



Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Sitzung vom 7. April 1914.

Inhalt: Eingesendete Mitteilungen: W. R. v. Łoziński: Schichtenstörungen im Miocän des nordgalizischen Tieflandes und ihre Beziehungen zum Bau der westgalizischen Flyschzone. — Vorträge: G. Göttinger: Zur Methodik der geologischen Kartierung im nordischen Diluvialgebiete mit Vorlage des Diluvialterrains auf dem Blatt Jauernig—Weidenau. — Einsendungen für die Bibliothek, eingelangt vom 1. Jänner bis Ende März 1914.

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

Eingesendete Mitteilungen.

Dr. W. Ritter von Łoziński. Schichtenstörungen im Miocän des nordgalizischen Tieflandes und ihre Beziehungen zum Bau der westgalizischen Flyschzone. (Mit einer Skizze von Ing. Dr. R. Rosłoński und einer Zeichnung des Autors.)

Den Untergrund des nordgalizischen Tieflandes bilden mächtige Miocänablagerungen, und zwar hauptsächlich ein grauer, mehr oder weniger sandiger Ton, der von A. M. Łomnicki¹⁾ als Krakowier Tegel und von W. v. Friedberg²⁾ als obermiocäner Grundton bezeichnet wurde. Dieser Miocänton, dessen Alter dem Tortonien und möglicherweise auch dem Helvetien entspricht³⁾, schaut aus der Quartärdecke des Tieflandes in vielen aber recht dürftigen Aufschlüssen heraus. Die weitgehende Neigung des Miocäntons zu Rutschungen und Verstürzungen, wo er an den Rändern höherer Flußterrassen oder an den Böschungen hügeliger Bodenwellen als deren innerer, vom Quartär überzogener Kern zutage tritt, erschwert in den meisten Fällen einen Einblick in die anstehende Schichtenlagerung. Ist es unter solchen Umständen auch nicht möglich, die Lagerung auf einer größeren Strecke zu verfolgen, so liegen andererseits eine Reihe von lokalen Einzelbeobachtungen über Schichtenstörungen vor, von denen der Miocänton — wie die diesbezüglichen, in der Literatur zerstreuten Angaben aus verschiedenen Stellen des Tieflandes es vermuten lassen — in seinem ganzen Verbreitungsgebiete betroffen wurde.

¹⁾ Kosmos. Bd. 22. Lemberg 1897, pag. 577.

²⁾ v. Friedberg, Eine sarmat. Fauna von Tarnobrzeg. Sitzungsberichte der kais. Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Kl. Bd. 114 (I). Wien. 1905, pag. 277.

³⁾ v. Friedberg, Einige Bemerkungen über das Miocän in Polen. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1912, pag. 393.

In erster Linie ist es das Verdienst von A. M. Łomnicki, daß er als erster bei der geologischen Kartierung des nordgalizischen Tieflandes die weite Verbreitung von Schichtenstörungen im Miocän nachwies und seine diesbezüglichen Einzelbeobachtungen registrierte. Den besten Aufschluß, an dem ein Einblick in die Faltungen des Miocäns möglich war, hat derselbe Autor vom Ufer des Szklobaches in Krakowiec abgebildet¹⁾. An die von A. M. Łomnicki verzeichneten Schichtenstörungen schließen sich eine Reihe von weiteren Beobachtungen von W. v. Friedberg an.

Einen besonders günstigen Einblick in die Schichtenlagerung des Miocäns boten die Grabungen, die man im Sommer 1913 bei der Erweiterung der Bahnstation Mosciska vornahm. Zu diesem Zwecke wurde am Nordende des flachen, zum Riczkabach abfallenden Rückens das Erdreich in größerem Umfange abgetragen und es entstanden dabei zwei künstliche Aufschlüsse, die durch eine größere, von den diesmaligen Grabungen nicht berührte Partie beraster Böschung getrennt waren. Der westliche Aufschluß war 100 m, der östliche 45 m lang. Die beiden Aufschlüsse, wie sie in der dankenswertesten Weise von Ing. Dr. Rosłoński bei unserer gemeinsamen Begehung am 1. August 1913 gezeichnet wurden und beifolgend (Fig. 1) zur Abbildung gelangen, fallen genau in dieselbe, SWW—NOO orientierte Schnittfläche, so daß wir aus deren Zusammenstellung einen zwar an der erwähnten Stelle unterbrochenen, aber in derselben Richtung fortlaufenden Durchschnitt erhalten, dessen Höhe von 2 m im Westende bis 3 m im Ostende bei einer Gesamtlänge von 145 m beträgt.

Die Miocänablagerungen, die in den beiden genannten Aufschlüssen angeschnitten wurden, bestehen aus einem Wechsel von dunkelgrauen, rein tonigen Schichten und helleren, rostig anlaufenden, sandig-tonigen Schichten. Äußerst spärlich sind in der vorwiegend tonigen Schichtfolge dünne Sandsteinplatten eingeschaltet. Dieser Miocänkomplex ist in eine Reihe von Falten gelegt, wie man es am besten aus der beigegebenen Skizze (Fig. 1) ersehen kann. Das Schichtstreichen schwankt zwischen NW—SO und N—S.

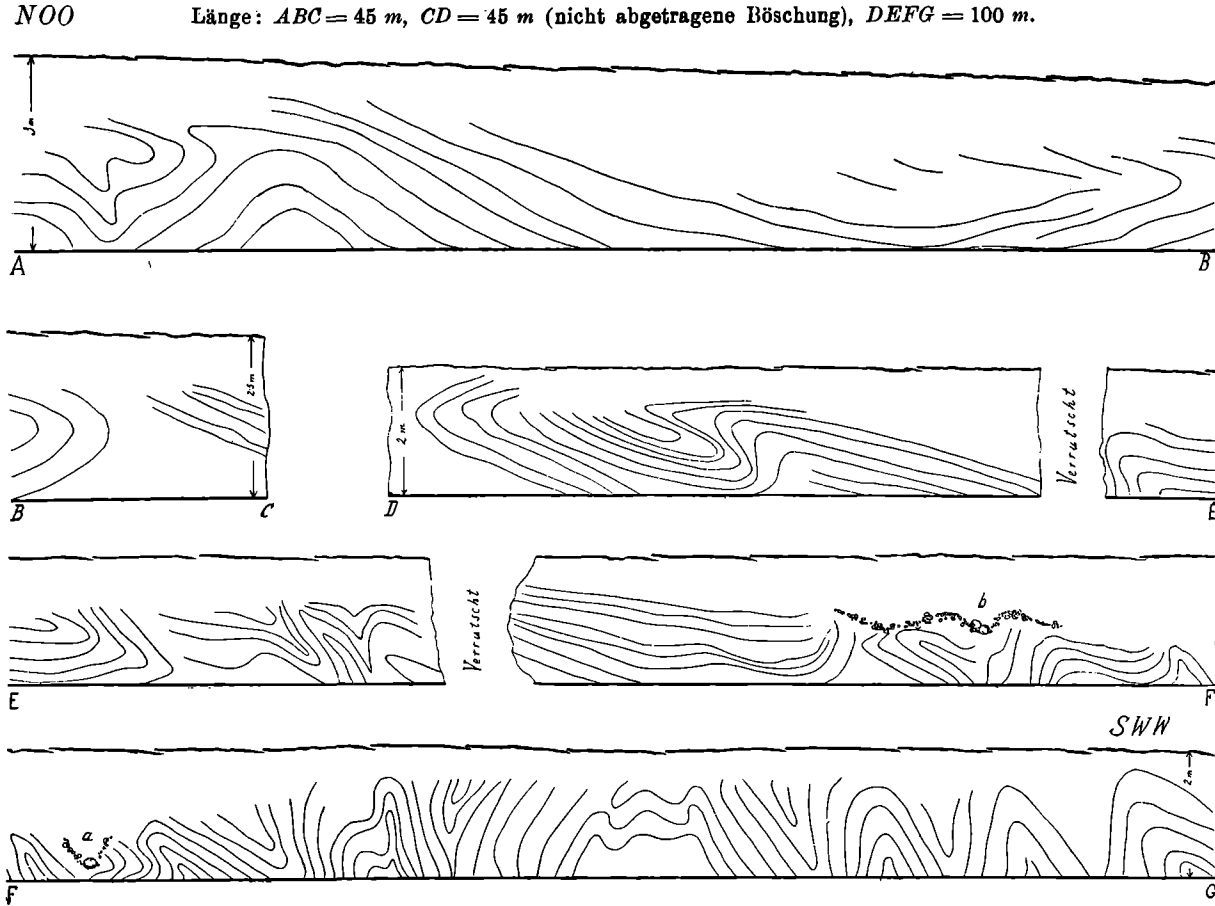
Das nordische, stark sandige Diluvium, das den gefalteten Miocänkomplex mit einer durchschnittlich etwa 0.5 m mächtigen Decke überlagert, dringt taschenartig an zwei Stellen (*a* und *b* in Fig. 1) tief in das Miocän hinein. Ein versuchsweises Nachgraben an den betreffenden Stellen ergab, daß diese Taschen nordischen Diluviums nicht oberflächlich durch eine lokale Verstärkung vorgetäuscht werden, sondern in horizontaler Richtung weiter sich erstrecken. Der Gedanke an eine Einfaltung des Diluviums etwa durch postglaziale Bewegungen ist ausgeschlossen, wenn man bedenkt, daß die Auflagerungsfläche des Diluviums in unserem Profil die Schichtköpfe des Miocäns glatt abschneidet und keine Schleppung erkennen läßt, folglich die Faltung des letzteren und seine spätere Einebnung weit hinter der Quartärzeit zurückliegen muß. Mit aller Wahrscheinlichkeit stellen die genannten Taschen Querschnitte von subglazialen Rinnen dar, die im miocänen Untergrund der nordischen Eisdecke von ihren Schmelz-

¹⁾ A. a. O. pag. 575. — Auch Atlas geolog. Galicyi. Lief. XII, pag. 24.

Fig. 1. Faltungen im Miocän bei der Bahnstation Mosciska.

Gezeichnet von Ingenieur Dr. R. Rosłowski am 1. August 1913.

Länge: $ABC = 45\text{ m}$, $CD = 45\text{ m}$ (nicht abgetragene Böschung), $DEFG = 100\text{ m}$.



wässern ausgefurcht und nachher mit glazialen Schutt ausgefüllt wurden. Dafür spricht die innerste Ausfüllung der Taschen in unzweideutiger Weise. Auf dem Boden der einen Tasche (a) fand ich einen vollkommen gerundeten, nordischen Granitblock von der kleinen Kopfgröße, während die andere Tasche (b) mit einer Steinsohle ausgekleidet war, die aus einer dünnen Schicht von kleinen, nordischen, kantengerundeten oder mitunter abgerollten Geschieben bestand.

Den rein tektonischen Charakter der Schichtenstörungen im Miocän des nordgalizischen Tieflandes hat bereits A. M. Łomnicki erkannt und wiederholt betont¹⁾, wobei er eine Mitwirkung des diluvialen nordischen Eisschubes entschieden ablehnte. Dasselbe trifft auch für den vorstehend beschriebenen Aufschluß zu. Der Druck des nordischen Inlandeises hat die Faltungen des Miocäns nicht im geringsten beeinflußt, wie sehr das taschenförmige Eindringen des nordischen Diluviums in die miocäne Unterlage ein solches auch vortäuschen mag. Die Unabhängigkeit der Faltung vom nordischen Inlandeise wird schon dadurch erwiesen, daß das Schichtstreichen nicht etwa quer zu der von W oder NW her sich ergebenden Richtung des diluvialen Eisschubes verläuft, sondern im Gegenteil mit ihr auf das genaueste zuzusammenfällt.

Nachdem die Faltung des Miocäns im ganzen nordgalizischen Tieflande als präquartär und von der nordischen Vereisung unabhängig sich erwies, liegt die Annahme von A. M. Łomnicki (a. a. O.) am nächsten, daß sie gleichzeitig mit der Aufrichtung der subkarpathischen Salztonzone zur jüngeren Miocänzeit, somit im Zusammenhang mit dem letzten Deckenschube in den galizischen Karpathen erfolgte. Aus dem beistehenden Blockdiagramm ersieht man, wie das Miocängebiet des nordgalizischen Tieflandes mit dem Außenrand der Karpathen unmittelbar in Berührung kommt. Im Osten, wo die Salztonzone am Karpathenrande auftaucht, tritt an die aufgerichteten, subkarpathischen Miocänablagerungen der gleichsinnig (NW—SO) gefaltete Miocän, durch Übergänge mit den ersteren verbunden, hart heran²⁾. Im Westen dagegen setzt die subkarpathische Salztonzone aus und es wird durch das kleine Vorkommen von gipsreichem und von Sprüngen durchsetztem Miocän bei Lopuszka Wielka³⁾, der fensterartig unter der Stirn der subbeskidischen Decke herauschaut, die Überfaltung des Miocäns im südlichen Randgebiete des nordgalizischen Tieflandes verraten. Mit aller Wahrscheinlichkeit ist auch das scheinbar buchtenförmige Auftreten von Gipston im Wielopolkagebiet (Broniszow, Mala⁴⁾), der in fazieller Beziehung ebenfalls von

¹⁾ Atlas geolog. Galicyi. Lief. XII, pag. 25 usw.

²⁾ Vgl. auch Atlas geolog. Galicyi. Lief. XIX. Blatt Sambor von Friedberg.

³⁾ Ebda. Lief. XIII. Blatt Przemysl von Szajnocha.

⁴⁾ Auf der Karte von Grzybowski (Atlas geolog. Galicyi. Lief. XIV. Blatt Brzostek) ist die Ausdehnung des miocänen Gipstons in dieser Gegend mit der größten Ungenauigkeit dargestellt. Bei einer Begehung i. J. 1908 fand ich um Niedzwiada und Mala die bereits vor fast 30 Jahren von Hilber erwähnten Erdfälle sowie kleine Gipsbrüche wieder, wovon auf der Karte von Grzybowski nicht die geringste Spur zu sehen ist. Die Westseite des Wielopolkatalales, wo die genannte Karte einen Löß (l) verzeichnet, wird von grauen, tonigen Verwitterungs-

dem in Westgalizien über der subbeskidischen Decke transgredierenden Jungmiocän wesentlich abweicht, als ein tektonisches Fenster zu deuten und dem überfalteten Randgebiete des Miocäntons des nordgalizischen Tieflandes zuzuweisen. In diesen beiden Vorkommen von miocänem Gipston scheint eine von der subbeskidischen Decke überschobene Randfazies des Miocäntons des nordgalizischen Tieflandes zu durchschimmern, die SO von Przemysl, wo der Karpathenrand zurücktritt, durch nicht überfalteten, gipsführenden Miocänton angedeutet wird¹⁾.

Indem nun die vordringende subbeskidische Schubdecke an ihrer Stirn in Westgalizien den Miocänton des nordgalizischen Tieflandes in seinem südlichen Randgebiete unmittelbar überfaltete, war letzterer selbstverständlich einem starken seitlichen Druck unterworfen. Über dem starren Untergrund, den die Tiefbohrung von Zabno erst in der Tiefe von fast 400 m (Kreidemergel), bzw. 823 m (Jurakalk?) erreichte²⁾, wurde der mächtige, die Senke des nordgalizischen Tieflandes ausfüllende Miocänton in unzählige, kurzweilige Falten zusammengepreßt. Die relative Starrheit der sudetischen Unterlage hat eine tiefgreifende Auffaltung des Miocäntons verhindert, sodaß nicht etwa Falten mit tief aufgewühlten Kernen, sondern kurze, dicht aneinander gedrängte Faltenwellen entstanden, wie sie unser Aufschluß zeigt³⁾. Diese Faltenwellen durchziehen das ganze Miocängebiet des nordgalizischen Tieflandes, wobei ihr Streichen im allgemeinen NW—SO, somit gleichsinnig mit den Dislokationszonen des nördlichen Podolien⁴⁾ gerichtet ist. Es hat den Anschein, als wenn das starre Widerlager des podolischen Gebietes und insbesondere der Verlauf seines Westrandes die Orientierung der Faltenwellen zunächst bestimmt hätten. Allerdings sind Abweichungen von diesem vorherrschenden Streichen vorhanden. Wenn in unserem Aufschluß bei der Bahnstation Mosciska das Streichen nach N—S abschwengt, so dürfte dieses mit dem auffälligen Knick des Karpathenrandes südlich von Przemysl zusammenhängen. Im östlichen Teil des nordgalizischen Tieflandes hat A. M. Łomnicki auch ein SW—NO gerichtetes Streichen, bzw. ein NW-Einfallen verzeichnet. Ob in letzteren Fällen eine Interferenz von zwei tiefer begründeten Richtungen des Schichtstreichens oder bloß lokale Abweichungen vorliegen, ist schwer zu entscheiden. Ein tieferer Zusammenhang mit dem Schichtstreichens des Karpathenrandes ist sehr wahrscheinlich, insofern dasselbe in dem ostwärts vorspringenden Zipfel bei Przemysl eine auffällige Ablenkung nach der Richtung SW—NO erfährt⁵⁾.

produkten des Miocäns bedeckt, die stellenweise mit durch den Pflug aufgewühlten Gipsstücken besät sind.

¹⁾ Bei Jaksmanice. Vgl. Atlas geolog. Galicyi. Lief. XII. Blatt Mosciska von A. M. Łomnicki.

²⁾ Dyduch, Geologia Tarnowa. 1911, pag. 34.

³⁾ Im Krakauer Gebiet dagegen hat der Miocänton, der tiefe Buchten zwischen hinauftragenden Teilen des starren, sudetischen Untergrundes bildet, keine Faltung erfahren.

⁴⁾ v. Łoziński, Über Dislokationszonen im Kreidegebiete des nordöstlichen Galizien. Mitteil. d. geolog. Ges. in Wien, Bd. IV. 1911.

⁵⁾ Vgl. die Kartenskizze von Wisniowski in Atl. geolog. Galicyi. Lief. XXI. S. 92.

Die Faltung des Miocäntons im nordgalizischen Tieflande erfolgte unmittelbar nach seiner Ablagerung und klang noch im Laufe des der Tortonienstufe entsprechenden Zeitabschnittes aus. Dieses wird dadurch angedeutet, daß die sarmatischen Ablagerungen, die in äußerst spärlichen Denudationsresten im nördlichsten Teil des nordgalizischen Tieflandes sich erhalten haben, eine horizontale Lagerung zeigen und dem gestörten Miocänton diskordant aufzuliegen scheinen¹⁾. Aus der hypsomtrischen Lage der gemengten Geröllsande in der Mitte des nordgalizischen Tieflandes ergibt sich eine postglaziale Hebung, die wir als eine breitgespannte Aufwölbung mit dem Maximalbetrag von ungefähr 50 m aufzufassen haben²⁾. Es war aber diese jung- oder postdiluviale Aufwölbung epirogenetischer Natur und hing mit der zur sarmatischen Zeit bereits abgeschlossenen Faltung des Miocäntons nicht zusammen.

Die Betrachtung der Schichtenstörungen im Miocänton des nordgalizischen Tieflandes eröffnet einen Rückblick auf die Tektonik der karpathischen Flyschzone. Während im nordgalizischen Tieflande der Miocänton überall gefaltet ist, zeigen die gleichalterigen Miocänablagerungen, welche die grabenartige pokutische Senkung zwischen dem Außenrande der ostgalizischen Karpathen und dem podolischen Plateau ausfüllen, im allgemeinen eine flache, ungestörte Schichtenlagerung³⁾ und wurden — abgesehen von lokalen Verstärkungen — nur in der Nähe des Karpathenrandes steil aufgerichtet. Zur Erklärung dieses in tektonischer Beziehung ungleichen Verhaltens darf man kaum annehmen, es sollte etwa eine starre Unterlage der pokutischen Miocänablagerungen in geringerer Tiefe anstehen und letztere vor einem Zusammenschub geschützt haben, nachdem durch die von J. Łomnicki⁴⁾ erwähnte Bohrung eine ebenfalls nicht unbedeutende Mächtigkeit der miocänen Ausfüllung der pokutischen Senkung festgestellt wurde. Vielmehr müssen wir die Möglichkeit erwägen, daß die Rückwirkung des karpathischen Deckenschubes im nordgalizischen Tieflande und in der pokutischen Senkung wesentlich verschieden war.

Wenn wir den Verlauf der karpathischen Flyschzone in Galizien betrachten, so fällt es auf, daß die subbeskidische Decke in Westgalizien viel weiter nach außen in horizontaler Richtung vordrang⁵⁾ als

¹⁾ Hilber in Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1834, pag. 125. — v. Friedberg, Eine sarmatische Fauna usw. pag. 278.

²⁾ v. Łoziński. Quartärstudien (IV). Jahrb. d. k. k. geolog. R.-A. Bd. 60. 1910, pag. 161.

³⁾ Vgl. insbesondere die diesbezüglichen Beobachtungen von J. Łomnicki (Atlas geolog. Gal. Lief. XVIII.)

⁴⁾ Kosmos, Bd. 29, Lemberg 1904, pag. 386.

⁵⁾ Bei dem weitgehenden Vordringen der subbeskidischen Decke in Westgalizien scheint sogar eine zerrende Tendenz zur Auslösung gekommen zu sein. Auf Zerrung ist meines Erachtens die sicher tektonische Anlage des innerkarpathischen, longitudinalen Senkungsbeckens am Wislok oberhalb von Krosno zurückzuführen. Diese Zerrung hat man nicht dadurch zu erklären, als hätte etwa ein Gleiten der subbeskidischen Decke auf dem absteigenden Ast, der „fallenden Sohle“ (im Sinne von Suess, Das Antlitz der Erde, Bd. III, T. 2, pag. 605) einer gewölbten Aufschiebungsfäche stattgefunden. Eher möchte ich glauben, daß die Aufschiebungsfäche erst nachträglich aufgewölbt wurde, wobei das Aufschlitzen des innerkarpathischen Senkungsbeckens von Krosno in ähnlicher Weise erfolgte,

in Ostgalizien, womit auch der bedeutsame Knick des Karpathenrandes im Meridian von Przemysl zusammenzuhängen scheint. Dieses deutet darauf hin, daß die Aufschiebungsfäche, bzw. die Aufschiebungsfächen der subbeskidischen Decke — soweit wir letztere in einzelne, staffelartige Teildecken zerlegen dürften — in Westgalizien ziemlich flach, in Ostgalizien dagegen steiler geneigt sind. In der Tat finden wir, daß die Miocänablagerungen des nordgalizischen Tieflandes in ihrem ganzen Umfange dem von der subbeskidischen Decke ausgehenden Zusammenschub unterlagen und im südlichen Randgebiet von ihr überwältigt wurden, wogegen das pokutische Miocän — wie es bei einem steileren Einfallen der Schubflächen in der ostgalizischen Flyschzone im vorhinein zu erwarten wäre — nur in der unmittelbaren Nähe des Karpathenrandes eine Aufrichtung erfuhr, sonst aber seine ungestörte Lagerung bewahrt.

Mit dem Unterschied im Bau der ost- und westgalizischen Flyschzone ist das Aussetzen der subkarpathischen Salztonzone verbunden, das gerade an dem erwähnten Knick des Karpathenrandes südlich von Przemysl erfolgt, wie es unser Blockdiagramm veranschaulicht. Es fragt sich nun, was weiter westlich mit der subkarpathischen Salztonzone geschieht. Am Außenrande der westgalizischen Karpathen bis in die Gegend von Bochnia und Wieliczka finden wir kein sicheres Anzeichen einer etwa vollständig überfalteten Salztonzone¹⁾. Im Innern der westgalizischen Flyschzone dagegen zieht sich in ihrem Streichen ein wechselnd breites Gebiet hin, das genau in die westliche Verlängerung der ostgalizischen Salztonzone fällt und durch das Auftreten von z. T. jodhaltigen Soolen²⁾ sowie durch reichliche Erdölvorkommen und einige geringfügige Erdwachsfunde bezeichnet wird³⁾. Diese longitudinale Zone von Salzquellen und Erdölvorkommen im Innern der westgalizischen Flyschzone entspricht der westlichen, vom Flysch weithin überschobenen Fortsetzung der subkarpathischen Salztonzone, deren Ablagerungen als die primäre Hauptlagerstätte von Salz und Kohlenwasserstoffen sich erwiesen haben⁴⁾. Nördlich von dieser Zone der Soolen und Erdölvorkommen in Westgalizien dringt die subbeskidische Decke weit nach außen vor, sie weist aber hier nur wenige, unbedeutende Salzquellen und Erdölspuren auf, so daß ein miocäner Untergrund unter dem subbeskidischen Flysch kaum zu vermuten ist. Im Gegenteil spricht das häufige Vor-

wie es das Schema von E. C. Abendanon (Die Großfalten der Erdrinde, 1914, pag. 41) zu veranschaulichen versucht. In der Tat dürfte die Lage des Krosnoer Senkungsbeckens mit einer Aufwölbung der Aufschiebungsfäche zusammenfallen, insofern aus der Häufung von Soolen und Erdölvorkommen in dieser Gegend die überschobene Verlängerung der ostkarpathischen Salztonzone in relativ geringerer Tiefe zu vermuten wäre.

¹⁾ Die von v. Friedberg (Einige Bemerkungen usw. pag. 385) in dem Sinne angezogenen Vorkommen von gipsführendem Miocän, in denen wir bloß eine Randfazies des Miocängebietes des nordgalizischen Tieflandes erkannten (pag. 157), können unmöglich als Anzeichen einer überfalteten Salztonzone gedeutet werden, die zunächst durch ein häufigeres Auftreten von Soolen sich verraten würde.

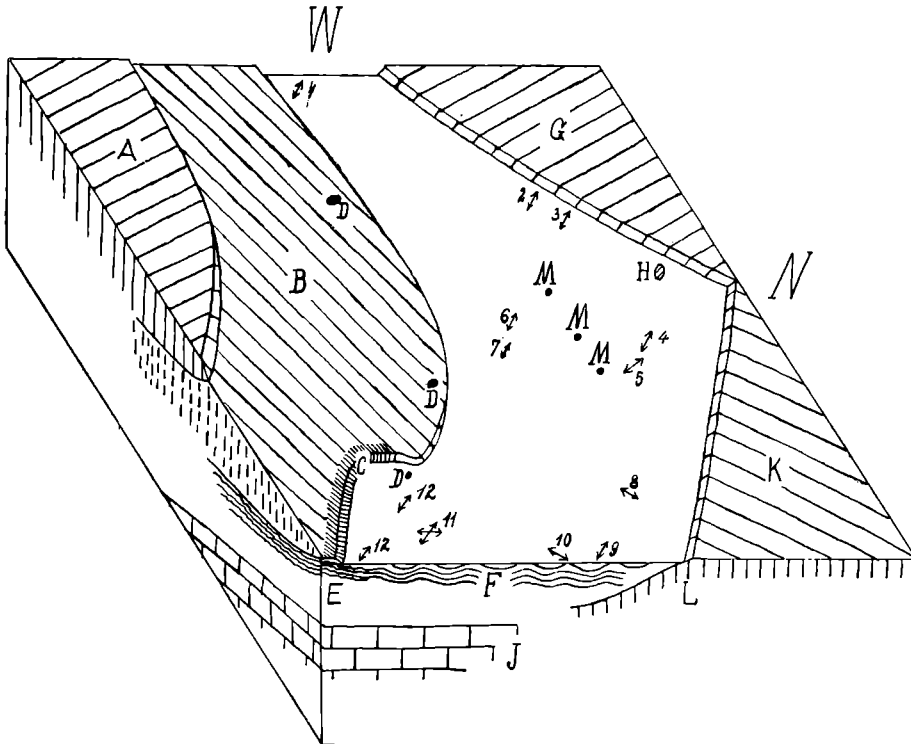
²⁾ „Innerkarpathische“ Soolen von Szajnocha.

³⁾ Vgl. insbesondere die ältere Karte von Alth (Sprawozdanie Kom. Fizyograf, Bd. 5, 1870).

⁴⁾ Mrazec, L'industrie du pétrole en Roumanie. Bucarest. 1910, pag. 15.

Fig. 2. Das nordgalizische Tiefland und seine Umrahmung.

Entworfen von W. v. Łoziński.



Erklärung der Buchstabenbezeichnung:

- A** = beskidische Decke.
B = subbeskidische Decke.
C = subkarpathische Saltonzone.
D = gipsführende Randfazies des Miocäntons des nordgalizischen Tieflandes, meistens überfaltet.
E = subkarpathisches Miocän.
F = Miocänton des nordgalizischen Tieflandes.
G = sudetisches Gebiet.
H = Kambriumvorkommen von Gorzyce, durch den epigenetischen Weichseldurchbruch vom sudetischen Rumpf abgetrennt.
J = sudetischer Untergrund.
K = Plateau des nördlichen Podolien.
L = Kreidesockel des letzteren.
M = gemengte Geröllsande, in postglazialer Zeit gehoben.

Schichtenstörungen im Miocänton des nordgalizischen Tieflandes:

- 1** = Krzyż bei Tarnow (Dyduch, a. a. O. pag. 11).
2 = Skopanie bei Baranow (Hilber, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 125).
3 = Skala bei Tarnobrzeg (v. Friedberg, a. a. O. pag. 278).
4 = Zarzecze bei Nisko (Ders., Atlas geol. Gal. XVI, pag. 26).
5 = Ulanów (Ebda. Blatt Rudnik).
6 = Sokolów (Ebda. Blatt Rzeszów).
7 = Rakszawa (Ebda.).
8 = Ruczalka auf dem Kartenblatt Lubaczow (A. M. Łomnicki, Atl. geol. Gal. XII, pag. 45).
9 = Krowica (Hilber, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1882, pag. 308. A. M. Łomnicki, a. a. O. pag. 39).
10 = Krakowiec (A. M. Łomnicki, Ebda. pag. 24).
11 = Mosciska (W. v. Łoziński).
12 = im Bereiche des Kartenblattes Sambor (Friedberg, Atl. geol. Gal. XIX.)

kommen von „exotischen“ Riesenblöcken sudetischer Zugehörigkeit, unter denen neben Strandblöcken gewiß auch echte Scherlinge vorhanden sind, zugunsten der Annahme, daß der subbeskidische Deckenschub in Westgalizien unmittelbar auf älterem, sudetischem Untergrund sich bewegte und erst am Außensaum die gipsführende, fensterartig herausschauende Randfazies des Miocäns des nordgalizischen Tieflandes überwältigte. Die Salzformation von Wieliczka und Bochnia, die am äußersten Saum der westgalizischen Flyschzone zu einem isolierten Fragment einer subkarpathischen Salztonzone aufgestaut wurde, darf man unter keinen Umständen etwa als Analogon oder von neuem zutage tretende Fortsetzung jener kontinuierlichen Salztonzone ansprechen, die den Karpathenrand in Ostgalizien, in der Bukowina und in der Moldau begleitet. Während letztere aus einem gegenüber ihrem Vorlande scharf individualisierten Ablagerungsraum hervorging¹⁾, zeigt die Salzformation von Wieliczka eine weitgehende Übereinstimmung mit dem salzführenden Mittelmioçän des sudetischen Vorlandes in Oberschlesien²⁾ und wird diese fazielle Analogie durch das Hinzutreten von schwefelführenden Ablagerungen mit Resten einer auf das engste verwandten Flora erhöht. Wie das räumlich beschränkte Salzvorkommen Oberschlesiens stellt auch die Salzformation von Wieliczka und Bochnia eine lokale „Salzfazies“ dar, die in Randgebieten des mittelmioçänen Meeres über dem sudetischen Karpathenvorlande zur Ablagerung gelangte³⁾. Der Ablagerungsraum der Salzformation von Wieliczka und Bochnia war von jenem, in welchem die von mir unter der westgalizischen Flyschzone vermutete Fortsetzung der subkarpathischen Salztonzone sich gebildet haben dürfte, mit aller Wahrscheinlichkeit durch einen Landstreifen sudetischen Untergrundes vollständig getrennt. Darauf deutet der Umstand unzweideutig hin, daß die von Petrascheck mitgeteilte Tiefbohrung von Rzeszotary (südwestlich von Wieliczka) unmittelbar unter dem Flysch auf die sudetische Unterlage, zunächst auf Jurakalk und sodann auf kristallinische Grundgebirge stieß⁴⁾ sowie die Granitblockklippe von Bugaj bei Kalwarya, die ebenfalls den sudetischen Untergrund knapp unter dem Flysch verrät. Der sudetische Landstreifen, welcher im Streichen der westgalizischen Flyschzone sich erstreckte und später von der subbeskidischen Decke bis auf die isoliert verstreuten Scherlinge überschoben wurde, bildete die Südgrenze des vorkarpathischen, mittelmioçänen

¹⁾ Die zeitweise vollständige Abschließung der subkarpathischen Salztonzone erhellt auch daraus, daß die Salzablagerung bis zur Ausscheidung von Kalisalzen gedeihen konnte, wogegen in der Salzformation von Wieliczka und Bochnia nur Steinsalz ausgeschieden wurde.

²⁾ Michael, Über Steinsalz und Soole in Oberschlesien. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. Bd. 34 (I). 1913, pag. 381.

³⁾ Die Beschaffenheit der tonigen Ablagerungen des Mittelmioçäns, welche die tiefen Einsenkungen im sudetischen Untergrund des Krakauer Gebietes ausfüllen, weist auf ganz ähnliche Ablagerungsverhältnisse hin, wie sie bekanntlich in den Tiefen des Schwarzen Meeres herrschen. So ist es auch denkbar, daß in mehr abgeschlossenen Teilen dieses stark zerbuchteten Miocänmeeres die Erschwerung des Wasseraustausches bis zur Ablagerung einer lokalen Salzfazies, allerdings unter Mitwirkung erforderlicher Klimaverhältnisse sich verschärfte.

⁴⁾ Petrascheck, Ergebnisse neuer Aufschlüsse im Randgebiete des galiz. Karbons. Verb. d. k. k. geolog. R.-A. 1909, pag. 370 ff.

Meeres in Westgalizien und an dieser Südgrenze gelangte bald eine gipsführende, fensterartig aufgeschlossene Randfazies (pag. 157), bald eine salzführende Randfazies als die später zusammengestaute Salzformation von Wieliczka und Bochnia zur Ablagerung.

Vorträge.

Gustav Götzinger. Zur Methodik der geologischen Kartierung im nordischen Diluvialgebiete mit Vorlage der Karte der Diluvialterrains auf dem Blatte Jauernig—Weidenau.

Ich habe vor kurzem mehrere wichtige diluviale Profile des Gebietes besprochen und im Anschluß daran die eiszeitliche Entwicklungsgeschichte der Gegend darzulegen versucht¹⁾. Wir können uns daher heute darauf beschränken, die einzelnen Schichtglieder, welche zur kartographischen Ausscheidung gelangten, zu besprechen und die neue Methode der kartographischen Darstellung im Diluvium zu motivieren, welche mehr oder minder bindend sein soll für die nordischen Diluvialterrains von Schlesien und Mähren. Ich möchte besonders betonen, daß ich den Schlüssel für die Entwirrung der Stratigraphie im Diluvium vor allem den Begehungen im Bereiche des Kartenblattes Jauernig—Weidenau verdanke, da ich hier mit den rein glazialen Bildungen und deren Übergangsformen zu den bereits aus Ostschlesien dargelegten fluvioglazialen und fluviatilen Bildungen bekannt wurde.

Das Quartär der Gegend stammt bekanntlich von der Maximalausdehnung des nordischen Inlandeises, ist also sicherlich präwürm. Die Diluvialbildungen sind nach dem Rückzug des Eises erodiert worden; im Bereiche des Grundgebirges kam es zur Bildung von Engtälern (Schlippe), dagegen im Bereiche der lockeren diluvialen Schotter, Sande und Lehme zu Talweitungen infolge lateraler Erosion. So entstanden tiefelegene Aufschüttungsflächen, welche fast in das heutige Alluvium übergehen. Wir bezeichnen diese Aufschüttungsflächen daher als Postglazial und scheiden sie gegen die heute noch in Umbildung begriffenen Alluvien der Flußbetten. Dieser Unterscheidung trägt die Karte dadurch Rechnung, daß das Diluvium, das demnach als altquartär zu bezeichnen ist mit einem braunen, das Postglazial mit einem hellbraunen Grundton im Gegensatz zum weiß ausgesparten Alluvium zur Darstellung gelangt. Ich nehme gleich vorweg, daß beim Postglazial unterschieden wurden:

1. Schotter mit Lehmen der Talböden.
2. Wiesenmoore und Torf.
3. Postglaziale Lehme, Gehängelehm und Gehängeschutt, welche mit unterbrochenen vertikalen Schraffen bezeichnet wurden im Gegensatz zum älteren Lößlehm und Lehm, der im Bereiche der diluvialen Schotterflächen vorkommt, hier das Hangende bildet und jedenfalls älter ist als die postglaziale Erosion; er ist sicher noch quartär und

¹⁾ Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1913, pag. 95—104.