

- CZERMAK & HIESSLEITNER: Grubenkarte, Josefi-Stollen Groß-Stübing. (Gutachten nicht gedruckt) 1926.
- HERITSCH, F.: Devonische Versteinerungen aus dem Schöckelkalk bei Peggau. — Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1929.
- : Die Karnischen Alpen, Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variscischem und alpinem Bau. — Geol. Institut der Universität Graz, 1936.
- HERITSCH, F. & R. SCHWINNER: Versteinerungen aus dem Schöckelkalk. — Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1932.
- SCHWINNER, R.: Das Bergland nordöstlich von Graz. — Sber. Akad. Wien math.-naturw. Kl., Abt. I, 134, Wien 1925.
- : Die Stellung des Schöckelkalkes, insbesondere bei Peggau. — Verh. Geol. Bundesanst.; Wien 1927.
- SEELMEIER, H.: Die stratigraphische Eingliederung der Diabase und Diabastuffe des Christophberges bei Klagenfurt. — Sber. Akad. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I; Wien 1938.
- : Geologische Beobachtungen in der Umgebung des Christophberges und St. Magdalensberges bei Klagenfurt. — Z. deutsch. geol. Ges. **92**; Berlin 1940.
- : Das Alter des Schöckelkalkes. — Ber. Reichsst. Bodenf.; Wien 1941.
- SETZ, W.: Die Erzlagerstätten der Gegend von Deutsch-Feistritz, Peggau, Frohnleiten, Ubelbach und Talgraben. — Z. prakt. Geol., S. 357 ff.; Halle 1902.
- TORNQUIST, A.: Das System der Blei-Zink-Pyrit-Vererzung im Grazer Gebirge. — Sber. Akad. Wien **137**, math.-naturw. Kl., Abt. I; Wien 1928.
- WAAGEN, L.: Der geologische Bau des Gebirges zwischen Frohnleiten, Ubelbach und Deutschfeistritz. — Sber. Akad. Wien 1929, math.-naturw. Kl., Abt. I; Wien 1930.
- : Paläozoikum, Kreide und Tertiär im Bereiche des Karten-Blattes Köflach und Voitsberg. — Jb. geol. Bundesanst. **87**; Wien 1937.
- WOLLAK, O.: Geologie der Bleizinkerzlagerstätten im Paläozoikum von Graz. — Berg- u. Hüttenw., Jb. **78**; Leoben 1930.

Beobachtungen am Nordostende der Habachzunge (Venedigermassiv, Hohe Tauern)

Vorläufige Mitteilung

VON HANS PETER CORNELIUS, WIEN

(Mit einer Kartenskizze im Text)

Da ich nicht weiß, wann es mir möglich sein wird, meine Aufnahmen in den Hohen Tauern weiterzuführen, seien hier einige Ergebnisse mitgeteilt, aus dem Gebirgsast zwischen Hollersbach- und Habachtal. Dieselben fügen sich durchaus in den Rahmen der Auffassung des nordöstlichen Venedigermassivs, welche KÖLBL 1932 gegeben hat; sie sind geeignet, dieselbe in mehrfacher Hinsicht zu ergänzen.

I. Zentralgneis-Grenze.¹⁾ Im Gebiet um die Große Gehralm ist sie hoffnungslos unter Schutt verborgen. Südlich von dort taucht sie aus jenem hervor als steil bis sehr steil gegen NW einfallende Bewegungsfläche — als solche gekennzeichnet durch die starke Verschieferung, sowohl des

¹⁾ Meine Beobachtungen im Bereiche Gehralm—Gruberbach stehen in der Hauptsache im Einklang mit denen von W. HAMMER 1935, S. 13 f.

Zentralgneises selbst wie auch der mit ihm in Berührung kommenden Amphibolite. So ist sie aufgeschlossen auf der Westseite von P 2070 und über den Sattel P 2008 hinweg zum kleinen Seelein oberhalb der Reichertleiten-Alm. Der Amphibolit ist auf dieser Strecke zu einem chloritreichen Schiefer diaphthorisiert. Ein solches Gestein erscheint noch einmal in isolierten Aufschlüssen entlang dem Bache, der das Gehrkarl entwässert, zwischen etwa 2050 und gegen 2100 m; er gehört einem in den Zentralgneis einspitzenden Zwickel an — denn der ganze P 2095 besteht wiederum aus Zentralgneis. Offenbar setzt sich die Bewegungsfläche noch weiter gegen SW in den Zentralgneis hinein fort; denn dieser ist in der Verlängerung ihres Streichens zu „Weißschiefer“²⁾ verschiefert. Solcher bildet ausgedehnte Felspartien inmitten des Gehrkarls (Rippe von P 2191 abwärts); als schmale Einschaltung im Zentralgneis setzt er über die Scharte zwischen den beiden Gipfeln des Mahdleitenskopfs hinweg (die weitere Verfolgung steht noch aus). — Als „Verwerfung“ möchte ich diese Bewegungsfläche nicht bezeichnen, weil sie vollkommen konkordant verläuft; es handelt sich vielmehr wohl um eine steile Aufschiebung von NW gegen SO. Jedenfalls aber besteht hier HAMMERS (1935, S. 13) Auffassung zu recht, nach welcher nicht mehr der ursprüngliche Kontakt vorliegt, sondern ein tektonischer.

Der Kontakt des Amphibolitzwickels gegen den im S begrenzenden Zentralgneis des P 2095 scheint hingegen primär zu sein; allerdings ist er nur an einer Stelle sichtbar: an dem Steilabfall gegen den flachen Boden oberhalb der Reichertleiten-Alm. Der Grenze beider Gesteine folgt zwar eine grasbewachsene Rinne, jedoch nur von wenigen Metern Breite; und zu ihren beiden Seiten ist keine Spur von tektonischer Beeinflussung festzustellen. Der Amphibolit ist hier grobkörnig und fast massig;³⁾ aplitische Adern durchsetzen ihn.

Von hier gegen O muß die Grenze in einem flachen, gegen N konvexen Bogen verlaufen: Rundhöcker von Zentralgneis treten auf der Südseite des Baches oberhalb der Reichertleiten-Alm zutage; auch der Weg von dort zum Tal hinab zeigt einzelne anstehende Aufschlüsse, während auf der Nordseite des Baches und weiter abwärts in diesem selbst nur Amphibolit zu sehen ist. Die Grenze selbst ist leider nirgends aufgeschlossen; aber das nordöstliche Streichen beider Gesteine zeigt, daß sie nur diskordant verlaufen kann. Ob primärer oder tektonischer Kontakt besteht, läßt sich hier freilich nicht feststellen.

Auf dem Waldgehänge W über der Scharn-Grundalm sind meine Begehungen noch unvollständig; und weiter SW, über den Mahdleitengraben hinaus, ist ein breiter Streifen längs des Kontaktes von Schutt und Vegetation verhüllt. Immerhin muß er hier bereits in das SW--NO-Streichen der Gesteine eingeschwenkt sein. Er folgt diesem auch weiterhin auf dem Ost- und Südostgehänge des Schafkopfs bis in die Schneegrube und macht auch die hier erfolgende Drehung nach SSW mit.

²⁾ Vgl. CORNELIUS 1941, S. 14. — Hier liegt ein Beispiel vor für die in jener Arbeit erwähnte Erscheinung, daß die Verschieferung vom Zentralgneis auf Amphibolit übergreift! — Nicht ganz typischer „Weißschiefer“ findet sich auch schon um den Sattel P 2008.

³⁾ Allerdings wohl nicht Kontaktmetamorphose, sondern gabbroides Relikt, wie in diesen Amphiboliten im Hollersbach- und Felber Tal nicht selten; nähere petrographische Untersuchung steht noch aus!

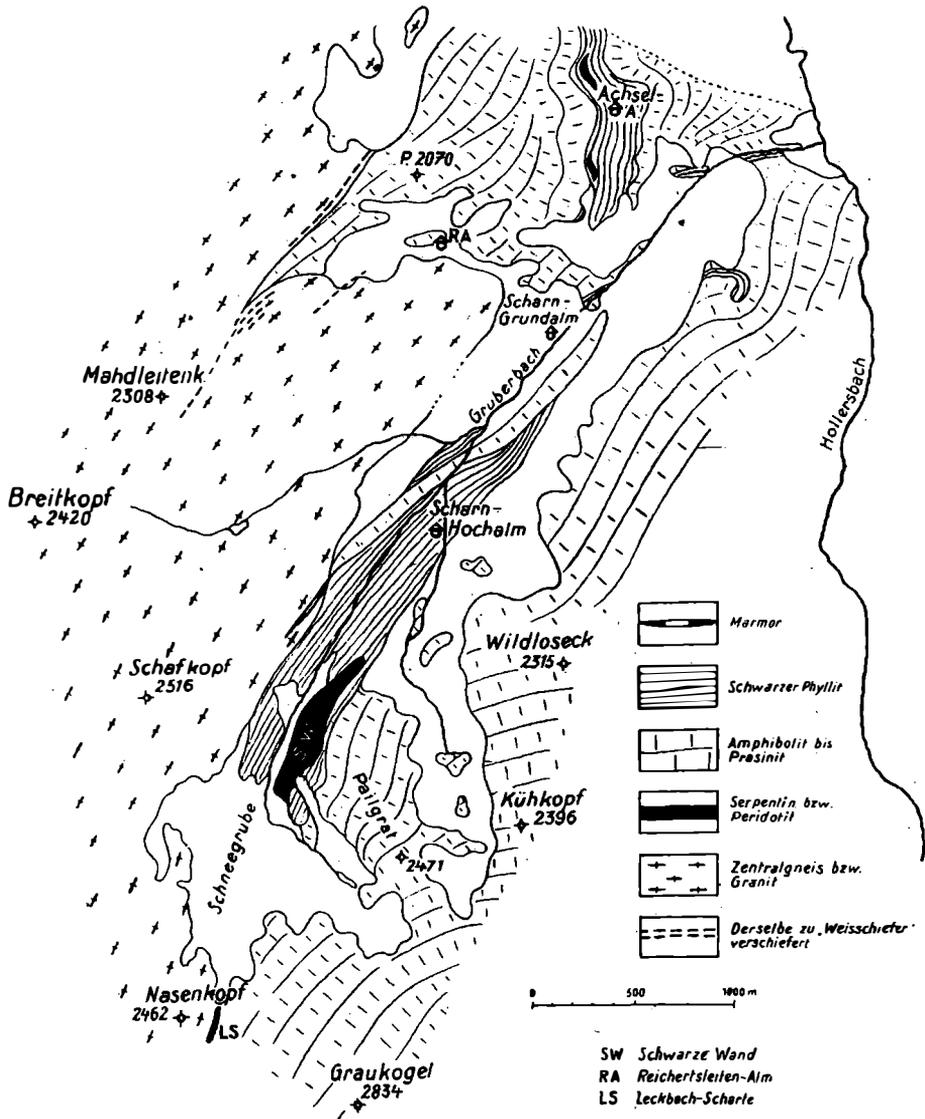


Abb. 1.

Geologische Kartenskizze des Gebietes um den Gruberbach (vereinfacht!).

Trotzdem läßt sich gerade auf dieser Strecke nachweisen, daß der Zentralgneis, so sehr sein Kontakt im Einzelnen konkordant erscheint, im Großen die einzelnen Nebengesteinszüge unter sehr spitzem Winkel abscheidet. Der Amphibolit, welcher bisher das Nebengestein bildete, verschwindet nämlich SW gegenüber der Scharn-Hochalm, und es tritt ein Zug dunkelgrauer Phyllite, der längs der Furche des Scharnbaches heraufstreicht, unmittelbar an den Zentralgneis heran.

Der Kontakt ist an einigen Stellen gut aufgeschlossen; er wird gekennzeichnet durch einen außerordentlich biotitreichen Gneis, z. T. auch mit hornblendeführenden Lagen, der wohl als (endogenes?) Kontaktprodukt aufzufassen sein wird (nähere Untersuchung steht noch aus).

Oberhalb der ersten (nördlichsten) Kontaktstelle zwischen Phyllit und Zentralgneis steckt in dem letzteren konkordant ein etwa 1—2 m mächtiger Zug von weißem, stark verquarztem Marmor, auffällig durch „Karsterscheinungen im Kleinen“ (Schlucklöcher, unterirdisch laufende Bäche usw.); er ist im Streichen über mehr als 200 m verfolgbar. Leider gelang es nicht, eine Fortsetzung dieses Zuges gegen NO über die Zentralgneisgrenze hinaus aufzufinden. Trotzdem ist es kaum zu bezweifeln, daß der Marmor sedimentärer Herkunft ist und den Rest einer in den Zentralgneis hineinstreichenden Gesteinslamelle darstellt, deren übrige Glieder vom Magma assimiliert oder (durch Übersichbrechen usw.) entfernt worden sind.

Längs der „Schnee-grube“ ist alles wieder auf über 1 km Erstreckung durch Schutthalde, Bergsturz und Moräne verhüllt. Aus der Verbreitung des Zentralgneises geht nur soviel hervor, daß der Kontakt hier in rein nord-südliche Richtung einschwenken muß. Aufschlüsse desselben bietet erst wieder die Leckbachscharte.⁴⁾ Und hier ist der Phyllit wieder vollkommen verschwunden, der in der Gegend um P 2112 noch über 100 m mächtig war; die Wahrscheinlichkeit ist groß, daß er auf der verhüllten Zwischenstrecke am Zentralgneis abschneidet. — Auf dem Grat der Leckbachscharte steht im Kontakt mit dem Zentralgneis Amphibolit an; dann folgt stark vertalkter Serpentin (Fortsetzung des Serpentins der Schwarzen Wand? s. u.) und ein mächtiger Quarzgang, hierauf der ungemein mächtige Amphibolit des Graukogels, dessen streichende Fortsetzung gegen N, bzw. NO das Liegende des Phyllitzuges bildet. (Auf die Biotitschiefer und sonstige Rändbildungen des Serpentins und die darin enthaltene Smaragd-Lagerstätte kann hier nicht eingegangen werden; vgl. die bisher erschöpfendste Darstellung dieses Gegenstandes von H. LEITMEIER 1937.)

Zusammenfassend läßt sich also feststellen: der Zentralgneisrand von der Großen Gehraim bis zur Leckbachscharte folgt zwar in der Hauptsache dem Streichen des Nebengesteins, schneidet es aber häufig auch mehr oder minder spitzwinkelig ab.

II. Kontakterscheinungen. Bisher galt es als feststehend, daß die typischen Minerale des Tiefengesteinskontaktes, wie Andalusit, Großular, Wollastonit den Tauern fehlen. Auch KÖLBL 1932 kann vom Nordostende der Venedigermasse nur Neubildung von Biotit als Anzeichen von Kontaktmetamorphose angeben.

Diese Beobachtung kann ich bestätigen: die dunklen Phyllite, die in der Gegend der Scharn-Hochalm noch ganz dicht und frei von Porphyroblasten sind, nehmen mit Annäherung an den Zentralgneis, auf der westlichen Talseite und weiter taleinwärts — Gegend der Schwarzen Wand — auch auf der östlichen, lagenweise in großer Menge Biotitporphyroblasten auf. (Allerdings ist dazu zu bemerken, daß anderwärts in den Tauern

⁴⁾ So auf der Karte 1:25.000 (Blatt Hohe Furlg, 152/1); andere Schreibweise Leckbachscharte (so bei LEITMEIER u. a.).

Biotitneubildung vielfach auch weit von jeglichem Zentralgneis entfernt eintritt, nicht nur in Amphiboliten, bzw. Prasiniten, sondern auch in sedimentogenen Phylliten; vgl. CORNELIUS & CLAR 1939, S. 43 u. a.)

Allein hier ist ein anderer Fund zu erwähnen, der bisher in den Tauern einzig dasteht: auf der Terrasse SW unter der Schwarzen Wand fand ich in einem Block von dunklem Phyllit zahlreiche 8—12 cm lange, bis über 1 cm dicke, zylindrische Gebilde, meist gegen beide Enden verjüngt; der erste Eindruck war der von Belemniten, zumal ihm in einzelnen Fällen auch eine deutlich sichtbare Längsfurche entgegenkam. Daß auch die Gegenseite eine gleiche Furche zeigen kann, stimmt freilich nicht; und ein Querschnitt widerlegte sofort jenen Eindruck und überhaupt jegliche Deutung als organische Gebilde. Die Furchen zeigen sich nämlich in Vierzahl, in Abständen von nahe 90°, bedingt durch das Eindringen der umgebenden Gesteinsmasse in einer Form, wie sie nur auf skelettartiges Wachstum eines Kristalls zurückgehen kann: zerschlitzt nach einer diagonalen Richtung, mit meist ganz geradliniger Begrenzung. Das ganze erinnert lebhaft an manche der unter der Bezeichnung Chiasolith zusammengefaßten Wachstumsformen des Andalusits; und ich zweifle nicht, daß es sich in der Tat um dieses Mineral handelt. Von seiner Substanz liegt freilich keine Spur mehr vor; sie ist restlos übergeführt in ein richtungsloses Aggregat von hellem Glimmer — eine bei Andalusit bekanntlich nicht ungewöhnliche Umwandlung.

Hier liegt also zum ersten Male in den Tauern ein Fall vor, der auf normalen „Hornfelskontakt“ des Zentralgneises zurückgeführt werden kann; allerdings ist der Abstand nicht ganz unbeträchtlich: fast $\frac{1}{2}$ km vom nächsten sichtbaren Zentralgneis (das Anstehende des Andalusit führenden Gesteins ist zwar nicht bekannt, kann sich aber nur in dem Schieferzug SO der mächtigen Serpentinlinse der Schwarzen Wand befinden); und auffallend mag scheinen, daß den dem Zentralgneis viel näher benachbarten Phyllitaufschlüssen um P 2112, 2074 und NO von dort ähnliche Mineralbildungen nach bisheriger Kenntnis fehlen. Allein das entspricht nur dem, was von manchen anderen Tiefengesteinskontakten bekannt ist: auf der Ostseite des Adamellomassivs (Valle S. Valentino) z. B. geht die Neubildung 1—2 cm langer Andalusitkristalle bis 2 km vom Rande des zusammenhängenden Tonalits, während die näher benachbarten Schiefer großenteils davon frei sind.

Zu erwägen wäre nur noch, ob die Kontaktmetamorphose nicht auf den Serpentin der Schwarzen Wand zurückzuführen sein könnte. Allein die zahlreichen Serpentine der Alpen haben an den Kontakten mit phyllitischen Gesteinen normalerweise herzlich wenig⁵⁾ ausgerichtet; zu einer Andalusitbildung ist es in keinem Fall gekommen. Sie wäre da also wohl noch auffallender als in Abhängigkeit vom Zentralgneiskontakt.

Die Verglimmerung des Andalusits bezeugt einen der normalen Kontaktmetamorphose nachfolgenden Vorgang. Derselbe ist wahrscheinlich — die genaue Zusammensetzung des Glimmers steht bisher nicht

⁵⁾ Meine frühere gegenteilige Ansicht bezüglich der Serpentine des Oberengadins usw. habe ich aufgeben müssen; die betr. Mineralneubildungen — Alkali-hornblendes u. a. — sind vom Serpentinkontakt unabhängig. Vgl. CORNELIUS 1935, S. 115. (Um Mißverständnissen vorzubeugen: auf Serpentin-Kalk-Kontakte bezieht sich das Gesagte nicht!)

fest! — mit Zufuhr von K_2O verbunden gewesen. Man wird da wohl am ehesten an die in den Tauern so weit verbreitete, regionale K-Zufuhr nach Abschluß der kinematischen Metamorphose denken; dazu sei nur noch bemerkt, daß dieselbe mit Stoffzufuhr von den aufgeschlossenen Intrusivmassen aus — wie sie vielen, wenn nicht selbstverständlich, so doch naheliegend scheinen mag — durchaus nichts zu tun zu haben braucht (vgl. dazu CORNELIUS & CLAR 1939, S. 294).

Weitere sichere Anzeichen von Kontaktmetamorphose, die über das sonst aus den Tauern geläufige hinausgingen, sind mir bisher auch aus dem Venedigermassiv nicht bekannt geworden. Aber die Untersuchung steht diesbezüglich noch in den ersten Anfängen.

III. Zur tektonischen und zeitlichen Verknüpfung. Daß das Venedigermassiv im NO mit seiner „Schieferhülle“ in primärem Intrusivverband steht, der auf weite Erstreckung von der Tektonik nicht mehr wesentlich gestört ist, scheint mir sicher: ebenso sicher aber ist es, daß diese „Schieferhülle“ mit dem, was man sonst in den Tauern so nennt, nicht viel zu tun hat: das zwischen Habach- und Felber Tal so ungemein weit verbreitete, nordöstliche Streichen leitet ohne Schwierigkeit aus dem Bereiche der Tauern-Aufwölbung hinaus (siehe HAMMER 1938, S. 175): die sogenannte Schieferhülle besteht aus Gesteinen des Nordrahmens der Tauern — wenn man dem Begriff „Grauwackenzone“ einen sehr weiten Geltungsbereich geben will (was ich allerdings lieber vermeide); dann kann man auch sagen: sie besteht aus Gesteinen der Grauwackenzone, wie dies KÖLBL 1932 erstmalig ausgesprochen hat. Jedenfalls tritt hier im nordöstlichen Venedigermassiv — und soweit sich bisher übersehen läßt nur hier — der Zentralgneis mit den Gesteinen der Tauernumrahmung in primäre Verknüpfung.

Daß auch gewisse Minerallagerstätten — Blei-Zink-Flußspatgänge der Achsel- und Flecktrogalm (LEITMEIER 1936); Beryll der Leckbachrinne (LEITMEIER 1937) — von dem Zentralgneis abhängig sind und mithin ebenfalls die angedeutete Verknüpfung bezeugen, ist mindestens im Falle des Berylls kaum anzuzweifeln.

Die Zentralgneis-Intrusion im nordöstlichen Venedigermassiv ist also jedenfalls jünger als die tektonische Phase, welche die heutigen Nachbarschaftsbeziehungen zwischen Tauernrahmen und Schieferhülle (s. str.) geschaffen hat; d. h., wenn wir uns auf den Standpunkt der Deckenlehre stellen, jünger als die Überschiebung der ostalpinen Decken über das Tauernfenster. Bezüglich der genaueren zeitlichen Einordnung wurde bereits (CORNELIUS 1941) eine Arbeitshypothese aufgestellt, an der ich bis zum Beweise des Gegenteils ebenso festhalte wie ich eine Verallgemeinerung auf die übrigen Zentralgneismassen nach wie vor ablehne.

Daß aber auch im Gebiete des nordöstlichen Venedigermassivs große Bewegungen der Intrusion noch nachgefolgt sind, dafür ist u. a. die steile Bewegungsfläche W der Reichertleiten-Alm ein Beispiel. Um Deckenbewegungen freilich handelt es sich dabei nicht mehr; eher um solche, die mit der Aufwölbung der Tauern-Kuppel zu verknüpfen sind. Mehrphasigkeit der Tektonik wird ja von den meisten neueren Beobachtern in den Tauern gefunden und kann um so weniger gerade hier überraschen, als sie für andere Teile der Alpen zweifellos besteht.

Angeführtes Schrifttum

- CORNELIUS, H. P.: Geologie der Err-Juliergruppe I. — Beitr. geol. Karte Schweiz, n. F. **70**; Bern 1935.
- : Zur Geologie des oberen Felber- und Matreier Tauerntals und zur Altersfrage der Tauernzentralgneise. — Ber. Reichsamt Bodenf. **1941**, S. 14—20; Wien 1941.
- CORNELIUS, H. P. & CLAR, E.: Geologie des Großglocknergebietes I. — Abh. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenf. **25/1**, S. 1—302; Wien 1939.
- HAMMER, W.: Der Tauernnordrand zwischen Hollersbach- und Habachtal. — Jb. geol. Bundesanst. **85**, S. 1—19; Wien 1935.
- : Beiträge zur Tektonik des Oberpinzgaus und der Kitzbühler Alpen. — Verh. geol. Bundesanst. **1938**, S. 171—181; Wien 1938.
- KÖLBL, L.: Das Nordostende des Großvenedigermassivs. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **141**, S. 39—66; Wien 1932.
- LEITMEIER, H.: Die Blei-Zink-Vorkommen der Achselalpe im Hollersbachtal in Salzburg. — Min. petr. Mitt. (Mitt. Wiener miner. Ges.) **47**, S. 376—382; Leipzig 1936.
- : Das Smaragd-vorkommen im Habachtal in Salzburg und seine Mineralien. — Min. petr. Mitt. **49**, S. 245—368; Leipzig 1937.

Neue Beobachtungen im Tertiärbereich des mittelsteirischen Beckens

VON ARTHUR WINKLER v. HERMADEN, Prag

(Mit einer Textabbildung)

I. Teil: Luttenberger Weingebirge und Büheln

Im Laufe der letzten 1 bis 1½ Jahrzehnte, welche seit Abfassung mehrerer, spezieller Darstellungen über Teilgebiete des mittelsteirischen Tertiärbeckens durch mich (1927, 1927 a, 1929, 1929 a, 1928, 1933) veröffentlicht sind, ist eine größere Anzahl neuer Einzelbeobachtungen, teils bei der systematischen Fortführung der geologischen Aufnahme, teils gelegentlich gemacht worden, welche im Folgenden, in knapperer Darlegung, mitgeteilt werden. Ein Teil der Befunde soll, im Rahmen von abschließenden Gesamtdarstellungen des steirischen Tertiärs, später noch ausführlicher und durch Profile erläutert veröffentlicht werden.

Die neuen Beobachtungen werden hier, nach regionalen Gesichtspunkten geordnet, dargestellt.

I. Geologische Beobachtungen im Luttenberger Weingebirge (Begehungen im Sommer und Herbst 1943 unter Mitarbeit von Dr. ADALBERT CSISKO und stud. geogr. L. MAYER)

Das Luttenberger Weingebirge ist nach seinem tektonischen Bau, der einer ausgesprochenen ONO—WSW streichenden Antiklinale, mit steiler auferichtetem Nordflügel, entspricht, als nordöstlicher Ausläufer der nördlichsten Faltenzone der Drau-Savafalten (Weitensteiner Gebirge—Gonobitzer Gora—Wotsch-Sauritsch a/Drau) anzusehen. Es setzt sich ostwärts in die Selnica-Antiklinale der Murinsel fort. An seinem Aufbau beteiligen sich tertonische, neu aufgefundene sarmatische (?) und pannonische Schichten, sowie dazische Schotter und Lehme.