

N<sup>o</sup>. 15.



1903.

# Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Bericht vom 31. October 1903.

---

Inhalt: Eingesendete Mittheilungen: Dr. W. Teisseyre: Versuch einer Tektonik des Vorlandes der Karpathen in Galizien und in der Bukowina. — Literatur-Notizen: Albin Weisbach, Eduard Döll, M. Gortani, Franz E. Suess.

NB. Die Autoren sind für den Inhalt ihrer Mittheilungen verantwortlich.

---

## Eingesendete Mittheilungen.

Dr. W. Teisseyre. Versuch einer Tektonik des Vorlandes der Karpathen in Galizien und in der Bukowina. Kurzer Bericht über meine bisherigen Untersuchungen in diesem Gebiete <sup>1)</sup>. Mit 2 Kartenskizzen.

Nur ein Untersuchungsweg mag mitunter in einem ganz flach gebauten Gebiete zur Auffindung wirklicher Structurlinien führen, welche sonst der Feststellung sich entziehen. Es ist dies die geologisch-hypsometrische Aufnahme und die in derselben fussende paläomorphologische Methode, welche naturgemäss erst in einem mehr vorgeschrittenen Stadium der localen stratigraphischen Studien einzugreifen bestimmt sind.

Wenn man den morphologischen Bau der gesammten paläozoischen Oberfläche von Galizisch-Podolien, des Silurs im Osten sowie des Devons im Westen, mit der bekannten Art und Weise combinirt, wie die einzelnen Etagen auf der paläozoischen Oberfläche vertheilt sind, stellt sich erstens heraus, dass die Schichten des galizischen Silurgebietes weder nach Südwesten, noch auch nach Südsüdwesten, sondern nach Westwestsüden überaus sanft geneigt sind. Es fällt sofort auf, dass die auf diese Weise ableitbare Fallrichtung mit dem auf den geologischen Karten in der That ersichtlichen nordnordwestlichen allgemeinen Streichen der podolischen Zonen (Granit, Silur, Devon, Jura) übereinstimmt. Es ist dies eine Verlaufsrichtung, welche überdies ebensogut von den einzelnen in Galizisch-Podolien unterschiedenen Siluretagen, als auch namentlich von der östlichen Grenze der jurassischen Vorkommnisse am Dnjestr nachgeahmt wird.

<sup>1)</sup> Dieser Skizze sollen partielle Localbeschreibungen aus dem Gebiete der vorkarpathischen Schollentektonik auf dem Fusse folgen. Davon ist der erste Theil soeben im Erscheinen begriffen: „Der paläozoische Horst und die ihn umgebenden Senkungsfelder.“ Beiträge zur Geologie und Paläontologie Oesterreich-Ungarns. 1903.

Zweitens resultirt auf diesem Wege, dass unmittelbar jenseits von den am weitesten nach Süden, Westen und Norden vorgeschobenen paläozoischen Vorkommnissen die Oberfläche dieser Formationen relativ ziemlich plötzlich (zum Beispiel etwa 100 *m* auf 10 *km*), wenn auch sanft und sodann vielleicht zum Theil stufenweise, offenbar bis zu grossen Teufen unter geologisch jüngere Sedimente versenkt erscheint.

Was zunächst den Südwestrand des paläozoischen Gebietes anbelangt, ist es die Strecke am Dnjestrflusse, zwischen Niżniów und Niezwiska, welche durch relativ bedeutende, zwar landschaftlich zu verfolgende Südwestneigung der Devonschichten (rund etwa 100—200 *m* auf 10 *km*) einer Störung entspricht, die sich als überaus flacher, einseitig gebauter Sattel oder Flexur darbietet. Diese Schlussfolgerung ergibt sich sozusagen auf den ersten Blick aus der hypsometrischen Entwicklung des Devons in der von Nordosten benachbarten Gegend, beziehungsweise aber des Jura und der Kreide etwas weiter im Südwesten.

Erst wenn man diese Linie je nach ihrem Streichen meilenweit verfolgt, stellt es sich heraus, dass dieselbe grossentheils auch im heutigen Bodenrelief eine wichtige Rolle spielt. Es mag dies jene bereits von Alth und Suess innerhalb der Wasserscheide zwischen dem Dnjestr- und Pruthflusse gesuchte Dislocation sein, dank welcher das podolische System in dieser Gegend, kurz bevor es den Karpathenrand erreicht, plötzlich von der Oberfläche verschwindet. Es entfällt diese Störungslinie bei Niżniów auf das Dnjestrthal, um dasselbe südostwärts in der Richtung gegen Horodenka, Zaleszczyki und Berdo-Horodyszcze 515 *m*, hingegen nordwestwärts über Zawadówka, Rohatyn, Strzeliska u. s. w. zu überschreiten. Sie stellt, wie weiter unten zu zeigen, bloss einen Theil des äusseren Saumes der vorkarpathischen Senke dar, welche so bezeichnet werden mag — zum Unterschiede zu dem gefalteten subkarpathischen Gebiete, welches beiläufig ihrer inneren streichenden Hälfte entspricht.

Bei weitem weniger günstig, indessen für unseren Zweck ausreichend sind die Entblössungen im äussersten Norden des paläozoischen Gebietes (Monasterzyska—Tarnopol). Würde für diese Strecke kein anderes Streichen als für die vorige (NW), oder aber als für das galizische Silurgebiet (NNW) angenommen, sollten die in dieser Gegend zu constatirenden Meereshöhen des Devons in nordwestlicher, beziehungsweise nordnordwestlicher Richtung constant bleiben, selbst in Entfernungen, wo, wie bei Lemberg und Brody, in Wirklichkeit die heutige Oberfläche bedeutend geringere Meereshöhe zeigt, als auf dem Plateau, das Devon aber trotzdem unter einer mächtigen cretacisch-tertiären Decke nirgends hervortaucht. In Wirklichkeit kommt den äussersten nach Norden auslaufenden Vorkommnissen des Devons auf der Strecke von Kowalówka bei Monasterzyska bis nach Smykowce bei Tarnopol die Rolle einer sanften Böschung der devonischen Oberfläche zu, welche in der Richtung nach Nordwesten unter die obere Kreide langsam hinabschießt. Offenbar dürfte also auch diese Devonstrecke ihr eigenes Schichtenstreichen besitzen (NE). Es wird auf diese Weise der Uebergang zu einem tiefen durch das Senon ausgefüllten und maskirten Senkungsfelde vermittelt, welches einen

grossen Theil Nordgaliziens umfasst und weithin nach Wolhynien fortläuft.

Ursprünglich wurde von mir diese nordgalizisch-wolhynische Senke im Wege einer hypsometrischen Untersuchung von Devon (Kowalówka—Smykowce) und Senon (Ikwathal im Norden von Założce) je nach ihren Grenzen bestimmt. Bald darauf fand aber die Richtigkeit dieses Ergebnisses eine glänzende Bestätigung. Im Jahre 1894 wurde auf dem Ausstellungsplatze in Lemberg eine Versuchsbohrung veranstaltet, welche fast 500 *m* tief hinabgetrieben wurde, ohne indessen, wie Niedzwiedzki zeigte, das Senon zu durchteufen.

Auf diese Weise erweist es sich, wie wenig die übliche Vorstellung berechtigt ist, nach welcher die paläozoische Platte in Podolien regelmässig nach den entgegengesetzten Richtungen unter der Decke der jüngeren Sedimente fortstreicht.

Podolien im weiteren Sinne zerfällt danach in das Gebiet des vom wolhynischen Granitplateau auslaufenden, aus paläozoischen Schichten aufgebauten Horstes und in die denselben umgebenden Senkungsfelder, welche wahrscheinlich insgesamt mit Senon ausgefüllt sind. Wie im Nordwesten des Horstes nimmt das Senon auch in der Richtung gegen die vorkarpathische Senke an Mächtigkeit zu. Sowohl die paläozoischen Schichten, als auch, wie die Versuchsbohrung von Lemberg (1894) zeigt, das Senon — sind 500—1000 *m* mächtig.

Der paläozoische Horst wird durch drei verschiedene Dislocationen eingfasst. Es sind dies die Linie Kowalówka<sup>1)</sup>—Smykowce<sup>2)</sup> im Nordwesten, die Linie Berdo<sup>3)</sup>—Narol<sup>4)</sup> im Südwesten und die Linie Czernowitz—Perkowce<sup>5)</sup> im Südosten des Horstes. Davon sind die beiden ersteren, je nach ihrem Dislocationstypus als Flexuren, aus den verticalen Verbreitungsverhältnissen des Devon, Jura und der oberen Kreide ableitbar. Die Existenz der bezüglich ihrer wahren Lage noch etwas problematischen Linie Czernowitz—Perkowce (? Werbowce bei Zaleszczyki—Perkowce) ist aber ebenfalls durch das Fehlen der paläozoischen Schichten ausserhalb des so umschriebenen Gebietes nachweisbar, zwar in Meereshöhen, welche jenen des paläozoischen Horstes und seiner Ränder bei weitem nachstehen.

Das Charakteristische an der Linie Czernowitz (Werbowce?)—Perkowce und zugleich das Wesentliche an dem jenseits von derselben sich ausbreitenden Gebiete der sarmatischen Platte des Bukowinaer und Moldauer Flachlandes liegt darin, dass wir es hier ebenso wie auf der Strecke zwischen dem podolischen Horste und dem polnischen Mittelgebirge mit einer jähen Unterbrechung der fortstreichenden podolischen Zonen zu thun haben, zwar durch eine weithin quer auf dieselben sich ausbreitende Decke jüngerer Sedimente. Diese der Kürze halber so zu nennende Moldauer Senke, welche dem Moldauer Territorium nur grossentheils entspricht, ist, trotzdem ihre innere Structur durch die sarmatischen Schichten verhüllt wird,

<sup>1)</sup> Monasterzyska (N).

<sup>2)</sup> Tarnopol (NE).

<sup>3)</sup> Verkürzt anstatt Berdo-Horodyszczce 515 *m*, im Norden von Czernowitz.

<sup>4)</sup> Tomaszów (SE).

<sup>5)</sup> Chocim (SE), am Dajestr.

zweifelloos in mancher Hinsicht mit der nordgalizisch-wolhynischen Senkung zu vergleichen, was bereits im Allgemeinen aus der analogen Lage dieser Senkungsgebiete zwischen dem podolischen Horste und dem polnischen Mittelgebirge einerseits sowie der Dobrudscha andererseits hervorgeht.

Nach diesen einleitenden Bemerkungen will ich nun versuchen, die für das Vorland der Karpathen in Galizien und Bukowina bezeichnenden tektonischen Erscheinungen je nach ihrem genetischen Zusammenhange und je nach ihrer chronologischen Reihenfolge zu ordnen<sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> Ich habe bereits früher darauf hingewiesen, dass die zuerst von Bloede, später aber seit 1889 von Szajnocha vertretene Ansicht, dass das podolische Schichtensystem nach Südsüdwesten sanft abdacht, mit den tatsächlichen, durch die Autoren nachgewiesenen Verbreitungsverhältnissen der einzelnen Etagen des Silurs in Galizien, zumal aber der Forsezower und der Skafaer Schichten, nicht übereinstimmt. Die einschlägigen Profile, welche dem Aufsätze von Prof. Szajnocha über das Silur von Podolien (1889) beigegeben sind, wurden nicht, wie es von vornherein scheinen möchte, aus Beobachtungen über von früheren Autoren unerwartete Verbreitungsverhältnisse der Schichten abgeleitet, sondern es liegen den Profilen und auch dem zugehörigen erläuternden Text einige hypothetische Annahmen über das locale Erscheinen und Nichterscheinen der besagten Schichtengruppen zu Grunde. Die weitgehenden Differenzen zwischen den auf diesem Wege sich ergebenden Schlussfolgerungen einerseits und der Literatur andererseits werden von dem Autor übersehen. Allein es ist selbstverständlich, dass die von Herrn Prof. Szajnocha angenommene südsüdwestliche Fallrichtung des podolischen Silurs und Devons bereits mit dem auf den früheren geologischen Karten ersichtlichen nordnordwestlichen Streichen der podolischen Hauptzonen (Silur, Devon, Jura) unvereinbar ist, ganz abgesehen also von den vorerwähnten Verbreitungsverhältnissen der einzelnen Silurstufen unter sich.

Was die Mächtigkeit der einzelnen Etagen des Silurs anbelangt, habe ich gleichfalls bereits früher gezeigt, dass dieselbe oft bereits im Bereiche eines und desselben Anschlusses bedeutend, bis fast doppelt grösser ist, als von Herrn Szajnocha entsprechend den Erfordernissen seiner Profile dortselbst angenommen wird.

Um die stratigraphische Parallelisirung des podolischen Silurs hat sich ferner neulich Wenikoff verdient gemacht. Leider stimmen aber diese seine Ergebnisse, wie er selbst betont, mit jenen von Herrn Prof. Szajnocha nicht überein.

Die sehr genaue Beschreibung der Fauna des galizischen Silurs wurde von Alth nicht zu Ende geführt. Bereits der erste Theil dieser Monographie liess uns die Wichtigkeit dieser Lücke unserer Kenntnisse durchblicken. Unter Anderem hat auch sein frühzeitig verstorbener ehemaliger Assistent Prof. F. Bieniasz, welcher ausserdem speciell durch die Erforschung des Jura am Dnjester bekannt ist, grosse Aufsammlungen von Silurpetrefacten zusammengebracht. Die Silurarbeit Szajnocha's enthält ihrerseits auch eine Reihe von neuen Speciesnamen, welche für die künftighin zu beschreibenden und abzubildenden Fossilien vorgeschlagen werden. Auf Grund früherer Verzeichnisse von Dunikowski wurde von Szajnocha, in der in Rede stehenden Arbeit, welche in den Berichten der physiographischen Commission vom Jahre 1889 erschien, auf die wahrscheinliche Existenz einer Bruchlinie bei Uściczko am Dnjester hingewiesen. Es ist dies eine bis jetzt unentschiedene Frage. Doch ist dieselbe von streng localer Bedeutung.

Die heutige sanfte Südostneigung der podolischen Hochebene wird von Herrn Prof. Szajnocha durch die cenomane und miocäne Abrasion erklärt. Die Neigung dieser Abrasionsfläche ist aber in Podolien, wie es sich nunmehr herausstellt, blos darum eine südöstliche, weil wir uns in Podolien auf dem Südostflügel des flachen Gólogóry—Krzemieniecer Sattels befinden.

Während ich mit der Correctur dieser Zeilen beschäftigt war, ist mir der „Führer für die Excursionen des IX. Internationalen Geologen-Congresses, Wien 1903“ zugekommen und ich muss mir an dieser Stelle die Bemerkung gestatten, dass geradezu der podolische Theil dieses werthvollen Werkes, abgesehen von einer irreführenden, etwas übertriebenen Angabe über den Inhalt der vorherbesprochenen Publication des nämlichen Autors, auch sonst einen etwas dürftigen Eindruck macht.

## Uebersicht der vortertiären Dislocationen und ihrer Begleiterscheinungen.

(Hierzu Fig. 1.)

Die mit dem vorsilurischen Continente, beziehungsweise mit der jungsilurisch - unterdevonischen Meeresphase in Podolien einher schreitenden Bewegungen entziehen sich jeder Beurtheilung, zumal einem Studium innerhalb der Staatsgrenzen. Theoretische Speculationen an der Hand von verdienstlichen Beobachtungen der Autoren über die Tektonik des von Osten benachbarten wolhynischen Granitplateaus (Karpinski, Gurow), würden dem Zweck dieser Zeilen nicht entsprechen. Problematisch sind sogar tektonische Vorgänge, welche sich in Podolien in der späteren Zeit vom mittleren Devon einschliesslich bis zum Anfang der oberjurassischen Transgression abspielen mögen. Doch hier gibt es bereits eine ganze Reihe unterschiedlicher Erscheinungen, welche, wenn sie auch nicht ganz ausreichen, um die damalige tektonische Orientirung der paläozoischen Platte Podoliens endgiltig zu beurtheilen, dennoch ein Beweis sind, dass man nicht ohne weiters gewisse anscheinend seit dem oberen Jura datirende Zustände und Bewegungen je nach ihrem Anfange bereits bis zum mittleren Devon zurückversetzen darf.

Diese Bedeutung hat vor Allem die räumliche und verticale Vertheilung des mittleren Devons in Westpodolien. Im vollen Gegensatz zu dem unteren Devon ist das mittlere Devon nicht ein Bestandtheil des paläozoischen Horstes, sondern nimmt dasselbe vielmehr, ebenso wie das Senon, an der Ausfüllung der angrenzenden Senkungsfelder Antheil. Es fehlt nicht an Anzeichen, dass das mittlere Devon der nordgalizisch-wolhynischen Senke angehört, nicht aber der den Südwestrand des Horstes umsäumenden Depression, welche ursprünglich mit der sogleich zu besprechenden podolisch-sudetischen Faltung einherschreitet, später aber dem Gebiete der miocänen vorkarpathischen Senke zufällt. Die sudetische Faltung ist offenbar sowohl in Podolien als auch bekanntlich im polnischen Mittelgebirge überhaupt geologisch bei weitem jünger, als das mittlere Devon.

Wie bereits erwähnt, gestatten die geologischen Karten die Thatsache zu erkennen, dass die heutigen podolischen Zonen, von der Westgrenze des wolhynischen Granitplateaus angefangen bis zu den Unterabtheilungen des Silurs in Galizien und bis zu der Ostgrenze des Jura am Dnjestr, überallhin von Nordnordwesten nach Südsüdosten verlaufen. Allein das mittlere Devon verhält sich in dieser Beziehung vielleicht ganz anders. Indem das mittlere Devon, anstatt von Westwestsüden an das untere Devon sich anzureihen, wie es ja für den Jura am Dnjestr zutrifft, auf das Gebiet im Nordwesten der Oldredzone beschränkt zu sein scheint, dürfte dieses Vorkommnis den Rest einer ursprünglichen abweichenden Anordnung der altpaläozoischen Zonen Podoliens in sich bergen. Allerdings müssen noch weitere Untersuchungen über diesen Gegenstand abgewartet werden.

Das mittlere Devon hat offenbar in Podolien eine merklich grössere Verbreitung unter der Decke jüngerer Sedimente, als es von vornherein scheinen möchte. Die wenigen hauptsächlich durch

Bieniasz bekannten mitteldevonischen Entblössungen — in der Gegend von Zawadówka — sind nicht durch Zufall an einem Punkte concentrirt, wo das tiefe Złota-Lipathal von der unten zu besprechenden miocänen Antiklinallinie Berdo—Narol gekreuzt wird, welche gerade an dieser Stelle in das nordgalizisch-wolhynische Senkungsgebiet hineinläuft. Dabei ist vielleicht das mittlere Devon, wie die an der Basis des podolischen Jura vorkommenden Conglomerate mitteldevonischer Herkunft (Alth und Bieniasz) zu beweisen scheinen, ursprünglich nicht an das nordgalizisch-wolhynische Senkungsgebiet gebunden, wenn es auch vielleicht ausschliesslich innerhalb des letzteren erhalten bleibt.

Mit all dem stimmt gleichsam die Thatsache überein, dass der Nordwestrand des podolischen Horstes, — eine sanfte unterdevonische Böschung, an deren Fusse das Vorkommen von Zawadówka liegt, — dem polnischen Mittelgebirge zugewendet ist, welches bekanntlich seinerseits ein eigenthümliches System paläozoischer Falten besitzt.

Ueberdies unter gleichzeitiger Berücksichtigung des Baues der wolhynischen Granitplatte wird man künftighin mit der Eventualität zu rechnen haben, dass die paläozoische Platte Podoliens ursprünglich beinahe in der Richtung zum polnischen Mittelgebirge geneigt war (so zu nennende ukraino-podolische Bewegung).

Danach entspricht anscheinend die subenomane nordgalizisch-wolhynische Depression bereits einer mitteldevonisch-vorjurassischen Synklinale der paläozoischen Schichten. Nach dieser Vermuthung weist damals das paläozoische Gebiet Podoliens eine überaus sanfte nordwestliche oder nördliche Schollenneigung der Schichten auf. Im Süden dieses Gebietes scheint die Achse des zugehörigen ukraino-podolischen Sattels auf Berdo-Horodyszcz 515 m (Czernowitz Nord) zu entfallen, einen Bergkamm, welcher vielleicht aus eben diesem Grunde die podolische Platte bis heutzutage von Südosten her hypsometrisch beherrscht, trotzdem dieselbe, je nach ihrer ganzen Ausdehnung, gerade in dieser Richtung sanft ablacht.

Nebenbei mag hier vorläufig ganz kurz vermerkt werden, dass in der That das südöstliche Gefälle der paläozoischen Platte in der Richtung vom Gologóry—Krzemieniecer Höhenzug zum Berdorücken kein ursprüngliches ist, sondern sich dadurch erklärt, dass dieses ganze Gebiet dem südöstlichen Flügel des noch zu besprechenden Gologóry—Krzemieniecer Sattels zufällt, welcher seit der untersarmatischen Stufe zurückdatirt.

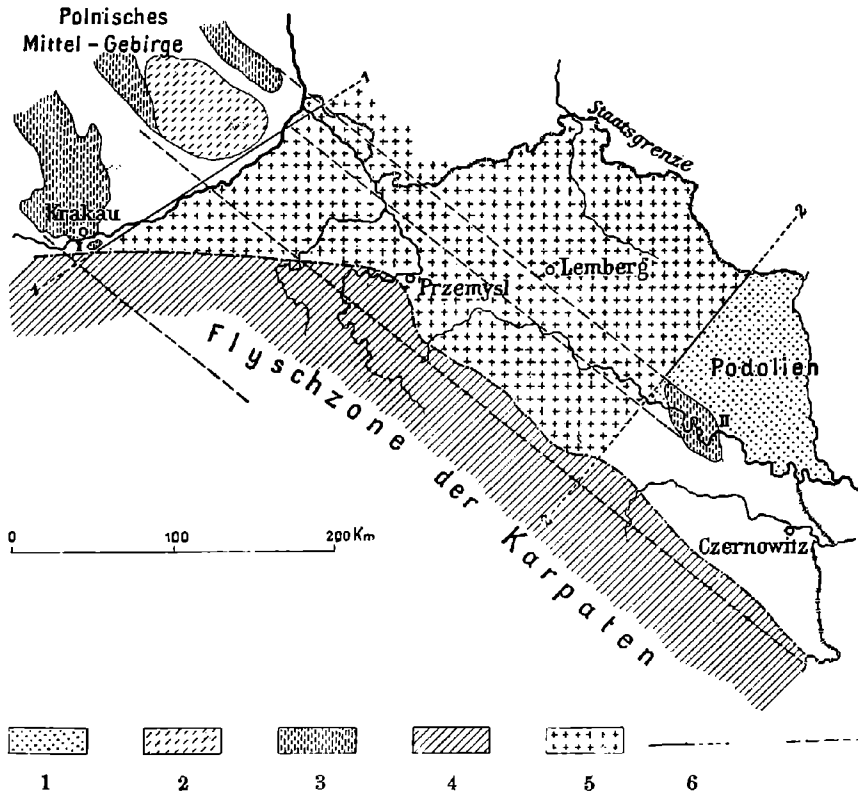
Sollten also früher die paläozoischen Schichten von Podolien, etwa seit dem mittleren Devon oder seit der jungpaläozoischen Zeit, in der Richtung zum polnischen Mittelgebirge abdachen, etwa in Uebereinstimmung mit den von Suess im polnischen Mittelgebirge unterschiedenen Faltungen aus der Zeit des Bergkalkes, welche ihrerseits mit dem ukraino-podolischen System identisch wären?

Wie dem auch sei, so viel ist sicher, dass mit Anbruch der oberjurassischen Transgression die tektonischen Verhältnisse Podoliens gründliche Aenderungen erleiden.

Die geographische Verbreitung des oberen Jura schreitet in Podolien offenbar mit einer nordwestlich streichenden flachen Schollenfalte einher. Es ist dies die podolische Abzweigung des grossen sude-

Fig. 1.

Die nordgalizisch-wolhynische Senkung und der podolische sowie der prä-karpathische Anteil des Sudetensystems.



Erklärung zu der Figurenbezeichnung:

1. Paläozoisches Gebiet von Podolien.
2. Paläozoisches Gebiet des polnischen Mittelgebirges.
3. Juraformation (I. Jurainsel von Kurdwanów; II. Jurazone von Podolien).
4. Flyschzone der Karpathen.
5. Gebiet der nordgalizisch-wolhynischen Senkung.
6. Dislocationen an den Rändern des Senkungsgebietes: 1. Weichselbruch oder die Linie Kurdwanów—Zawichost. 2. Die Störungslinie Kowalówka—Smykowce oder die Nordwestgrenze des Devons in Podolien.
7. Dem Flyschmeere und dem Karpathengebirge zeitlich vorausgehende Schollenfaltungen, dem Sudetensystem angehörig.

tischen Störungssystem. Durch diese Bewegung wird die podolische Platte sichtlich etwas später erfasst (oberer Jura), als bekanntlich die sudetische (Trias). In Podolien äussert sich diese neue Wirkung namentlich dadurch, dass der obere Jura am Nordwestrande des devonischen Gebietes überall fehlt, statt dessen aber eine im Fortstreichen des jurassischen Nordostflügels des polnischen Mittelgebirges gelegene und dem letzteren ebensogut angepasste Zone darstellt (sudetisch-podolische Synclinale).

Der überaus flache Bau des sudetisch-podolischen Sattels, dessen Südwestflügel Ostgalizien umfasst, erinnert an den Typus der weiter unten zu besprechenden tertiären Faltungen Podoliens. Danach wäre es ein Gewölbe von sanft dachförmigem Bau und mit deutlicher Achsenkante, welche ursprünglich orographisch hervortritt, kurzum eine Art oberflächlicher Schollenstauchung.

Die jenseits der Staatsgrenze zu suchende Achse des Gewölbes ist anscheinend der cenomanen Abrasion erlegen und dürfte im Gegensatz zu den opolischen Sätteln keine orographische Bedeutung heutzutage mehr haben.

Die Achse scheint in nordwestlicher Richtung fortzustreichen, entsprechend dem Verlaufe des podolisch-mittelpolnischen Jurazuges. Auch muss dieselbe nach dieser Richtung hin sanft geneigt sein, falls in der That dieser Theil des sudetisch-podolischen Störungsgebietes bereits früher einem älteren nordöstlich streichenden ukraino-podolischen Sattel (Mitteldevon — oberer Jura) und zwar seinem Nordwestschenkel zufällt. Daraus ergibt sich ein beinahe westliches Fallen und ein fast nordsüdliches ursprüngliches Fortstreichen der Schichten am Südwestflügel des sudetisch-podolischen Sattels.

Dass es übrigens von vornherein ausgeschlossen ist, dass der Verlauf der sudetisch-podolischen Sattelachse mit dem heutigen nord-nordwestlichen Streichen der podolischen Zonen übereinstimmen könnte, ergibt sich aus der weiter unten ersichtlichen Art und Weise, wie in der Tertiärzeit die noch zu besprechenden opolischen Sättel auf diese Scholle einwirken.

Abgesehen davon, dass also in den sich deckenden Störungsgebieten verschiedener Zeitalter der Verlauf der podolischen Zonen von jenem der sudetisch-podolischen Sattelachse mehr oder weniger abgelenkt sein muss, ist die Anordnung dieser Zonen und das derselben entsprechende allgemeine Schichtengefülle ein Werk der sudetisch-podolischen Antiklinale einerseits und der cenomanen Abrasion andererseits.

Dass somit heutzutage in Podolien Silur, Devonsandstein und zuletzt der obere Jura in beinahe westlicher Richtung aufeinanderfolgen, erklärt sich dadurch, dass diese Schichten zur Cenomanzeit beiläufig nach Westen abdachen, mit anderen Worten, dass die sudetische Bewegung in Podolien bis zum Cenoman andauert. Dass aber diese Bewegung seit dem Anfange des Cenomans zum Abschlusse gelangt, scheint daraus hervorzugehen, dass der sudetisch-podolische Sattel durch die cenomane Abrasion abgetragen und ausgeebnet wird, wodurch die heutigen podolischen Zonen entstehen.



Wie sich dem gegenüber die früheren vorjurassischen Formationszonen in Podolien verhalten, diese Frage entzieht sich heute, wie gesagt, einer endgiltigen Beurtheilung. Vorderhand mag wohl mit Recht auf die Vorgänge am Anfange der Cenomanzeit Nachdruck gelegt werden.

Es ist sicher, dass die cenomane Abrasion die heute in nord-nordwestlicher Richtung streichenden podolischen Zonen mit sich bringt, allein dieselbe scheint zugleich der Zeitpunkt der frühesten Entwicklungsphase des podolischen Horstes zu sein. Der letztere stellt ja bloß einen Ausschnitt des sudetisch-podolischen Sattels dar, welcher in dieser Gegend unter Anderem die vorcenomane Festlandszeit verursacht. Indem diese longitudinal-sudetische Bewegung am Anfange der cenomanen Transgression nachläßt, folgen ihr Querdislocationen auf dem Fusse nach, welchen entweder die beiden den Horst von Nordwesten und von Südosten umfassenden Senkungen, jene des nordgalizisch-wolhynischen und jene des Moldauer Gebietes, oder aber wenigstens die erstere ihre Entstehung verdankt.

Genetisch wie auch chronologisch hängen die beiden Dislocationen am Nordwest- und Südostrande des Horstes wahrscheinlich miteinander und ausserdem mit dem so zu nennenden Weichselbruche (Linie Zawichost—Kurdwanów) zusammen, welcher das polnische Mittelgebirge südwärts abschneidet und auf den ersten Blick an den oberen Donaubruch erinnert (Fig. 1).

Die Flexur am nordwestlichen Horstrande (Linie Kowalówka—Smykowce) ist nicht bloß dem polnischen Mittelgebirge und dem Weichselbruche zugewendet, sondern demselben beinahe parallel. Es sind dies die entgegengesetzten Ränder einer grossen mit Senon ausgefüllten Depression, welche nach Art eines Grabens zwischen die paläozoischen Kerne des Kielcer Gebirges und des podolischen Horstes hineingreift sowie ihre accessorischen Jurazonen quer auf ihr Streichen kreuzt, zwar um dieselben auf eine Distanz von circa 350 km (Niżniów—Sandomir) zu unterbrechen.

Die sanfte Böschung der devonischen Oberfläche, welche der Flexur am nordwestlichen Horstrande entspricht und welche, wie die Lemberger Tiefbohrung lehrt, einem verticalen Abstände von 500 bis etwa 1000 m entspricht, verräth offenbar keine Spur jener ausübenden Wirkung der cenomanen Abrasion, welche für den paläozoischen Horst bezeichnend ist. Damit stimmt es überein, dass diese Böschung nach Nordwesten abdacht, währenddem die cenomane Abrasionsrichtung im Gebiete des Horstes als senkrecht auf das Streichen der subcenomanen podolischen Zonen orientirt zu denken ist. Auch von diesem Standpunkte aus dürfte also der nordwestliche Horstrand nicht vorcenomanen Alters sein. In der That scheint es, als ob die nordgalizisch-wolhynische Senkung und die cenomane Abrasion zeitlich zusammenfielen, weshalb die Wirkung der letzteren in diesem Gebiete local aufgehoben wäre.

Jedenfalls stellen diese exklusiven Beziehungen zwischen den Grenzen der Abrasion und jenen der gleichzeitigen Senkung ein bededtes Gegenstück dar zu der Art und Weise, wie hingegen diese

Abrasion im Nachbargebiete des Horstes dadurch begünstigt wird, dass hier die bisherige longitudinal-sudetische Bewegung nachlässt, sozusagen endgiltig ausgeschaltet wird.

Eine andere nahe verwandte und für die tektonische Chronologie Ostgaliziens wichtige Erscheinung besteht darin, dass die Flexur des nordwestlichen Horstrandes durch die senone Ausfüllung des zugehörigen Senkungsfeldes ganz ausgeebnet und maskirt wird. Auf den ersten Blick möchte man hier eine postsenone Senkung vermuthen, deren Ränder durch die miocäne Abrasion ausgeglichen wurden. Damit stimmt aber die That-sache nicht überein, dass die miocäne Abrasion in Wirklichkeit ihrerseits, ebenso wie die cenomane Abrasion, auf das Gebiet des paläozoischen Horstes beschränkt bleibt.

Die Rolle von Agentien, durch welche das Abrasionsgebiet eingeengt wird, übernehmen nunmehr die noch zu besprechenden Schollensättel des opolischen Systems, welche der miocänen Transgression in der That gleichaltrig sind, durch welche der Horst eingefasst, hingegen die benachbarten Senkungsfelder gekreuzt werden. In einem ihrer colossalen Amplitude entsprechend weit ausgedehnten Gebiete wirken die opolischen Störungen der miocänen Abrasion derart entgegen, dass das Senon sein bekanntes hügeliges Relief, welches aus der paläogenen Festlandszeit Podoliens herrührt, fast überall beibehält.

Eine Ausnahme von dieser Regel stellt bloß die Niederung im oberen Bugfluss dar, wo aber das senone Relief nicht durch die miocäne Abrasion, sondern in Folge der fluviatilen Abrasion in postsarmatischer Zeit fast ganz verschwindet, worüber Näheres in einer späteren Publication mitzuthellen ist.

Unter diesen Umständen dürfte das Verhalten des Senons zu der Flexur am nordwestlichen Horstrande nur in der Weise zu deuten sein, dass diese Dislocation, welche gemäss dem Voranstehenden aus der Zeit am Beginne der cenomanen Transgression zurückdatirt, vor Anfang des Eocän zum Abschluss gelangt, weshalb in der That diese Senkung durch das Senon nicht nur ausgefüllt, sondern ganz begraben und ausgeebnet wird. Durch die spätere continental-paläogene Erosion wird das wechselseitige Niveauverhältnis zwischen der cenomanen Oberfläche des Senkungsfeldes und der allerdings mehr resistenten paläozoischen Oberfläche des Horstes natürlich gar nicht beeinflusst, zumal der Horst längs seines Nordwest- und Südwestrandes trotzdem aus der weissen Kreide (? Turon) noch nicht hervortaucht und die letztere hier bloß an Mächtigkeit verliert.

Dass auch der Weichselbruch, ebenso wie die ihm parallele Linie Kowalówka—Smykowce, aus der cenomanen Zeit datiren mag, wird unter Anderem dadurch illustriert, dass derselbe bei der bekannten Jurainsel von Kurdwanów von dem späteren Flyschrande gekreuzt wird und somit von diesem peripherischen Grenzsaume der miocän-karpathischen Faltung unabhängig ist, zwar ganz im Gegensatz zu dem unten zu besprechenden, aus der Miocänzeit herrührenden subpodolischen Staffelbruche, welcher den Verlauf des Flyschrandes und auch seinen bekannten Vorschub von Przemyśl nachahmt.

Alle Daten scheinen somit darauf hinzudeuten, dass die Senkung

im nordgalizisch-wolhynischen Gebiete, wenn nicht auf die geographischen Grenzen des Senons, so doch vielleicht auf jene seiner Tiefseefacies bestimmend einwirkt. Dieselbe Bedeutung hat offenbar auch die frühere sudetisch-podolische Synklinale, welche zwischen dem gleichnamigen Sattel und dem Karpathenrande sich ausbreitet, und in der Richtung, zu welcher das Senon ebenfalls an Mächtigkeit zunimmt.

Die von Simionescu (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1897, pag. 219, Centralbl. f. Min. 1901, pag. 193) aus Nordmoldau nachgewiesene podolisch-obercretacische Insel (Radautzi—Mitoc am Pruth) scheint ferner ein Beweis zu sein, dass auch der Südostrand des paläozoischen Horstes vorsenonen Alters ist<sup>1)</sup>. Mit anderen Worten möchte die Senkung zwischen dem podolischen Horste und der Dobrudscha ihrerseits aus der Cenomanzeit zurückdatiren. Alsdann fällt aber dieses Gebiet entschieden noch von Neuem im Miocän der vorkarpathischen Senke zu, welche hier, ebenso wie in Westgalizien am Weichselbruche, sich an die seit dem Cenoman zurückdatirenden Querlinien des Sudetensystems im weiteren Sinne anlehnt.

Ueberhaupt, abgesehen von geringen Ausnahmen<sup>2)</sup>, sind im Vorlande der Ostkarpathen die paläozoischen Schichten einerseits und das Senon andererseits heutzutage durch Dislocationen geographisch abgegrenzt.

Die letzteren gehören dem Sudetensystem an, dessen longitudinale Bewegungen in Podolien seit dem oberen Jura bis zum Anfang des Cenomans andauern. Bezüglich der im Cenoman sich einstellenden Querlinien dieses Systems fällt es auf, dass durch dieselben Gebiete eingfasst werden, welche als Mulden des früheren, bis jetzt noch einigermaßen problematischen ukraino-podolischen Systems anzusprechen wären. So wird mit Einbruch des Cenomans die flache ukraino-podolische Synklinale im Nordwesten des heutigen paläozoischen Gebietes von Podolien von Brüchen und Flexuren eingfasst. Auf diese Weise entsteht nämlich, falls die Annahme des ukraino-podolischen Systems sich bewährt, was wahrscheinlich ist, die nordgalizisch-wolhynische Senkung.

Mit dieser Bewegung dürfte, wie wir sahen, die Entstehung der Linie Czernowitz—Perkowce, das heisst die Moldauer Senke, zeitlich zusammenfallen. Die letztere müsste nun ihrerseits einer nachbarlichen ukraino-podolischen Synklinale entsprechen, welche das Areal zwischen dem über Podolien sich erstreckenden ukraino-podolischen Sattel und der Dobrudscha umfassen würde.

### Die vorkarpathische Senkung.

(Hierzu Fig. 2.)

Den bahnbrechenden Betrachtungen von E. Suess über die Beziehungen der Karpathenfalten zu ihrem Vorlande entstammt der Begriff der vorkarpathischen Senkung, welcher aus den von Alth ge-

<sup>1)</sup> Vielleicht kommt dort nicht blos Cenoman, sondern Turon oder Senon vor.

<sup>2)</sup> Auf das Gebiet des paläozoischen Horstes hinübergreifende Ausläufer der „weissen Kreide mit Feuersteinen“ in der Gegend zwischen Niżniów und Monasterzyska (? Turon).

schilderten ostgalizischen Verhältnissen abgeleitet wird. Ich stand unter frischem Eindrücke der Lehren von E. Suess, als ich Gelegenheit fand, die sich aus denselben für die topogeologische Untersuchung ergebenden neuen Fragen im Wege von Detailbeobachtungen zu verfolgen. Seit dieser Zeit sind mehr als zwanzig Jahre verflossen.

Als Gegenstand von Localuntersuchungen führt der Begriff der vorkarpathischen Senkung zunächst zur Fixirung des allerjüngsten Dislocationssystems von Podolien, welches noch heutzutage seine speciellen seismischen Aeusserungen im ostgalizischen Flachlande besitzt. Es ist dies das tertiäre oder podolisch-opolische Störungssystem<sup>1)</sup>.

Von der vorkarpathischen Senke wird nämlich in Galizien die ehemalige sudetisch-podolische Synklinale, welcher der podolische Jurazug angehört, sammt einem entsprechenden Antheile der nordgalizisch-wolhynischen Senkung westwärts bis zum Weichselbruche hin erfasst. Der den Karpathen zugewendete Flügel dieser nordwestlich verlaufenden Synklinale ist heutzutage durch den Flyschrand und durch die Falten der subkarpathischen Salzthonzone maskirt. Der Aussenrand der Synklinale wird auf der Strecke von Czernowitz bis zum Weichselbruche hin von einigen unterschiedlichen Dislocationen umsäumt, welche sowohl untereinander als auch dem Flyschrande parallel sind. Es sind dies die longitudinalen Linien des podolisch-opolischen Systems. Im Ganzen ist dieses System als ein einseitiges staffelförmiges Bruchnetz zu bezeichnen, dessen Querlinien dem Radius des Karpathenbogens entsprechen. Es mögen die longitudinalen Linien folgende Bezeichnungen haben:

1. Die äussere Linie Berdo—Narol;
2. die mittlere Linie Bóbrka—Mikołajów und
3. die innere Linie Gródek—Żurawno.

Das durch diese Dislocationen betroffene, so zu nennende subpodolische Gebiet ist an dem Südwestrande des gesammten podolischen und Lubliner Plateaus gelegen.

Im Ganzen zerfällt die vorkarpathische Senke in zwei zumeist ungleiche streichende Hälften, und zwar die äussere subpodolische Zone, welche Schollenstructur aufweist und die innere subkarpathische Zone, welche gefaltet ist. Es braucht kaum erörtert zu werden, weshalb als Innenrand der vorkarpathischen Senkung blos der Flyschrand ins Auge zu fassen ist, wobei von dessen unterschiedlichen localtektonischen Entwicklungstypen abgesehen wird.

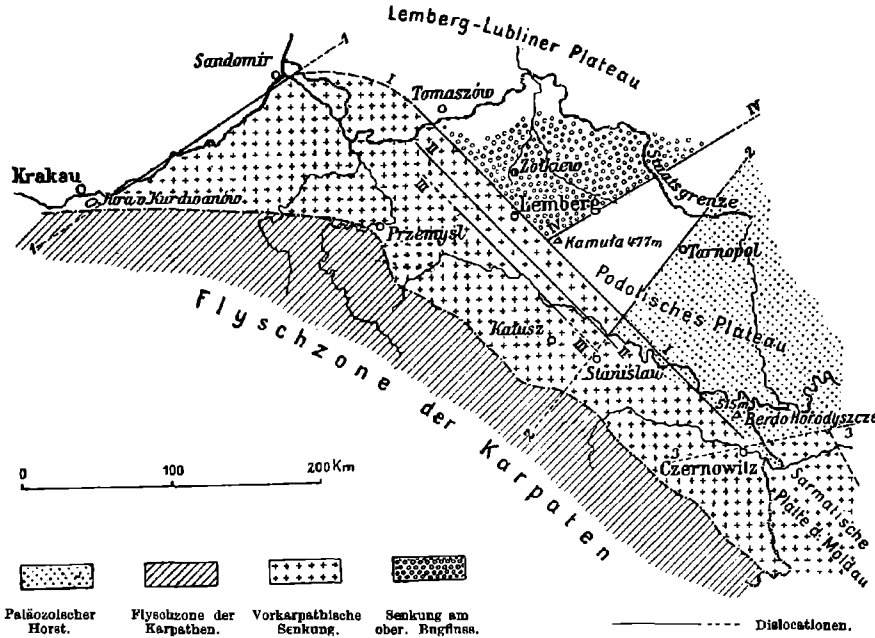
Der Dislocationstypus der subpodolischen Linien variirt seinerseits ganz beträchtlich je nach ihrer Länge. Auch ist das tektonische Entwicklungsstadium bei denselben verschieden, und zwar ist es bei der inneren Linie bei weitem am meisten vorgeschritten.

Durch die äussere Linie (Berdo—Narol) wird am Dnjestr der Südwestrand des paläozoischen Horstes abgegeben. In dieser Gegend, und zwar am Berdo-Horodyszczce 515 *m* in der Bukowina und im Przemyślany—Czernelicaer Höhenrücken, bis Kamuła 477 *m*, dem

<sup>1)</sup> Podolisch-Opolien Westpodolien sammt angrenzenden Tiefebennen.

Fig. 2.

Die vorkarpathische Senke und das podolisch-opollische Störungssystem.



I. Weichselbruch. — 2. Linie Kowalówka—Smykowce. — 3. Linie Czernowitz—Perkowce.

I.—IV. Podolisch-opolisches System:

- I. Linie Berdo—Naral
- II. Linie Bóbrka—Mikołajów
- III. Linie Gródek—Żurawno
- IV. Linie Gołogóry—Krzemieniec.

} Subpodolisches Gebiet.  
(Dasselbe ist rund 40 km breit.)

höchsten Punkte des podolischen Plateaus, tritt diese Linie orographisch als eine flache, von echten Querthälern gekreuzte Terrainwelle hervor. Das von Südwesten anstossende Gebiet ist an dieser Linie abgesunken (Senkung des Podniestrze-, Zadniestrze- und des Pokuciegebietes). Die Senkung wird durch eine überaus flache Flexur vermittelt (100 bis 200 m auf 10 km Distanz). Die letztere ist antiklinal gebaut, zumal der stehen bleibende Schenkel nicht ganz flach liegt, sondern äusserst sanft nach der entgegengesetzten Richtung (*NE*) abdacht.

Durch diese Flexur wird in Podolien die vorkarpathische Verbreitungsgrenze des Devons, Jura und Cenomans ursächlich bedingt. Das Senon schwillt offenbar im Südwesten von dieser Dislocation nach und nach zu einer Mächtigkeit von hunderten von Metern an.

Von dieser Dislocation werden die unterschiedlichen Facies des marinen Miocäns von Podolien in einer so auffälligen Art und Weise je nach ihrer geographischen Vertheilung beeinflusst, zwar abgesehen etwa von den liegenden Baranower Schichten, dass dadurch das geologische Alter der Hauptphase dieser Bewegung mit hinreichender Genauigkeit auf den Anfang der mediterran-podolischen Transgression fixirt wird.

Die hypsometrischen und horizontalen Verbreitungsverhältnisse der beiden zu Stande kommenden Hauptfacies, der Nulliporenbanke einerseits und der Gypsformation andererseits, bieten Anlass zur Unterscheidung von localtektonischen Tertiärprovinzen dar. Der stehenbleibende Schenkel der Flexur (Przemyślany—Czernelicaer Höhenrücken) wird von überaus grossknolligen (1 dm) und relativ sehr mächtigen (bis 50 m) originären Nulliporenbanken beherrscht, während der abgesunkene Flügel (Podniestrze—Pokucie) der Gypsfacies anheimfällt, welche blos von sporadischen und sehr feinkörnigen, von Bieniasz entdeckten Einzelnulliporen, gewissermassen den Einzelkorallen vergleichbar, begleitet wird, der Nulliporenbanke aber ganz entbehrt. Ausserdem ist für den stehenbleibenden Horstrand noch eine in Podolien sonst ganz fehlende detritäre Nulliporenfacies, jene mit dem dickschaligen *Pecten latissimus Brocc.*, bezeichnend<sup>1)</sup>.

Die Schichten mit *Pecten latissimus* stellen eine auffällige Analogie dar — zu den bezüglich ihrer Entstehungsbedingungen an Rändern von Senkungsgebieten bereits von Uhlig so gedeuteten Lithothamnienbildungen Westgaliziens sowie des ungarischen und des Wiener Beckens<sup>2)</sup>. In Pódogien ist das eine ganz aberrante Facies, welche, wie hier gleich hervorgehoben werden mag, streng an die vorkarpathische Nulliporengrenze überhaupt gebunden ist. Die letztere fällt am unteren galizischen Dnjestr mit der Linie Berdo—Narol, hingegen weiter im Westen mit der Linie Gródek—Żurawno zusammen.

Während im Süden der Südwestflügel der Linie Berdo—Narol der vorkarpathischen Senkung zufällt, wodurch der südwestliche paläo-

<sup>1)</sup> Sonst sind in Podolien detritäre Nulliporenbildungen als eine durch *Pecten scissus* bezeichnete Facies entwickelt (Proniatyner Schichten), welche offenbar nicht in dem gleichen Masse an Brandung angewiesen ist.

<sup>2)</sup> Uhlig, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 180.

zoische Horstrand entsteht, erfährt hingegen weiter im Norden, längs der Lemberg—Tomaszower Hochebene, der entgegengesetzte nordöstliche Schenkel dieser Linie eine sanfte flexurartige Senkung. Die letztere umfasst, wie noch später zu zeigen, das ganze Gebiet der Tiefebene des oberen Bugflusses in Nordostgalizien.

Noch weiter im Nordwesten wird durch die Linie Berdo—Narol der Typus eines symmetrisch gebauten dachförmigen Schollengewölbes von überaus flachem Bau veranschaulicht (Gegend von Tomaszów, Belzec, Werchrata etc.). Es ist dies offenbar der ursprünglichste Dislocationstypus des karpathischen Vorlandes, welcher einer oberflächlichen Schollenstauchung entspricht und welcher gegenwärtig in Podolien sonst nur mehr ganz ausnahmsweise zum Vorschein kommt, zum Beispiel zwischen Złoczów und Podkamień an der noch zu besprechenden Störungslinie Gologóy—Krzemieniec.

Zuletzt, bevor man den Weichselbruch erreicht, fällt die Linie Berdo—Narol mit der Wasserscheide über dem steilen Südwestrande der Lubliner Hochebene zusammen, welcher letztere seine mediterransarmatische Auskleidung dem hier somit wiederum abgesunkenen Südwestflügel dieses Schollensattels verdankt.

Die mittlere Linie von Bóbrka—Mikołajów ist speciell nur in dem gleichnamigen Höhenrücken als eine antiklinal gebaute Flexur entwickelt und entspricht sowohl hier, als auch sonst, der vorkarpathischen Senongrenze. Am Südwestrande der Lemberg—Tomaszower Hochebene dürfte es diese Dislocation sein, welche durch eine Reihe von Bohrungen gelegentlich der Anlage der Lemberger Wasserleitung bewiesen, wurde. Wenigstens gewinnt es den Anschein, als ob die einschlägigen von Łomnicki im geologischen Atlas veröffentlichten Bohrergebnisse diese Bedeutung hätten. Ob der Dislocationstypus in dieser Gegend jener einer Flexur mit flach liegendem stehenbleibenden Schenkel sei oder aber einer Verwerfung entspricht, mag dahingestellt bleiben.

Die innere Linie, jene von Gródek—Żurawno, stellt eine Verwerfung dar, welche ihren früheren Typus einer antiklinalen Flexur bloß auf eine kurze Strecke (411 m Rozdoł N) noch jetzt beizubehalten scheint. Im Ganzen entspricht diese Linie der verhältnismässig scharfen und meilenweit fast ganz geraden vorkarpathischen Verbreitungsgrenze des podolischen Mediterrans am Dnjestr im Süden von Lemberg. Der abgesunkene Südwestschenkel fällt der vorkarpathischen Salzpfanne anheim. Nahe am Aussenrande der letzteren ist Kałusz gelegen. Wie grell auch der Facieswechsel zu beiden Seiten dieser Dislocation auf der Strecke Gródek—Żurawno—Kałusz ist, scheint dieselbe dennoch südostwärts an Bedeutung zu verlieren. Am Westfusse des Berdo—Horodyszczce in der Bukowina dürfte die vorkarpathische Senkung bereits nur durch eine einzige Dislocation vermittelt werden.

Geologisch gesprochen, sind alle drei den südwestlichen paläozoischen Horstrand umsäumenden Dislocationen einander gleichaltrig. Da in dieser Gegend ihre abgesunkenen Schenkel den Karpathen zugewendet und parallel sind, wird durch diese Störungen eine Art

Staffelbau bedingt, welcher grossentheils noch heutzutage orographisch hervortritt (vergl. Fig. 2).

Auf diese Erscheinung habe ich bereits im Jahre 1893 aufmerksam gemacht. Es ist dies keine Hypothese, wie es an der Hand der Literatur scheinen möchte, wenn auch der Verlauf der einzelnen ohnehin überaus flachen Dislocationen, namentlich der mittleren, nicht überall in gleicher Weise sich offenbart und oft ganz undeutlich wird.

Im Ganzen ist somit das ostgalizische marinmiocäne Gebiet in die podolische und Lemberg—Lubliner Provinz der Nulliporenbanke, in die subpodolische Gypsregion ohnedie letzteren und ohne Salz und in die subkarpathische Salzthonzone einzutheilen. Die Gegensätze dieser Provinzen sind durch drei parallele Dislocationslinien bedingt, welche je nach ihrer gegenwärtigen Lage und Ausbildung kurzweg als Staffelbruch am Aussenrande der vorkarpathischen Senkung zu präcisiren sind. Salzlager erscheinen nur im Senkungsgebiete zwischen der innersten Staffellinie (Gródek—Żurawno) und dem Flyschrande, das heisst zweifellos in der tiefsten Region des ehemaligen mediterran-podolischen Meeres.

Die geographische Verbreitung der liegenden mediterran-podolischen Baranower Facies scheint zu lehren, dass die äussere Strandlinie dieses Meeres zuerst während der Salzthontransgression ungefähr noch die Linie Berdo—Narol von Osten her begleitet, um später in der Transgressionsphase der podolischen Lithothamnienschichten viel weiter nach aussen, auf die Ostseite des Wallriffes der Miodobory, verlegt zu werden.

Der Staffelbau der subpodolischen Gegend, welcher die gleichnamige Gypszone (Podniestrze, Pokucie, Zadniestrze) umfasst, wird von einigen radialen Bewegungen durchsetzt, welche vorwiegend in nordöstlicher Richtung aus dem vorkarpathischen Senkungsgebiete ausstrahlen und theilweise geologisch jünger sind, als die Längslinien des opolischen Systems.

Vor Allem ist die in diesem Sinne ebenfalls radiale Antiklinallinie Gołogóry—Krzemieniec bemerkenswerth. Dieselbe ist je nach ihrer ursprünglichen Anlage als flaches dachförmiges Schollengewölbe von symmetrischem Bau zu definiren. Die Achse dieser Bewegung tritt in dem gleichnamigen Höhenzuge orographisch hervor. Die beiden Sattelflügel umfassen das podolische Plateaugebiet einerseits und die Lemberg—Lubliner Hochebene andererseits. Diese Dislocation offenbart sich scharf sowohl orographisch, als auch tektonisch blos an der Nordostseite der Berdo—Narollinie, um aber erst jenseits der letzteren ganz auszutönen. Erst im Südwesten der inneren Linie Gródek—Żurawno hört jede Spur dieser Bewegung sofort auf<sup>1)</sup>. Die Hauptphase dieser

<sup>1)</sup> Die Linie Gródek—Żurawno stellt zugleich die geographische Grenze dar, bis zu welcher die äussersten peripherischen subkarpathischen Faltungen der Salzthonzone in der Richtung nach Nordosten vordringen.



Bewegung fällt, wie später zu zeigen ist, mit dem Rückzuge der unter-sarmatischen Gewässer aus Podolien zusammen.

In postsarmatischer Continentalzeit erfährt der Gologóry—Krziemniecer Schollensattel eine totale Umprägung seines Dislocationstypus. Zwar fällt alsdann der Nordostschenkel dieses Sattels der vorerwähnten Senkung der nordostgalizischen Tiefebene zu. Die Senkung wird in dem eigentlichen Gologórykamm (von Kamuła 477 m bis Gologóry) durch eine speciell hier leicht zu verfolgende Flexur vermittelt.

Das Senkungsgebiet hat bekanntlich seine frühere Tertiärdecke verloren, was auf den ersten Blick höchst befremdlich ist. Nun zeigt es sich, dass in diesem Falle die schwankenden Bewegungen der nachsitzenden Scholle mit dem postsarmatischen Thalbildungsprocesse zeitlich zusammen-treffen. Offenbar müsste dem letzteren durch beständiges Seitwärtsrücken der Flüsse in Folge sanfter Neigung der Oberfläche eine lateral abradirende Wirkung verliehen werden <sup>1)</sup>. Es wäre dies eine besondere Art von Peneplain. Diese Erscheinung bedingt einen Gegensatz zu der geologisch älteren vorkarpathischen Senkung Galiziens, welche mit einer marinen Transgression gleichaltrig ist und die Sedimente der letzteren (Salzpfanne) dauernd beibehält. Im ersteren Falle wird durch eine Senkung während einer Thalbildungsperiode die fluviatile Abrasion der präexistirenden sedimentären Decke innerhalb des abgesunkenen Gebietes hervorgerufen. Im zweiten Falle aber erweist sich die Senkung als Entstehungsursache einer aberranten marinen Facies.

Ich muss an dieser Stelle von einer etwas näheren Schilderung des podolisch-opolischen Systems ganz absehen, umsomehr, als meine auf eine genauere Beschreibung desselben abzielenden Untersuchungen noch nicht ganz abgeschlossen sind.

In morphologischer Hinsicht besteht der Endeffect des tertiären, im ostgalizischen Vorlande der Karpathen herrschenden Dislocationssysteme und der mit ihm ursächlich einherschreitenden Erosions- und Abrasionserscheinungen in einer totalen Auswischung der Relieflinien der beiden älteren tektonischen Systeme Podoliens.

In Ostgalizien findet weder die noch gegenwärtig andauernde fast westliche Neigungsrichtung der Schichten der paläozoischen Platte orographischen Ausdruck, noch sind die tiefen durch das Senon maskirten Senkungsfelder, durch welche der paläozoische Horst eingefasst wird, noch auch ist dieser letztere selbst irgendwie im heutigen Bodenrelief angedeutet.

Dass der wahrscheinlich cenomane Wechselbruch orographisch hervortritt, hängt davon ab, dass seine Entstehung nicht einheitlich ist und dass sich an denselben die spätere vorkarpathische Senkung direct anlehnt.

<sup>1)</sup> Zu dieser Kategorie von localen Erscheinungen scheinen unter Anderem die merkwürdigen Terrassen des Bugflusses bei Sokal zu gehören, welche bereits durch Uhlig beschrieben sind.

Von localen Begleiterscheinungen der opolischen Dislocationen sind in Ostgalizien zu beobachten: Gewisse denselben parallele Clivagerichtungen, locale Schichtenneigungen und -Knickungen an einzelnen Störungslinien; Thäler zweifelhaften Ursprungs, welche mit sonstigen localen Erosionsverhältnissen des Gebietes gar nicht harmoniren; chorologische Verhältnisse, welche räumlich an tektonisch selbständige Schollen gebunden sind; echte Querthäler, von welchen flache Schollenfalten gekreuzt werden, und zuletzt die einengende Rückwirkung der Schollensättel auf die geologisch gleichaltrige miocäne Abrasion.

Abgesehen von dem analogen Einfluss der sudetischen Querlinien auf die denselben gleichzeitige cenomane Abrasion, können gegenwärtig die Begleiterscheinungen der früheren sudetischen Schollenfaltung in Podolien nicht mehr verfolgt werden. Sogar die Clivagerichtungen im galizischen Silur sind nicht auf die sudetische, sondern auf die opolische Bewegung zurückzuführen, und zwar sind dieselben stellenweise auch darüber im mediterranen Gyps in derselben Weise ausgeprägt (Borszczów: Łysa góra W.). Im Ganzen sind offenbar die Clivage-Richtungen des Silur an die sogenannte Depression am unteren galizischen Dnjestr gebunden, eine Art flacher Quersynklinale, welche einen grossen Theil des Silurgebietes umfasst und dem Gólogóry—Krzemieniecer Sattel parallel ist.

### Rückblick und Schlussfolgerungen.

Der wichtigste Charakterzug in dem Entstehungsprocesse des vorkarpathischen Schollenlandes besteht darin, dass dasselbe während der paläo- und mesozoischen Aera in die Sphäre von tektonischen Agentien fällt, welche bekanntlich mit den späteren Karpathen nichts Gemeinsames haben und welche, abgesehen von localen Nuancen, mitunter in gleichmässiger Weise in den Sudeten und im polnischen Mittelgebirge, in Podolien und in der wolhynischen Granitplatte sich äussern. Erst mit dem Anfang der marin-miocänen Transgression übergeht das heutige vorkarpathische Schollenland auf einmal in die Sphäre des Einflusses der Karpathen, in den Bereich ihrer Rückwirkung auf die Umgebung.

In der That entsprechen dem paläozoischen System der Falten des polnischen Mittelgebirges andere Störungen in Podolien und wahrscheinlich eine andere allgemeine Neigungsrichtung der paläozoischen Schichten, das heisst nach Nordwesten gegen das Kielcer Gebirge hin (ukraino-podolisches System). Wiederum andere Störungen und wiederum eine abweichende Richtung des allgemeinen Abdachens der paläozoischen Platte, das heisst bciläufig nach Westen hin, herrschen in Podolien grösstentheils gleichzeitig (oberer Jura-Cenoman) mit dem hingegen mesozoischen Störungssystem des polnischen Mittelgebirges (bekanntlich Trias-Cenoman) und mögen zu ihm in organischem Zusammenhang verharren (Sudetensystem).

Zuletzt, wie ich bereits vor einigen Jahren (1900) betont habe, muss man auch das noch erwägen, wie weit die mesozoischen Falten des polnischen Mittelgebirges, welche bereits von Suess zu dem Sudetensystem gezählt werden, ursprünglich (das heisst vor der Ent-

stehung des dieselben in Nordgalizien kreuzenden, mit Senon ausgefüllten Grabens) nach Südosten „in der Richtung zu dem oberen San- und dem oberen Dnjestrflusse hinauslaufen, wo heutzutage die äussersten randlichen Falten der Karpathen hindurchstreichen“ (vergl. oben pag. 295, Fig. 1).

Die ostgalizische paläozoische Platte gehört dem Südwestflügel des sudetisch-podolischen Sattels an, die Jurazone am Dnjestr repräsentirt bereits ihrerseits die von dieser Seite angrenzende Synklinale, so dass zuletzt die Juraklippen bei Przemyśl bereits einer Nachbarantiklinale entsprechen möchten. Die letztere würde vom polnischen Mittelgebirge bis ins Gebiet der mediterranen Provinz und der späteren Flyschzone herüberstreichen, als ob die Klippen bei Przemyśl je nach ihrer frühesten Anlage und je nach ihrem Streichen an den präkarpathischen Verlauf einer von den Sudetenfalten angewiesen wären (Fig. 1).

Nebenbei fällt es auf, dass in der That in analoger Weise auch die Falten der Dobrudscha ins randliche Gebiet der Flyschzone hineinlaufen müssten, falls dieser Theil ihres Verlaufes bis in spätere Zeiten erhalten bliebe<sup>1)</sup>.

Ueberhaupt scheint der präkarpathische Antheil der sudetischen Schollenfalten für die Vertheilung der heutigen und der ehemaligen mesozoischen Klippen und ihrer Reste<sup>2)</sup> — innerhalb der randlichen Gebiete der Flyschzone, beziehungsweise innerhalb der Neogenzone der Ostkarpathen — von Wichtigkeit zu sein.

Am Anfang der Cenomanzeit werden die östlichen auf Galizien und die Moldau entfallenden Sudetenfalten von einem oder eher von zwei grossen, überaus breiten und flachen, nordöstlich orientirten Grabenbrüchen gekreuzt, welche vielleicht den Mulden eines früheren (ukraino-podolischen) Faltensystems entsprechen und von welchen der nördliche ganz Nordgalizien umfasst, während der südliche jenseits des podolischen Horstes über die Moldau sich erstreckt, deren Senkung bezüglich dieses ihres Alters allerdings noch nicht ganz sicher bewiesen ist.

In nordöstlicher Richtung durchquert die nordgalizisch-wolhynische Senkung weithin die grosse russische Tafel und scheint sich dabei an den Nordwestrand der wolhynischen Granitplatte anzulehnen. Nach Südwesten umfasst aber diese Senkung den späteren Karpathenbogen, um ihn offenbar auch grossentheils zu verursachen.

Mit der letzteren Annahme stimmt die Lage des bekannten Vorschubes des Gebirgsrandes bei Przemyśl, wo die mittlere Achse des nordgalizisch-wolhynischen cenomanen Grabens durchläuft.

In analoger Weise verhält sich wahrscheinlich die Moldauer Senke zu dem grossen Vorschube der Südostkarpathen zwischen den Flüssen Putna und Buzeu, welcher zugleich einer der bedeutendsten

<sup>1)</sup> Laut gefälligen Angaben, welche ich Herrn Prof. L. Mrazec zu verdanken habe und bezüglich welcher des Näheren auf eine spätere Publication hinzuweisen ist.

<sup>2)</sup> Zum Beispiel Salzstöcke mit Conglomerathut in Rumänien (Mrazec und Teisseyre: Oesterr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen 1903).

Schwenkungen des gesammten Karpathenbogens sowie tief eingreifenden Aenderungen im inneren Baue des Gebirges entspricht.

Während somit die Vorschübe und Schwenkungen der Ostkarpathen den durch dieselben gekreuzten und ihrer Entstehung zeitlich vorausgehenden Schollenmulden von überaus grosser Amplitude entsprechen, welche aus dem Vorlande des Gebirges in das karpathische Gebiet hineinlaufen, breiten sich zwischen diesen Mulden die hingegen dem Gebirge vorgelagerten alten Kerne und Horste aus (polnisches Mittelgebirge, Podolien, Dobrudscha). Bezüglich ihrer Rolle bei der Entwicklung des Gebirgsbogens als eines solchen kann auf verschiedene in der Literatur bekannte Analogien hingewiesen werden.

Am Anfange der miocänen Transgression entsteht sodann die vorkarpathische Senkung, eine Erscheinung, in welcher hingegen der Einfluss des Gebirges auf sein Vorland in geradezu überwältigender Art und Weise zum Ausdrucke gelangt (vergl. oben pag. 301, Fig. 2).

Der Begriff des Vorlandes darf über das geographische Areal dieser Phänomene nicht hinausgehen und scheint Podolien, so weit es noch von radialpolischen Störungen durchsetzt wird, immerhin noch den Charakter eines Vorlandes der Karpathen darzubieten.

Zwar ist die Geschichte der vorkarpathischen Senke einerseits und die Entstehung ihres Aussensaumes andererseits durchaus nicht von einheitlichem Verlaufe.

Durch das opolische Störungssystem wird der peripherische Saum der vorkarpathischen Senkung speciell nur in der Richtung gegen das Bukowinaer (Berdo—Horodyszcz), ferner gegen das podolische und gegen das Lemberg—Lubliner Plateaugebiet hin abgegeben. Je nach seiner Hauptentwicklungsphase ist dieses System der Entstehung der Flyschrandlinie als einer solchen geologisch gleichaltrig und ahmt den Verlauf der letzteren, wie später näher zu zeigen, sammt ihren localen Krümmungen und Vorschüben (Przemysł) so genau nach, dass an eine ursächliche Verknüpfung beider Erscheinungen nicht zu zweifeln ist.

Im Gegensatz zu diesen subpodolischen Verhältnissen lehnt sich die vorkarpathische Senkung hingegen in Westgalizien (Weichselbruch) und wahrscheinlich in der Moldau (Linie Czernowitz—Perkowce) an geologisch ältere Dislocationen an, welche, wie im vorigen Kapitel gezeigt, aus der Cenomanzeit zurückdatiren.

Trotzdem stellen im Grossen und Ganzen die peripherischen Umriss der vorkarpathischen Senkung Galiziens und Rumäniens einen dem Karpathenbogen entsprechenden und denselben umfassenden Halbkreis dar. Die Deutung der vorkarpathischen Senke als Ganzes hängt mit allfälligem Verständniss der Entstehungsweise der Karpathen zusammen, welches letztere seinerseits auf diesem Forschungswege nur an Klarheit gewinnen kann<sup>1)</sup>.

Lemberg, Jänner 1903.

<sup>1)</sup> Da die dieser Publication beigegebenen Zeichnungen gleichzeitig auch in einem andern Aufsatze verwerthet wurden, musste die Correcte derselben sehr verzögert werden. In der Zwischenzeit sind einige theilweise sachlich verwandte, werthvolle Publicationen von Uhlig, Zuber, Simionescu u. s. w. erschienen, auf welche hier leider nur ganz im Allgemeinen hingewiesen werden kann.

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1903

Band/Volume: [1903](#)

Autor(en)/Author(s): Teisseyre Karol Wawrzyniec [Karl Lorenz]

Artikel/Article: [Versuch einer Tektonik des Vorlandes der Karpathen in Galizien und in der Bukowina: kurzer Bericht über meine bisherigen Untersuchungen in diesem Gebiete 289-308](#)