

Die neuen Auffassungen des Baues der Karpathen.

Von **D. Andrusov.**

I. EINLEITUNG.

Die geologischen Forschungen der letzten 20 Jahre in den Karpathen haben ein ganz neues Licht auf den Bau dieses Gebirges geworfen. Leider wurden aber bisher die neueren Arbeiten meist übersehen und mehrere allgemeine Werke beruhen immer noch auf den alten Auffassungen V. Uhligs (4, 8, 49). Daher möchte ich den Leser mit den Resultaten der neuen Forschungen bekannt machen und eine allgemeine Schilderung des Baues der Karpathen, speziell der Westkarpathen, geben.

Man hat für die Karpathen schon mehrmals verschiedene tektonische Einteilungsarten vorgeschlagen, die von einander ziemlich stark abweichen, was bei dem äußerst komplizierten Bau dieses Gebirges, in dem sich zur Zeit der alpinen Faltung gebirgsbildende Vorgänge in mehreren Phasen abspielten, leicht verständlich ist. Die tektonischen Einheiten, die sich dabei zu verschiedenen Zeiten bildeten, fallen nicht immer räumlich zusammen, was zu einer teilweisen Durchtrennung und Ineinanderschachtelung derselben führte.

Ich halte es für richtig, die Karpathen in natürliche Zonen zu teilen, wie sie größtenteils schon von Uhlig, 1903 (48) aufgestellt wurden. Diese Zonen wollen wir nun einzeln betrachten und dabei die neuen Auffassungen ihres Baues klarlegen. Zuerst die Sandstein- oder Flyschzone als die äußerste, dann die innere Klippenzone und schließlich die Zone der westkarpathischen Kerngebirge, zusammen mit dem inneren Gürtel Uhligs.

Wenn wir nun diese Zonen analysieren, bemerken wir, daß es in den Westkarpathen junge nachpaläogen entstandene Einheiten gibt, die ganz besonders in der Flysch-

zone zum Vorschein kommen. Von diesen jungen Zonen unterscheiden wir in der Flyschzone eine äußere und eine innere oder Magurazone. In der Klippenzone und den inneren Zonen unterscheiden wir ältere tektonische Einheiten, die sich in voreocänen Zeiten gebildet haben. Diese Einheiten teilen wir in vier Gruppen: die Pieniden, die in den Klippen der inneren Klippenzone erscheinen und die nördlichste tektonische Gruppe bilden, die Tatriden, die in den Kerngebirgen erscheinen, dann die Graniden, zu denen die subtatrischen Decken und ihre kristalline Unterlage, die Veporzone im Veporgebirge gehören, und schließlich die Gemeriden zu denen die Zipser Decke des Zips-Gemörrer Erzgebirges zu zählen ist. Die Elemente der Kerngebirge und des Zips-Gemörrer Erzgebirges wurden nach ihrer Bildung wieder, aber schwach, gefaltet, wobei zahlreiche Großfalten in einer einzigen tektonischen Einheit entstanden, die wir Zone der Zentralen Westkarpathen nennen.

In den Ostkarpathen liegt am inneren Rande der Flyschzone das bekannte Ostkarpathische Massiv, mit besonderem, in den Westkarpathen unbekannten Baue. Ich möchte gleich betonen, daß sich die Zone des Ostkarpathischen Massives zwischen die ostkarpathische Flyschzone und die innere Klippenzone einschaltet, also keineswegs ein Äquivalent, weder des inneren Gürtels der Westkarpathen, noch der Zone der Kerngebirge ist.

II. FLYSCHZONE.

(Lit. Nr. 1 (III), 3, 9, 11, 12, 14, 17, 21—24, 27, 30—34, 43, 44, 50, 54.)

Betrachten wir nun zuerst die Sandstein- oder Flyschzone der Karpathen. In neuerer Zeit wurde sie in zwei tektonische Einheiten geteilt, und zwar in die äußere Flyschzone, die man auch als Krosnozone bezeichnen kann, und die innere oder Magurazone.

Der größte Teil der äußeren Zone liegt in den polnischen Flyschkarpathen, von wo sie in die mährisch-schlesischen Beskiden eindringt, um dann am Außenrande des Marsgebirges, und im Steinitzer Walde wieder zu erscheinen. Auch der äußere Teil der karpathischen Flyschzone auf österreichischem Boden, im Gebiete der äußeren Klippen nördlich der Donau, gehört

zu dieser äußeren Flyschzone. Am Nordrand ist diese Zone öfters auf einen miocänen Untergrund aufgeschoben, wie es besonders in Polen der Fall ist. Die Überschiebungsdislokationen am Außenrande der Karpathen sind aber keineswegs durchgehend und hören öfters auf. Da das Miocän bis zum Torton am Außenrande selbst an mehreren Orten stark gefaltet ist, ist der Gegensatz zwischen den Karpathen und der miocänen Vortiefe nicht sehr scharf. Im Gebiete der polnischen West- und Ostkarpathen östlich von Rzeszow unterscheidet man eine äußere Zone, der sogenannten östlichen Randfalten; dann eine Zone, die aus zusammengedruckenen kleineren Flyschdecken gebildet ist, die hier als Skibas bekannt sind. Eine wahre Deckennatur hat die sogenannte Skoledecke, die auch eine recht große Verbreitung hat. In den mittleren Zonen desselben Teiles der Karpathen, auf polnischem und karpathorussischem Boden, liegt die sogenannte Zentraldepression der Karpathen, die hauptsächlich aus jüngeren Schichten der Flyschserie gebildet ist. In den inneren Teilen derselben Außenzone des Flysches liegen nördlich der ostkarpathischen inneren Klippenzone und des ostkarpathischen kristallinen Massives außerdem noch zwei Einheiten: die Stoh-Čornahoradecke und die unterkretacische Rachovzone. Die Frage der Stellung der Stoh-Čornahoradecke ist heutzutage stark umstritten. Man stellt sie entweder zur äußeren Flyschzone oder zu der Maguradecke, die erste Anschauung ist jedoch gegenwärtig wahrscheinlicher.

Im Gebiete der Westbeskiden teilt sich die äußere Flyschzone in Flyschbildungen, die dem autochthonen Karbonuntergrund scheinbar normal aufliegen, in die Teschener Decken und die Goduladecke.

Alle diese Zonen drängen gegen Westen zusammen und verlieren ihren spezifischen Charakter, so daß westlich der Bečva eine Teilung der äußeren Flyschzone in demselben Sinne, wie in den Westbeskiden, nicht mehr durchführbar ist.

Es dürfte vielleicht Verwunderung erregen, daß wir in der Teilung der äußeren Flyschzone der Karpathen nicht Uhligs beskidische und subbeskidische Decke unterscheiden. Der Grund dieser Ablehnung der Uhligschen Deckenbezeichnungen liegt in Folgendem: Bei seinen Arbeiten in den Westgalizischen Karpathen hat Uhlig (46) ein im Norden

gelegenes Hügelland und ein im Süden gelegenes Bergland auch geologisch unterschieden. In seiner Synthese von 1907 (49) betrachtete er das Hügelland als zur subbeskidischen Zone gehörig, während er das Bergland zur beskidischen Decke zählte. In den Westbeskiden stellte aber Uhlig zur subbeskidischen Decke das scheinbar autochthone Palaeogen unter den Decken der Beskiden. Die Decken der Beskiden selber, also die heutige Teschener- und die Goduladecke wurden als beskidische Decke bezeichnet. Nun entspricht aber, wie es vor Jahren J. Nowak (31) ausdrücklich betont hat, die Teschener- und Goduladecke der Westbeskiden der Zone des Hügellands, und nicht der des Berglandes, also der beskidischen Decke Uhligs in Westgalizien.

Nur der innere Teil der beskidischen Decke in den schlesisch-mährischen Beskiden entspricht der Zone des Berglandes Westgaliziens, gehört aber einer anderen Einheit, als die großen Decken der Westbeskiden an, und wurde von Nowak, wie betont, als Maguradecke ausgeschieden (siehe hauptsächlich 30, 31).

Die Maguradecke beginnt im Westen an der Donau, am Bisamberg, erscheint dann im Marsgebirge und bildet auf mährischem, slowakischem und polnischem Boden den größten Teil der westkarpathischen Flyschzone. Im allgemeinen ist die Deckennatur dieser Zone nicht augenscheinlich, da die Überschiebungsfläche im Kontakt mit der äußeren Flyschzone recht steil gegen das Innere der Karpathen einfällt. Nur auf polnischem Boden, bei Gorlice und Jasło, ist die Überschiebungsfläche flacher, und da sieht man eine weitgehende Auflagerung. Im Rabatale, nördlich von Neumarkt und in der Umgebung von Bardejov wurden tektonische Fenster beschrieben, in welchen der Untergrund, der aus Flysch der äußeren Zone gebildet ist, zutage tritt. Von den von Świdziński (44) bei Bardejov gefundenen Fenstern kann man mit Sicherheit sagen, daß es nicht Fenster sind.

In Karpathenrußland nähert sich der Nordrand der Maguradecke stark der inneren Klippenzone. Man nahm und nimmt auch heutzutage noch an, daß der Nordrand der Maguradecke mit dem Nordrande der Stoh-Čornahoradecke zusammenhängt. Nun aber hat es sich herausgestellt, daß sich dieser Rand, wie es schon früher J. Nowak (30) annahm, gegen Süden richtet. Ich glaube, daß diese tektonische Überschiebungslinie in Kar-

pathenrußland in die Dislokation, die die Klippenzone gegen Außen begrenzt, übergeht; und daß infolgedessen die Maguradecke in den Ostkarpathen eigentlich nicht existiert. Die Anschauung Uhligs, daß sich seine beskidische Decke auch in die rumänischen Karpathen fortsetzt, wurde also von den neueren Forschungen nicht bestätigt.

In stratigraphischer Hinsicht ist die Flyschzone, wie bekannt, hauptsächlich aus Kreide- und Palaeogenflysch gebildet. In der äußeren Flyschzone ist die Unterkreide meistens in Beskidischer, Teschener Fazies ausgebildet; die hie und da in der ganzen Zone erscheint. Die Oberkreide ist im Westen in den inneren Teilen der äußeren Flyschzone in der Istebnerfazies ausgebildet, im übrigen Gebiet in Baška- und Inoceramenfazies. Für das Palaeogen ist die Ausbildung der Menilitischen und der Krosno-Steinitzer Schichten charakteristisch. In der Stoh-Čornahorazone ist die stratigraphische Einteilung des Flysches bis heute unsicher, da die schwarzen Bildungen, die hier entweder zur Unterkreide, (Audiaschichten), oder zum Oligocän (Menilitische) gestellt wurden, in Wirklichkeit von verschiedenem Alter sind, und außer den beiden genannten Schichtgruppen, auch dem unteren Eocän angehören.

Zu den Flyschdecken gehören in den Karpathen auch die sogenannten äußeren Klippen, oder die äußere Klippenzone. Diese Klippen können in zwei Reihen geteilt werden (I, V). In der äußeren erscheinen hauptsächlich Strambergerkalke, die überall zu der äußeren Zone des Flysches gehören. Auch in den Pollauer Bergen hängen die Klippen mit der Zone die der äußeren Zone des Flysches entspricht, zusammen, wenn auch die Klippen lokal wahre Überschiebungsschollen bilden. Die Anschauungen nach denen es autochthone Bruchstücke der Böhmisches Masse sind und diejenigen J. Stejskals (41) über die Herkunft der Pollauer Klippe aus einer inneren Flyschdecke, sind sicherlich falsch. Den Zusammenhang der Klippen mit dem Hüllflysch derselben Zone auf österreichischem Boden hat M. Gläßner (12) sicher bewiesen. Die zweite innere Reihe der Klippen, die wir Cetechevicer-Reihe nennen, hängt sicherlich mit der Maguradecke zusammen (I, V). Die jurassische Serie ist hier vollständiger als in der äußeren Zone und enthält Lias, den Cete-

chovicer Malm und das Kurovicer Tithon und Neokom. Das Neokom ist im westlichen Teil der Magurazone niemals in schlesischer Ausbildung vorhanden. Im Gegensatz dazu wurden in der Ostslowakei, in der Maguradecke, die Smilnoschiefer als Äquivalente der beskidischen Unterkreide, jedoch ohne palaeontologische Beweise, betrachtet.

Die Zeit der Bildung der Überschiebungen in der Flyschzone fällt hauptsächlich dem Ende des Oligocäns zu. Die Überschiebungen am Rande haben im Miocän fortgedauert. Auch ältere Phasen der alpinen Faltung haben in der Flyschzone stattgefunden, und zwar zwischen Gault und Senon. In den Westbeskiden hat M. Książkiewicz (22) die Bildung der Teschener Decke in diese Phase gestellt. Mir scheint es aber, daß die Argumente für diese Anschauung nicht genügend sicher sind, um so mehr, da andere Autoren in denselben Beskiden Übergänge zwischen Mittel- und Oberkreide annehmen.

Ich möchte also die Bildung aller großen Flyschdecken als Nacholigocän betrachten.

Die Flyschdecken der Westkarpathen wurden von V. Uhlig im Jahre 1907 als sehr große Überschiebungsdecken betrachtet, so daß seine subbeskidische Decke etwa bis unter die Hohe Tatra im Untergrunde der beskidischen Decke reicht. Heutzutage scheint es nicht nötig, eine so weite Überschiebung anzunehmen, doch sind auch in der Flyschzone Überschiebungen mit einer Schubweite von 20—30 km oder mehr vorhanden. J. Nowak und später B. Świdorski (43) haben die Flyschdecken als Abscheerungsdecken betrachtet, dies ist im wesentlichen wahrscheinlich richtig, jedoch haben wir hierfür keine direkten Beweise.

III. DIE INNERE KLIPPENZONE.

(Lit. Nr. 1—4, 7, 14, 16, 37.)

Die nächste Zone, mit der wir uns beschäftigen wollen, ist die innere oder südliche Klippenzone. Sie unterscheidet sich durch Bau und morphologische Gestaltung von allen anderen karpathischen Zonen. Bei einer sehr großen Länge von etwa 550 km, besitzt sie nur eine unbedeutende Breite, die niemals 21 km überschreitet. Sie fängt in den Karpathen bei Podbranč am Wiener Becken an, von wo sie sich gegen Osten

über das Waag- und Arvatal gegen die Pieninen zieht, und in Karpathenrußland bei Neresnica endet. Schon zur Zeit Uhligs unterschied man in der Klippenzone die Klippen und eine Klippenhülle. Es ist hier nicht nötig, alle Erklärungen, die dem Klippenphänomen gegeben wurden, zu wiederholen. Bis 1907 wurde öfters die Anschauung verteidigt, daß in der Klippenzone ein Archipelgebiet existiert hat, und daß die Klippen größtenteils Reste der einzelnen Inseln des Klippenmeeres sind. Die neuen Forschungen haben gezeigt, daß es nötig ist, eine Transgression des Klippenhüllenmeeres auf die Klippenserien anzunehmen, so daß vielleicht hier und da auch Inseln oder ein Archipel existiert haben. Die heutigen Klippen haben aber mit diesen Inseln nichts zu tun und sind rein tektonischen Ursprungs. Die Art ihrer Entstehung und die tektonische Struktur der Klippenelemente ist aber noch heute stark umstritten. Man nahm nach den Forschungen Neumayers und Uhligs an, daß es in den Klippen zwei Serien gebe, die man auf den Vorschlag Uhligs die subpieninische (oder versteinerungsreiche) und die pieninische (oder versteinerungsarme) nennt. Lugeon hatte im Jahre 1903 (25) die subpieninischen Klippen mit der hochtatrischen und die pieninische mit der subtatrischen Serie der Tatra tektonisch vereinigt. Dagegen betrachtete V. Uhlig in seiner Synthese vom Jahre 1907 (49) die beiden Ausbildungen der Klippen als Elemente selbständiger Decken, denen nicht nur die Klippen, sondern auch Teile der Klippenhülle angehören. Bei meinen Studien in der Klippenzone hat es sich aber gezeigt, daß die Frage viel komplizierter ist, als man annehmen konnte. Im allgemeinen ist die Klippenzone von einer Anhäufung von Falten, Schuppen und Blöcken gebildet, die aus Klippenbildungen und Klippenhülle von kretacischem bis palaeogenem Alter bestehen. Die Schuppen und Falten fallen gegen Norden, also gegen die Flyschzone, ein. Es gibt in der Klippenzone vier und nicht zwei verschiedene Ausbildungen der Klippenserien. Zwei von diesen Ausbildungen entsprechen den zwei normalen Fazies der Klippen, das heißt der subpieninischen und der pieninischen. Außerdem gibt es aber noch zwei andere Ausbildungen, die ich Maninausbildung und Kostececer (Klappe)-Ausbildung nenne. Während die beiden ersten Ausbildungen fast in der ganzen Länge der Klippenzone erscheinen, findet

man die Maninausbildung nur in zwei Gebieten: im Waagtal zwischen Trenčín und Vel. Bytča und in den Pieninen in der Haligowce-Klippe. Die Maninserie weicht von den Klippenserien wesentlich ab und entspricht im Gegenteil, wenn man sie mit anderen karpatischen Serien vergleicht, der sogenannten hochtatrischen Ausbildung der Hohen Tatra. Ich habe daher diese Serie immer als Teil der hochtatrischen Einheit betrachtet. Die Kosteletz-Serie ist ausschließlich im Waagtale zwischen Púchov und Súl'ov entwickelt. Sie zeigt auch wenig Gemeinsames mit den eigentlichen Klippenserien und erinnert im Gegenteil an die höheren subtatrischen Decken. Es gibt hier helle mitteltriadische Kalke und liassische Hierlatzkalke, die weder in den Klippenserien, noch in der Maninentwicklung auftreten. Wir sehen also, daß die Klippenfrage im Lichte der neueren Forschungen merkwürdigerweise die zwei Anschauungen, Lugeon-1903, und Uhlig-1907, vereinigt. Es gibt zwei Klippenserien, die anderwärts in den Karpathen keine analoge Serie haben und daneben zwei andere Serien, von denen die eine der hochtatrischen, die andere der subtatrischen Serie entspricht.

In stratigraphischer Hinsicht ist die subpieninische Serie auffallend unvollständig und reicht vom Unterdogger bis zum Obertithon. Außerdem ist sie hauptsächlich eine Seichtwasserserie.

Dagegen ist die pieninische Serie viel vollständiger und reicht vom Keuper bis zum Oberneokom. In der oberjurassisch-unterneokomen Schichtfolge sind hauptsächlich Tiefseeablagerungen entwickelt. In der hochtatrischen Maninserie herrschen wieder Seichtwasserablagerungen vor. Der Unterschied gegenüber der pieninischen Serie drückt sich besonders im höheren Lias und Dogger aus, der in der pieninischen Serie hauptsächlich als Fleckenkalk- und Mergelfacies ausgebildet ist, während in der Maninserie Sandstein- und Spongienhornsteinkrinoidenkalkfazies vorherrscht. Die Klippen zeigen also grundsätzliche Verschiedenheiten. Dabei sind die Klippen der subpieninischen und der pieninischen Ausbildung oft eng beisammen, und erscheinen in dem äußeren Teile der Klippenzone. Die pieninische Serie ist stets leicht von der subpieninischen zu unterscheiden, und man findet nie wirkliche Übergänge zwischen beiden Ausbildungen. Es ist daher absolut unmöglich, die pien-

nische und die subpieninische Serie als einheitlich zu betrachten und die Unterschiede der Fazies mit lokalen lateralen Übergängen zu erklären. Es kommt vor, daß in einer und derselben Klippe Elemente der beiden Serien beisammen erscheinen, ohne Spuren von Übergängen zu zeigen. Das gemeinsame Auftreten beider pieninischen Serien in einer Klippe ist ein Beweis ihrer Zugehörigkeit zu zwei verschiedenen Decken, die wir subsubpieninische und pieninische nennen.

Die Klippen der Maninfacies erscheinen, wie gesagt, selbständig und befinden sich immer in den inneren, südlicheren Teilen der Klippenzone. Lokal findet man mit ihnen zusammen auch Klippen der Kostelevcausbildung. Die letzteren greifen im Waagtal in das Gebiet nördlich von der Zone mit Maninklippen ein, und erscheinen manchmal zusammen mit Klippen pieninischer Ausbildung.

Diese Erscheinungen führen uns zur Überzeugung, daß die Klippenelemente in verschiedener Ausbildung von vier verschiedenen Decken abstammen. Die zwei ersten sind die subpieninische und die pieninische Decke. Wir haben sie zusammen als Pieniden bezeichnet. Die Maninklippen möchten wir an die hochtatische Decke des Gebietes der Kerngebirge anknüpfen. Die Klippen der Kostelevca Reihe bieten in der Art ihres Auftretens viele Schwierigkeiten. Die Frage ihrer Herkunft konnte nicht sicher entschieden werden, doch bin ich der Ansicht, daß es sich um Elemente einer hohen subtatrischen Decke handelt.

Falls nun in den Klippen viele Serien nebeneinander ausgebildet sind, ist die Frage zu lösen, ob auch die Klippenhülle in mehrere Serien geteilt ist. Ein ausführliches Studium der Klippenhülle hat mir gezeigt, daß man in der Klippenhülle eine Gault-Cenomanserie, von einer Mittel- bis Obersenonserie unterscheiden kann, die voneinander durch eine stratigraphische Lücke und eine Diskordanz getrennt sind. Übrigens findet man in der Klippenhülle auch palaeogene Bildungen, die jedoch von der kretacischen Klippenhülle und von den Klippen durch eine neue Diskordanz getrennt sind, und außerdem dem Palaeogen nördlich der Klippenzone gleichen. Die Ausbildung der Klippenhülle ist nicht überall gleich, sondern ändert sich wesentlich. Die ältere Serie Gault-Cenomam ist hauptsächlich im südlicheren Gebiet ausgebildet und umhüllt ständig die Manin-

Klippen, hingegen ist in den äußeren Teilen der Klippenzone, in der Klippenhülle hauptsächlich Senon und Palaeogen vorhanden. Sporadisch erscheint aber auch hier Gault und Cenoman, und andererseits Senon in den inneren Teilen der Klippenzone. Faziell gibt es in der Ausbildung der Kreide der Klippenhülle wenig Verschiedenheiten, und daher bin ich nicht geneigt, in der Klippenhülle verschiedene Serien tektonischen Ursprungs zu unterscheiden. Die Übergänge können lateral und allmählich sein. Das häufige Fehlen der Mittelkreide im nördlichen Teile der Klippenzone möchte ich durch vorsonone Erosion, und nicht tektonisch erklären. Jedenfalls besteht aber kein Zusammenhang zwischen den Änderungen der Zusammensetzung der Klippenhülle und den Änderungen in der Beschaffenheit der Klippen selbst. Mit Ausnahme der vermutlich subatri-schen Klippen des Waagtales, möchten wir also die Klippendecken als tektonische Decken betrachten, die sich vor dem Absatz der Klippenhülle gebildet haben.

In sehr gestörten und zusammengequetschten Teilen der Klippenzone, im Arvatale und in den Pieninen, wo eigentlich niemals stratigraphisch zusammenhängende Serien beobachtet wurden, sind diese Verhältnisse nicht so klar; das hat auch die polnischen Geologen L. Horwitz und F. Rabowski (16) zu einer anderen Anschauung geführt. Sie nahmen an, daß das Gebiet der Klippenzone von Decken gebildet sei, in welchen die älteren Klippenelemente zusammen, harmonisch mit der Klippenhülle, in liegende Falten und Decken gefaltet seien. In der letzten Zeit mußten sie ihre Auffassungen mehrmals ändern. Die Unmöglichkeit ihrer Anschauungen ist leicht aus der allgemeinen Beschaffenheit der Klippenzone zu ersehen, die aus einer unendlichen Menge von Schuppen, Falten und kleineren Überschiebungen gebildet ist, die fast immer gegen Süden geschoben sind. Die Schichten fallen ständig gegen Norden ein. Dagegen erscheinen uns die Klippendecken in demselben Sinne gefaltet und überschoben, wie die woreocänen Decken der inneren Teile der Karpathen, also gegen Norden. Es gibt daher eine grundsätzliche Änderung der Richtung des Schubes der alten Klippendecken und des Schubes der nachpalaeogenen Schuppen der Klippenzone. Da sich diese Änderung gleichfalls in der Zone der Kerngebirge wiederholt und dort mit voller

Sicherheit nachgewiesen wurde, erscheint die Wiederholung dieses Vorganges in der Klippenzone keineswegs eigenartig.

Wir haben also die Klippenzone als ein Gebiet von älteren mittelmiozänen Decken zu betrachten, welches im Turon und Ende des Senons von Neuem gefaltet wurde. Ein neuerlicher Gebirgsdruck am Ende des Paläogens zerlegte es in Schuppen und Falten, die gegen Süden rückgefaltet wurden. Da die Klippenhülle mit dem höheren Gault beginnt, möchte ich die Bildung der Klippendecken in den Anfang des Gault stellen.

Die eigentliche Bildung der Klippen ist mithin eine nachpaläogene Erscheinung. Wie verhielt sich aber bei der nachpaläogenen Zusammenpressung die ganze Klippenzone? Bildete sie eine einheitliche Zone, die am Außenrande von der Flyschzone, am Innerrande vom Gebiete der Kerngebirge getrennt ist? Als solche wurde sie von V. Uhlig, 1907, angesehen, der den Flysch der Hohen Tatra und der Klippenzone als subtatrisch und den Flysch am Außenrande der Klippenzone als zur beskidischen Decke gehörig betrachtete. Auch von den polnischen Geologen wurde in neuerer Zeit angenommen, daß die Klippenzone noch bei den nachpaläogenen Bewegungen eine selbständige Zone war. Die Untersuchungen, die ich im Arva- und Waagtal sowohl wie in den Pieninen, durchgeführt habe, zeigen aber, daß dies nicht der Fall ist. Die innere Klippenzone ist nicht eine selbständige nachpaläogene Zone; die mesozoischen Bildungen der Klippenzone bilden die normale Unterlage des Paläogens am Außenrande der Klippenzone und auch manchmal die Unterlage des Paläogens südlich der Klippenzone. Im Šariš, südlich der Pieninen und im Arvatal ist die Klippenzone im Süden von einer sehr wichtigen nachpaläogenen Dislokation begrenzt. Diese Dislokation ist vertikal oder steil gegen Norden geneigt. Längs dieser Dislokation ist die Klippenzone im Gesamten gegen Süden auf das Paläogen der Kerngebirgszone geschoben. Im Waagtale ist dieselbe Dislokation lokal auch vorhanden, jedoch erscheinen auch Teile der Klippenzone unter dem Paläogen der Kerngebirgszone, und zwar handelt es sich um Paläogen in Súl'over Ausbildung. Im Waagtale, dort, wo das Paläogen zwischen der Klippenzone und den älteren Bildungen der Kerngebirgszone fehlt, sehen wir, daß die subtatrischen Decken auf die Klippenzone aufgeschoben sind und flach gegen Süden einfallen. Am Nordrande der Klippen-

zone existiert lokal auch eine Dislokation zwischen der Klippenzone und dem Maguraflysch. Wir finden aber lange Strecken, wo eine enge Verknüpfung zwischen der Klippenzone und dem Magurapaläogen existiert. Das Paläogen dringt dort ins Innere der Klippenzone, um die Synklinalkerne auszufüllen. Dieselben Erscheinungen wiederholen sich in den Pieninen und im Šariš. Im Gegenteil scheint in Karpathenrußland an der äußeren Grenze der Klippenzone eine wichtige Dislokation zu existieren, längs der die Klippenzone auf den Flysch der Stoh-Čornahoraeinheit geschoben ist. Da in diesem Gebiete die Maguradecke auskeilt, ist es möglich, die genannte Dislokation als Fortsetzung der Überschiebungsfläche der Maguradecke auf die äußere Flyschgruppe, und nicht als Äquivalent der Grenze zwischen dem Paläogen der Maguradecke und der Klippenzone zu betrachten.

Im Gesamten erscheint also die innere Klippenzone als radikal aufgewölbter Teil der Maguradecke, der gegen Süden auf die paläogenen Bildungen der Zone der Kerngebirge aufgeschoben ist, und in dem eine ältere Struktur in Form von mittelkretacischen Decken zum Vorschein kommt.

IV. ZONE DER ZENTRALEN WESTKARPATHEN.

(Lit. Nr. 3, 5, 8, 10, 13, 14, 18, 19, 20, 26, 28, 29, 35, 36, 38, 39, 42, 51—53.)

Die nachpaläogene Faltung war im Gebiete der Klippenzone so stark, daß die älteren mittelkretacischen Decken nur ganz verschleiert erscheinen.

Die Verhältnisse sind in der nächstfolgenden inneren Zone, d. h. der Zone der Kerngebirge und des inneren Gürtels, die wir zusammen als Zone der Zentralen Westkarpathen benannt haben, verschieden. In diesem Gebiet waren die nachpaläogenen Bewegungen weniger intensiv, als in der Flysch- und Klippenzone. Daher ist es sehr leicht, den älteren kretacischen Bau kennen zu lernen, der uns als klarer Deckenbau erscheint.

Die Zone der Kerngebirge, die den äußeren Teil der Zentralkarpathen bildet, erscheint, wie bekannt, aus mehreren Reihen von kristallinen Massiven, von denen das

höchste die Hohe Tatra ist. In diesen Massiven ist der kristalline Kern von einer normalen Hülle von Sedimenten bedeckt, und zwar lokal von Karbon und Perm (in Verrukano-fazies), immer aber von Mesozoikum. Das letztere beginnt mit Untertrias an und endet mit Oberneokom. Auf diesen Bildungen der Kerngebirge lagern überschoben Kristallin und Mesozoikum, welche ebenfalls aus dem Gebiete der Kerngebirge stammen. Darüber folgen dann noch mesozoische Serien, die nur selten von Kristallin und Jungpaläozoikum, der sogenannten subtatrischen Decken begleitet sind. Diese Decken wurden dem Gebiet südlich der Kerngebirge überschoben. Außer dem Mesozoikum sind die Kerngebirge öfters von Alttertiär umrahmt, z. B. die Hohe Tatra, oder von Jungtertiär, wie die Kleinen Karpathen.

Südlich der Kerngebirgszone erstreckt sich das Vepor-gebirge und das Zips-Gemörrer Erzgebirge, die einen Bauplan haben, der in vieler Hinsicht mit demjenigen der Kerngebirgszone zusammenhängt. Für das ganze Gebiet der Zentralen Westkarpathen ist die transgressive und verhältnismäßig wenig gestörte Lagerung des Paläogens durchaus charakteristisch. Auch im Paläogen gibt es Störungen und kleinere Überschiebungen, die aber immer lokal sind. Die großen tektonischen Einheiten dieser Zone sind aber alle vorpaläogen. Diese grundsätzliche Eigenschaft wurde schon von V. Uhlig klar im Jahre 1903 formuliert. In der Synthese von 1907 bot demselben Forscher die Stellung des Paläogens im Gebiete der Kerngebirge große Schwierigkeiten. Dem Vorschlag Lugeons folgend, neigte er eher zu einer Teilung des Paläogens der inneren Karpathen auf mehrere Decken und nahm nachpaläogene Überschiebungen an.

Um den Bau der inneren Westkarpathen festzustellen, ist es also nötig, die paläogenen Bildungen wegzudenken. V. Uhlig hat im Jahre 1907 die Bauelemente der eigentlichen kristallinen Kerne mit ihren normalen Sedimentmantel als hochtatrische Zone bezeichnet, die er als einheitliche gewaltige Decke betrachtete. Die polnischen Geologen, Limanowski und Rabowski, haben als erste den Vorschlag gemacht, die hochtatrische Einheit zu teilen und unterschieden die hochtatrische Zone der Hohen Tatra, die sie als autochthon betrachteten, von einer Decke der Niederen Tatra und der kleinen Fatra.

Die neuen Forschungen haben gezeigt, daß das Gebiet der ehemaligen hochtatratischen Decke Uhligs in viele tektonische Einheiten geteilt werden muß, die alle zusammen von uns als Tatriden bezeichnet werden.

Die Tatriden teilen wir in folgende Einheiten: 1. die Hochtatratische Zone, die dem Kern der H. Tatra und der Kl. Fatra entspricht und zu dem auch die Klippen der Manínzone im Waagtale und die Haligovce-Klippe gehören. 2. Die Lubochňázone mit dem Kerne des Lubochňámassives, des Suchýs und der Kleinen Magura. 3. Die Šiprůňdecke, deren Wurzelzone sich südlich der Lubochňázone befindet. 4. Die Zone des Ďumbiers, zu der der Kern der Niederen Tatra, der Tribečkern und auch wahrscheinlich der Ždiárkern gehören.

In diesem Schema der Teilung der Tatriden haben wir nicht vom Kerne der Kleinen Karpathen und des Inovec gesprochen, da ihre Stellung nicht sicher ist. Die Kleinen Karpathen könnten einer Zone angehören, die randlicher als die Hochtatratische Zone ist; doch haben wir keine sicheren Beweise. Größtenteils wissen wir von der Natur der Einheiten der Tatriden nicht genügend viel, um zu entscheiden, ob sie als Decken oder als große Falten zu betrachten sind, da es sich in den entsprechenden Kernen um die tiefsten Einheiten handelt. Im Gebiete der hochtatratischen Decke finden wir neben dem kristallinen und mesozoischen Untergrunde liegende Falten und kleinere Decken die auf diesem liegen, z. B. in der H. Tatra, wo auf dem Untergrunde die Decke der Červené Vrchy und die Decke des Giewontes liegen. Sie besitzen teilweise einen kristallinen Kern und stammen vom Zentrum oder vom südlichen Rande des Kernes der H. Tatra. Die Existenz solcher Decken gibt aber keine Beweise für oder gegen die autochthone Natur des eigentlichen Kernes. Wir müssen uns also allgemeinen Betrachtungen zuwenden. Wir haben ja gezeigt, daß im Gebiete der Klippenzone, die an die hochtatratische Zone der Kl. Fatra ganz nahe angepreßt ist, mehrere ältere Überschiebungsdecken vorhanden sind. Andererseits ist es heute sicher, daß die pieni-nischen und subpieninischen Klippen nicht von den Decken der Zentralkarpathen abgeleitet werden können. Unter diesen Verhältnissen ist es unmöglich, die hochtatratische Zone als absolut autochthon zu betrachten. Da es andererseits im Gebiete der

Klippenzone Klippen in hochtatrischer Fazies gibt, erscheint die hochtatrische Zone als mittelmkretacische Überschiebungsdecke, die zur Zeit der jüngeren, vorpaläogenen Bewegungen nochmals gefaltet wurde. In dieser jüngeren Phase der Faltung wurden auch die Decken der Červené Vrchy- und des Giewont gebildet.

Die Natur der Lubochňazone ist sehr schwer feststellbar, da wir keine Elemente kennen, die in der Zone zwischen der Hochtatrischen und der Lubochňaeinheit wurzeln. Auch stammt von der Lubochňaeinheit keine einzige Überschiebungsdecke. Da hier die Fazies von der Hochtatrischen verschieden ist, glauben wir, daß die Lubochňazone von der Hochtatrischen wenigstens durch eine tiefere Synklinale getrennt ist. Eine Überschiebung auf eine weitere Strecke wäre ebenfalls möglich. Es ist sehr interessant zu konstatieren, daß die Lubochňaeinheit gegen Westen im Suchý und der Kleinen Magura wieder erscheint und also schräg unter dem Turieckessel durchzieht.

Die Šiprůndecke ist aus mesozoischen Serien gebildet. Sie erscheint in überschobener Lage in der Kleinen Fatra um den Lubochňakern und wahrscheinlich auch im Suchý- und Malá-Maguragebirge. Tektonisch hat sie die Art der Subtatrischen Decken, faziell nähert sie sich aber dem sedimentären Mantel der Lubochňazone und der Zone des Ďumbiers. Im eigentlichen Gebiete der N. Tatra wurde diese Decke nicht gefunden. Aus den tektonischen Verhältnissen am Nordrande der N. Tatra ist es ersichtlich, daß die Šiprůndecke aus der Synklinalzone zwischen der Lubochňazone und der Zone des Ďumbiers stammen muß.

Die Zone des Ďumbiers, die dem westlichen Teil der N. Tatra mit dem Ďumbiergipfel entspricht, ist im südlichen Teile von gegen Norden überkippten Falten im Kristallin gebildet, die von mesozoischen Synklinalzonen markiert sind. Im nördlichen Teile derselben Zone beobachtet man eine Reihe von großen liegenden Falten, z. B. die Tlstá-Falte mit gegen Norden tauchendem kristallinem Kern oder die Červená-Magura-Falte oder Decke, die ebenfalls gegen Norden taucht, deren kristalliner Kern aber unbekannt ist. Die Zone des Ďumbiers erscheint wie gesagt wahrscheinlich im Tribečgebirge, wo in der sedimentären Serie am Nordhang viele gegen Norden tauchende Schuppen nachgewiesen wurden und im Ždiárkerne, wo auf dem Kristallin am Nordhang eine mesozoische Serie

liegt, die von weißem Malmkalke des Vyšehrads gekrönt ist. Da der Kern der N. Tatra in viele Falten und Decken geteilt ist und da in der N. Tatra die Šipruńdecke unter dem Ďumbierkerne wurzelt, ist es unmöglich, die Zone des Ďumbiers als autochthon zu bezeichnen. Alles zeigt, daß es sich um eine große Überschiebungsdecke mit mächtigem kristallinen Kern handelt, doch ist es nicht möglich, ihre Schubweite festzustellen. Im südlichen Teile der N. Tatra, im Grantale, knüpft sich an die Zone des Ďumbiers eine weitere Einheit an, die Lubietová Zone Zoubeks, die aus Kristallin, Verrukano und Mesozoikum besteht. Sie keilt sich zwischen die Zone des Ďumbiers und die Zone der Kraklová, die als kristalline Zone der unteren subtatrischen Decke betrachtet wird, ein. Im Grantale ist diese Zone eng mit überschobenen und eingefalteten Massen von subtatrischem Mesozoikum verknüpft, besitzt aber keine selbständige mesozoische Serie. Wir möchten daher die Lubietová Zone zu den subtatrischen Elementen stellen. Im westl. Teile der N. Tatra bei Staré Hory (Altberg) findet man ebenfalls Verrukano und Kristallin im Untergrunde der subtatrischen Decken, die wahrscheinlich der Lubietová-Zone entsprechen. Auch hier handelt es sich unseres Achstens um Elemente, die dem normalen Untergrunde der unteren subtatrischen Decke zugehören.

Wir haben bisher die tektonische Einteilung der Tatriden geschildert. Im stratigraphischen Sinne gehört das gesamte Gebiet der Tatriden zu einer geantiklinalen Zone, was sich besonders an der Trias-Jura-Grenze äußert, wo im Gebiete der Tatriden in der Regel eine wichtige stratigraphische Lücke ist. Die Trias ist im allgemeinen wenig mächtig, Obertrias ist in Keuperfazies entwickelt oder fehlt, Rhät fehlt öfters. Lias ist in detritischer, Sandstein- oder Spongienkalkfazies entwickelt oder (H. Tatra) fehlt und dann ist der Dogger transgressiv. Im Oberneokom entwickelte sich in der hochtatrischen Zone die Urgonfazies, auf die der höhere Gault transgrediert. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Tatriden-Serien sind sehr zahlreich und verschiedenartig; man trifft auch im Gebiete derselben Einheit Verschiedenheiten, aber nur in gegebenen Grenzen. Die Šipruńserie unterscheidet sich von den anderen durch die Entwicklung einer Fleckenmergel- und Fleckenkalkfazies im Lias. Wenn die gesamten Tatriden einer geantiklinalen Zone südlich der Pieninischen Geo-

synklinale entsprechen, so bildet die Šiprúnzone in den Tatriden eine sekundäre Geosynklinale. Die Tatrider Geantiklinalzone trennte die pieninische Geosynklinale von der großen Geosynklinale der subtatrischen Decken.

Die subtatrischen Decken erscheinen im Gebiete der Kerngebirge als Decken, die aus dem Mesozoikum gebildet sind, zu dem lokal auch Altpaläozoikum und etwas Kristallin kommt.

V. Uhlig unterschied in 1907 nur eine subtatrische Decke, die von den damals zum Cenoman angestellten Chočdolomiten gekrönt war. Nachdem Dornay, Pia und Götzel das Triadische Alter der Chočdolomite nachgewiesen hatten, war der Weg zur Annahme, daß es zwei subtatrische Decken gibt, geöffnet. Die tektonische Lagerung der Chočdolomite auf dem Neokom wurde aber schon von Štur in klarer Weise geschildert. In neuerer Zeit haben wir die Existenz von drei subtatrischen Decken in der Mittelslowakei festzustellen geglaubt (14). Diese Ansicht wurde aber von Spengler (39) angefochten, der für die Mittelslowakei zwei subtatrische Decken feststellte. In neuerer Zeit konnte ich (8) für die gesamten Westkarpathen doch drei subtatrische Decken beweisen, die stratigraphisch und tektonisch selbständig sind und in der Westslowakei übereinander vorhanden sind.

Wir unterscheiden also folgende subtatrische Decken:

1. Die untere subtatrische oder Křížna-Decke.
2. Die Chočdecke.

3. Die obere subtatrische Decke, die wahrscheinlich nicht einheitlich ist, sondern in mehrere Schollen oder Digitationen zerfällt: die Strážov-Decke in den Vetrné Hole, die Wetterlingdecke, die Jablonica- und Nedzosholle in den Kleinen Karpathen.

Die untere subtatrische Decke ist unter den höheren Decken oft vollständig ausgewalzt; anderwärts schwillt sie wieder stark an und bildet mehrere Digitationen oder Teildecken. Die Digitationen erscheinen in der Regel an den Nordhängen der meisten Kerngebirge. In der Hohen Tatra findet man viele Teildecken von beträchtlicher Größe die früher auch als selbständige Decken betrachtet wurden, alle aber zu der unteren subtatrischen Decke gehören. Die Teildecken der unteren subtatrischen Decke haben immer einen lokalen Charakter und man konnte sie nicht von einem Kerngebirge in das

andere verfolgen. Man sieht im Gegenteil, daß sie öfters, selbst im Gebiete ein und desselben Kerngebirges, auskeilen und Platz für neue Teildecken geben. Es scheint, daß die Bildung der Teildecken am Nordhang der Kerngebirge mit einer gewissen tektonischen Akkumulation des Gesteinmaterials in Zusammenhang steht, die hinter den schon damals hervorragenden tatriden Kerngebirgsrücken stattfand.

Stratigraphisch ist die Krížna-Decke durch eine vollständige Serie charakterisiert, die von Kristallin bis ins Oberneokom oder Gault reicht. Die Vertretung der Keuperfazies in der Obertrias ist charakteristisch. Die Serie ist nicht an der Trias-Jura-Grenze unterbrochen. Rhät ist immer marin in schwäbisch-karpathischer Fazies vertreten. Der Lias ist verschiedenartig ausgebildet. In den nördlichen Teilen der unteren subtatrischen Decke herrscht Fleckenmergelfazies, südlicher Adneth- und Hierlatzfazies. Die Übergänge sind allmählich und können Schritt für Schritt verfolgt werden. Der höhere Jura ist eine Tiefseebildung mit Radiolarienjaspisen, Calpionellenkalken, das Neokom hat eine Cephalopodenfazies. Eine Flyschausbildung im Oberaptien oder Unter-albien ist ebenfalls charakteristisch.

Die untere subtatrische Decke ist fast in allen Kerngebirgen vorhanden und reicht im Westen von den Kleinen Karpathen, bis zum Humennégebirge (Homonnagebirge) im Osten und von der Hohen Tatra und Kl. Fatra im Norden bis zum Grantale und Tribečgebirge im Süden. Sie erscheint in sehr verschiedener Höhe, da sie zusammen mit den Kerngebirgen in nachpaläogener Zeit zu Großfalten gefaltet wurde. Bei dem Vorschub wurde sie in ziemlich horizontaler Lage über ein schwach unduliertes Tatridengebirge geschoben.

Die Chočdecke unterscheidet sich stratigraphisch wesentlich von der unteren subtatrischen Decke. Die jurassischen und neokomen Schichtglieder fehlen öfters, da die Chočdecke durch die heutige und hauptsächlich auch die voreocäne Erosion sehr gelitten hat. Tektonisch erscheint sie gewöhnlich in größeren und kleineren Deckschollen, die hauptsächlich aus Trias bestehen. Diese Schollen liegen gewöhnlich auf weichen Schichten des Neokoms der unteren subtatrischen Decke und erscheinen in voller Klarheit stratigraphisch und auch morphologisch als Deckschollen. In früheren Zeiten wurden diese

Deckschollen, wie gesagt, als Cenomanbildungen über dem Neokom betrachtet und schlechthin als „Chočdolomit“ bezeichnet, selbst in den Fällen, wo neben Dolomit Guttensteiner Kalke und eine jurassische Serie vorhanden waren.

Stratigraphisch unterscheidet sich die Chočdecke durch eine mächtigere und mehr ostalpine Trias. An der Basis findet man lokal Kristallinfetzen, Karbon und Werfener-Schichten mit Melaphyregüssen. In der Mitteltrias erscheinen Chočdolomite und Reiflinger Kalke. In der Obertrias sind öfters Lunzerschichten sehr mächtig entwickelt. Höher folgt Hauptdolomit, lokal mit Megalodonten. Oberer Lias ist in der Fazies der Hierlatzkalke und der Hornsteinkrinoidenkalke entwickelt, höherer Jura in Form von roten Krinoidenkalcken und Klauskalcken. Wahre Radialarienjaspise fehlen jedoch. Die Chočdecke ist abermals in fast allen Kerngebirgen vorhanden, nur in den Kleinen Karpathen wurde sie nicht nachgewiesen. Sie reicht gegen Westen ins Inowcegebirge, gegen Norden in die Hohe Tatra und gegen Osten ins Humennégebirge. In den größeren Deckschollen der Chočdecke sind öfters mehrere Teildecken entwickelt, so z. B. am Nordhange der N. Tatra, wo die Chočdecke mit den mächtigen Werfener Schichten mit Melaphyren, in deren Untergrunde auch Karbon und etwas Kristallin erscheint, anfängt. Ebenfalls im Gebiete nördlich des Suchýgebirges erscheinen in der Chočdecke zahlreiche Teildecken.

Die höchsten subtatrischen Decken erscheinen im Gebirge der Vetrné Hole nur in Form von kleineren Überschiebungsschollen von weißem Wettersteinkalk, der auf Trias, Jura oder Neokom der Chočdecke liegt und daher sicher überschoben ist. In den Kleinen Karpathen, im weißen Gebirge, im Jablonicagebirge und Nedzagebirge erscheinen größere Schollen derselben Deckengruppe. An der Basis sind Werfenerschichten mit Melaphyren entwickelt, dann Mitteltrias mit mächtigen Wettersteinkalcken und über ihnen folgen manchmal mitteltriadische Dolomite. Die Obertrias besteht aus Lunzerschichten, Carditaschichten, Opponitzkalcken und Hauptdolomit. Wie im Gebiete des Strážover Gebirges kennzeichnet sich die Mitteltrias durch eine mächtige Ausbildung der Wettersteinkalke, die in der Chočdecke auch lokal ausgebildet, aber immer rudimentär sind. In den Kleinen

Karpathen liegen diese Bildungen auf der unteren subtatrischen Decke und so ist ihre höhere Stellung über der Chočdecke nicht sicher. Im Gegenteil, ist die Existenz von drei subtatrischen Decken in dem Strážov-Gebirge sicher feststellbar. Die beschriebenen oberen subtatrischen Schollen sind auf die Westslowakei beschränkt.

Die Gesamtmächtigkeit der subtatrischen Decken ist verhältnismäßig gering. Wenn man die Mächtigkeit der beiden weitverbreiteten unteren subtatrischen Decken, das heißt der Križna- und Chočdecke betrachtet, erhält man eine Mächtigkeit von einigen Tausenden Metern, was im Vergleich zu der Breite der subtatrischen Decken, die ungefähr 50 km ausmacht, verschwindend wenig ist. Das ist eine große Schwierigkeit in der Erklärung der Überschiebung der subtatrischen Decken, auf die wir noch zurückkommen werden.

Gegen Süden reichen die mesozoischen Serien in subtatrischer Ausbildung bis ins Veporgebirge im Grantale. Hier unterscheiden wir eine breite kristalline Zone, die wir, im Einklange mit der Nomenklatur Rozloszniks Veporzone nennen. Diese kristalline Zone besteht aus Para- und Orthogneisen, Amphiboliten und zahlreichen zerquetschten Graniten. Alle diese Bildungen sind stark tektonisch angegriffen und zeigen Pressungstektonik. Alle Elemente sind steil gestellt. Im nördlichen Teile dieser Zone unterschied V. Zoubek vor Jahren eine nördliche Lubietovázone, dann eine Kraklovázone, eine Muráňzone, eine Migmatitzone und eine Zone der Granatglimmerschiefer im Süden.

Neuere Beobachtungen von Kettner und mir führen uns zu einer anderen Teilung und Benennung der Zonen. Die gesamte Veporzone muß in eine nördliche Lubietovázone, eine Kraklovázone, eine Zone der Kráľová Hol'a und eine südliche oder Tisoveczone gegliedert werden. Im allgemeinen ist das kristalline Material der Veporzone im wesentlichen dasselbe wie im Gebiete der Kerngebirge, nur sind die mylonitisierten Gesteine häufiger. Im Gebiete der Kraklovázone finden wir in eingefalteter und teilweise überschobener Lage Keile von Mesozoikum, das demjenigen der unteren subtatrischen Decke gleich ist. Am Ende der N. Tatra liegt dem Kristallin und Karbon der Kráľová Hol'azone Mesozoikum in

Chočausbildung normal auf. Dem Veporkristallin liegt im Süden und Osten eine weitere innere Überschiebungszone auf, in der das Mesozoikum in anderer Ausbildung vorhanden ist. Daher möchten wir die gesamte Veporzone als ursprünglichen Untergrund der subtatrischen Decken betrachten, und zwar wären die Lubietová- und Kraklovázone der Untergrund der Křížnadecke, die Kráľová Holázone und Tisoveczone der Untergrund der Chočdecke und eventuell der höchsten subtatrischen Decken, von denen wir zwar in der Mittelslowakei heute keine Spuren mehr finden, die aber ursprünglich auch hier vorhanden sein konnten.

Schon Uhlig hat im Jahre 1907 das Gebiet des oberen Granatales als Wurzelzone der subtatrischen Decken betrachtet. Die jüngeren Forschungen haben also diese Ansicht in neuer Form bestätigt. Nur ist hier nicht eine Art Narbe vorhanden, die Uhlig „Granlinie“ nannte, sondern eine im Veporgebirge breite Zone, die als kristalliner Untergrund der subtatrischen Decken betrachtet wird. Auch ist es nicht möglich, von eigentlichen Wurzeln zu sprechen. Es ist ganz klar, daß die subtatrischen Decken nur große Abscherungsdecken sein können, die vom kristallinen Untergrunde schon frühzeitig abgetrennt wurden, so daß es sich eigentlich nicht um Wurzeln handeln kann. Die Veporzone ist im Veporgebirge maximal 18 km breit. Anderwärts ist sie viel enger und verschwindet lokal gänzlich, z. B. östlich der N. Tatra. Da wir in der Mittelslowakei mit Sicherheit zwei subtatrische Decken finden, von denen jede etwa 50 km breit ist, existiert, wie man sieht, ein gewisses Mißverhältnis zwischen der nötigen Breite des ursprünglichen Untergrundes der subtatrischen Serien und der Breite der entsprechenden kristallinen Zonen im Veporgebirge. Ich glaube kaum, daß dies ein Hinweis darauf wäre, daß unsere Erklärung des gesamten subtatrischen Problems falsch ist. Die Existenz der subtatrischen Decken in der Zahl von 2 oder 3 scheint mir eine Tatsache zu sein, von der man ausgehen muß und die auf anderem Wege zu beweisen nicht nötig ist. Um die Breitenfrage zu erklären, ist es erstens nötig, sich vorzustellen, wie stark die untere subtatrische Decke unter der oberen ausgewalzt und zerquetscht wurde. Ihre ursprüngliche Breite konnte also kleiner sein als die heutige. Außerdem ist auch die kristalline Veporzone stark zusammengequetscht. Es ist auch möglich, hier

eine Art Verschluckung anzunehmen. Auch in dieser Erklärung ist die Überschiebung der subtatrischen Decken über die Tatriden eine Erscheinung, die schwierig zu erklären ist. Ich möchte betonen, daß es unmöglich ist, von einer Abgleitung von einem höher gelegenen kristallinen Untergrunde zu sprechen, da die Veporzone eher eine tiefere, als höhere Lage besitzt.

Unter diesen Verhältnissen wäre es sicherlich richtig, einen anderen Ursprung der subtatrischen Decken zu suchen. Wenn man nur eine subtatrische Decke vor sich hätte, könnte man immer eine Narbe im Gebiete der Kerngebirge finden, von wo die Decke kommen könnte, z. B. aus der Narbe zwischen der hochtatrischen Zone und dem Lubochňákern. Anhängern der Pilzdeckentheorie könnte es scheinen, daß die subtatrische Decke aus dieser Narbe gegen Norden und Süden überschoben wurde. Es ist aber unmöglich, die zweite und dritte subtatrische Decke von derselben Narbe abzuleiten. Ich kenne aus eigener Anschauung den größten Teil der subtatrischen Zone der Karpathen und auch die schwierigen Wege, die uns zu der heutigen Auffassung geführt haben, und glaube, daß der Ursprung der subtatrischen Decken einzig südlich der Kerngebirgszone gesucht werden kann. Bis in dieses Gebiet sind die beiden unteren subtatrischen Decken voneinander geteilt, so daß noch im Grantale südlich der N. Tatra Überschiebungsschollen der Chočdecke auf der unteren subtatrischen Decke liegen.

Es ist sicherlich möglich, den Ursprung aller subtatrischen Decken im Norden am inneren Rande der Klippenzone zu suchen, von wo sie gegen Süden bis ins Grantal überschoben wurden. Gegen diese Deutung spricht aber die Richtung des Schubes im Gebiete der Zentralkarpathen, die in den Kerngebirgseinheiten nachgewiesen wurde. Sie ist nämlich immer gegen Norden gerichtet und daher wäre eine gegensinnige Überschiebung der subtatrischen Decken mechanisch unmöglich.

Wenden wir uns endlich der letzten innersten Einheit der Westkarpathen zu, das heißt der Zipser Decke, die die einzige große Einheit der tektonischen Gruppe der Gemeriden ist. Im „Führer zu den Exkursionen der Karpathenassoziation“ stellten wir zu den Gemeriden einen Teil der Veporzone, wie sie vorher bestimmt wurde, und die Elemente, die wir heute zur Zipser Decke rechnen. Neue Forschungen haben aber gezeigt,

daß die Veporzone als Kristallin der subtatrischen Decken, und nicht als gemerisch betrachtet werden muß. Zur Zipser Decke stellen wir jetzt also erstens den alten Kern dieser Einheit, der aus schwach metamorphen Serien gebildet ist, die höchstwahrscheinlich dem Altpaläozoikum angehören (etwa zum Silur-Devon); darauf liegt Karbon, Perm und Mesozoikum, alles in einer Ausbildung, die von derjenigen der nördlichen Zonen ziemlich abweicht. Schwach metamorphe altpaläozoische Gesteine sind in den Tatriden-Gemeriden, mit Ausschluß der Kleinen Karpathen, unbekannt. Die Metamorphose der vorkarbonen Gesteine ist in den Tatriden-Graniden viel tiefer und entspricht der katazonalen Veränderung, während sie in den Gemeriden nur epizonal ist. Im Karbon trifft man reichlich Kalksteineinlagerungen, die anderwärts fehlen. In der Trias spielen die hellen Kalke des Wettersteintypus, wie in den höchsten subtatrischen Schollen, eine wichtige Rolle; außerdem findet man oberrheinisch-rhätische Krinoidenbrekzien mit Cephalopoden, und transgressive Hierlatzschichten. Die mesozoischen Bildungen erscheinen hauptsächlich in zwei Zonen, einer nördlichen und einer südlichen. Dabei erweist es sich, daß sich inmitten der mesozoischen Serie öfters Scherflächen bilden, längs welchen die Mitteltrias und die höheren Glieder von der Untertrias und dem vortriadischen Untergrunde abgesichert sind. Die oberen, also hauptsächlich mitteltriadischen Platten, wurden unabhängig von dem Untergrunde bewegt und bilden lokal Decken. So eine Decke ist z. B. der Slowakische Karst bei Plešivec und Rožňava (Rosenau), der dank der wunderschönen Höhle „Dómica“ bei Plešivec gut bekannt ist. Da man unter der Mitteltrias hier lokal Jura und Rhät findet, ist die Überschiebung aufgeschlossen. Am Nordrande der Zipser Decke ist Mesozoikum auf die nördliche Zone geschoben, wie man es am besten im Muráňplateau im Veporgebirge feststellen kann. Hier liegt Zipser Mesozoikum als lange Scholle auf Veporkristallin und auf dem normal darauf liegenden, oberen subtatrischen Mesozoikum, und ist in die Veporzone stark eingefaltet, so daß dabei die südlichere Tisoveczone der Veporzone ihrerseits auf die überschobene Muráňscholle längs der Muráňlinie Uhlígs aufgeschoben ist.

Wenn wir die Zipser Decke mit den subtatrischen Decken und der Veporzone vergleichen, sehen wir, daß sich in der ersteren die Abscherung des Mesozoikums in einem Anfangs-

stadium befindet, während dieselbe Abscherung in den sub-tatrischen Decken schon frühzeitig begann und dann von einer gewaltigen Überschiebung begleitet wurde. Da die Zipser Zone weit auf die Veporzone überschoben wurde, ist es durch diese Überschiebung möglich, auch die Bildung der subtatrischen Decken teilweise zu erklären.

Wir sehen nun, daß das Bild des Baues der Voreozänen Decken der Zentralkarpathen ziemlich von den älteren Vorstellungen abweicht, und viel komplizierter erscheint, als man voraussetzen konnte.

Eine Frage im Bau der Zentralkarpathen wurde bisher noch nicht besprochen, das ist das genauere Alter der Überschiebungen. In der Klippenzone haben wir angenommen, daß sich die pieninischen Decken im Gault gebildet haben. Dagegen sind die subtatrischen Decken von jüngerem Bildungsdatum. Die Oberkreide fehlt im Gebiete der Zentralkarpathen vollständig, so daß es meist unmöglich ist, die Überschiebungen genauer zu datieren; aber in der Klippenzone im Waagtale finden wir die subtatrischen Decken über die Klippenhülle mit Senon geschoben. Die Verhältnisse in den Kleinen Karpathen lehren uns andererseits, daß die Bewegungen wahrscheinlich mehrphasig waren und sich vor und nach dem Senon abspielten. Jedenfalls waren alle Überschiebungen vor der Transgression des Eozäns vollkommen fertig und stark denudiert, so daß Eozän auf Elementen aller Einheiten der Gemeriden, Graniden und Tatriden liegen kann.

Wenn im Gebiete der äußeren Zonen die nachpaläogenen Bewegungen die Bildung größerer Überschiebungen, Falten, Klippen usw. bedingt haben, steht es mit den zentralen Westkarpathen anders. Hier haben die nachpaläogenen Bewegungen nur zur Bildung von Großfalten geführt. Von diesen Großfalten, deren Entwicklung eventuell auch im Neogen fortgedauert hat, ist die größte diejenige der H. Tatra. Auch die N. Tatra, die Kl. Fatra, die Kl. Karpathen usw. zeigen gleiche Antiklinalstruktur. Im Kerne dieser Megantiklinalen findet man Einheiten verschiedener Stellung, also tatride und subtatrische Bildungen. Es kommt aber auch vor, daß Elemente ein und derselben älteren Zone verschiedenen nachpaläogenen Großfalten angehören, so daß die ursprünglichen Verbindungen unklar werden. Die Großfalten sind öfters von Brüchen begleitet, die sich hauptsächlich

am Südrande der Großfalten bildeten und deren Dissymetrie bedingen. In mehreren Fällen hat man beweisen können, daß diese Störungen von einem Aufschub der Kernzone gegen Süden begleitet sind.

V. FORTSETZUNG DER WESTKARPATHISCHEN TEKTONISCHEN ZONEN.

(Lit. Nr. 1 V, 3, 5, 6, 8, 32, 37, 40, 43, 49, 53).

In der Flyschzone keilt, wie gesagt, die Maguradecke gegen Osten höchstwahrscheinlich aus und endet an der Grenze zwischen den West- und Ostkarpathen. Die äußere Flyschzone nimmt dabei fast die ganze Breite des ostkarpathischen Flysches ein, außer der innersten Zone, die in Karpathorußland anfängt und die durch die gesamten rumänischen Karpathen verfolgbar ist, und hauptsächlich aus unterkretacischen Sinaiaschichten gebildet ist. Die innere Klippenzone erscheint zum letzten Male in Karpathorußland. Ihre Fortsetzung in den Ostkarpathen ist uns vorläufig unbekannt. Zwischen der Klippenzone und der Flyschzone keilt sich dann das ostkarpathische kristalline Massiv mit sedimentärer Hülle ein. Es gehört einer Zone an, die außerhalb der Klippenzone liegt. Man kennt keine Äquivalente dieser Zone in den Westkarpathen. Im nördlichen Teil der Kristallinzonen scheint sie einheitlich zu sein, erweist aber einen sehr komplizierten und stark gefalteten Bau. In der Bukowina erscheinen dann Klippen der bekannten Transsylvanischen Decke Uhligs. Uhligs Unterscheidungskriterien der bukowinischen und der transsylvanischen Decke sind heute ungültig. Ich glaube wohl, daß in der Bukowina und weiter südlich Klippen einer höheren Decke vorhanden sind, die auf der Hülle der eigentlichen kristallinen Zone liegen, aber ihre Natur, Wesen und Alter sind uns noch unbekannt. Damit ist gewiß nicht gesagt, daß es in den Ost- und Südkarpathen nicht Äquivalente der inneren Zonen der Westkarpathen gibt.

Gegen Westen setzen sich die Karpathen in die Ostalpen fort. Man hat so viel von dem Zusammenhange zwischen Alpen und Karpathen gesprochen, daß es kaum möglich ist, viel Neues dazuzufügen. Ich möchte nur einige Ergebnisse der neuen Karpathenforschungen betonen, die auf diese Frage Einfluß haben können.

Es ist zunächst ausgeschlossen, in der gesamten karpatischen Flyschzone die Fortsetzung der Helvetiden zu erblicken, wie es einige Autoren tun. Die Klippen im Österreichischen Flysch sind verschiedenen Ursprungs. Neben Klippen der inneren Zone der Karpathen findet man wahrscheinlich Klippen der Cetechovicer Reihe, also des Frontalteiles der Maguradecke. Der Schub der Klippen bei Wien gegen Süden ist von gleicher Natur wie in den Karpathen, und hat mit dem Einsinken des Wiener Beckens nichts zu tun. Die Fazies der subalpinen Decken, besonders der höheren, ist durchaus eine ostalpine, und entspricht derjenigen der nördlichen Kalkalpen. Die subalpinen Decken erscheinen, auch im Lichte neuerer Forschungen, als Fortsetzung der nördlichen Kalkalpen, und wenn man für die subalpinen Decken beweisen konnte, daß sie überschoben sind, gilt dies auch für die nördlichen Kalkalpen. Im übrigen würden uns die Vergleiche und das Suchen von Fortsetzungen der tektonischen Zonen der Karpathen außer den Rahmen dieses Aufsatzes führen, da es sich eher um interne ostalpine Probleme handelt. Zum Beispiel die ultrahelvetisch-pienninische, oder ostalpine Stellung der Alpinen Klippen, oder die Stellung des Wienerwald-Maguraflysches. Doch möchte ich die Aufmerksamkeit darauf lenken, daß auch in letzter Zeit, bei der Lösung der alpinen Probleme, den karpatischen Verhältnissen viel zu wenig Aufmerksamkeit geschenkt wurde. Da aber die Ostalpen und Karpathen sehr enge und organisch zusammenhängen, ist jede Umdeutung der ostalpinen Probleme nur dann möglich, wenn sie von einer gleichzeitigen Umdeutung der karpatischen Probleme begleitet wird.

Verzeichnis der wichtigsten, hauptsächlich neueren Literatur über den Bau der Westkarpathen.

1. D. Andrusov: Notes sur la géologie des Carpathes du Nord-Ouest. I. — Věstn. Státn. geol. úst. IV, Praha 1928; II. — Ibid. V, Praha 1929; III. — Ibid. V, Praha 1929; IV. Ibid. V, Praha 1929; V. — Sborn. Státn. geol. úst. IX, Praha 1930; VI. — Věstn. Státn. geol. úst. VI, Praha 1930.
2. D. Andrusov: Etude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes occidentales, I.—II. Rozpr. Státn. geol. úst. VI, Praha 1931.
3. D. Andrusov—A. Matějka: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Knihovna Státn. geol. úst. XIII A, Praha 1931.

4. D. Andrusov: La zone des Klippes internes dans le bassin de l'Orava. Knihovna Státn. geol. úst. XIII A, Praha 1931.
5. D. Andrusov: Les traits fondamentaux de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale. Travaux de l'Inst. de géol. et de pal. de l'Univ. Charles, 1932, Praha.
6. D. Andrusov: Sur la relation des Carpathes orientales avec les Carpathes occidentales. Věstn. Státn. géol. úst. IX, Praha 1933.
7. D. Andrusov: Sur l'origine de la zone des Klippes internes des Carpathes. Věda přírodní, 17, Praha 1936.
8. D. Andrusov: Les nappes subiatriques des Carpathes occidentales. Carpatica I, Praha 1936.
9. D. Andrusov: Aperçu de la géologie des Bezkydes moravo-silésiennes et de leur avant-pays. Časopis vlast. spolku mus. v Olomouci XLIX—L. Olomouc 1936—1937.
10. D. Andrusov: Deux coupes géologiques à travers les Carpathes occidentales. Bull. Soc. géol. de France 1938.
11. H. Beck—G. Götzinger: Geologische Karte des Ostrau-Karwiner Steinkohlenbeckens, der West-Beskidien und des sudetischen Randgebietes mit Erläuterungen. Wien 1932.
12. M. Glaesner: Geologische Studien in der äußeren Klippenzone. Jahrb. geol. Bundesanst. 81, Wien 1931.
13. V. Goetel—S. Sokołowski: Sur la tectonique de la zone sub-tatique aux environs de Zakopane. Roczn. polsk. tow. geol. VI, Kraków 1930.
14. Guide des excursions dans les Carpathes occidentales organisées à l'occasion de la III-me réunion de l'Ass. pour l'avancement de la géol. des Carpathes en Tchécoslovaquie en 1931. Knihovna Státn. geol. úst. 13 A, Praha 1931.
15. F. v. Hauer: Geologische Übersichtskarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. Jahrb. geol. Reichsanst. XIX, Wien 1869.
16. L. Horwitz—F. Rabowski: Excursion dans les Piémines de la Soc. géol. de Pologne. Roczn. polsk. tow. geol. VI, Kraków 1929.
17. R. Kettner: Geologie der Tschechoslowakischen Republik. Tschechoslowakische Vaterlandskunde. Bd. I, Praha 1929.
18. R. Kettner: Geologie der Tatra. Praha 1931.
19. J. Koutek: Etudes géologiques dans la partie nord-ouest de la Basse Tatra. Sborn. Státn. geol. úst. IX, Praha 1931.
20. J. Koutek—V. Zoubek: Etudes géologiques des environs de Bratislava en Slovaquie. Věstn. Státn. geol. úst. XII, Praha 1936.
21. M. Książkiewicz: Geologische Untersuchungen in den Wadowicer Karpathen, I. Bull. intern. Acad. Pol. des Sc. et Lett. Kraków 1930.
22. M. Książkiewicz: Der Bau des südlichen Teiles der Teschener Zone zwischen der Osla und der Weichsel. Ibid. 1932.
23. M. Książkiewicz: Übersicht der Geologie von Schlesien. Wydawn. Inst. śląskiego. Katowice 1936.
24. J. Leicher: Zur Tektonik der Stramberger Tithonklippen. Lotos 79, Praha 1931.
25. M. Lugeon: Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. Bull. lab. géol., géogr. phys., min. et pal. de l'Univ. de Lausanne, Nr. 4, Lausanne 1903.

26. A. Matějka: Explorations géologiques dans les environs de Ružomberok en Slovaquie. Sborn. Státn. geol. úst. VII, Praha 1927.

27. A. Matějka—L. Zelenka: La géologie du Flysch des environs de Bardejov et de Zborov. Sborn. Státn. geol. úst. X, Praha 1932.

28. A. Matějka: Géologie des environs de Lúčky-les-Bains en Slovaquie. Věstn. Státn. geol. úst. XI, Praha 1935.

29. A. Matějka—O. Kodym: Compte rendu sur les levés géologiques dans la Malá Fatra II. Věstn. Státn. geol. úst. XI, Praha 1935.

30. J. Nowak: Nouvelles données sur l'ensemble de la tectonique des Karpates et de l'avant-pays en Pologne. Mém. I-re Réun. Assoc. Karpat. Varsovie-Boryslaw 1926—27.

31. J. Nowak: Abriß der Tektonik von Polen. II-me Congr. des géogr. et ethnogr. Slaves en Polognes. Kraków 1927.

32. J. Nowak: Die Geologie der polnischen Ölfelder. F. Enke, Stuttgart 1929.

33. Z. Opolski: Esquisse de la tectonique des Karpathes entre Oslawa-Lupków et Užok-Sianki. Bull. Serv. géol. de Pol. V. Warszawa 1930.

34. W. Petraschek: Deckentektonik und Tektonik des autochthonen Untergrundes in den Nordkarpathen. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 80, Berlin 1928.

35. F. Rabowski—V. Goetel: Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone subtritique. Bull. Serv. géol. de Pol. III, Warszawa 1925.

36. F. Rabowski: Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone hautatritique. Ibid. Warszawa 1925.

37. F. Rabowski: Les Klippes et leur rôle dans la chaîne carpathique. Ibid. Warszawa 1925.

38. F. Rabowski: Quatre coupes géologiques entre les vallées de Koscieliska et de Kondratowa dans la Tatra. Bull. Serv. géol. de Pol. VI, Warszawa 1931.

39. E. Spengler: Ist die „mittlere subtritische Decke“ der Westkarpathen eine selbständige tektonische Einheit? Věstn. Státn. geol. úst. VIII, Praha 1932.

40. E. Spengler: Der geologische Aufbau der Westkarpathen. Sammlung gemeinnütziger Vorträge. Herausgeg. v. Deutschen Verein zur Verbreitung gemeinnütziger Kenntnisse. Prag 1937.

41. J. Stejskal: La géologie des Pavlovské Vrchy (Pollauer Berge) dans la Moravie du Sud. Věstn. Státn. geol. úst. X—XI, Praha 1934—35.

42. P. Rozlosznik: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobsina (Dobsina) und Nagy-Visnyó. Geologica Hungarica, Ser. geol. 5, Budapest 1935.

43. B. Świdorski: Sur l'arc des Karpathes occidentales. Ecl. géol. Helv. XXVI. Basel 1933.

44. H. Świdziński: Remarques sur la structure des Karpathes flyscheuses. Bull. Serv. géol. de Pol. VIII, Warszawa 1934.

45. K. Tolwiński: Karpates occidentales. Statistique du pétrole en Pologne, No. 3, Warszawa-Boryslaw-Lwów 1933.

46. V. Uhlig: Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen, I. Jahrb. geol. Reichsanst. XXXVIII, Wien 1888.

47. V. Uhlig: Die Geologie des Tatragebirges. Denkschr. Ak. Wiss. Math.-Nat. Kl. LXVIII, Wien 1899.

48. V. Uhlig: Bau und Bild der Karpathen. Wien-Leipzig 1903.

49. V. Uhlig: Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. Akad. Wiss., Bd. 116, Wien 1907.

50. B. Zahálka: Géologie des Beskydes Moraves des environs de Rožnov sous Radhošt. Sborn. Státn. geol. úst. VII, Praha 1927.

51. V. Zoubek: Croquis tectonique des environs de Brezno sur le Hron. Věstn. Státn. geol. úst. VII, Praha 1931.

52. V. Zoubek: La tectonique de la vallée supérieure du Hron et sa relation avec la distribution des sources minérales. Ibid. XI, Praha 1935.

53. V. Zoubek: Bemerkungen über das Kristallin der Westkarpathen. Ibid. XII, Praha 1936.

54. R. Zuber: Le flysch et le pétrole. Lwów 1918.

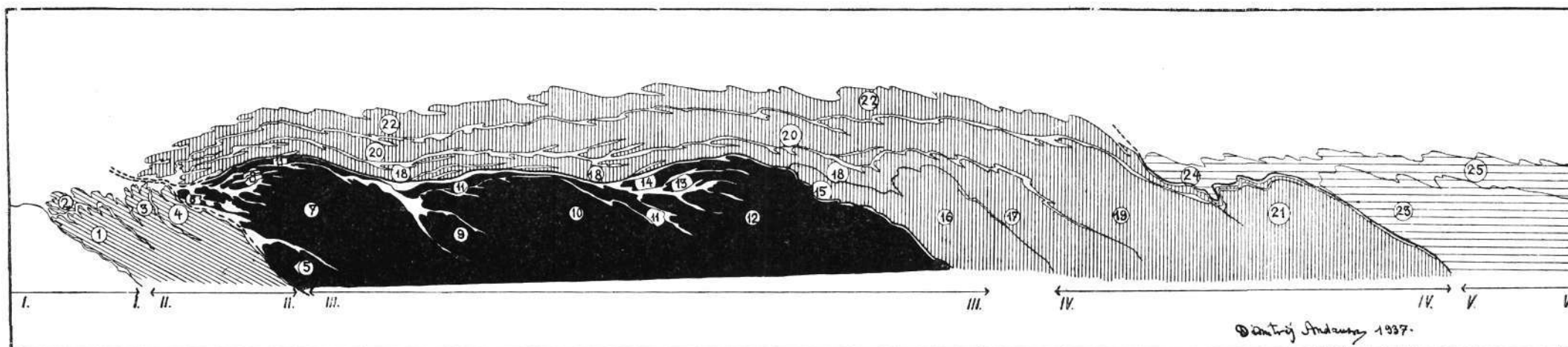


Fig. 1.

Schema der vorpalaeogenen Decken der Westkarpathen.

I—I: Zone nördlich der Pieniden; II—II: Pieniden; III—III: Tatriden; IV—IV: Graniden; V—V: Gemeriden.

1. Subpennische Decke; 2—4: Pieninische Decke; 5: Zone der Kleinen Karpathen; 6—8: Hochtatrische Zone; 9: Zone des Inovec; 10: Zone von Lubochňa; 11: Šiprůň-Decke; 12—14: Dumbier-Zone; 13: Tlstá-Falte; 14: Decke der Cervná Magura; 15—18: Krížna-Decke; 15: „Fenster“ von Staré Hory;

16: Lubietová-Zone; 17: Kraklová-Zone; 19—22: Choč- und Strážov-Decke; 19: Zone der Kráľova Hol'a; 20: Choč-Decke; 21: Zone von Tisovec; 22: Strážov-Decke; 23—25: Spiš-Decke; 23: Zentralzone; 24: Muráň-Scholle; 25: Zone des slowakischen Karstes.

Nach D. Andrusov, Bull. Ass. russe pour les rech. scient. à Prague, 8, 1938 (nur in tschechischer Sprache).

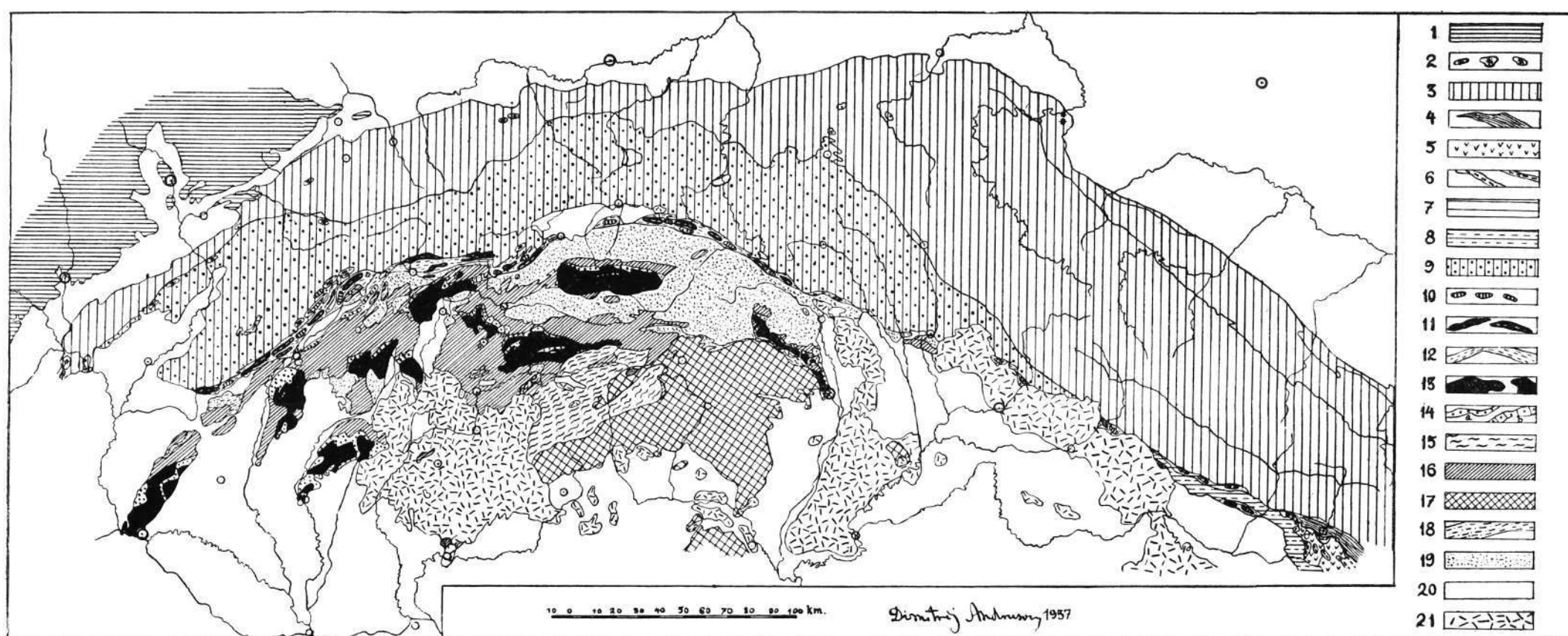
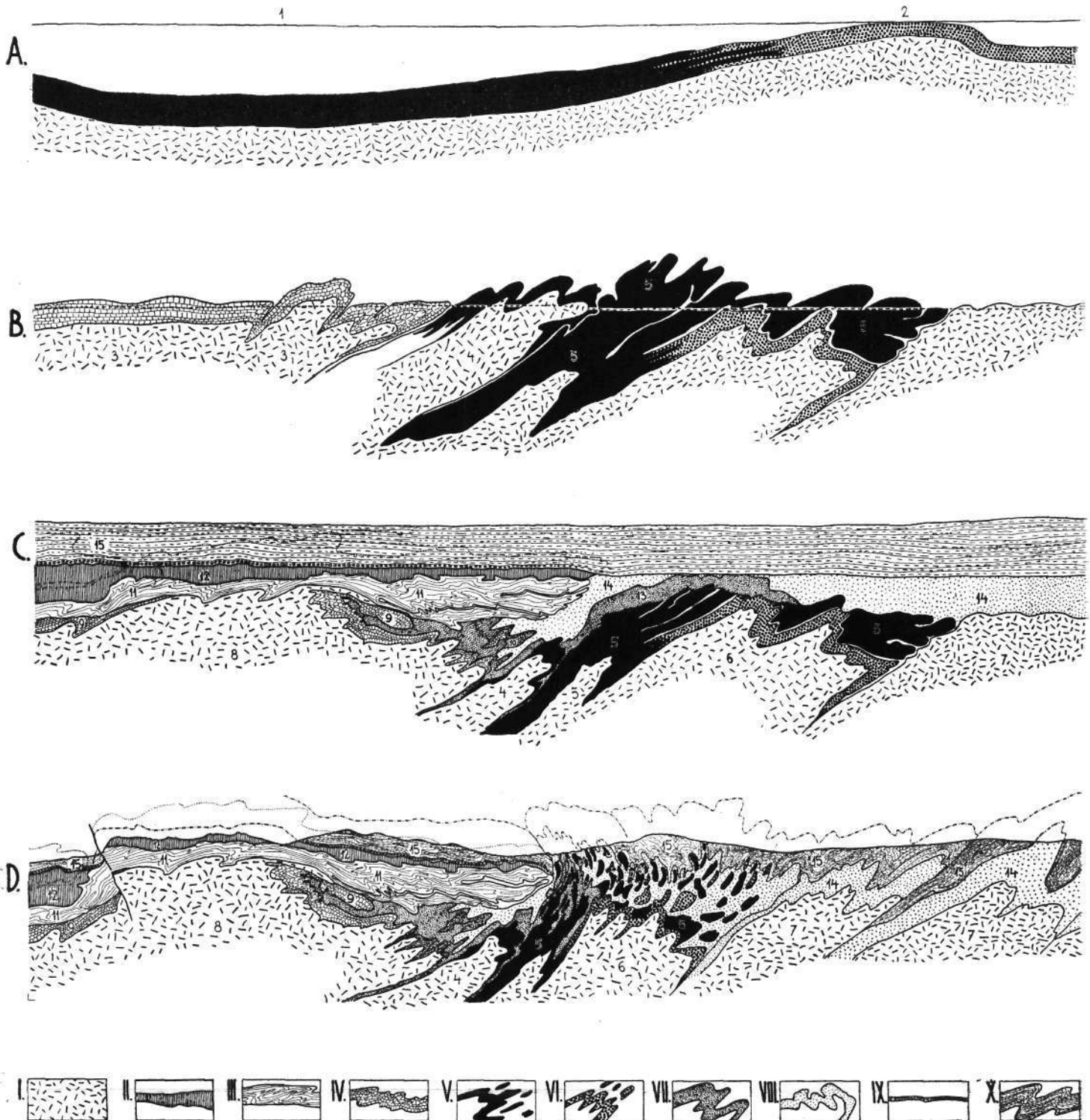


Fig. 2.

Tektonische Karte der Westkarpathen.

1: Ältere Bildungen der Böhmisches Masse; 2: Klippen der äußeren Zonen; 3: Äußere Flysch-Zone (Krosno-Zone); 4: Sinaia-Zone; 5: Kristallin der Marmaroš-Zone; 6: Älteres Mesozoikum derselben Zone; 7: Obere Kreide und 8. Palaeogen derselben Zone; 9: Magura-Zone; 10: Subpenninische Klippen; 11: Pieninische Klippen; 12: Oberkreide der Klippenzone; 13: Kristallin der Tatriden; 14a: Mesozoikum der Tatriden, allgemein; 14b: Mesozoikum der Šiprůň-Decke; 15: Vepor-Zone; 16: Subtatrische Decken; 17: Gemeriden; 18: Senon der zentralen Westkarpathen; 19: Palaeogen der zentralen Westkarpathen; 20: Neogene Sedimente; 21: Neogene Eruptivgesteine.

Nach D. Andrusov, Bull. Ass. russe pour les rech. scient. à Prague, 8, 1938 (nur in tschechischer Sprache).



Schematische Darstellung der Bildung der inneren Klippenzone der Westkarpathen.

A: Stand in der unteren Kreidezeit.

B: Stand nach der ersten Faltung in der Kreidezeit.

C: Stand am Ende des Palaeogens.

D: Gegenwärtiger Stand.

1: Pieninische Geosynklinale; 2: Subpieninische Geantiklinale; 3: Primäre Hochtatrische Zone; 4: Innerer Teil der pieninischen Decke; 5: Eigentliche pieninische Decke; 6: Subpieninische Decke; 7: Zone nördlich der Klippendecken; 8: Zusammenhängende hochtatrische Zone; 9: Liegende Falten des inneren Teiles der Hochtatrischen Zone; 10: Klippen der Manín-Zone; 11: Krížna- (untere subtatrische) Decke; 12: Choč-Decke; 13: Mittlere Kreide; 14: Senon; 15: Palaeogen.

I: Kristallin; in der Zone 7 auch ältere Glieder des Mesozoikums; II: Mesozoikum der Choč-Decke; III: Mesozoikum der Krížna-Decke; IV: Mesozoikum der Hochtatrischen Zone; V: Mesozoikum der pieninischen Decke; VI: Mesozoikum der subpieninischen Decke; VII: Mittelkreide; VIII: Senon; IX: Basales Palaeogen der Zentralkarpathen; X: Palaeogener Flysch.

Nach D. Andrusov, Přírodní Věda, 27, 1938, Prag (nur in tschechischer Sprache).

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Austrian Journal of Earth Sciences](#)

Jahr/Year: 1937_1938

Band/Volume: [30_31](#)

Autor(en)/Author(s): Andrusov Dimitrij

Artikel/Article: [Die neuen Auffassungen des Baues der Karpathen. 157-185](#)