STACHE dagegen und F. v. HAUER⁴⁾ stellten die Melaphyre mit besserem Grunde zur Untertrias. Kleinere Aufbrüche von Melaphyr enthält das Muránygebirge bei Telgart, das Inoveczgebirge bei Moravan und das Bellankagebirge zwischen Tribecz und Suchy. Die beiden letzteren Vorkommnisse reiht F. v. HAUER in den bunten Keuper ein.⁵⁾

Mit dieser flüchtigen Betrachtung ist die Reihe der Eruptivgesteine der Karpaten noch nicht erschöpft, denn auch die vorpermischen Bildungen umschließen nebst den eugranitischen Kernen noch eine Folge von sauren und basischen Eruptivmassen. Diese vorpermischen Eruptivgesteine zeigen aber fast durchwegs nicht mehr die normale Beschaffenheit, sondern sind

¹⁾ Földt. Közl. 1886, S. 259; vergl. TSCHERMAK. Porphyrgesteine. — HERBICH. Széklerland u. s. w.

²⁾ S. ROTH in Földt. Közl. 1881, S. 144.

³⁾ Vergl. bes. TSCHERMAK. Porphyrgesteine, Stein. Min. Mitt. III, 1881, S. 411.

⁴⁾ Vergl. F. v. HAUER. Geolog. Übersichtskarte. Jahrb. XIX, S. 513, 517.

⁵⁾ Vergl. G. STACHE. Jahrb. XIV. Verh. S. 72. Jahrb. XV, S. 317. — F. v. HAUER, l. c., S. 521.

in Schiefergesteine umgewandelt, deren wir schon bei der Besprechung der vorpermischen Gebirge gedacht haben.

XII. Abschnitt.

Die geologische Entwicklungsgeschichte der Karpaten.

Die erste Faltungsphase. — Die zweite und dritte Faltungsphase. — Die Entstehung der Kerngebirge und Vergleich mit den Ostkarpaten. — Die dritte und vierte Faltungsphase. — Die Rolle des Vorlandes und die Entstehung der Sandsteinzone.

Am Ende einer langen Wanderung angelangt, wollen wir mit einer kurzen Rückschau über die Entwicklungsgeschichte von unserem Gebirge Abschied nehmen. Unser Blick fällt zunächst auf wohlvertraute Erscheinungen, auf vieles, was von Generationen von Geologen erforscht und in genialen Entwürfen von F. v. HAUER und E. SUSS zusammengefaßt wurde. Aber auch auf unerwartete und mit den herrschenden Anschauungen nicht in Einklang stehende Tatsachen sind wir gestoßen und wollen versuchen, uns über deren Bedeutung Rechenschaft zu geben.

Die erste Faltungsphase.

Wir sahen in unserem Gebirge kleinere Gebirgseinheiten auf weitem Plane sich frei entwickeln und konnten daher die Spuren der älteren Faltungsperioden sicherer verfolgen, als das in den Alpen mit ihren eingepreßten Faltenzügen möglich ist. Der Mangel faltigen Zusammenschubs der mesozoischen Decke des inneren Gürtels gab uns die Versicherung, daß die darunter liegenden älteren Felsarten diejenige Struktur bewahrt haben, die ihnen in der Phase zwischen Carbon und Perm aufgeprägt wurde. Wir erkannten im inneren Gürtel ein Stück der variscischen Karpaten mit einer Struktur, die in einem gleichmäßig isoklinalen Stüdfallen der gesamten carbonischen und vorcarbonischen Felsarten besteht. Wir erkannten ferner, daß die gewaltigen eugranitischen Intrusionen aus der vorpermischen Periode der karpatischen Entwicklungsgeschichte stammen und daß sie wahrscheinlich schon damals Hochregionen bildeten. Wir vermochten endlich die Schieferstruktur und Metamorphose der übrigen basischen und sauren Eruptivgesteine des präpermischen Gebirges ebenfalls als ein Werk vorpermischer Faltung zu erweisen. Zur Aufhellung der älteren Geschichte der vorpermischen Karpaten fehlen uns freilich die Handhaben: nur das Carbon können wir vermöge seiner Fossilführung abcheiden, die Gliederung der älteren, veränderten Sedimente, ihr Verhältnis zum Urgebirge und ihre übrigen geologischen Schicksale harren noch der Erforschung. Wenn wir daher die vorpermische als die erste Faltungsphase der Karpaten bezeichnen, so wollen wir damit nicht sagen.

daß sie wirklich die erste war, sondern nur die erste, die wir sicher zu erfassen vermögen.

Die zweite und dritte Faltungsphase.

Den inneren Gürtel fanden wir umgeben von den inneren und äußeren Kerngebirgen, kleineren in sich geschlossenen Gebirgseinheiten mit je einem präpermischen Kerne und einer hochgradig gefalteten und gehobenen mesozoischen Hülle. Aus dem Verhalten der Oberkreide und des Mittel-eocän mußten wir den Schluß ableiten, daß die Faltung der Kerngebirge in einer zweiten und dritten Faltungsphase vor und nach Absatz der Oberkreide von statten ging.

Im inneren Gürtel bewirkten die zweite und dritte Phase nur Bruchbildung, wohl auch eine schildförmige Erhebung des Gebirgsanzuges, in der inneren Reihe der Kerngebirge entstehen kuppelförmig symmetrische Erhebungen mit beiderseitigem Abfall der mesozoischen Felsarten; in der äußeren Reihe der Kerngebirge endlich stark emporgefaltete einseitige Erhebungen. Endlich ruft die zweite Faltungsphase am Außenrande noch den niedrigen, aber kontinuierlichen Bogen der Klippenzone hervor (s. Fig. 138). Stufenweise nimmt also die Faltung und Erhebung, vom inneren Gürtel zur äußeren Kerngebirgsreihe zu, um von da zur Klippenzone plötzlich abzufallen.

Sämtliche Kerngebirge der äußeren Reihe stimmen, wie wir sahen, in den Grundzügen des geologischen Baues überein, dennoch hat jedes auch seine besondere Eigenart. Stets fallen die mesozoischen Schichten in schiefen Falten oder Schuppen vom Kerne nach außen, das ist nach Nord oder Nordwest ab. Bei keinem Kerngebirge beträgt die Zahl der Hauptfalten oder Schuppen mehr als 4. Wechselflächen trennen die einzelnen Schuppen. Stets bildet die Zentralmasse den Kern der am höchsten emporgewölbten Antikline. Nur in der Umgebung der Zentralkerne gelangt Permquarzit zur Oberfläche und auch die Trias hält sich vornehmlich an die Kerne. Stets nimmt die Intensität der Faltung nach außen ab, so daß sich die äußere Schuppe zu einer Austönungszone verflacht. Auf diese Weise bilden die Zentralkerne im wahrsten Sinne des Wortes die Zentren der Erhebung und Emporfaltung.

Die Innenseite, das ist die Süd- und Ostseite, ist ausnahmslos durch einen Randbruch angezeigt. Hier grenzen die jüngsten Glieder der Schichtenfolge, der Austönungszone des nächstinneren Kerngebirges angehörig, unmittelbar an den Zentralkern an und es beruht hierauf die sogenannte Einseitigkeit der Karpaten, die in Wirklichkeit nur den Kerngebirgen der äußeren Reihe eignet.

Wegen dieser eigenartigen Entwicklung ist es unmöglich, eine Faltungsleitlinie über den Umkreis eines Zentralkernes hinaus zu verfolgen und man muß eine Austönungszone verqueren, um von einem Kerngebirge zum benachbarten zu gelangen. Wenn wir daher von der äußeren Reihe der

Kerngebirge sprachen, so geschah es nicht in dem Sinne, als führte eine ununterbrochene Erhebungslinie von einem Kerngebirge zum folgenden, sondern im Sinne eines Gürtels mit lokalen Regionen gesteigerter Emporfaltung. Die Verteilung dieser Regionen der Kerngebirge ist zum Teil regelmäßig abgestuft: das Zjargebirge liegt weiter nach innen als Suchy und Mala Magura, diese weiter nach innen als der Inoveckern und dieser wiederum weiter nach innen als die Kleinen Karpaten. Nur Fatrakriván und Tatra halten eine Linie ein. Viel weiter als die Faltungslinien lassen sich die inneren Randbrüche verfolgen und diese erweisen sich dadurch als die bedeutungsvollsten „Leitlinien“ der inneren Karpaten.

Den tektonischen Zustand, den wir soeben flüchtig überblickten, fand ohne Zweifel schon das nach kurzer Kontinentalperiode wiederkehrende Meer des Mitteleocän vor; der Granit der Zentralkerne war schon entblößt, auf ihm ruht in der Tatra das mitteleocäne Strandconglomerat. In den flachen Kesseln südlich der Klippenzone sahen wir das Alttertiär flach, selbst horizontal liegen und daher wissen wir, daß die jüngeren Pressungen die inneren Zonen der Karpaten nicht im Sinne einer Faltung beeinflusst haben und die Faltung dieser Zonen lediglich ein Werk der vor- und nachoberereticischen Faltungsperiode bildet.

Die Entstehung der Kerngebirge. Vergleich mit den Ostkarpaten.

Wenn wir den schwierigen Versuch unternehmen, über die Entstehung dieser Tektonik eine Vermutung aufzustellen, so drängt sich uns zunächst der Eindruck auf, daß die natürlichen Verhältnisse der Annahme eines einseitigen, von Süden her wirkenden Schubes wenig günstig sind. Wir beziehen uns dabei nicht auf die Tatsache des Abfalles der Schichten der Kerngebirge nach Norden und Nordwesten, denn wir wissen ja, daß tangentieller Druck und selbst sogenannter einseitiger Druck Über-

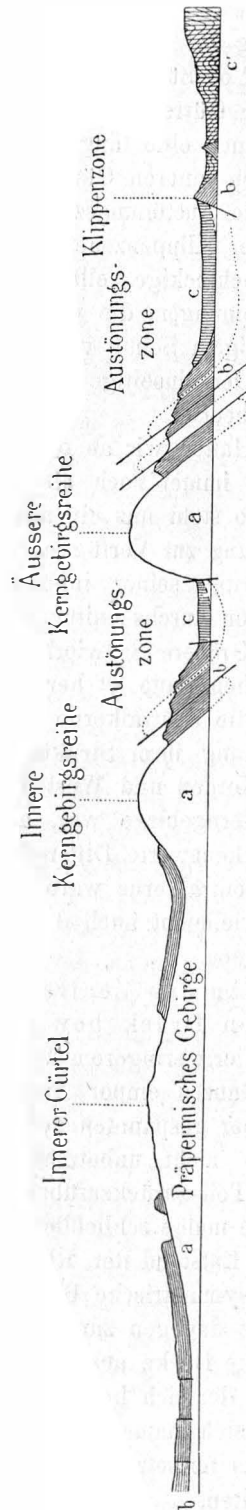


Fig. 138. Schematischer Durchchnitt der inneren Zonen der West- und Zentralkarpaten.

a präpermisches Gebirge, Urgebirge, metamorphe Schiefer, Carbon und Granitstöcke, b permisch-mesozoische Schichtenreihe, c Alttertiär ungefaltete, c' Alttertiär gefaltete.

neigung der Schichten nach entgegengesetzten Richtungen zur Folge haben kann. Von Süden her „einseitig“ wirkender Schub hätte aber vor allem den inneren Gürtel zusammenpressen, die Faltungszonen zur Berührung bringen und ihnen eine langgezogene Form verleihen müssen. Statt dessen sehen wir den inneren Gürtel eine flache Schildform bilden und finden breite neutrale Austönungszonen zwischen den äußeren und inneren Kerngebirgen und der Klippenzone eingeschaltet und erkennen die faltige Erhebung auf fast rechteckige, ellipsoidale oder rundliche Massen beschränkt, durchaus Erscheinungen, die weder mit von Süden noch von Norden herkommendem einseitigem Schub vereinbar sind.

Der einseitige Druck ist aber auch keine unausweichliche Forderung der Theorie.

Halten wir an der Kontraktionstheorie, die aus allen Überprüfungen bisher immer noch als die am meisten naturgemäße hervorgegangen ist, fest, so steht uns ein allseitiger tangentieller Druck nach Art der Gewölbespannung zur Verfügung. Daß hiedurch der starre innere Gürtel unter Konservierung seiner inneren Struktur flach schildförmig gehoben und von Brüchen durchschnitten werden konnte, dürfte annehmbar erscheinen.

Größere Schwierigkeiten bereiten die Kerngebirge. Aus ihrem geologischen Baue ist herauszulesen, daß er zu stande kommen konnte, wenn sich die Zentralkerne in vollem Umfange und ebenfalls unter teilweiser Erhaltung ihrer Struktur erhoben und gleichzeitig die mesozoische Decke von Norden und Westen gegen die Zentralkerne sich bewegte. Die Region der Kerngebirge war, als die zweite Faltungsphase einsetzte, durch eine bemerkenswerte Differenzierung ausgezeichnet. Die hochtatischen Partien der Zentralkerne waren stärker gehoben und wegen des Mangels der Trias und vielleicht auch der Unterkreide weniger belastet als die subtatischen Regionen.

An den Zentralkernen mußte daher die durch den tangentiellen Druck bewirkte Emporpressung zunächst einsetzen, da sie hier geringerem Widerstand begegnete. Die Zentralkerne hoben sich als Ganzes empor und bewirkten dadurch Streckung und Zug in der darüber gespannten hochtatischen Decke. Hierauf vielleicht ist die stellenweise nicht unbeträchtliche Metamorphose der hochtatischen Gesteine zum Teil zurückzuführen. Die Emporpressung der Zentralkerne in breiter Masse mußte schließlich zu einer Zerreißen der mesozoischen Decke führen.

Entstand der Riß längs des Scheitels des Zentralkernes, so ergab sich der symmetrische Bau der inneren Kerngebirge, innere Lage des Risses führte dagegen zum Bauplane der äußeren Kerngebirge. Der auf die mesozoische Decke ausgeübte Zug mußte sich auch über den unmittelbaren Umkreis der sich hebenden Zentralkerne hinaus geltend machen und bewirken, daß sich namentlich die Risse an der Innenseite der Zentralkerne weit hinaus fortsetzten und den Charakter einer besonderen Art von Leitlinien erhielten.

Vom Scheitel der als Hauptantikline frei und hoch emporsteigenden Zentralkerne wurde die mesozoische Decke abgedrängt und durch die Schwere zur Tiefe gezogen. Dadurch entstand die erste Syncline, durch die Fortpflanzung dieser Bewegung konnte eine zweite, selbst eine dritte und vierte Welle mit rasch abnehmender Intensität, namentlich in dem Falle hervorgerufen werden, wenn die Anlage dieser Wellen durch zugleich mit der Hauptruptur gebildete kleinere Parallelrisse begünstigt wurde, an denen ebenfalls kleinere Urgebirgs- und Granitmassen als Kerne der zweiten und dritten Antikline emporstiegen. Die vom Rücken des Zentralkernes abgestauten mesozoischen Felsarten fanden in der Tiefe durch das Aufsteigen des Urgebirgskernes der zweiten Antikline Raum, gleichzeitig aber mußten sie durch den von ihnen schief nach außen ausgehenden Druck das vertikale Aufsteigen der zweiten Antikline in eine gegen den Zentralkern gerichtete Bewegung umwandeln. Diese Einwirkung mußte naturgemäß rasch ihren Ausgleich finden, und so konnten in keinem Kerngebirge mehr als vier Hauptschuppen oder schiefe Falten entstehen.

Verschiedenartige Intensität und Länge der Parallelrisse an der Außenseite der äußeren Kerngebirge vermochte manche Unterschiede im Baue der verschiedenen Kerngebirge zu erklären. War z. B. ein Parallelriß nahe am Hauptriß angelegt, so konnte das aus beiden hervortretende Grundgebirge zu einer gemeinsamen Kernmasse sich vereinigen, wie das im Kleinkrivágebirge der Fall zu sein scheint. Entstanden an beiden Seiten eines Scheitlisses kleinere Parallelrisse, so ergab sich ein Bauplan, wie wir ihn am Tribecz wahrnehmen. Durch die ursprüngliche Bloßlegung der Zentralkerne wird es verständlich, wie jene merkwürdigen Anpressungen der jüngsten Glieder der Schichtfolge über die älteren hinweg an den Zentralkern erfolgen konnten, die wir an der Nordwestecke der Tatra und an der Stresnó- und Šíplinie im Fatraktiván beobachteten. Auch die unmittelbare Auflagerung des Eocänconglomerates auf dem Granit der Tatra wird unter dieser Voraussetzung leichter begreiflich, als wenn die Freilegung des Granitkernes ausschließlich der Denudation der mesozoischen Decke in der Zeitspanne des tiefsten Eocän zugeschrieben wird.

Die hypothetische Vorstellungsreihe, die wir hier über die Entstehung der Kerngebirge entwickelten, kommt, wie wir sehen, einer Anzahl von Eigentümlichkeiten des tektonischen Baues entgegen. Dennoch wollen wir ihre Bedeutung durchaus nicht überschätzen, denn wir verhehlen uns nicht, daß auch sie gewiß nicht alle Schwierigkeiten beseitigt. Jedenfalls zeigt aber unser Beispiel, daß allgemein gehaltene Prinzipien und Annahmen nicht ausreichen, um die Komplikationen des Gebirgsbaues zu erklären und daß die besondere Eigenart jedes einzelnen Gebirges im Auge behalten werden muß, wenn man zu einer tieferen Einsicht gelangen will.

Gerade dieser Gesichtspunkt nötigt uns, auch noch das alte Gebirge der Ostkarpaten zu streifen, denn wir mußten ja wiederholt auf die Ab-

weichungen dieses Gebirges vom westkarpatischen Bauplane hinweisen. Das alte Gebirge der Ostkarpaten erscheint im allgemeinen als ein Gebiet geringer Faltungsintensität bei großer Gesamterhebung (s. Fig. 139). Von einer Abstufung der Faltung wie im Westen könnte hier nur mit Hinblick auf die besondere Erhebung Westsiebenbürgens und den Binnenkessel die Rede sein, im übrigen herrschen von der Marmarosch bis in die Wallachei wesentlich gleichartige Verhältnisse. Es fehlen die kleinen Gebirgs-einheiten der Kerngebirge, es fehlt eine Faltungsvorstufe, da sich das alte Gebirge unmittelbar in der Leitlinie der Klippenzone erhebt. Brüche an der Innenseite und der, in der tiefen Versenkung der großen Randmulde und in den Lagerungsverhältnissen der Neocomzone sich aussprechende Abfall nach außen halten einzig eine gewisse Analogie mit den Westkarpaten aufrecht. Mit dem Abfall des Grundgebirges nach außen steht vermutlich die Tatsache in Verbindung, daß die Faltung nahe dem Außenrande die stärksten Spuren zurückgelassen hat. Wir können uns vorstellen, daß die

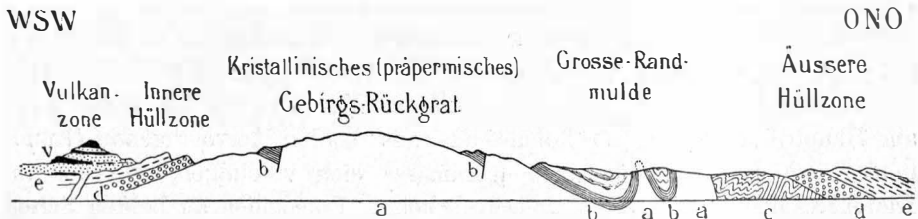


Fig. 139. Schematischer Durchschnitt des alten Gebirges der Ostkarpaten und seiner Hülle. *a* metamorphe Schiefer, *b* permisch-mesozoische Bildungen, *c* neocomer kalkiger Karpatensandstein am Außenrande, *d* Oberkreide, *e* Alttertiär, *v* vulkanische Aufschüttung.

abfallende Randregion der Einwirkung des tangentiellen Druckes stärker ausgesetzt war als die inneren Partien des Grundgebirges.

Schwieriger ist die Frage nach dem Mangel des Kerngebirgsbaues zu beantworten. Geringe, durch Denudationen wiederholt ermäßigte Mächtigkeit der mesozoischen Decke und große Mächtigkeit der obercretacischen Schutthülle können die großen Verschiedenheiten des geologischen Baues kaum genügend rechtfertigen. Vielleicht ist daher die Ursache nicht allein in der Art der Auflagerung, sondern auch in der Beschaffenheit des Grundgebirges zu suchen.

Hier kann die Tatsache nicht unbeachtet bleiben, daß im Osten jene mächtigen Granitstöcke fehlen, die gerade in den Kerngebirgen des Westens unverkennbar eine so große Rolle spielen. Sollte der Belastungsunterschied der hoch- und subalpinen Regionen nicht ausreichend erscheinen, um das Ansteigen der Granitkerne während der 2. und 3. Faltungsphase zu erklären, so wäre wohl die Vermutung zulässig, daß neben diesem Belastungsunterschied auch mit der Natur der Granitkerne in Beziehung stehende hypabyssische Ursachen mitgewirkt haben, vielleicht ähnliche oder dieselben Ursachen, die die granitischen Kerne schon nach Ablauf der ersten Faltungsphase als Hochregionen hervortreten ließen.

Leider sind wir heute noch nicht im stande, uns über die ehemaligen und jetzigen hypabyssischen Zustände der Granitkerne begründete Vorstellungen zu machen, und daher wollen wir die weitere Verfolgung dieses Fadens hier aufgeben, die uns vom Boden der Tatsachen zu weit auf das Gebiet der Hypothese abdrängen müßte. Nur das eine möchten wir doch betonen, daß es nicht hypothetische Erwägungen, sondern tatsächliche Beobachtungen sind, die auf die eigentümliche, unbekannte Rolle der Granitkerne hinweisen.

Die vierte und fünfte Faltungsphase.

Im Bereiche der Sandsteinzone bewirkten die 2. und 3. Faltungsphase die Erhebung des nördlichen tithonischen und untercretacischen Klippen- und Inselbogens.

Die Hauptfaltung der Sandsteinzone erfolgte in der vierten Phase am Schlusse der Oligocänzeit. In dieser Periode erheben sich die Sandsteinkarpaten in zahlreichen parallelen und mehr oder minder intensiv gefalteten Schuppen endgültig aus dem Schoße der Geosynklinale und erhalten entsprechend der Neigung ihres Untergrundes eine südliche Neigung im Gegensatze zu den nördlich einfallenden Schichten der inneren Zonen. Erst an der Klippenzone und am alten Gebirge der Ostkarpaten nehmen sie wenigstens teilweise nördliche Neigungen an, und so erweist sich die Sandsteinzone im ganzen genommen doch als eine große Mulde, ein wahres Synklinorium.

Das paläogene Meer war, wie wir gesehen haben, nicht auf die Sandsteinzone beschränkt, sondern drang entlang den niedrigen Austönungszonen tief in das Herz des Gebirges ein. Diese Gebiete nun enthüllten uns eine der merkwürdigsten und geotektonisch wichtigsten Tatsachen karpatischen Baues: flach, selbst horizontal, nur da und dort von kleineren Brüchen durchsetzt, fanden wir das Alttertiär in der Tiefe der inneren karpatischen Kessel, wie wenn der starre, bereits gefaltete Untergrund das Alttertiär im Bereiche der inneren Zonen vor der Faltung bewahrt hätte.

Die Faltungen der Geosynklinale brachen sich am Walle der Klippenzone, fanden aber in den inneren Zonen gewissermaßen eine Ergänzung in Brüchen. Belastet mit alttertiären terrigenen Sedimenten, senkten sich die Austönungszonen, und zwar am Außenrande der Kerngebirge vorwiegend mit breiter Fläche, am Innenrande an scharfen Brüchen, die größtenteils den wiederauflebenden alten Randbrüchen folgten. Die Intensität dieser Bewegungen war ungleich: an einzelnen Stellen blieben Partien der mesozoischen Austönungszonen an der Innenseite der Kerngebirge erhalten, an anderen wurden sie tief versenkt.

An vielen dieser Bruchlinien kommen jetzt in schöner Gesetzmäßigkeit Thermen und Mineralquellen zu Tage. An anderen, besonders am Südrande

des Gebirges, brachen in miocäner Zeit mächtige Eruptivmassen durch, nicht als Ergänzung der Faltung, wie früher vielfach angenommen wurde, sondern im Gefolge der großen Senkungen. Nicht nur die Kalkketten, selbst die Sandsteinzone war schon gefaltet als die Hauptausbrüche sich ereigneten.

Während der vierten Faltungsphase senkt sich am Außenrande der gefalteten Sandsteinzone neuerdings eine Geosynklinale ein, die subkarpatische vereinigt sich mit der subpodolischen Senke und das Karpatenmeer erfährt eine abermalige Verschiebung nach außen. Das miocäne Meer ist zuerst flach, in Uferlagunen setzen sich Steinsalzlager ab. Wieder war die Senkung im Osten regelmäßiger, tiefer und breiter, sie ergriff hier nicht nur den ehemaligen „Randwall“, sondern wohl auch Randeile der Podolischen Platte und drang andererseits auch in die Sandsteinzone ein. An der sudetischen Grenze zeigt sie sich bei Krakau und Weißkirchen nur als eine schmale, seichte Furche.

Der lagunären Periode des Salzabsatzes folgte, wie wir gesehen haben, eine positive Phase: das ansteigende Meer der zweiten Mediterranstufe greift in zahlreichen Buchten in die gefaltete Sandsteinzone ein und legt hier wie am Karpatenrande fossilreiche, auch kohlenführende Absätze nieder. Und nun wiederholten sich mit merkwürdiger Gesetzmäßigkeit die geophysischen Vorgänge der vierten Faltungsphase: auch in der fünften, miocänen Faltungsphase erliegen nur die Salzablagerungen am Fuße der Sandsteinberge in der Tiefe der Geosynklinale der Faltung, die transgredierenden Absätze im Innern der Sandsteinzone bewahren flache oder horizontale Lagerung. Selbst innerhalb der Geosynklinale finden wir nur den unmittelbar an den Karpatensandstein angrenzenden Teil intensiv, und zwar in demselben Sinne wie die Sandsteinzone, gefaltet, weiter nach außen tritt rasch eine Verminderung und schließlich ein völliges Versiegen der Bewegung ein.

Von den transgredierenden Miocänlappen Westgaliziens wurden nur die nahe dem Karpatenrande befindlichen von der Faltung leicht betroffen, weiter nach innen verschwinden die Spuren der miocänen Bewegungen. Der jungmiocänen Faltungsphase, der man vordem die Hauptaufwürmung der gesamten Karpaten zuschrieb, bleibt demnach lediglich der Karpatennordrand als eigentliche Domäne vorbehalten.

Im Hauptstocke der Sandsteinzone erlischt die Faltung in der zweiten Mediterranstufe des Miocän. Die Senkungsvorgänge dagegen nehmen am Innenrande ihren Fortgang und in Verbindung damit die vulkanischen Ausbrüche, die im allgemeinen die Faltung überlebten. Nur ein Gebiet nimmt hier eine Ausnahmestellung ein: die äußerste Südostecke der Karpaten wird noch in pontischer, ja selbst in levantischer Zeit am Außenrande von Faltungen, am Innenrande von vulkanischen Ausbrüchen betroffen.

Die Rolle des Vorlandes und die Entstehung der Sandsteinzone.

Keine andere Erscheinung erweckt im Bereiche der Sandsteinzone einen so befremdenden Eindruck als der Mangel von Pressungen des Miocän gerade an denjenigen Stellen, wo man sie nach den herrschenden Anschauungen am ehesten erwarten sollte, d. i. an den Stellen stärkster Annäherung karpatischer und außerkarpatischer Felsarten. Bei Weißkirchen, bei Swoszowice liegt das subkarpatische Miocän fast flach auf sudetischem Gestein und selbst der Flysch zeigt bei Weißkirchen keine namhafte Anpressung an den Sudetenrand.

Dagegen treten erstaunlicherweise immer kräftigere Faltungen hervor, je weiter das Vorland vom Karpatenrande entfernt ist. In Wieliczka sind die Störungen der Salzformation stärker als in Swoszowice, in Bochnia stärker als in Wieliczka und im allgemeinen am stärksten in den Ostkarpaten, wie wenn das ältere Vorland keine stauende, sondern eher eine neutralisierende Wirkung auf die karpatischen Faltungen ausgeübt hätte. Die Salzformation empfängt ihre intensivsten Faltungen in denjenigen Partien, wo die Geosynklinale breit und tief entwickelt war, wo sie dagegen eine seichte Furche bildete, erscheint die Faltung fast aufgehoben.

Die Ablagerungen des Karpatennordrandes zeigen namentlich im Westen die Merkmale der ehemaligen Uferbildung; wir fanden hier Anzeichen eines Absatzes karpatischer Schichten auf sudetischem Untergrund, aber keine Merkmale einer stärkeren Überschiebung über die sudetische Scholle. Wären die Karpatensandsteine ursprünglich in einem viel weiter nach innen gelegenen Raume gebildet worden, so hätte ein nach außen, d. i. nach Nordwesten, Norden, Nordosten und Osten gerichteter Schub den Karpatensandstein auf einen weiteren Raum als vordem verteilen müssen. Aber auch die gesamten inneren Zonen hätten samt ihrer Unterlage gleichsam abgehoben und unter Einhaltung des Abstandes der einzelnen Teile und unter Schonung der schwebenden Lagerung der paläogenen Kesselfüllungen und der triadischen Decken des inneren Gürtels gleichmäßig vorgerückt werden müssen. Für alle diese Vorgänge bieten aber die geologischen Beobachtungen im Gebirge keine Anhaltspunkte.

Nur eine Tatsache scheint für die Annahme eines von Süden kommenden Schubes zu zeugen: die Bogenform der Sandsteinzone. Auch diese ist übrigens am Außenrande weniger einheitlich als angenommen wird, denn der Außenrand verläuft im Osten linear, im Westen abgestuft und es ist nicht unwahrscheinlich, daß dies mit der verschiedenen Beschaffenheit des Vorlandes und der Geosynklinale zusammenhängt. Was aber die Bogenform der Sandsteinzone im allgemeinen betrifft, so ist sie wohl nur eine Wiederholung der Bogenform der inneren Zonen. Führt man übrigens die Bogenform der Zentralkarpaten auf Südschub zurück, so muß man folgerichtig für die Ostkarpaten Ost-, für die Südkarpaten Nordschub, für die Drehungs-

region an der Donau gar Westschub zulassen, Annahmen, die mit einem allgemein wirkenden einseitigen Südschube nicht im Einklang stehen.

Die Annahme des Südschubes, die wir schon für die zweite und dritte Faltungsphase nicht verwerten konnten, scheint demnach auch für die Erklärung der Erscheinungen der vierten und fünften Faltungsphase keine Vorteile zu bieten.

Unsere Erfahrungen berechtigen uns sowohl das alte Vorland wie das gefaltete Hinterland der Sandsteinzone als relativ starr, die Geosynklinale der Sandsteinzone als relativ plastisch und kompressibel anzusehen.¹⁾ In einem derartig beschaffenen Krustenteile wird allseitiger tangentieller Druck eine gewisse Annäherung des Vor- und Hinterlandes und eine Zusammenschiebung der Geosynklinale bewirken; Bedingungen, die zur Erklärung der Tektonik der Sandsteinzone im wesentlichen ausreichen. Die Schichten des Karpatensandsteins wurden bei der Zusammenschiebung durch Brüche in zahlreiche Schuppen zerlegt, die Schuppen zum Teil gefaltet und an den Bruchflächen übereinander geschoben.

Bei diesem Vorgange blieb die ursprünglich südliche Neigung der Schichten am Außenrande erhalten, zum Teil auch die nördliche Neigung am Rande der Klippenzone und des alten ostkarpatischen Gebirges. Wo aber die nördliche Neigung des Innenflügels des großen Synklinoriums der Sandsteinzone nicht bewahrt blieb, genügt die Annahme einer etwas ungleichmäßigen Annäherung von Vor- und Hinterland, einer kleinen Unterschiebung der Vor- oder Überschiebung des Hinterlandes zur Erklärung der Abweichungen. In ähnlicher Weise mögen sich unter denselben Voraussetzungen die viel schwächeren Bewegungen der fünften Faltungsphase vollzogen haben. Auch die Erscheinungen der vierten und fünften Faltungsphase scheinen daher dem allseitig tangentiellen Drucke vor dem einseitigen Südschube den Vorzug zu geben.

Mit seltener Klarheit verwirklicht sich in den Karpaten nicht nur wiederholte und unterbrochene Gebirgsfaltung, sondern auch ein unverkennbares zonares Wandern des Ablagerungs- und Faltungssitzes. An das präpermische Gebirge lehnen sich die permisch-mesozoischen Ablagerungen, an diese der Ring der Karpatensandsteine, an diese als letzter Ansatz das subkarpatische Miocänband. Sowie diese Bildungen der Zeit und dem Orte nach aufeinander folgen, so macht auch jede ihre eigene Hauptfaltung mit, die sich im wesentlichen auf die jeweilige Geosynklinale beschränkt, ohne in das Vor- und Hinterland einzudringen.

Durch diese Betrachtungsweise wird nicht der Wert, wohl aber der Inhalt der Begriffe „Vor- und Hinterland“ ein wenig modifiziert. Das Vorland der Karpaten wird nach E. Stuess von den heranrückenden Wellen der Sandsteinzone „überwältigt“. Wenn wir auch für eine weitgehende

¹⁾ Vergl. E. HAUG. Les Géosynclinaux et les aires continentales etc. Bull. Soc. géolog. France, 3. sér., t. 28, 1900.

Überschiebung keine Anhaltspunkte fanden, so verliert doch auch nach unserer Auffassung das Vorland Terrain an das Faltungsgebiet, nur nicht an bereits fertige jüngere Ablagerungen, sondern schon früher behufs Herstellung eines Bildungsraumes für sie. Unsere Auffassung schließt die Überschiebung des Vorlandes nicht nur nicht aus, sie hat sogar eine gewisse Unterschiebung der Ablagerungen der Geosynklinale oder, was im Effekt dasselbe ist, eine Überschiebung des Vorlandes zur Voraussetzung. In unserem Gebirge aber hat diese Überschiebung und Überkippung eine anscheinend nur geringe Bedeutung. Wir können daher behaupten, daß das karpatische Vorland vornehmlich durch Senkungen bedroht war, die vielleicht mit der allmählichen Erhebung des sich auffaltenden „Hinterlandes“ in isostatischem Zusammenhang standen.

Sind wir nun auch in der Lage, manche Züge im Baue unseres Gebirges miteinander in Einklang zu bringen und zu erklären, lernen wir auch in den Karpaten gewisse Erscheinungen besser würdigen als in anderen mächtigeren Kettengebirgen, verdunkelt doch ein Heer von offenen Fragen und eine lange Kette von Vermutungen das spärliche, mühsam errungene Licht.

So müssen wir uns wohl oder übel mit dem Gedanken abfinden, daß es der Wissenschaft heute noch nicht bestimmt scheint, die unendlich verwickelten und mannigfaltigen Vorgänge der Gebirgsbildung völlig zu entsleiern. Die Tektoniker werden noch für lange Zeit ihre Befriedigung vor allem in der klaren Feststellung der Tatsachen suchen müssen. Schätzen wir uns glücklich, wenn uns die Übereinstimmung neuer Erkenntnisse mit dem Grundstocke des bisherigen Wissens die beruhigende Versicherung gewährt, nicht allzuweit von dem Pfade abgeirrt zu sein, der spätere Generationen dem fernen Ziele näher bringen soll.