

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 32 (1952)
Heft: 2

Artikel: Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro (Siebenbürgen)
Autor: Streckeisen, Albert
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-25828>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 13.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro (Siebenbürgen)

Von *Albert Streckeisen*
(ehedem in Bukarest, jetzt in Bern)

I. Teil

Inhaltsverzeichnis

Einleitung	251
Geologische und geographische Lage	254
Bisherige Arbeiten	255
Älteste Beobachtungen	255
Erste Erforschung (F. HERBICH und seine Zeitgenossen)	256
Periode 1875—1910 (A. KOCH, F. M. BERWERTH u. a.)	258
Periode 1910—1925 (B. MAURITZ und seine Mitarbeiter)	262
Neuere Arbeiten (1925—1950)	263
Geologisch-petrographischer Überblick	268
Altkristallin	268
Phyllitische Serie — Hochkristalline Serie — Mesozonale Serie	
Massiv von Ditro	272
Kontaktthof	275
Pliocaene Ablagerungen	279
Jungvulkanische Gesteine	284
Zur Morphologie	286
Exkursionsrouten	291
Literaturverzeichnis	302

Einleitung

Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro hat seit hundert Jahren immer wieder die Aufmerksamkeit der Geologen und Petrographen auf sich gezogen. Die Entdeckung des Sodaliths von Ditro durch HERBICH 1859 und die Aufstellung des Gesteinstypus Ditroit durch ZIRKEL 1866 haben

Ditro allgemein bekannt gemacht. Doch besteht bisher trotz zahlreicher Einzelarbeiten noch keine eingehendere Bearbeitung des Massivs und seiner Umgebung.

Das Massiv umschliesst eine ganze Serie verschiedenartiger Tiefengesteine, von Alkaligraniten bis zu Olivinhornblenditen, wobei Nephelinsyenite allerdings die grösste Verbreitung haben; es enthält ausserdem leukokrate und melanokrate Ganggesteine. In der unmittelbaren Umgebung des Massivs treten Karbonatgesteine auf. — Schon diese Tatsachen lassen darauf schliessen, dass eine petrographische Bearbeitung dieses Gebiets einen wertvollen Beitrag zur Kenntnis und zum Verständnis der Alkaligesteine liefern könnte. Das vereinzelte Vorkommen dieses Massivs von Alkaligesteinen ist eine weitere Tatsache, die im Lichte der Lehre von den Gesteinsprovinzen besonderes Interesse bietet.

Den Anlass zu dieser Arbeit bildeten die Exkursionen, die der Verfasser mit den Studenten der Technischen Hochschule Bukarest in den Jahren 1928—1934 unternommen hat. Die Kartierung des Gebiets und die Aufsammlung des Materials erfolgte in den Jahren 1930—1935. Die Arbeit stützt sich auf ein Material von 1700 Handstücken und 1350 Dünnschliffen, das zusammen mit Kartenmaterial und Feldbüchern im Naturhistorischen Museum der Stadt Basel deponiert werden wird. Spezielle Hinweise im Text beziehen sich stets auf die Nummern dieser Sammlung (1—1700). Als Unterlage für die Kartierung diente die Karte 1:25 000 des k. k. österreichisch-ungarischen Militärgeographischen Instituts, die sich als recht brauchbar erwies. Für Übersichtszwecke sei auf die entsprechenden Karten 1:75 000 und 1:200 000 verwiesen. Die besonders wichtigen Aufschlüsse an der Strasse Ditro-Tulghes (Km 5.0—8.0) wurden im Massstab 1:1000 aufgenommen. Alle Angaben beziehen sich auf den Zustand, wie er in den Jahren 1928—1935 bestand. Von Änderungen in den Aufschlussverhältnissen, die später etwa erfolgt wären, hat der Verfasser keine Kenntnis erhalten.

Das Gebiet von Ditro und Umgebung wird z.T. von Szeklern (einem ungarisch sprechenden Volksstamm), z.T. von Rumänen bewohnt. Die Flurnamen sind daher z.T. ungarisch, z.T. rumänisch; sie werden auf der genannten Karte 1:25 000 im allgemeinen zuverlässig und unparteiisch wiedergegeben. Da zudem das Gebiet in der jüngsten Vergangenheit mehrfach seine staatliche Zugehörigkeit gewechselt hat, bestehen auch für die Ortsnamen Formen in verschiedenen Sprachen. Wir halten uns im folgenden für die Flurnamen an die Toponymie der österreichisch-ungarischen Karte 1:25 000, für die Ortsnamen an die heute geltende (rumänische) offizielle Schreibweise. Immerhin wird bei der ersten Nennung eines Orts die ältere (ungarische) Schreibweise in Klammer beigelegt. Nur für den Ort Ditro (ungar. Ditró¹⁾, rumän. Ditrău) ist die bisher in der Literatur übliche Schreibweise beibehalten worden.

¹⁾ Der Akzent ist kein Betonungszeichen, sondern ein Hinweis darauf, dass der Vokal geschlossen auszusprechen ist; auch in der ungarischen Sprache wird das Wort Ditró auf der ersten Silbe betont.

Herzlichen Dank schuldet der Verfasser vor allem seinen rumänischen Kollegen und Freunden, die ihn in mannigfacher Weise unterstützt haben. Sie sind zu zahlreich, als dass sie alle mit Namen genannt werden könnten. Herzlicher Dank gebührt ferner den Herren Prof. Dr. M. REINHARD in Basel und Prof. Dr. P. NIGGLI in Zürich für ihr stetes Interesse an dieser Arbeit und für die vielen Anregungen, die der Verfasser von ihnen erhalten hat. Besonderen Dank sagt der Verfasser den Herren Prof. Dr. J. JAKOB, Prof. Dr. F. DE QUERVAIN und Dr. P. ESENWEIN in Zürich, Dr. J. v. STEIGER in Basel und Dr. P. ZBINDEN in Bern für die Ausführung neuer Gesteins- und Mineralanalysen; wie auch den Herren Prof. Dr. E. BRANDENBERGER in Zürich für die Herstellung der Röntgenaufnahmen von Nephelin-Pseudomorphosen und Prof. Dr. M. REICHEL in Basel für die Beurteilung von Mikrofossilien aus dem Mesozoikum von Tomești; ferner einigen ungarischen Kollegen für ihre freundliche Unterstützung. Herr cand. theol. U. JUNGER hat in liebenswürdiger Weise an Hand von Photographien die dieser Arbeit beigegebenen Ansichtsskizzen gezeichnet; auch ihm sei dafür herzlicher Dank ausgesprochen. Endlich möchte der Verfasser allen danken, die er durch sein Untersuchungsgebiet geleiten oder bei denen er über seine Arbeiten vortragen durfte; sie haben stets mit reichen Anregungen zur Fortsetzung seiner Arbeiten beigetragen.

Die „Stiftung zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung an der Berner Hochschule“ hat dem Verfasser im Jahre 1948 die Teilnahme am Internationalen Geologen-Kongress und den Besuch der Gebiete von Loch Borolan, Loch Ailsh und Ben Loyal in NW-Schottland ermöglicht. Auch in diesen Gebieten sind Nephelinsyenite mit Alkalisyeniten und Alkaligraniten einerseits, mit ultrabasischen Gesteinen andererseits verknüpft. Der Vergleich mit der verwandten Gesteinsprovinz war für die Beurteilung der genetischen Fragen von hohem Wert. Der Verfasser möchte die ihm zuteil gewordene Unterstützung auch hier herzlich verdanken.

Die geplante Arbeit über das Massiv von Ditro und seine Umgebung muss umständehalber in verschiedenen Teilen publiziert werden. Der vorliegende erste Teil gibt Aufschluss über die Arbeiten früherer Autoren und bietet einen gedrängten geologisch-petrographischen Überblick. Die nächsten Teile werden eine petrographische Beschreibung des Massivs und eine Diskussion der sich ergebenden genetischen Fragen bringen. Die Bearbeitung des Kristallins und seiner Kontaktzone am Massiv wie auch die der umgebenden jungvulkanischen Gesteine sollen Gegenstand weiterer Arbeiten sein.

Geologische und geographische Lage

Der weit nach NE ausbuchtende Bogen der Karpathen lässt sich zwanglos in drei Abschnitte gliedern: die Nordkarpathen (mit Kulmination in der Hohen Tatra), die Ostkarpathen (vom Quellgebiet der Theiss bis zum Tal der Dâmbovița), und die Südkarpathen (vom Predeal-Pass bis zum Donau-Durchbruch). (Siehe Tafel I.)

Im Bau der Ostkarpathen folgen von Ost nach West: das Vorland der Moldau, dann die Neogen-Zone (mit ihren Öl- und Salzlagern), weiter die Flyschzone (mit ihren mächtigen Serien von Schiefern und Sandsteinen), und dann die kristallin-mesozoische Zentralzone. Das Kristallin bildet einen langgestreckten Streifen, der im NW im Quellgebiet der Theiss (am Pop Ivan) einsetzt und sich gegen S bis ins obere Tal des Olt bei Mercurea Ciucului (Csikszereda) erstreckt. Es trägt die mesozoischen Sedimente des Rarău, des Gebiets von Tulgheș (Tölgyes) und des Hăghimaș (Hagymás).

Nach innen schliesst sich an die Karpathen die jungtertiäre Vulkankette des Călimani (Kelemen), der Munții Gurghiului (Görgény-Gebirge) und der Hărgăhita (Hargita). Aus einem mächtigen Schuttmantel von vulkanischen Tuffen und Breccien (Agglomeraten), der den vorwiegend explosiven Charakter der Eruptionen erweist, ragen noch manche gut erhaltenen Vulkankegel und -krater empor. Bekannt ist der Kratersee der Sf. Ana (Szt. Anna) bei Tușnad (Tusnad), ein beliebtes Ausflugsziel. Mit seinen 2102 m ist der Petrosul in der Călimani-Kette die höchste Erhebung im Gebiete der Ostkarpathen.

Gegen Westen fällt die Vulkankette hinunter zum hügeligen Hochland des Siebenbürgischen Beckens, das mit tertiären Sedimenten angefüllt ist.

Zwischen die Vulkankette und die Karpathen schalten sich die breiten Pliocaenbecken des Unteren und Oberen Ciuc (Csik) und des Giurgeu (Gyergyó) ein. Sie werden vom Oberlauf des Olt (Alt) bzw. des Mureș (Maros) durchflossen. Diese Flüsse durchbrechen die Vulkankette in engen Schluchten, der Olt zwischen Tușnad und Malnaș (Malnás), der Mureș zwischen Toplița (Olah-Toplicza, Marosheviz) und Deda. In gleicher geologischer Lage folgen gegen Norden die kleineren Pliocaenbecken von Orotva (oder Sóna), von Borsec (Borszék), von Szék patak, von Racoteaș (Răchitaș, Rakottyás) und von Bilbor (Bélbor).

Es wird ziemlich allgemein angenommen, dass diese Pliocaenbecken einer Abdämmung durch die Vulkankette ihre Entstehung verdanken²⁾.

²⁾ Diese auf v. HAUER und STACHE (1863, p. 40) und S. ATHANASIU (1899)

Doch hat der Vulkanismus die rein sedimentäre Zufüllung dieser Süßwasserbecken teilweise überdauert; werden doch an manchen Stellen die Sande und Schotter dieser Becken von mächtigen vulkanischen Tuffen und Agglomeraten überlagert.

Bei Ditro (25°30' östlich Greenwich, 46°48' nördl. Breite) setzt am Innenrand der Ostkarpathen der bekannte Nephelinsyenit-Stock auf, der den Gegenstand dieser Arbeit bildet. Er durchbricht das Altkristallin und entwickelt darin einen typischen Kontakthof mit Hornfelsen. Er wird andererseits von pliocänen und jungvulkanischen Bildungen teilweise überdeckt.

Der Ort Ditro liegt in 740 m Höhe am östlichen Rand des breiten Beckens von Giurgeu. Gegen Osten erheben sich die Karpathen, zuerst in sanften Hügeln; dann in steileren Hängen, bis zum Gipfel des Piricske (1545 m), der höchsten Erhebung im Massiv von Ditro. Die tieferen Lagen sind mit Feldern und Wiesen bestanden, die höheren Hänge sind mit Nadelholz dicht bewaldet und werden alle paar Jahrzehnte kahl geschlagen. Der Gipfel des Piricske gehört zu einer alten Abtragungsfläche in 1450—1550 m Höhe, die im Kristallin dieses Karpathen-Abchnitts sehr gut ausgeprägt ist und über die nur einige widerstandsfähigere Sedimentberge emporragen (Hăghimaş, Likas, Vithavas, u.a.).

Südöstlich von Ditro, in 12 km Entfernung, liegt die Provinzstadt Gheorgheni (Gyergyó-Szent-Miklós), ebenfalls am östlichen Rand des Beckens von Giurgeu und am Westfuss der Karpathen. Von Gheorgheni führen Staatsstrasse und Eisenbahn in südöstlicher Richtung aus dem Quellgebiet des Mureş über den niedrigen Sattel (890 m) bei der Station Mureş Izvor (Marosfő) hinüber in das Flussgebiet des obern Olt; wenig südlich von der Station befindet sich die Quelle des Mureş (866 m).

Bisherige Arbeiten

ÄLTESTE BEOBACHTUNGEN

F. S. BEUDANT (1822, p. 308f.) ist vielleicht der erste Geologe, der die Gegend von Ditro aufsuchte. In einem sehr ausführlichen Bericht über seine im Jahr 1818 unternommene Reise nach Ungarn und Siebenbürgen beschreibt er die vulkanischen Gesteine der Călimani-Hărghita-Kette und erwähnt auch einen zuckerkörnigen Kalk aus der Umgebung von Topliţa. Hingegen sind ihm die Eruptivgesteine von Ditro noch nicht bekannt.

zurückgehende Anschauung ist neuerdings von DE MARTONNE (1922) und NORDON (1931) in Zweifel gezogen worden.

Die ersten Angaben über das Massiv von Ditro stammen vom französischen Geologen LILL VON LILIENBACH (1833, p. 262f.; siehe auch BOUÉ 1833, p. 234), der auf seiner Reise in die Karpathen und nach Siebenbürgen auch die Gegend von Ditro aufgesucht hat. Die nach seinem Tode durch A. BOUÉ herausgegebene Reisebeschreibung enthält bereits viele gute Beobachtungen. Von Ditro erwähnt er graue und rote Syenite und deren Wechsellagerung mit Dioriten und Amphiboliten. Er kennt auch die kristallinen Schiefer der Umgebung (genannt werden Glimmerschiefer, Chloritschiefer, Tonschiefer und schwarze Kieselschiefer) und beschreibt den Verlauf des Marmorzuges von Sândominic (Szent-Domokos) bis Văşlab (Vaslab) und dessen Wiederauftauchen bei Lăzarea (Szárhegy) (von wo Tremolit und „weisser Glimmer“ = Talk erwähnt werden). Auch berichtet er von einem Kalkvorkommen bei Toplița, das heute nicht mehr bekannt ist³⁾. Die vulkanische Natur der Călimani-Hărgără-Kette ist ihm vertraut; er beschreibt vulkanische Tuffe und Tuffbreccien aus dem Becken von Giurgeu und „Trachyte“ (= Andesite) aus der Umgebung von Tulpe (= Fülpe?, bei Sărmaş) zwischen Ditro und Toplița.

Hingegen erwähnt M. ACKNER (1855) in seiner Mineralogie Siebenbürgens aus der Gegend von Ditro lediglich Titanit, Siderit, Pyrit, Cyanit und Saphirquarz; die beiden letzteren beziehen sich jedenfalls auf den damals noch nicht erkannten Sodalith.

ERSTE ERFORSCHUNG (F. HERBICH UND SEINE ZEITGENOSSEN)

Die ersten genaueren geologischen Untersuchungen verdanken wir F. HERBICH, der damals das Kupferbergwerk Bălanbaia (Balánbánya) im obersten Olttal bis zu dessen Schliessung (1867) verwaltete und sich nachher der geologischen Erforschung des Szeklerlandes widmete. Seine Ergebnisse hat er zunächst mündlich weitergegeben; im Druck erschienen sie erst später (HERBICH 1872, 1878).

1859 fand HERBICH im obersten Tászok patak ein tiefblaues Mineral. Dieser Fund gab Anstoss zu einer regen Forschertätigkeit, und Ditro wurde bald weit herum bekannt. HERBICH übergab — wir folgen dabei der anschaulichen Darstellung von BERWERTH (1905) — eine Probe des blauen Minerals dem gerade im Lande weilenden österreichischen Geologen FRANZ v. HAUER (1860), auf dessen Veranlassung sein Bruder KARL v. HAUER im Laboratorium der k. k. geol. Reichsanstalt das neue Mineralvorkommen als Lasurstein bestimmte. Die Auffindung des durch seine blaue Farbe sehr auffälligen Gesteins muss in technischen Kreisen des Landes sehr bald bekannt geworden sein, denn zwei Jahre später brachten die Kronstädter Ingenieure QUAGLIO und FRITSCH eine grosse Zahl von Proben davon nach Wien und RAFAEL HOFMANN solche nach Freiberg und veranlassten an beiden Orten neue Untersuchungen. Das blaue Mineral wurde nun an beiden Orten als Sodalith erkannt. Die neuen Untersuchungen wurden in Wien von W. HAIDINGER (1861/62), in Freiberg von A. BREITHAUPT (1861) und B. v. COTTA (1862) veröffentlicht; HAIDINGER bezeichnete das Gestein als „Hauynfels“, wobei er den

³⁾ „Près de Toplicza, un calcaire intermédiaire blanchâtre et grisâtre occupe une étendue d'un quart de lieue, le long de Maros“.

Chlor-Hauyn oder Sodalith meinte (v. HAUER und STACHE 1863, p. 197). Eine spätere Analyse des Sodaliths stammt von A. FLEISCHER (1876). Das den Sodalith begleitende rosarote Mineral wurde von G. TSCHERMAK (1862) als Cancrinit bestimmt. — Die Anregung HAIDINGERS, das Sodalithgestein von Ditro als Dekorationsstein zu verwenden, scheiterte an dem zwar häufigen, aber überall sehr beschränkten Vorkommen des Gesteins. Immerhin soll der Sockel des Bem-Denkmal in Târgu Mureş (Marosvásárhely) aus Ditroer Sodalithgestein bestehen, das im obersten Tászok patak gebrochen wurde.

Im Jahre 1861 besuchte B. v. COTTA in Begleitung Herbichs das Gebiet und berichtete ausführlich über seine Beobachtungen (v. COTTA 1862).

1863 erschien die „Geologie Siebenbürgens“ von FR. v. HAUER und G. STACHE, welche die damals bekannten Tatsachen zusammenfasst und die ihnen vorliegenden Gesteinsarten ausführlich beschreibt (v. HAUER und STACHE, 1863, p. 197—201). Genannt werden Amphibolit, Syenit, Miascit und Hauynfels in verschiedenen strukturellen Varietäten; sie stammen hauptsächlich aus der Gegend zwischen Ditro und Borsec, besonders aus dem Orotva-Tal. Erwähnt werden ferner auch die kristallinen Kalke von Văşlab und Valea Strâmbă (Tekeröpatak) und von Lăzarea (Szárhegy), wie auch solche bei Toplita⁴⁾.

1866 schlug F. ZIRKEL (1866, p. 595) vor, den sodalithführenden Nephelinsyenit von Ditro nach seinem Fundort als „Ditroit“ zu bezeichnen, um dadurch Verwechslungen mit dem etwas anders gearteten Hauyngestein vorzubeugen (BERWERTH 1905). Diese Bezeichnung hat sich ziemlich allgemein eingebürgert⁵⁾.

⁴⁾ „Die letzten Ausläufer der krystallinischen Schiefer bilden bei Vasláb, bei Tekeröpatak und bei Szárhegy krystallinische Kalksteine, schön weiss, theilweise auch blaugrün gefärbt, und eine Parthie desselben Gesteines steht auch am Maroschufer bei Toplicza an und zwar auch hier in Verbindung mit krystallinischen Schiefer“ (p. 311). Ob wohl eine Verwechslung mit den von I. ATANASIU (1927, p. 292) vom linken Mureş-Ufer erwähnten Kalktuffen vorliegt?

⁵⁾ Eine gewisse Verwirrung ergab sich, als W. C. BRÖGGER (1890, p. 39) den unglücklichen Vorschlag machte, ohne jede Rücksicht auf das Vorkommen die granitisch-körnigen Varietäten der Eläolithsyenite als Ditroite, die trachytoiden Varietäten als Foyaite zu bezeichnen. Dieser Vorschlag hat denn auch wenig Anklang gefunden; F. ZIRKEL (1894, p. 412f.) hat sich recht energisch dagegen gewandt. Für Ditro ist BRÖGGER'S Vorschlag schon darum wenig glücklich, weil hier granitisch-körnige und trachytoide Varietäten in inniger Verknüpfung auftreten. Seitdem es nun — im Gegensatz zur Meinung von H. ROSENBUSCH (1907, p. 204) — klar geworden ist, dass der Sodalith in den allermeisten Nephelinsyeniten von Ditro nicht als ein normaler Gesteinsgemengtheil auftritt (KOCH 1880, p. 150, 177), sondern eine etwas spätere, pneumatolytisch-hydrothermale Bildung darstellt (MAURITZ und VENDL 1923, deutscher Text p. 118—121, 140; STRECKEISEN 1931a, p. 622f.), ist die Berechtigung des Gesteinsnamens „Ditroit“ als einer besonderen Gesteinsart auch in seinem ursprünglichen Sinn etwas zweifelhaft geworden (TRÖGER 1935, Nr. 427). Das hat schon A. KOCH (1880, p. 177) klar erkannt und im übrigen die vernünftige Meinung vertreten, dass der Name „Ditroit“ weiterhin als Varietäts-Bezeichnung für sodalithführende Nephelinsyenite beibehalten werden könne.

Kurz darauf veröffentlichte A. FELLNER (1867a, b) eine Anzahl sorgfältig ausgeführter chemischer Analysen von Ditroer Gesteinen und Mineralen, die noch heute von Wert sind. Das Material dieser Analysen war von F. HERBICH eingesandt worden.

Nach der Schliessung des Bergwerks Bălanbaia hat sich F. HERBICH völlig der Erforschung der Geologie des Szeklerlandes gewidmet. 1872 veröffentlichte er selber erstmalig seine Beobachtungen und Ergebnisse (HERBICH 1872), die er dann auch in seine geologische Monographie des Szeklerlandes übernahm (HERBICH 1878). Auf der diesem Werk beigegebenen Übersichtskarte 1:280000 ist die Umgrenzung des Massivs schon recht gut dargestellt.

Einige von HERBICHs Beobachtungen sollen hier Erwähnung finden. An Gesteinsarten unterscheidet HERBICH lichten und roten Syenit, weissen und roten Miascit (= Nephelinsyenit), Ditroit und Amphibolgesteine. — Der Syenit bildet vornehmlich die Ränder des Stocks. Im lichten Syenit lassen sich viele Abarten unterscheiden: helle (reich an Feldspat) und dunkle (reich an Hornblende), massige und schiefrige (durch parallele Anordnung der Hornblendesäulchen und der Feldspat tafeln). Zwischen ihnen besteht ein mannigfacher Wechsel. Oft ist auch Biotit vorhanden; dann tritt die Hornblende zurück, „wie überhaupt deutlich zu bemerken ist, dass er ein Umwandlungsprodukt der Hornblende bildet“. Titanit tritt im lichten Syenit sehr reichlich auf, im roten nur in geringen Mengen. — Durch Auftreten von Eläolith geht der Syenit in Miascit über. Der weisse Miascit führt reichlich Accessorien, besonders Titanit, dazu Sodalith, Zirkon und Erz. Der rote Miascit (wie auch der rote Syenit) enthält häufig Pistazit (Epidot) auf Klüften, in Nestern und Adern; Biotit ist oft mit Pistazit durchwachsen; hingegen tritt Titanit in ihm äusserst selten auf, Sodalith nie. — Durch reichlicheres Auftreten von Sodalith entsteht aus dem Miascit der Ditroit. Der Sodalith ist ein im ganzen Gebirgsstock verbreitetes Mineral, jedoch stets an den weissen Miascit gebunden, und auch hier ist sein häufigeres Auftreten auf gewisse Punkte beschränkt. Der Sodalith erscheint in kleineren und grösseren Partien, in kristallinen Aggregaten, teils in den Gesteinen eingesprengt, teils auf Kluftflächen dieselben überziehend. Als wichtigste Vorkommen werden genannt der obere Tászok patak, der Ditrói patak, das Gebiet des Piricske und das Quellgebiet des Tányérsarki csörgő (1.5 km SW Piricske, vgl. Kartenskizze in KOCH 1880) und endlich am Südrand des Massivs das Gebiet zwischen Piricske und Szent Anna ob Gheorgheni. — Amphibolgesteine werden vor allem aus dem unteren Orotva-Tal erwähnt. — Auch die durchgreifenden Lamprophyre hat HERBICH bereits beobachtet; sie werden von ihm z.T. als feinkörnige dunkle Syenite, z.T. als grünsteinartige Eruptivgesteine beschrieben.

PERIODE 1875—1910 (A. KOCH, F. M. BERWERTH u. a.)

Im Sommer 1875 stattete G. VOM RATH (1876a, b) in Begleitung des Klausenburger Mineralogen A. KOCH dem Massiv einen kurzen Besuch ab (begangen wurden Ditrói patak und Tászok patak), worüber er in einem Vortrag anschaulich berichtet. Er erwähnt die auftretenden Gesteinsarten und bewundert vor allem den Titanitreichtum der an Hornblende reichen Gesteine. Er beschreibt die löcherige Anwitterung der Nephelinsyenite, an deren Oberfläche der leichter lösliche Nephelin Vertiefungen bildet. Besondere Aufmerksamkeit wird dem Auftreten

und der Verbreitung des Sodaliths geschenkt. „An Reichthum des Vorkommens kann sich keine andere Fundstätte des Sodaliths mit Ditro messen“ — eine Feststellung, die auch heute noch Geltung haben mag. Zum ersten Male wird die sekundäre Natur des Sodaliths klar erkannt und auch für den Cancrinit eine solche vermutet⁶⁾. Der Vortrag enthält auch eine chemische Analyse des lichtgelblichen Alkalifeldspats aus dem Ditroit und referiert die von FLEISCHER gemachte neue Analyse des Sodaliths. Auf Grund der Mittheilungen von G. VOM RATH hat H. ROSENBUSCH (1877) in der ersten Auflage seiner „Mikroskopischen Physiographie“ das Massiv von Ditro dargestellt⁷⁾.

⁶⁾ „Bei der eigenthümlichen Gestaltungsweise des Sodaliths von Ditro, zum Theil in Schnüren und Adern, welche eine sekundäre Entstehung fast zweifellos machen, bietet sich die Frage, ob derselbe vielleicht aus Nephelin durch Einwirkung von Chlornatrium-Lösungen entstanden sei.... Die grössere Anhäufung des blauen Gemengtheils in der Nähe der Gesteinsablösungen konnten wir hier deutlich wahrnehmen“. „Die Ausbildungsweise des Cancrinit im Ditro-Gesteine macht es fast zweifellos, dass er durch Einwirkung kohlensäure-haltigen Wassers auf Nephelin entstanden ist“.

⁷⁾ Für die späteren Auflagen (z. B. ROSENBUSCH 1907, p. 222f.) wurden auch die Arbeiten von A. KOCH (1877, 1880) und TH. NICOLAU (1899) herangezogen. Woher allerdings die Angaben über den „weitverbreiteten Gehalt an Wollastonit“ und die „mannigfaltigen seltenen Mineralien (Lävenit, Wöhlerit, Glieder der Mosandrit-Rinkit- und der Pyrochlor-Perowskit-Familie u. a.)“ stammen, ist völlig schleierhaft. Für den Wollastonit liegt vielleicht eine Verwechslung mit dem im Marmor von Lázarea auftretenden Tremolit vor. Wöhlerit wird zwar von TSCHERMAK, BREITHAUPT und v. COTTA erwähnt; doch bemerkt schon HERBICH, dass er ihn nicht habe finden können. Den Pyrochlor erwähnt v. COTTA; A. KOCH fand in einem einzigen Handstück ein „gelblichbraunes, fettglänzendes Mineral, mit ausgezeichnetem muscheligem Bruch in Hirsekorngrösse, welches ganz und gar dem Pyrochlor von Frederiksvärn ähnlich ist; eine genauere Prüfung konnte aber an diesen kleinen Körnchen nicht vorgenommen werden“.

Abgesehen von ganz vereinzelt auftretenden, mikroskopisch kleinen und schwer diagnostizierbaren Mineralkörnern hat der Verfasser keinerlei Anzeichen für das Auftreten von Lävenit, Wöhlerit, Gliedern der Mosandrit-Rinkit- und der Pyrochlor-Perowskit-Familie gefunden, auf alle Fälle keine makroskopisch erkennbaren Mineralgemengtheile. Er ist im Gegenteil geneigt, den Reichtum an Titanit in den mesokraten bis melanokraten Gesteinen, das Auftreten von Zirkon in den leukokraten Gesteinen und die Abwesenheit komplexer Zirkon- und Titan-silikate als ein charakteristisches Merkmal des Massivs von Ditro zu betrachten.

Nun ist jedem Mineralogen bekannt, dass die Aufschlüsse nach ihrem Gehalt wechseln, und dass Mineralien, die ehemals häufig aufgesammelt wurden, in späteren Zeiten kaum mehr angetroffen werden. Der Verfasser hält es demnach für möglich (wenn auch nicht gerade für wahrscheinlich), dass in Sammlungen aus früheren Zeiten Mineralstufen aus Ditro vorhanden wären, die heute an Ort und Stelle nicht mehr angetroffen werden. Sollte sich aus solchen Sammlungen das unzweifelhafte Vorkommen der oben genannten Minerale ergeben, so ist der Verfasser den Fachkollegen für eine entsprechende Mittheilung zu Dank verpflichtet.

Eine erste ausführlichere und von einer Kartenskizze begleitete Bearbeitung des Massivs stammt von A. KOCH (1880), damals Professor in Klausenburg (Kolozsvár, Cluj). Er hat das Massiv 1875 und 1877 besucht und ergänzende Aufnahmen 1876 durch seinen Schüler M. BAJKÓ durchführen lassen. Nach einem guten Überblick über die vorliegende Literatur beschreibt er ausführlich und auf Grund mikroskopischer Untersuchungen die auftretenden Minerale; dann gibt er eine genaue Darstellung der besuchten Aufschlüsse und der dort angetroffenen Gesteine; und endlich werden die Vorstellungen formuliert, die sich daraus für die Entstehung des Massivs ergeben. Die beigefügte Routenskizze ist die erste genauere geologische Karte des Massivs. Infolge der guten Beobachtungen und der genauen Lokalangaben ist die Arbeit auch heute noch grundlegend.

Als eigentlichen Kern des Stocks betrachtet KOCH den Nephelinsyenit, als dessen wesentliche Gemengteile Orthoklas, Eläolith, wenig Plagioklas, Amphibol und titanhaltiger Magnetit genannt werden. Je nach den relativen Mengenverhältnissen der Hauptgemengteile, nach Struktur und Textur, nach Art und Menge der accessorischen Gemengteile und der sekundären Mineralbildungen ergeben sich mannigfaltige Gesteinsvarietäten, die bald in schlierigem Wechsel auftreten, bald durch allmähliche Übergänge miteinander verbunden sind. Alle diese Gesteine betrachtet KOCH als Bildungen eines ursprünglich unvollständig gemengten und daher schlierig erstarrten einheitlichen Gesteinsmagmas. Einzig die durchbrechenden Lamprophyre („Dioritaphanite“) werden als jüngere Bildungen erkannt.

Die Farbe der schon von HERBICH erwähnten roten Syenite, die nach KOCH die äusserste, periphere Hülle des Stockes bilden, wird der Einwirkung der Verwitterung zugeschrieben. — KOCH beobachtet als erster die granitischen Gesteine im oberen Orotva-Tal und deutet sie als endomorphe Kontaktbildungen, welche durch Einwirkung des Nephelinsyenit-Magmas auf die kristallinen Schiefer entstanden wären. — Wie KOCH richtig beobachtet, treten die Marmore von Lăzarea nicht in direkten Kontakt mit dem Massiv; trotzdem ist er geneigt, ihren ausgezeichnet kristallinen Charakter der Kontaktwirkung des Syenits zuzuschreiben. — Ferner erkennt KOCH den sekundären Charakter von Sodalith und Cancrinit (KOCH 1877); beide Minerale betrachtet er als Umwandlungsprodukte von Eläolith unter Einfluss NaCl- bzw. CaCO_3 -haltiger Lösungen, was er in beachtenswerter Weise auch experimentell zu begründen versucht (KOCH 1880, p. 152).

Von Beobachtungen an Mineralen sei folgendes erwähnt: Der „Orthoklas“ wird als Perthit erkannt, und auch seine Mikroklingitterung wird beschrieben. Hingegen wird die grosse Verbreitung des Plagioklases, besonders in den mesokraten Gesteinen, noch übersehen. Der Fettglanz des Eläoliths wird auf regelmässig längs Spaltflächen eingelagerte Einschlüsse zurückgeführt; ferner wird seine Umwandlung in glimmerige Aggregate (Liebenerit) beschrieben. Der Amphibol geht am Rand und in Spalten in bräunlichgelben Biotit oder in grasgrünen „Chlorit“ (es handelt sich dabei um grünen Biotit) über. Schwarzer Glimmer (Biotit und Lepidomelan) wird lediglich als Umwandlungsprodukt aus Amphibol betrachtet. In einem von KOCH gesammelten Gestein hat F. BECKE (1878) Akmit (Aegirin) als einen Hauptgemengteil festgestellt. Im Quarz werden Flüssigkeits-einschlüsse erwähnt. Titanit tritt sehr reichlich in den amphibolreichen Gesteinen auf und nimmt mit dem Amphibol zusammen ab. Zirkon ist spärlich in jedem Gestein zu finden, häufiger nur in den Sodalith- und Cancrinit-führenden Varietäten. Pistazit wird als Umwandlungsprodukt des Feldspats betrachtet und be-

sonders in den roten Varietäten des Massivrands festgestellt. An Erzen werden Magnetit, Titaneisen und Pyrit erwähnt. Sodalith und Cancrinit wurden schon genannt. Weiter werden erwähnt: Muskowit (Umwandlungsprodukt aus Feldspat und Eläolith), Chlorit (Umwandlungsprodukt aus Amphibol), Serpentin (zusammen mit Chlorit), Apatit (wasserhelle lange Nadeln), Calcit (mikroskopische Körner zusammen mit Amphibol, Biotit und Chlorit ziemlich verbreitet), Granat (vereinzelt), Orthit (vereinzelt), Pyrochlor (zusammen mit Akmit, vereinzelt, s.S. 259).

TH. NICOLAU (1899) gibt eine petrographische Beschreibung der Nephelinsyenit-Gerölle, die Prof. V. BUTUREANU (Jassy) im Bachschutt der Bistrita oberhalb Piatra Neamţ gesammelt hat; sie stammen aus dem nordöstlichen Teil des Massivs, der gegen die Moldau zu entwässert wird. Es handelt sich um Nephelinsyenite, die neben Aegirinaugit auch etwas Amphibol und Biotit führen; Sodalith fehlt, doch ist etwas Cancrinit vorhanden; vereinzelt tritt auch etwas Quarz auf. Die Arbeit wurde von ROSENBUSCH (1907, p. 222) referiert.

Im gleichen Jahr veröffentlichte J. v. SZÁDECZKY (1899) eine Anzahl Gesteinsanalysen, die er an der Universität Klausenburg hat ausführen lassen.

In seinem „Bild und Bau der Karpathen“ hat V. UHLIG (1903, p. 147/797) auch das Massiv von Ditro kurz erwähnt. Er stützt sich dabei auf die Arbeiten von HERBICH und KOCH und auf mündliche Mitteilungen von BERWERTH.

Auf Grund einer mehrtägigen Exkursion gibt F. M. BERWERTH (1905), Professor in Wien, eine sehr anschauliche Schilderung des Massivs und seiner Kontakthülle. Die leider schwer zugängliche Arbeit ist auch heute noch sehr lesenswert.

Nach BERWERTH entspricht der Umriss des Massivs im grossen einer Ellipse von 140 km² Flächeninhalt, mit einem grossen Durchmesser von 21 km in Richtung SE-NW und einem kleinen Durchmesser von 12 km in Richtung SW-NE. Die ganze Masse entspricht damit einem sehr flachen Gewölbe, das durch Erosion stark zerfurcht und unregelmässig abgetragen ist.

Die Phyllite des Kristallins werden bei Annäherung an das Massiv zu Fleck- und Fruchtschiefern und am unmittelbaren Kontakt in dunkle Biotithornfelse umgewandelt; in ihnen lassen sich zu wiederholten Malen kleine, vom Hauptstock ausgehende Syenitinjektionen beobachten. Als Kontaktprodukte werden auch die kristallinen Kalke von Lăzarea und an der Csere-Gasse in Gheorgheni aufgefasst.

Auf eine Randzone von rotem Syenit folgt ein Kern von hellem Nephelinsyenit, vorwiegend Glimmerfoyait. Durch Biotit, zumeist aber durch Amphibol schiefrige Syenite mit gneisartigem Charakter sind als Hauptgestein am Südabhang des Nyárás (Strasse Ditro-Tulgheş km 5.0—8.0) anzutreffen, ferner im unteren Orotva-Tal. Von der Mündung des Tászok patak wird der diallagführende Amphibolperidotit erwähnt, dessen grosse Hornblenden von Diallag und Olivin poikilitisch durchwachsen sind.

Besondere Aufmerksamkeit wird den Ganggesteinen geschenkt. An hellen Ganggesteinen werden Aplite, Pegmatite und Tinguaites beschrieben. Der Sodalith, der als stark hervortretender Gemengteil auf Pegmatite beschränkt sei, wird nach den Untersuchungen von THUGGUT als plutonisch entstandenes Mineral betrachtet. Die Lamprophyre, die Gänge bis zu 3 m Mächtigkeit bilden, werden in camptonitische und dioritische Gesteine eingeteilt. Dabei wird die nahe Verwandtschaft der Lamprophyre zu den an Hornblende und Biotit reichen gneisartigen Syeniten erkannt.

Bei den Angaben über den Mineralbestand wird auf (nie veröffentlichte) Untersuchungen von PABISCH hingewiesen. An Gemengteilen werden genannt: Mikroklin, Mikroklinmikroperthit, Oligoklasalbit, Eläolith, Sodalith, Cancrinit, Biotit, Amphibol, Aegirin, Titanit, Zirkon, Apatit und Erze, auch Muskowit; ferner Karbonate und Epidot als gelegentliche Zersetzungsprodukte.

M. REINHARD (1911), damals in Bukarest, teilt die auf einer kurzen Exkursion gewonnenen Eindrücke und die daraus abgeleiteten Schlüsse mit. Da die Gesteine des Massivs nicht tektonisch überarbeitet erscheinen, hält er die Intrusion für jünger als die jüngsten tektonischen Bewegungen von erheblichem Ausmass, also für post-neocom. Zudem möchte er die Gesteine des Massivs von Ditro als Tiefengesteine zu den in der Umgebung (Călimani-Hârgăhita-Kette) aufsetzenden, vielleicht etwas jüngeren Ergussgesteinen in Beziehung setzen. — REINHARDS Auffassung über das Alter des Massivs ist von späteren Autoren ohne weitere Prüfung weitgehend übernommen worden (z. B. MACOVEI 1927, p. 32f., 138; ATANASIU 1927, p. 274; ATANASIU 1928, p. 265, 438). Sie wird im folgenden zu überprüfen sein, ebenso wie der postulierte Zusammenhang mit den jungvulkanischen Eruptivgesteinen.

PERIODE 1910—1925 (B. MAURITZ UND SEINE MITARBEITER)

Um 1910 beginnt B. MAURITZ in Budapest seine ausgedehnten Aufnahmen und Aufsammlungen im Massiv von Ditro. Die von ihm und seinen Mitarbeitern erschienenen Arbeiten (MAURITZ 1909, 1910, 1912a,b, 1913, 1925; MAURITZ und VENDL 1923; MAURITZ, VENDL und HARWOOD 1923, 1925; VENDL 1926, 1927) enthalten vorwiegend gute mikroskopische Gesteinsbeschreibungen und sorgfältige Gesteinsanalysen. Die geplante Monographie ist, wohl hauptsächlich infolge veränderter politischer Verhältnisse, nie erschienen. In mehreren Arbeiten werden auch die chemischen Verhältnisse eingehend diskutiert und an Hand der Niggli-Werte die Differentiationsverhältnisse besprochen. Dabei wird u. a. auch festgestellt, dass die Tinguaitite mit den Nephelinsyeniten chemisch fast identisch sind, also nicht etwa deren Spaltungsgesteine darstellen können.

Die von MAURITZ und seinen Mitarbeitern beschriebenen Gesteine werden im 2. Teil dieser Arbeit zusammengestellt. Daraus ergibt sich ein einigermaßen zutreffendes Bild von der Häufigkeit des Auftretens der verschiedenen Gesteinstypen.

Als neue Gemengteile wurden von MAURITZ festgestellt: Skapolith in den mesokraten Gesteinen an der Strasse Ditro-Tulghes bei km 7.2—7.3 (MAURITZ 1913); Korund in einem Alkalisyenit (vermutlich einem endomorphen Kontaktprodukt) im Gebiet des Vár patak in der Nähe des südlichen Massivrandes (MAURITZ 1913); etwas Fluorit zusammen mit Sodalith in einem aegirinführenden Nephelinsyenit (MAURITZ und VENDL 1923, p. 140).

Von prinzipieller Bedeutung ist das Auftreten unzweifelhafter dynamischer (kataklastischer) Strukturen: Zertrümmerung der verschiedenen Gemengteile, undulöse Auslöschung der Feldspäte, Ausbildung von Trümmer- und Mörtelkränzen; auch die feingitterige Ausbildung des Mikroklin wird hierher gestellt. Solche Strukturen finden sich vorwiegend in Nephelinsyeniten mit Sodalith und Cancrinit und stehen mit der Genese dieser Gemengteile in ursächlicher Verknüpfung. Sodalith

und Cancrinit treten vorwiegend auf Rissen, Klüften und Spalten auf, die das Gestein in allen Richtungen durchsetzen. Sodalith, Cancrinit, primärer Calcit, Muskowit, Fluorit werden als Bildungen einer auf die Intrusion folgenden pneumatolytisch-hydrothermalen Periode aufgefasst, bei der Cl, CO₂, H₂O und auch F als Mineralisatoren eindrangen. Auf diese Periode ist auch das Aufreissen der Risse und Spalten zurückzuführen; ihr sind auch die erwähnten dynamischen Wirkungen zuzuschreiben; sie kann daher gleichzeitig als eine Art Faltungsphase betrachtet werden. Da weitere dynamische Wirkungen, die auch noch diese pneumatolytisch gebildeten Gemengteile Sodalith, Cancrinit, Calcit betroffen hätten, nicht beobachtet werden, so scheint diese Phase daher auch gleichzeitig die letzte und jüngste tektonische Phase gewesen zu sein. Es erscheint daher angemessen, in diesen Erscheinungen die Merkmale einer verhältnismässig jungen Faltungsperiode zu sehen. Diese Erwägungen sprechen für ein jugendliches Alter des ganzen Massivs; sie lassen jedenfalls ein vor-mesozoisches Alter des Massivs als wenig wahrscheinlich erscheinen (MAURITZ und VENDL 1923, p. 109, 120, 140, 158)⁸⁾. Wenn auch das Wort von der „dynamischen Umwandlung des Syenitstocks während der pneumatolytischen Periode“ einen falschen Eindruck erweckt und einzelne dynamische Strukturen auch protoklastischer Natur sein mögen (zurückzuführen auf Bewegungen des magmatischen Breies während seiner Erstarrung), so ist die Ausbildung kataklastischer Strukturen im Zusammenhang mit dem Auftreten von Sodalith und Cancrinit doch eine unzweifelhafte und recht merkwürdige Erscheinung, die durch die von MAURITZ gezogenen Schlussfolgerungen am ehesten ihre Erklärung findet.

NEUERE ARBEITEN (1925—1950)

Am Anfang dieser Periode begann V. IANOVICI in Jassy seine Untersuchungen im Nordwest-Teil des Massivs (Orotva-Tal und dessen Umrandung). Die ersten Arbeiten (1931, 1932a, 1932b) bringen vor allem ergänzende mikroskopische Daten und wertvolle chemische Analysen. Die erste Arbeit (1931) enthält drei Tafeln mit schönen Dünnschliffbildern und eine Karte 1:30 000, die allerdings von der dieser Arbeit beigegebenen Karte in manchen Punkten abweicht.

Aus den genannten Arbeiten und einer späteren zusammenfassenden Darstellung (IANOVICI 1938a) ergibt sich die folgende Auffassung des Verfassers: Das Massiv von Ditro stellt einen Lakkolith dar, der einen konzentrisch-schaligen Aufbau besitzt: aussen Alkaligranite, dann Übergang durch Nordmarkite in Alkali-

⁸⁾ „Auf Grund unserer bisherigen Untersuchungen scheint eine Tatsache bewiesen zu sein; das ist die dynamische Umwandlung des Syenitstockes während der pneumatolytischen Periode. Da ausser den erwähnten Rissen, welche mit einer feinen, aus Sodalith, Cancrinit und Muskowit bestehenden Masse ausgefüllt wurden, keine Spuren einer neueren Kataklase erkennbar sind, so wird die Annahme sehr wahrscheinlich, dass das Gestein auch keinen neueren dynamischen Wirkungen ausgesetzt wurde. Aus dieser Annahme folgt wieder das Resultat, dass in den eingehend besprochenen Erscheinungen die Merkmale einer verhältnismässig jungen Faltungsperiode zu suchen sind. Dadurch aber wird es unwahrscheinlich, dass die Zeit der Intrusion schon vor dem Mesozoikum zu suchen wäre“ (MAURITZ und VENDL 1923, p. 158).

syenite (Pulaskite, Aegirinsyenite, Umptekite), und zuinnerst Nephelinsyenite. Basische und ultrabasische Gesteine (Gabbro und Hornblendite, wie auch Tinguaitite und Camptonite) bildeten sich durch gravitative Absaigerung bei der magmatischen Differentiation in den untersten Teilen des Lakkoliths, von wo sie als Gänge (bis zu 40 m Breite!, meist in Nord-Süd-Richtung) in Alkalisyenite und Nephelinsyenite eindrangen. Auf einer Linie geringeren Widerstands (einer Bruchlinie entsprechend) wären die basischen Gesteine östlich von Ditro (Güdüz-Zone) auf einer Breite von 1 km in die Masse der Syenite eingedrungen, im Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen, welche ihnen ihre Paralleltexur aufdrückten. Die Entstehung der randlichen Alkaligranite wird durch Assimilation quarzreicher Phyllite aus dem Nebengestein erklärt. Die Reihenfolge der magmatischen Ausscheidung der Tiefengesteine soll von Nordmarkiten zu Alkalisyeniten, dann zu Nephelinsyeniten fortgeschritten sein und als letztes die Verfestigung der Essexite und Hornblendite gebracht haben (1931, p. 51). Für die Entstehung der ganzen Gesteinsassoziation wird die Assimilation von Kalk durch das syenitische Magma angenommen.

Auf die liquidmagmatische folgte eine sehr ausgeprägte pneumatolytische Phase mit der Bildung von Sodalith, Cancrinit und Turmalin. Der Sodalith entstand durch Einwirkung chlorhaltiger Dämpfe auf Nephelin; er findet sich nicht nur auf Adern und Klüften, sondern bildet auch einen normalen Gesteinsgemengteil in pegmatitischen Gesteinen des obersten Tászok patak (Pârâul Teascului). In den frischen Nephelinsyeniten aus dem Quellgebiet des Tászok patak wird das besonders reichliche Auftreten von Zirkon und Turmalin erwähnt (wie es von uns an andern Stellen jedenfalls nie beobachtet worden ist). — Zur pneumatolytischen Phase wird ferner die Entstehung eines Erzvorkommens im Gudu patak (einem rechtsseitigen Zufluss des Tászok patak) erwähnt, das in einer weiteren Arbeit (IANOVICI 1938b) ausführlich beschrieben wird. Das Erz besteht hauptsächlich aus Pyrit mit etwas Chalcopyrit, Zinkblende und Bleiglanz; Quarz, Calcit, Chlorit bilden die Gangart. An der Oberfläche ist das Erz in Limonit und Siderit umgewandelt⁹⁾.

Von geringerem Umfang war die hydrothermale Phase. Ihr wird die Umwandlung von Hornblende und Biotit in Chlorit und die Infiltration von Epidot-Äderchen in den Tiefengesteinen zugeschrieben. Die Umwandlung der Syenite, als deren Resultat die Rotfärbung der Gesteine entstand, wird der Einwirkung des Wassers während der Bedeckung durch den phocaenen See zugeschrieben.

Im Quellgebiet des Tászok steht der Massivkontakt steil und soll mit 70—80° gegen Süden unter die Nephelinsyenite einfallen.

Die im Massiv — besonders in den basischen Gesteinen — verbreiteten Paralleltexuren werden als Wirkungen einer Verfestigung unter Stress aufgefasst. Dieser wirkte auch nach der Verfestigung der Syenite weiter durch das Aufreißen von Klüften, die der Injektion der basischen Gänge den Weg wiesen. Es wird daraus abgeleitet, dass das Massiv von Ditro nach seiner Entstehung an wesentlichen tektonischen Bewegungen teilgenommen und dabei eine beträchtliche Dynamometamorphose erlitten habe.

⁹⁾ Ähnliche Erzvorkommen hat A. CHELARESCU (1937, 1938) aus der Umgebung von Tulgheș beschrieben. Doch werden diese genetisch nicht mit dem Massiv von Ditro in Zusammenhang gebracht.

Endlich wird Stellung genommen zur Auffassung von REINHARD (1911), wonach das Massiv von Ditro post-tektonisches und daher post-kretazisches (post-neocomes) Alter besitze und den jungen andesitischen Ergussgesteinen als zugehöriger Tiefengesteins-Komplex zuzuordnen sei. Gegen diese Zuordnung wird mit Recht eingewandt, dass die jungvulkanischen Bildungen an vielen Stellen direkt auf den Tiefengesteinen des Massivs auflagern, so dass für die Erosion des Massiv-Dachs eine beträchtliche Zeitspanne angenommen werden muss; ausserdem haben die jungen Ergussgesteine ausgesprochen pazifischen, das Massiv von Ditro aber atlantischen Charakter. Das Massiv ist also wesentlich älter als die jungpliocänen Ergussgesteine. Da angenommen wird, dass das Massiv nach seiner Erstarrung noch an wesentlichen tektonischen Bewegungen teilgenommen habe, wird seine Entstehung vor die Faltungsphasen der Kreidezeit angesetzt. Das Massiv von Ditro wird mit den atlantischen Gesteinen der Gegend von Kronstadt (Brasov, Brassó, z. Zt. Oraşul Stalin) in Beziehung gesetzt, auf die SAVUL und KRÄUTNER (1937) neuerdings wieder aufmerksam gemacht haben und denen jurassisches Alter zukommt.

Wir enthalten uns an dieser Stelle einer kritischen Würdigung dieser Auffassungen und werden darauf an späterer Stelle im Zusammenhang zurückkommen.

Anlässlich des Kongresses der Karpathen-Geologen 1927 bewegte sich die Hauptexkursion von Gheorgheni über Ditro (mit Besuch der Aufschlüsse an der Strasse Ditro-Tulghes) und Töplita nach Borsec und Tulghes. Doch wird im Exkursionsführer (*Association...*, 1927) die Geologie des Massivs nur kurz gestreift, ohne neue Angaben zu bringen; die beigegegebene Kartenskizze beruht im wesentlichen auf den Angaben von HERBICH und KOCH. Das anlässlich dieser Exkursion von J. MOROZEWICZ (1928, 1929) gesammelte Material gab Anlass zu neuen chemischen Analysen eines Nephelins und des ihn enthaltenden Nephelinsyenits.

In den Jahren 1930—1935 hat der Verfasser das Massiv von Ditro begangen, kartiert und aufgesammelt. Daran anschliessend erschienen einige vorläufige Mitteilungen, auf die hier eingegangen werden muss. Kartierung und Aufsammlung bilden die Grundlage der vorliegenden Arbeit.

Die erste Mitteilung (STRECKEISEN 1931a) gibt zunächst einen gedrängten geologisch-petrographischen Überblick. Dieser ist begleitet von einer geologischen Kartenskizze, die die Umrisse des Massivs schon fast richtig wiedergibt und im umgebenden Altkristallin eine petrographische Gliederung durchführt. So werden im Altkristallin unterschieden: 1. im Osten eine hochkristalline Gruppe von kristallinen Schieferen (als „Hăghimaşer Kristallin“ bezeichnet), die die Unterlage des Hăghimaş bildet; 2. gegen Westen eine zweite Gruppe mit phyllitischem Charakter, die als „Giurgeuer Kristallin“ bezeichnet wird (sie umfasst die „phyllitische Serie“ und die „mesozonale Serie“ der vorliegenden Arbeit); im westlichen Teil dieser Gruppe, der die Marmorzüge enthält, sind biotitführende Phyllite verbreitet; für das Auftreten dieses Biotits wird als wahrscheinlich betrachtet, dass er älterer, regionalmetamorpher Entstehung ist und mit dem Massivkontakt in keiner Beziehung steht.

Spezielle Erörterungen betreffen das Vorkommen von Sodalith, Cancrinit, primärem Calcit und Epidot. Es wird eine myrmekitische Bildung beschrieben, bei der Cancrinit — wurmförmige Röhren von Nephelin umschliessend — mit konvexen Rändern in den Nephelin eindringt und ihn verdrängt (Bild). Es tritt

ferner primärer Calcit auf, der — besonders an den Korngrenzen gegen Nephelin — von Reaktionsringen aus faserigem Cancrinit umhüllt ist (Bild).

Für die Entstehung des Massivs wird die DALYSche Theorie als wahrscheinlich herangezogen (Marmorzüge im Altkristallin am Westrand des Massivs, Auftreten von Cancrinit und Calcit in den Nephelinsyeniten). Zur Altersfrage wird auf die Schlussfolgerungen von REINHARD (1911) hingewiesen. Hingegen wird bemerkt, dass zwischen den Alkaligesteinen des Massivs und den jungen, andesitischen bis basaltischen Ergussgesteinen bislang noch keine Beziehungen festgestellt werden konnten.

Eine zweite Mitteilung (STRECKEISEN 1935) enthält eine Kartenskizze mit den genaueren Grenzen des Massivs und mit der Verteilung der verschiedenen Gesteine im Innern des Massivs. Aus den Verbandsverhältnissen dieser Gesteine wird auf deren Succession und auf den Verlauf der Differentiationsvorgänge geschlossen, wie im Schlussteil der vorliegenden Arbeit zu erörtern sein wird. Die Anwendung der DALYSchen Theorie auf das Massiv von Ditro wird skeptisch beurteilt, es sei denn, dass ausgedehnte Mengen von Karbonatgesteinen in grösseren Tiefen zur Verfügung ständen (Deckenbau!). Für die dioritischen Tiefengesteine von alkaligabbroidem Charakter, wie sie im Massiv von Ditro gut ausgeprägt sind, wird der Name „Orotvite“ (nach dem Orotva-Tal) vorgeschlagen.

Eine weitere Mitteilung (STRECKEISEN 1938) bringt quantitative Daten über die Verbreitung der verschiedenen Gesteine des Massivs und der Marmore in seiner Umgebung. Die DALYSche Theorie wird für Ditro wieder günstiger beurteilt. Der Verfasser kommt zu folgenden Vorstellungen über die Entstehung des Massivs: Eine Intrusion von normal-basaltischem Magma in das Kristallin der Ostkarpathen führte durch Auflösung der leicht reaktionsfähigen dolomitischen Marmore zu einer Schmelze von alkaligabbroider Zusammensetzung, deren Herd in nicht sehr grosser Tiefe anzunehmen ist. Die Differentiation wurde eingeleitet durch die Absaigerung der erstausgeschiedenen dunkeln Gemengteile (wodurch olivinführende Hornblendite entstanden) und leitete von alkaligabbroiden Lösungen über zu Alkalisyeniten und Nephelinsyeniten. In einem etwas späteren Stadium stiegen infolge ihres geringeren spezifischen Gewichts die alkalisyenitischen und nephelinsyenitischen Lösungen nach oben und brachten Komplexe bereits verfestigter alkaligabbroider Gesteine (mit Resten ultrafemischer Erstkristallisationen) mit nach oben (unteres Orotva-Tal, Güdücz-Zone). Die aufdringenden alkalisyenitischen und nephelinsyenitischen Lösungen gaben durch Auflösung von quarzreichem Material der Schieferhülle Anlass zur Bildung der Alkaligranite, von denen zu Alkalisyeniten und Nephelinsyeniten alle Übergänge bestehen (oberes Orotva-Tal, Gebiet des Cseke teteje). Inzwischen ging die Differentiation im Herd weiter zu ausgeprägt nephelinsyenitischen Schmelzen von nahezu foyaitisch-eutektischer Zusammensetzung und mit bereits beträchtlichem Gehalt an Mineralisatoren (CO_2 , Cl); durch deren Aufdringen, das sich ohne wesentlichen Hiatus an das der früheren Differentiation anschloss, bildete sich der zentrale Stock des Piricske, sowie einige kleinere Stöcke in der Umgebung des Orotva-Tals, alle relativ reich an Cancrinit, z.T. auch an primärem Calcit. Die letzten Restlösungen bildeten die Nephelinsyenit-Pegmatite und -Aplite und leiteten über zu den überaus reichlich vorkommenden Sodalithadern und -äderchen, die stets an die Nähe von Klüften gebunden sind. Die in die bereits verfestigten Nephelinsyenite eindringenden Restlösungen haben häufig den Nephelin metasomatisch in Sodalith und Cancrinit umgewandelt.

In den Jahren 1941/42 haben ungarische Geologen sich mit dem Massiv von Ditro und seiner Umgebung befasst.

Im Anschluss an Untersuchungen über die Kupfererze von Bălanbaia geben A. FÖLDVÁRI und G. PANTÓ (1941/42b) eine neue Interpretation des Kristallins zwischen dem Tal des oberen Olt und dem Becken von Giurgeu¹⁰⁾. Die Marmorzüge im Kristallin sollen nach ihrem Alter den mesozoischen Kalken des Hăghimaş entsprechen und ihren kristallinen Charakter durch Kontaktmetamorphose in der Hülle des Nephelinsyenitstocks erhalten haben. Es wird dafür auf Kontaktminerale hingewiesen, die in den Marmoren an verschiedenen Stellen, z.B. in den Brüchen von Lăzarea, vorkommen sollen. Die biotitführenden Schiefer am Westrand der Karpathen („mesozonale Serie“ der vorliegenden Arbeit) werden der kontaktmetamorphen Hülle des Massivs von Ditro zugezählt. Entsprechend dem axialen Absinken der Karpathen würde sich auch das Massiv von Ditro unter Tage weiter gegen Süden erstrecken; die kristallinen Schiefer der mesozonalen Serie und die ihnen zwischengeschalteten Marmorzüge werden daher auf der beigegeführten Kartenskizze auch bis zu ihrem Untertauchen bei Săndominic als „kontaktmetamorphe Hülle des Nephelinsyenit-Massivs von Ditro“ bezeichnet¹¹⁾.

Auf Grund dieser Anschauungen versucht A. FÖLDVÁRI (1946) eine neue Interpretation des Massivs von Ditro. Die mit den mesozoischen Kalken des Hăghimaş in Beziehung gesetzten, steil stehenden Marmore des Zuges Săndominic-Văslab-Lăzarea sollen den Stirnteil einer ausgedehnten, gegen Westen gerichteten liegenden Falte am Innenrand der Karpathen darstellen. Ein aufsteigendes granitisches Magma hätte dann diese (mesozoischen) Kalke assimiliert und wäre durch sie entsilifiziert worden, was — nach der Theorie von DALY — zur Entstehung des Nephelinsyenit-Massivs geführt hätte. Das Massiv von Ditro wäre demnach sicher jünger als die unterkretazischen Kalke, die an dieser liegenden Falte teilnehmen sollen. Auf diese Theorie wird später noch zurückzukommen sein.

G. PANTÓ (1941/42a) berichtet über die Erzvorkommen im untern Orotva-Tal (Tászok, Gudu), die bereits von IANOVICI (1938b) beschrieben wurden. Ihr Abbau in drei Stollen (Szt. László, Gudu, Szt. Lőrinc) ist damals wieder aufgenommen worden. Haupterz ist Pyrit; daneben finden sich etwas Markasit, Pyrrhotin, Chalcopyrit, Bleiglanz und Zinkblende; Quarz und Calcit sind Gangart. Das

¹⁰⁾ Bei dieser Gelegenheit sind einige Versehen richtigzustellen. Das Giurgeuer Kristallin im Sinne von STRECKEISEN (1931a) umfasst das ganze phyllitische Kristallin zwischen dem Giurgeu-Becken und dem oberen Olt-Tal, nicht nur die biotitführenden Schiefer am Westrand der Karpathen. Mit dem Namen Hăghimaşer Kristallin bezeichnet der gleiche Autor die hochkristalline Serie auf der Ostseite des Olt-Tals, nicht — wie angegeben wird — die ausgesprochen phyllitische Serie. Das „auf STRECKEISENS Karte vermerkte isolierte Vorkommen von kontaktmetamorphen Schiefern bei Vasláb“ kann der Verfasser auf der von ihm publizierten Kartenskizze nirgends finden.

¹¹⁾ Der Verfasser kann den hier vorgetragenen Anschauungen nicht beipflichten. Für ein mesozoisches Alter der Marmorzüge zwischen Lăzarea und Săndominic liegen auch nicht die geringsten Anhaltspunkte vor. Hingegen sind kristalline Schiefer der mesozonalen Serie in Verknüpfung mit Marmorzügen in den Ostkarpathen recht verbreitet. Eine solche gut ausgeprägte Serie ist z.B. von M. SAVUL (1938a) aus dem Bistrița-Gebirge 60 km nördlich Ditro beschrieben worden.

Erz bildet Linsen und Adern in den basischen und ultrabasischen Gesteinen; es ist von Gleit- und Scherflächen durchsetzt. Das Erz ist genetisch an die basischen Differentiate des Massivs gebunden; der Pyrit dürfte sich darin liquidmagmatisch ausgeschieden haben, die andern Erzminerale und vielleicht auch die Gangart sind jünger (hydrothermal). Bis zum Abschluss der Arbeit waren 40 t Erz abgebaut worden, die zur Fabrikation von Schwefelsäure Verwendung fanden.

Eine von L. DUDÁS unternommene chalkographische Untersuchung dieser Erze ist bisher nicht veröffentlicht worden.

In einer weiteren Mitteilung erwähnen A. FÖLDVÁRI und G. PANTÓ (1941/42a) ein „Feldspatvorkommen in der Umgebung von Ditro“. Es handelt sich um Schlieren von Nephelinsyenitpegmatit im Nephelinsyenit, die aber wirtschaftlich ohne Bedeutung sind.

Weitere Arbeiten, die das Massiv von Ditro betreffen, sind dem Verfasser nicht bekannt geworden.

Geologisch-petrographischer Überblick

ALTKRISTALLIN

Im Altkristallin der Ostkarpathen treten mehrere kristalline Serien auf. Sie unterscheiden sich vor allem durch den Grad ihrer Metamorphose, teilweise auch durch den Charakter ihrer ursprünglichen Sedimente. Sie sind oft durch Übergänge miteinander verbunden¹²⁾.

Die grösste Verbreitung besitzt in den Ostkarpathen zweifellos die phyllitische Serie (sog. II. Gruppe der Ostkarpathen, Serien von Ciuc, Giurgeu und Tulgheş). Vom Ostausgang der Stadt Gheorgheni bis zum Pongrácz-Pass (P. 1257) an der Strasse nach Ghilcoş (Gyilkos) nimmt sie eine Breite von 8 km ein. Sie umrandet das Nephelinsyenit-Massiv auf allen Seiten, soweit die Kontakte nicht durch jüngere Bildungen verdeckt sind. Dunkle, z. T. gebänderte Phyllite von pelitischem und pelitisch-psammitischem Charakter herrschen vor; dazu kommen schwarze Quarzite und Graphitschiefer, auch kristalline Kalke (bei Ditro nur untergeordnet)¹³⁾, sowie ziemlich variierte porphyrogene und

¹²⁾ Über das Altkristallin der Ostkarpathen orientieren — ausser der älteren Arbeit von F. TRAUTH (1910) und den Beobachtungen von M. REINHARD und I. ATANASIU (1926) — die neueren Arbeiten von I. ATANASIU 1927, 1928 (Tulgheş-Gebiet), TH. KRÄUTNER 1926/27 (Bistrita-Gebirge), TH. KRÄUTNER 1930/31, 1931 (Rarău-Gebiet), TH. KRÄUTNER 1938 (Rodna-Gebirge), M. SAVUL 1927, 1938a (Bistrita-Gebirge), I. BĂNCILĂ 1941 (Hăghimaş-Gebiet), A. FÖLDVÁRI und G. PANTÓ 1941/42b und G. PANTÓ 1941/42b (Hăghimaş-Gebiet).

¹³⁾ Der mächtige Marmorzug Săndominic-Văşlab-Lăzarea gehört in die mesozonale Serie, s. S. 270.

tuffogene Gesteine (metamorphe Quarzporphyre, Porphyre und Porphyrite und deren Tuffe). Das allgemeine Streichen ist NNW-SSE, das Einfallen mehr oder weniger steil gegen E. Doch weichen die kristallinen Schiefer bei Annäherung an das Massiv von Ditro teilweise aus und nehmen z. T. W-E-Richtung ein (z. B. nördlich von Gheorgheni). Immerhin werden, besonders im S und SE, die kristallinen Schiefer vom Massiv deutlich diskordant durchbrochen. (Siehe Tafel II.)

Weiter im Osten tritt eine hochkristalline Serie auf, die oft als katazonal bezeichnet wurde (sog. I. Gruppe der Ostkarpathen; Hăghimaş-Kristallin). Sie bildet im oberen Olt-Tal die kristalline Unterlage der Hăghimaş-Sedimente und lässt sich gegen Norden ins Gebiet von Tulgheş verfolgen, wo sie wiederum die Unterlage der dortigen Sedimentschollen bildet. Am Magasbükk P. 1232 nördlich vom obersten Putna-Tal tritt sie bis auf 200 m an das Massiv von Ditro heran. Diese Serie enthält hauptsächlich Granatglimmerschiefer und -gneise, sowie einzelne Amphibolite; pelitische und pelitisch-psammitische Gesteine sind also auch hier vorherrschend. Dazu treten granitische und granodioritische Gesteine, die allmählich aus den kristallinen Schiefen hervorgehen; sie sind wahrscheinlich migmatitischen Ursprungs.

Die Beziehung zwischen der phyllitischen und der hochkristallinen Serie ist stark umstritten. Sicher besteht ein allmählicher Übergang, wenn auch auf ausserordentlich kurze Distanz, wobei an der Grenze häufig flaserige Augengneise eingeschaltet sind. Eigenartigerweise liegen die triadischen Sedimente fast ausschliesslich auf der hochkristallinen Serie, die auch meist eine grössere Höhenlage einnimmt. Ob dieser damit auch eine höhere tektonische Lage zukommt, ist nicht abgeklärt.

Die genannten Tatsachen sind verschieden gedeutet worden. I. ATANASIU (1928) betrachtet die hochkristallinen Schiefer als Kontakthülle von granitisch-dioritischen Intrusivkörpern¹⁴), was kaum zutreffen dürfte. Möglich wäre eine tektonische Beziehung, indem die hochkristalline Serie über die phyllitische Serie überschoben sein könnte. Nur wäre eine solche Überschiebung nicht alpinen Alters, wie I. P. VOITEŞTI (1929) annimmt, sondern älter, z. B. variskisch oder noch älter, wie dies TH. KRÄUTNER (1938, p. 249) vermutet; KRÄUTNER stellt die von ihm für das Rodna-Gebirge wahrscheinlich gemachten Überschiebungen in die bretonische Phase an die Grenze Devon/Karbon. Eine spätere kristalline Überprägung könnte eine Verwischung der ursprünglichen tek-

¹⁴) Dies ist der Sinn der Bezeichnung „roches grano-dioritiques“ bei I. ATANASIU (1927, 1928) (nach mündlicher Mitteilung des Autors).

tonischen Beziehung bewirkt haben, wodurch sich der scheinbar allmähliche Übergang erklären liesse (STRECKEISEN 1931). Der Nachweis migmatitischer Erscheinungen in diesen Gesteinskomplexen (STRECKEISEN 1940 b) lässt indessen die Möglichkeit offen, dass es sich wirklich und ursprünglich um graduelle Übergänge handeln könnte; dafür würde auch die Tatsache sprechen, dass das Material der in verschiedenem Grad der Metamorphose vorliegenden Serien rein lithologisch fast dasselbe ist.

Diese Fragen sollen in einer späteren Arbeit erörtert werden. Für die Beurteilung des Massivs von Ditro und seiner Entstehung spielen sie keine Rolle.

Eine weitere Serie entwickelt sich am Innenrand der Karpathen durch allmählichen Übergang aus der phyllitischen Serie. Wir wollen sie, in Anlehnung an M. SAVUL (1938a), als mesozonale Serie bezeichnen; zu ihr gehört das hier zu besprechende Magas-Kristallin (STRECKEISEN 1940b). Es tritt an den Hügeln westlich Sândominic zu Tage (Nagy hegý P. 948 und Magas tető P. 1084), lässt sich dann gegen N über Mureş Izvor, Văşlab und Valea Strâmbă gegen Gheorgheni verfolgen und taucht dann weiter nördlich noch einmal bei Lăzarea auf. Die markantesten Gesteine dieser Serie sind kristalline Kalke und Dolomite (oft mit Talk und Tremolit); sie treten in mächtigen Zügen auf und sind oft sehr grobkörnig. Die weissen Marmore sind im Gebiet zwischen Sândominic und Gheorgheni, besonders längs der Bahnlinie, gut aufgeschlossen und weithin sichtbar; sie treten dann auch wieder bei Lăzarea in dem von der Szent-Antal-Kapelle gekrönten Hügel auf; in ihre Verlängerung würde das oben (S. 257) erwähnte Vorkommen bei Toplița gehören, das nicht mehr aufgefunden werden konnte. Die verschiedenen Marmorzüge werden durch Züge von kristallinen Schiefern getrennt. An ihnen beteiligen sich phyllitische Glimmerschiefer mit Biotit-Porphroblasten (oft Querbiotiten), Sillimanit-Glimmerschiefer und -gneise, Stauroolith-Granat-Glimmerschiefer, Graphitschiefer mit Biotit-Porphroblasten (wobei Graphitzüge den später gebildeten Biotit unabgelenkt durchziehen), Albit-Serizit-Schiefer und Albit-Glimmerschiefer. Der Übergang von der phyllitischen Serie zur mesozonalen Serie vollzieht sich anscheinend allmählich durch graduelle Zunahme der Metamorphose; dazu tritt allerdings noch eine Änderung im Substrat, indem die pelitischen und pelitisch-psammitischen Gesteine mit kalkig-dolomitischen Sedimenten untermischt werden. Die auf der Kartenskizze (Taf. II) eingezeichnete Grenze zwischen den beiden Serien ist naturgemäss höchst schematisch. Ob sich bei genauerer Untersuchung nicht doch eine schärfere Grenze ergeben würde, der unter Umständen auch eine (auf das Altkristallin

bezogene) tektonische Bedeutung zukommen könnte, lässt sich aus den heute vorliegenden Daten nicht beurteilen. Eine ähnliche kristalline Serie mit fast identischen Gesteinen ist von M. SAVUL (1938 a) aus dem Bistrița-Gebirge beschrieben worden.

Über das Alter der verschiedenen kristallinen Serien ist nichts Genaueres bekannt. Die hochkristalline Serie wird am Hăghimaș (VADÁSZ 1914, JEKELIUS 1920/21, BĂNCILĂ 1941) und im Tulgheș-Gebiet (ATANASIU 1928, p. 288) von unmetamorphen triadischen Sedimenten in normal stratigraphischer Auflagerung überdeckt. Ihre Metamorphose ist demnach älter, und noch älter müssen die Sedimente sein, die heute in solcher Weise als kristalline Schiefer vorliegen. In entsprechender Weise wird die mesozonale Serie bei Sândominic (Hegyesbükk tető P. 974, 6 km W Sândominic) von Sedimenten überlagert, die als triadisch betrachtet werden (STRECKEISEN 1940 a). Fossilfunde sind in kristallinen Schiefer selten; selbst die wenig metamorphen Phyllite, wie sie z.B. im Tal der Sötet Putna 1 km S Hágótőalja angetroffen werden (Nr. 1264), lieferten trotz emsigen Suchens keine Fossilreste. Durch Vergleich mit den Gesteinsserien der Ostsudeten (Altvater-Gebirge) ist KRÄUTNER (1938, p. 245 ff.) dazu gekommen, für die ähnlichen kristallinen Schiefer des Rodna-Gebirges ein devonisches Alter anzunehmen.

Alle diese Tatsachen lassen jedenfalls den Schluss zu, dass die kristallinen Schiefer der Ostkarpathen in der Umgebung von Ditro sowohl nach ihrer ursprünglichen Bildung wie nach ihrer Metamorphose vor-triadisch sind. Über den Zeitpunkt ihrer ursprünglichen Bildung und über das Alter ihrer Metamorphose können heute lediglich auf Analogie beruhende Vermutungen und Erwägungen angestellt werden¹⁵⁾.

¹⁵⁾ Von FÖLDVÁRI und PANTÓ (1941/42b) und FÖLDVÁRI (1946) wurde die Auffassung vertreten, die Marmore des Zuges Sândominic-Gheorgheni-Lăzarea könnten ihrem Alter nach den unmetamorphen mesozoischen Kalken des Hăghimaș entsprechen und ihren kristallinen Charakter durch Kontaktmetamorphose am Massiv von Ditro erhalten haben. Die zwischengelagerten kristallinen Schiefer müssten dann wohl als umgewandelte mesozoische Mergel und Tone aufgefasst werden, wofür allerdings jegliche Anhaltspunkte fehlen. Gegen diese Auffassung spricht ausserdem, dass die zwischengelagerten kristallinen Schiefer Sillimanit, Staurolith, Granat (also typische Minerale der Regional-Metamorphose) führen, während in den Hornfelsen des Massivkontakts Andalusit, Cordierit, Korund auftreten. Einzig der Biotit tritt sowohl in den Hornfelsen des Massivkontakts wie auch in den mesozonalen kristallinen Schiefer auf, was aber nicht verwunderlich ist. Auch führen die Marmore Tremolit, aber keinen Wollastonit. Auch sonst fehlen jegliche Anzeichen dafür, dass das Massiv von Ditro sich unter Tage noch bis in die Gegend von Sândominic erstrecken würde. Die genannte Hypothese ist daher kaum aufrechtzuerhalten.

MASSIV VON DITRO

Bei Ditro setzt im Altkristallin der Ostkarpathen der bekannte, aber recht komplex gebaute Intrusivstock auf. Aus der breiten Ebene des Beckens von Giurgeu steigt er gegen Osten empor und kulminiert in der bewaldeten Kuppe des Piricske (1545 m). Gegen Süden erstreckt er sich bis in die Gegend von Gheorgheni. Im Norden greift er bis nahe an die Einmündung des Orotva-Bachs in den Mureş und über das mittlere Orotva-Tal hinüber bis in die Südhänge des Tászok und des Közrez-havas. Im Nordosten setzt er über die Wasserscheide hinüber in das Quellgebiet der Putna, eines Nebenflusses der Bistricioara, die gegen die Moldau hin entwässert wird. Im Osten und Südosten wird er vom Lauf des Bekény patak umfasst. (Siehe Fig. 1 auf p. 280.)

Das Massiv besitzt im grossen einen annähernd kreisförmigen bis elliptischen Umriss, mit einer grossen Achse von 18 km in NW-SE-Richtung und einer kleinen Achse von 14 km in NE-SW-Richtung. Es würde damit eine Fläche von etwa 200 km² umfassen; sie reduziert sich aber, in Anbetracht der lappigen Umrisse, auf etwa 168 km²; von dieser Fläche sind etwa 45 km² durch jüngere Bildungen überdeckt. Das Zentrum des Massivs liegt am NW-Fuss des Benevész nyaka auf der Südseite des mittleren Ditrói patak.

Recht eigenartig sind die lappigen Umrisse des Massivs. Sie werden teilweise erklärt durch die Intersektion des Massivrands mit der heutigen Oberfläche. Es kann daraus geschlossen werden, dass auch im zentralen Teil des Massivs das ursprüngliche Dach kaum höher als 2000 m gelegen hat, also kaum mehr als 500 m über der höchsten Erhebung der heutigen Oberfläche.

Der östliche und zentrale Teil des Massivs wird von frischen und meist grobkörnigen Nephelinsyeniten gebildet, die das hoch gelegene Gebiet von Piricske, Réz tető, Benevész nyaka und Ujhavas einnehmen. Gegen Norden, Osten und Süden folgen rötlich bis intensiv fleischrot zersetzte Nephelinsyenite; solche sind im Tal der Putna (oberhalb Hágótölja) wie auch im Oberlauf von Bekény patak, Csánód patak und Vár patak gut aufgeschlossen. Gegen den Massivrand werden sie von Alkalisyeniten und auch Alkaligraniten abgelöst, die ebenfalls meist rote Farbe aufweisen.

Gegen Westen folgt eine 1.5 km breite, langgestreckte Zone von alkalidioritischen und alkaligabbroiden Gesteinen, die wir nach ihrem Vorkommen als Güdücz-Zone bezeichnen. Sie beginnt im Süden im Nagy Kürücz patak, zieht dann in halbkreisförmigem Bogen hinüber

zum Güdücz patak und zum Mittellauf des Ditrói patak, wo sie an der Strasse Ditro-Tulghes zwischen km 5.0 und 8.0 vorzüglich aufgeschlossen ist. Zwischen Hegyes tetö P. 1161 und Komárnik teteje P. 1248 verschwindet sie dann gegen NE unter dem pliocaenen Schuttkegel des Czengelér. Die gut paralleltexturierten, oft ausgesprochen schiefrigen, stets an Hornblende reichen Gesteine markieren das Streichen dieser Zone und fallen in der Regel ziemlich steil ($40-80^\circ$) gegen Westen ein. Diese Gesteine sollen zunächst gesamthaft als „Ditro-Essexite“ bezeichnet und dann nach ihrem Mineralbestand in einzelne Typen aufgeteilt werden (Begründung im 2. Teil dieser Arbeit). An einzelnen Stellen sind ihnen ultrabasische Gesteine eingelagert, die wesentlich aus Amphibol, Biotit, Pyroxen und Titanit bestehen. Entsprechend der geringen Widerstandsfähigkeit ihrer Gesteine bildet die Güdücz-Zone sanftere Formen mit Anhöhen bis zu 1100 m; ihre Ostgrenze fällt ziemlich genau zusammen mit dem beginnenden steileren Anstieg der Gehänge zu den Höhen von Piricske, Benevész nyaka und Ujhavas. — Ähnliche Gesteine, wenngleich in viel beschränkterer Ausdehnung, finden sich weiter östlich im Gebiet von Kecske rész und Tatár havas. Ob es sich dabei um eine Fortsetzung der Güdücz-Zone handelt, wodurch sich annähernd eine Ringstruktur ergäbe, konnte angesichts der mangelnden Aufschlüsse nicht festgestellt werden.

Im Südwesten greift das Massiv im Gebiet der Cseke teteje in einer ziemlich engen und tiefen Ausbuchtung bis in die Nähe von Lăzarea. Nephelinsyenite, Alkalisyenite und Alkaligranite treten hier in starker Vermischung auf.

Gegen Westen schliesst sich an die Güdücz-Zone die Ausbuchtung von Ditro an, die ziemlich einheitlich aus roten Alkalisyeniten besteht. Sie bilden die Hügel von Kerek mogyorós und Sajó teteje östlich Ditro und setzen sich in den sanften Hängen östlich des Weilers Güdücz fort.

Wesentlich mannigfaltiger ist der Nordwest-Teil des Massivs, der sich um das Orotva-Tal gruppiert. Westlich vom Putna-Pass treten zu beiden Seiten des Nagyág patak Alkaligranite auf, die sich über die Anhöhe von Láposbükk bis etwa zum Török patak fortsetzen und auch noch in die Ausbuchtung des Rivó tetö hineingreifen. Sie sind im engen Orotva-Tal zwischen P. 885 und P. 847 gut aufgeschlossen und führen hier zahlreiche Einschlüsse (Xenolithe) von kontaktmetamorphen Gesteinen der phyllitischen Serie. Westlich vom Török patak gehen sie in Alkalisyenite über, die bis in die Nähe des Tászok patak anhalten. Nur eine schmale Zone von Alkaligraniten begleitet den Nordrand des Massivs bis in das unterste Orotva-Tal und greift südlich darüber hinaus

bis an die Strasse Ditro-Toplița (westlich vom Weiler Hódosi lakók). Am Tászok patak werden die hellen Alkalisyenite von dunkeln, an Hornblende reichen Ditro-Essexiten abgelöst. Sie nehmen zu beiden Seiten des untern Orotva-Tals ein breites Gebiet ein und umfassen auch den Hügel Bánya tető, an dem verschiedentlich auf Erz (Pyrit) geschürft worden ist. In diesen basischen Gesteinen finden sich dann und wann ultrabasische Anreicherungen in Form von pyroxenführenden Olivin-Hornblenditen, so z. B. an der Einmündung des Tászok patak ins Orotva-Tal. Das Hügelgebiet des Kerek magas tető wird im nördlichen Teil von Alkalisyeniten, im südlichen Teil von Alkaligraniten gebildet, die reichlich Xenolithe enthalten.

An manchen Stellen treten frische, helle Nephelinsyenite auf, die die rötlichen Alkalisyenite und Alkaligranite anscheinend durchbrechen und daher um etwas weniger jünger sein dürften. Solche Vorkommen finden sich z. B. im Quellgebiet des Tászok patak, an den Nordhängen des Orotva-Tals zwischen P. 757 und P. 821 (beim Weiler Orotva), und vereinzelt auch weiter östlich am Mezők havas, am Láposbükk, am Rivó tető. In andern Fällen beobachtet man auch allmähliche Übergänge zwischen den hellen Nephelinsyeniten und den syenitischen und granitischen Gesteinen, in denen sie aufsetzen; ein Anzeichen dafür, dass der Altersunterschied zwischen den genannten Gesteinen nur gering sein kann.

Unter den Ganggesteinen zeigen besonders die Lamprophyre (vornehmlich Camptonite) grössere Verbreitung. Besonders häufig finden sie sich in den Ditro-Essexiten, mit denen sie auch chemisch eng verwandt sind. Sie bilden stets deutlich durchbrechende Gänge von 0.2—5 m Mächtigkeit und streichen meist NW-SE mit Einfallen gegen NE. Sie treten aber weitherum auch ausserhalb des Massivs im Altkristallin der Ostkarpathen auf, wobei ihre Abgrenzung gegen die Diabasgänge allerdings nicht ganz scharf ist (BUTUREANU 1897, 1902, 1916; CĂDERE 1903; ATANASIU 1928).

Die Tinguaiten, Nephelinsyenitaplite und -pegmatite sind fast ausschliesslich an die hellen Nephelinsyenite gebunden. So finden sie sich reichlich im Gebiet von Piricske und Ujhavas; sie begleiten die frischen Nephelinsyenite aber auch dort, wo diese andere Gesteinskörper durchbrechen (z. B. Quellgebiet des Tászok patak, Strasse Ditro-Tulghes bei km 5.630, in den Gebieten von Nagy Kürucz patak, Vár patak und Csánód patak). Die Nephelinsyenitpegmatite, die oft allmählich in die hellen Nephelinsyenite übergehen, führen zuweilen grosse Kristalle von Sodalith und Cancrinit. Der Reichtum an Sodalith ist ein charakteristisches Merkmal für das Massiv von Ditro. Sodalith ist stets an die hellen

Nephelinsyenite gebunden; er findet sich auf Klüften und Spalten; er durchzieht das Gestein in allen Richtungen auf Adern und Äderchen und sehr oft selbst längs den Körnergrenzen; gelegentlich wird auch der Nephelin des Gesteins pneumatomorph durch Sodalith und Cancrinit ersetzt.

KONTAKTHOF

Soweit nicht jüngere Bildungen die Kontakte überdecken, wird das Massiv auf allen Seiten von kristallinen Schiefern der phyllitischen Gruppe umgeben.

Charakteristisch ist die scharfe Abgrenzung des Massivs gegen das Nebengestein. Der Kontakt ist fast immer scharf. Am unmittelbaren Kontakt treten bisweilen Adern aus dem Massiv ins Nebengestein über, das sie auflockern und in Stücke zergliedern, die dann als Schollen (Xenolithe) in den Rand- oder Dachpartien des Massivs vorkommen (vgl. Fig. 9). Doch sind solche Erscheinungen immer auf den unmittelbaren Massivkontakt beschränkt.

Der Kontakt ist ein typischer Hornfelskontakt, der auf reine Wärmewirkung zurückzuführen ist. Die Zone intensivster Umwandlung (Zone der eigentlichen Hornfelse) dürfte in ihrer Breite 50 m kaum übersteigen. Gegen aussen schliesst sich die Zone der Flecken- und Knotenschiefer an, die etwa 1 km Breite einnimmt. Diese geht allmählich in das Gebiet der kristallinen Schiefer über, in denen von blossen Auge keine Kontaktwirkungen nachweisbar sind¹⁶⁾. Man trifft also sehr ähnliche Ver-

¹⁶⁾ Wesentlich weiter erstrecken sich die nur mikroskopisch nachweisbaren Wirkungen der Kontaktmetamorphose (Beginn der Rekristallisation, erste Anfänge der Neubildung von Biotit, Andalusit, Korund). Sie lassen sich, besonders gegen N und gegen S, oft noch in 2—2.5 km Entfernung vom Massiv deutlich erkennen. So z.B. im Norden an der Strasse von Ditro über Orotva nach Borsec bis hinauf zum Közrez-Pass; oder weiter westlich bei Sărmas (Salamás) im Tal des Fülpe patak vom Weiler Mărcani gegen E bis über P. 796 hinaus; oder dann im Süden im Unterlauf des Bekény patak an der Strasse von Gheorgheni nach Ghilcoş zwischen den Einmündungen von Vár patak und Csánód patak. Hingegen dürfte das von FÖLDVÁRI (1946) erwähnte Vorkommen von Andalusit und Korund im Vasláb patak, 9 km südlich vom Massivrand, auf Irrtum beruhen.

Die beträchtliche Breite der Kontaktzone dürfte z.T. auch durch das verhältnismässig wenig steile Absinken des Massivs (besonders gegen N und S) bedingt sein. Manche Randgebiete bilden daher Teile der ursprünglichen Dachregion. Dadurch wurde eine ausgedehntere Durchgasung des Nebengesteins aus der an leichtflüchtigen Bestandteilen ohnehin reichen Intrusivmasse möglich.

Die grössere Ausdehnung der Kontaktzone gegen Norden und gegen Süden steht wohl auch im Zusammenhang mit dem generellen N-S-Streichen der kri-

hältnisse wie z.B. an den klassischen Granitkontakten von Barr und Andlau, die von ROSENBUSCH beschrieben worden sind.

Bei Ditro treten keine ausgeprägten Injektionserscheinungen im Nebengestein auf. Noch weniger findet man metasomatische Umwandlung des Nebengesteins, wie sie von so vielen andern Alkaligesteins-Gebieten bekannt geworden ist (Fen, Almunge, Alnö usw.). Das lässt darauf schliessen, dass wir es in Ditro wirklich mit einer stockförmigen magmatischen Intrusion zu tun haben. Diese muss in einer nicht sehr tiefen Lage erfolgt sein, da sie einen normalen, rein thermischen Hornfelskontakt erzeugt hat.

Am Westrand des Massivs, bei seinem Untertauchen unter das Becken von Giurgeu, tritt an manchen Stellen der Massivkontakt zu Tage. So finden sich kristalline Schiefer im Unterlauf des Orotva-Tals von P. 721 an abwärts und stehen dort selbst noch auf der Westseite des Mureş an. Auch die Gesteine an SW-Fuss des Kerek magas tető (an der Strasse Ditro-Toplița) dürften in den Verband der kristallinen Schiefer gehören. Im östlichen Teil des Dorfs Ditro treten am Südufer des Mártonka patak phyllitische Glimmerschiefer im Kontakt mit Alkalisyeniten des Massivs auf. Aus der Gegend von Lăzarea lässt sich der Kontakt — mit geringen Unterbrechungen durch alluviale Bildungen — kontinuierlich gegen Osten, dann gegen Norden und weiter gegen Westen bis ins untere Orotva-Tal verfolgen. Es ist daher wenig wahrscheinlich, dass sich das Massiv unter dem Becken von Giurgeu noch wesentlich weiter gegen Westen erstrecken würde.

Beim Weiler Gődüz dringt eine 3 km lange Zunge kristalliner Schiefer in östlicher Richtung ins Massiv ein. Daran schliesst sich gegen Süden eine Ausbuchtung des Massivs bis in die Nähe von Lăzarea; sie umfasst die Anhöhe Cseke teteje und das Quellgebiet des Csánód patak. Von da verläuft der Kontakt in östlicher Richtung zur Szent-Anna-Kapelle N Gheorgheni und zum Vár patak, den er bei der Einmündung des Károly patak P. 949 quert. Dann wendet er sich gegen NE zum Várbükk und — nach einer südlichen Ausbuchtung im Csánód patak — zum Nyárád. Die Ausbuchtungen des Massivs in den Tälern des Vár patak und des Csánód patak lassen sich zwanglos verstehen aus dem Absinken des Massivkontakts (mit 14—18° gegen Süden) und seiner Intersektion mit der heutigen Oberfläche.

stallinen Schiefer im Sinne einer besseren Wegsamkeit der Lösungen, Gase und Dämpfe.

Vom Nyárád wendet sich der Kontakt gegen N zum oberen Bekény patak, steigt dann nordwärts an und umfasst in einer nach N gerichteten Ausbuchtung den Hajnal patak tető und den obersten Teil des Tiszás patak. Im oberen Bekény patak ergibt sich ein steiles Absinken des Massivkontakts gegen Osten mit $55-65^\circ$.

Östlich vom Tatár havas zeigt der Massivrand eine Einbuchtung um die Kuppe von P. 1477, die einen Teil der Dachregion bildet. Aus dem Verlauf der Höhenkurven errechnet sich hier ein Einfallen des Massivkontakts von $15-25^\circ$ gegen NE.

Vom Tatár havas senkt sich der Kontakt gegen Norden zum Tal der Sáros Putna, das er bei P. 850 quert. Dann steigt er auf der Nordseite des Putna-Tals empor zum Kamm des Magasbükk. Die Kuppe P. 1358, die einen randlichen Teil des Dachs entspricht, wird in einer Einbuchtung nach Süden vom Kontakt in 1150—1250 m Höhe umfahren.

Dann wendet sich der Kontakt gegen Westen. Nach einer großen Ausbuchtung im Gebiet des Rivó tető verläuft er am Südhang des Közrez havas, quert das Tal des Halaság patak bei P. 970 und steigt westwärts zum P. 1161 am Tászok an. Der Einschnitt des Halaság-Tals zeigt ein Absinken des Massivkontakts mit $25-30^\circ$ gegen Norden. Außerhalb des Massivs, von den rötlichen Alkaligraniten durch eine etwa 70 m breite Zone von Hornfelsen getrennt, findet sich hier eine E-W verlaufende, etwas über 100 m breite Intrusion von frischem Nephelinsyenit in die Schieferhülle. Eine ähnliche, etwas ausgedehntere Intrusion findet sich westlich von der Alphütte am Tászok, im Quellgebiet der beiden Bäche des Tászok patak; sie hat in der Umgebung der Alphütte schöne Sodalith-führende Hornfelse entstehen lassen.

Von hier an wendet sich der Massivkontakt gegen WSW, immer etwa 200 m südlich vom Tászok-Kamm verlaufend, und erreicht das untere Orotva-Tal wenig oberhalb P. 721.

In der phyllitischen Serie lassen sich die Erscheinungen der Kontaktmetamorphose besonders gut verfolgen. Denn in solchen Gesteinen wird erhöhte Temperatur verhältnismäßig leicht zu Umkristallisation und Neubildung von Mineralen führen.

In den Phylliten lassen sich die ersten Kontaktwirkungen nur mikroskopisch feststellen. Sie bestehen in einer leichten Rekristallisation des Grundgewebes und in der Neubildung von feinschuppigem Biotit. Bei der Annäherung an das Massiv erscheinen in den Phylliten kleine und grössere Flecken und Knoten, die sich als in Bildung befindliche Porphyroblasten von Biotit, Cordierit, Andalusit, Korund erweisen.

Unmittelbar am Kontakt tritt eine Zone von Hornfelsen auf. In ihnen beobachtet man normalerweise Feldspat (Albit bis Oligoklas), rotbraunen Biotit (mit grossen radioaktiven Höfen), Muskowit, Cordierit (fast immer in glimmerige Aggregate umgewandelt), Andalusit und Korund. Es handelt sich somit um die üblichen Gemengteile einer rein thermischen Metamorphose in tonigem Substrat. Bisweilen trifft man auch Mikroklin, ausnahmsweise auch Sodalith (z.B. bei der Alphütte am Tászok, Nr. 520), beide wohl unter Stoffzufuhr aus der Intrusivmasse gebildet. Selten tritt Spinell auf (Rivó tető, Nr. 489, 490, 491), stets zusammen mit Korund. Das Fehlen von Diopsid, Grossular, Wollastonit, Vesuvian usw. beruht auf dem vorwiegend pelitisch-psammitischen Charakter der auftretenden Gesteine; Derivate kalkiger und mergeliger Sedimente oder basischer Eruptiva fehlen in der phyllitischen Serie fast ganz.

In den schwarzen Quarziten findet lediglich eine Rekristallisation des Quarzes statt, wobei ein (oft ziemlich grobkörniges) mosaikartiges Gefüge entsteht; es wird von graphitischer Substanz in Lagen und Zügen durchsetzt, die die ursprüngliche Struktur des Gesteins abbilden. Unreine Quarzite zeigen am unmittelbaren Kontakt auch Neubildungen von braunem Biotit und blauer Alkalihornblende.

Auf die Kontaktwirkungen in den porphyrogenen und tuffogenen Gesteinen wird in einer späteren Arbeit einzugehen sein. In solchen Gesteinen treten neben braunem Biotit auch grüner Biotit, ferner blauer Alkaliamphibol und gelegentlich auch Diopsid (Nr. 1464) auf.

Viele Schollen (Xenolithe) von kontaktmetamorphen Phylliten und Quarziten finden sich in den Randteilen des Massivs (besonders reichlich z. B. im Orotva-Tal zwischen P. 885 und P. 847; ferner in den Hügeln um Kerek magas tető) und bilden so eine endomorphe Kontaktzone. Durch Auflösung und Assimilation solcher Schollen erhielten manche Alkaligranite, Alkalisyenite und Nephelinsyenite einen hybriden Charakter. Zu ihnen gehört auch der korundführende Alkalisyenit des Károly patak, den schon MAURITZ (1913) erwähnt. Wo immer blauer Alkaliamphibol in Alkaligraniten auftritt, so ist es stets in der Nähe des Massivrandes oder in Gebieten mit zahlreichen Xenolithen. Blauer Alkaliamphibol scheint somit an den Massivkontakt gebunden zu sein; in den normalen Eruptivgesteinen des Massivs tritt zusammen mit Biotit oder Aegirinaugit gewöhnlich ein braungrüner bis grünbrauner, seltener rotbrauner Amphibol auf.

Im Nordosten, am Magasbükk, treten auf etwa 1 km Erstreckung die Glimmerschiefer und Gneise der hochkristallinen Serie (Häg-

himaş-Kristallin) bis auf etwa 200 m Nähe an das Massiv heran. Da sie ihren jetzigen Zustand bei höherer Temperatur erreichten, ist durch reine Wärmezufuhr keine wesentliche Umbildung zu erwarten. Es wurden in ihnen auch keine Kontaktwirkungen beobachtet. Einzig die flaserigen Augengneise, die sich dort an der Grenze zwischen der phyllitischen und der hochkristallinen Serie einschalten, sind am unmittelbaren Kontakt deutlich kontaktlich beeinflusst (Rekristallisation, Neubildung von Muskowit, Biotit, Andalusit; z.B. am Nordabhang des Magasbükk gegen den Nagy rész patak, 300 m östlich P. 1227).

Die am Innenrand der Karpathen auftretende mesozonale Serie (Magas-Kristallin) zieht im Südwesten des Gebiets, bei Lăzarea, am Massiv vorbei und tritt dort bis auf 1 km Distanz an das Massiv heran. Auch die Gesteine dieser Serie wurden ehemals bei höherer Temperatur gebildet, so dass Umbildungen in der Nähe des Massivkontakts nicht ohne weiteres zu erwarten sind. Sichere Kontaktwirkungen konnten denn auch nicht festgestellt werden. Die hochkristallinen Marmore dieser Serie, die bei Lăzarea auch Tremolit und Talk führen, sind bisweilen als Kontaktbildungen angesehen worden (KOCH 1880, BERWERTH 1905, FÖLDVÁRI und PANTÓ 1941/42 b). Dies dürfte indessen nicht zutreffen, denn diese Marmore lassen sich mit gleichem Grad der Kristallinität im Streichen auf über 25 km Erstreckung verfolgen. Noch am Nagy hegy westlich Sândominic trifft man Marmore mit langen Tremolit-Kristallen (Nr. 1513). Ebenso sind Tremolit führende Marmore im Bistrița-Gebirge — weitab von jedem sichtbaren Massivkontakt — recht verbreitet; auch Marmore mit Quarz, Diopsid, Zoisit, Talk treten dort auf (SAVUL 1938 a, p. 240—245). Andererseits sind Kontaktminerale wie Wollastonit oder Grossular, aber auch Diopsid, in den Marmoren von Lăzarea nie aufgefunden worden.

PLIOCAENE ABLAGERUNGEN

Das Massiv von Ditro wird bedeckt von den Ablagerungen der Pliocaenbecken von Giurgeu und Orotva. Seit v. HAUER und STACHE (1863) wird ziemlich allgemein angenommen, dass die Aufschüttung der Vulkankette Călimani-Hârghita an ihrem Ostfuss Süßwasserbecken abgedämmt hat; diese sind dann durch Abtragungsschutt aus dem Karpathengebiet und durch vulkanisches Material (Tuffe und Agglomerate) zugefüllt worden.

Die von der Vulkankette Călimani-Hârghita stammenden andesitischen Tuffe und Agglomerate folgen im Siebenbürgischen Becken über

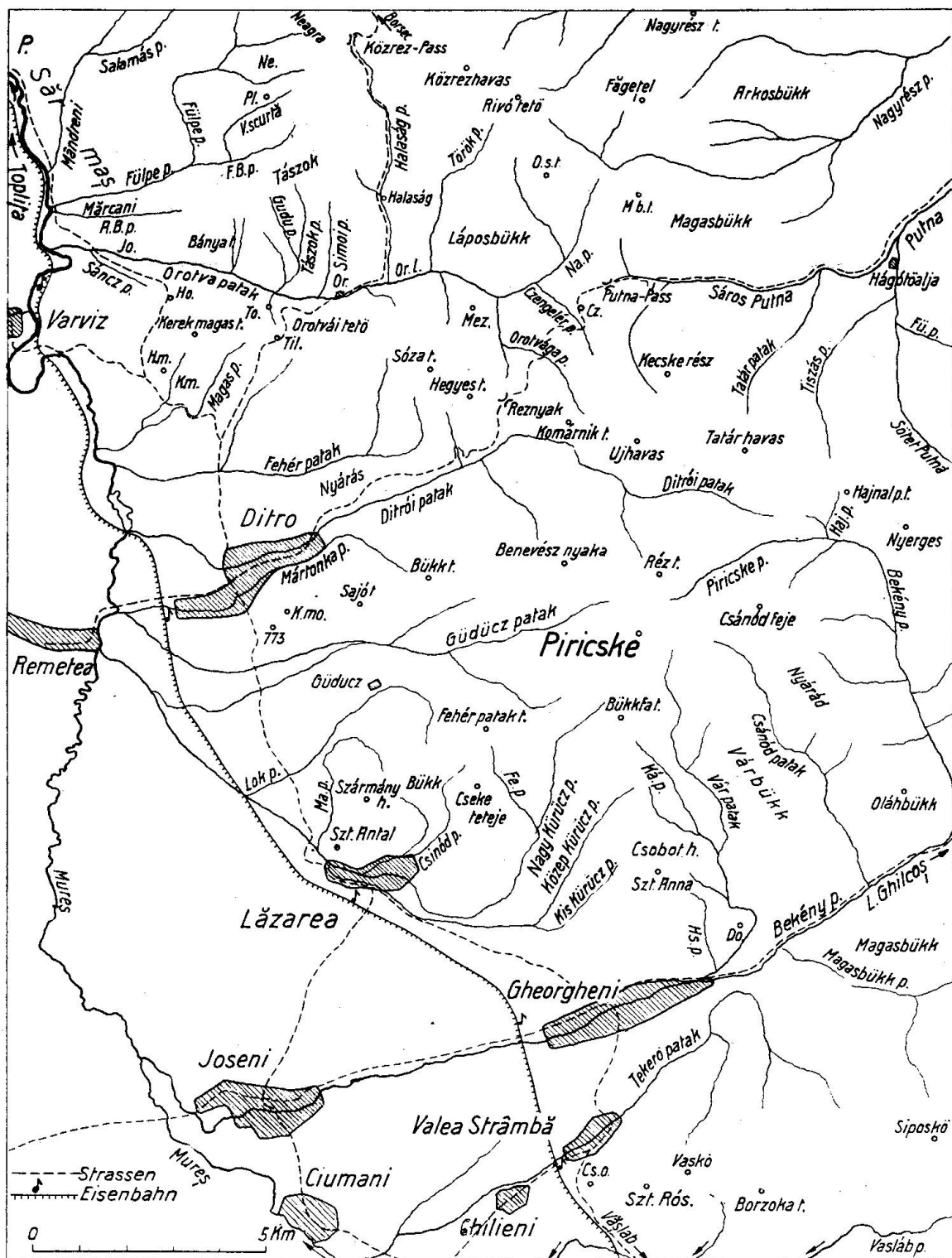


Fig. 1. Topographische Kartenskizze der Umgebung von Ditró.

Abkürzungen der Karte: A. B. p. Alsó Bánya patak, Cs. o. Csere oldal, Cz. Czengetelér, Do. Domokos, F. B. p. Felső Bánya patak, Fe. p. Feherág patak, Fü. p. Füges patak, H. m. Hosszú magas, Haj. p. Hajnal patak, Ho. Hódosi lakók, Hs. p. Holyvás patak, Jo. Jolotca, K. m. Kerek magas, K. mo. Kerek mogyorós, Ka. p. Károlyi patak, Ma. p. Malom patak, Mb. t. Magasbükki tető, Mez. Mezők havas, Na. p. Nagyg patak, Ne. Negura, O. s. t. Orda sarok tető, Or. Orotva, Or. l. Orotvá lakók, P. Platonești, Pl. Ploptișul, Szt. Rós. Szent Rozália, Til. Tilalmas lakók, To. Tót vésze.

den Ablagerungen der Pontischen Stufe (JEKELIUS 1923?; MRAZEC und JEKELIUS 1927, p. 12). Andererseits finden sich in verschiedenen dieser Pliocaenbecken (Oberes Ciuc, Orotva, Borsec, Szék patak, Racoteaş, Bilbor) Lignite, die in die Dazische Stufe gestellt werden.

Über diese Pliocaenbecken orientieren die Arbeiten von HERBICH (1878), KOCH (1900), ROTH v. TELEDG (1918), ATANASIU und LOBONTIU (1920/21), JEKELIUS (1923?), ATANASIU (1924).

Über die Füllung des Beckens von Giurgeu ist wenig bekannt. Zu den Ablagerungen dieses Beckens gehören vor allem vulkanische Tuffe, die westlich und nördlich von Ditro grosse Flächen einnehmen; sie sind in der Regel von einem rotbraunen Verwitterungslehm bedeckt. Ferner gehören zu ihnen lockere Bildungen mit meist gut gerundeten Andesit-Komponenten, die als „fluviovulkanische Schotter“ bezeichnet werden könnten (STRECKEISEN 1931); sie finden sich vornehmlich nord-östlich von Ditro in den unteren Teilen der gegen Sóza tetö und Hegyes tetö ansteigenden Hänge und sind von den höher oben anstehenden Agglomeraten, aus deren Umlagerung sie stammen, nicht immer scharf zu trennen. Ihre obere Grenze ist mit 800—850 (—900?) m anzusetzen. L. SAWICKY (1912) nimmt das Niveau von 850 m als obere Grenze des Beckens an.

L. v. LILIENBACH (1833) hat bei Remetea (Remete) in einem vulkanischen Tuff Abdrücke von Sumpfpflanzen gefunden. Ebenso wird Holzopal angetroffen¹⁷⁾. Lignite sind bis jetzt aus dem Becken von Giurgeu nicht bekannt geworden.

Das Becken von Orotva, 7 km NE Ditro, liegt am nördlichen und östlichen Fuss der Anhöhen von Sóza tetö und Hegyes tetö. An der tiefsten Stelle des Beckens, im Orotva-Tal südlich P. 847, ist etwas Lignit vorhanden, der früher ausgebeutet wurde¹⁸⁾; die grauen sandigen Tone, die ihn enthalten, haben nach HERBICH (1878, p. 244) Congerien, Paludinen und Planorbis geliefert. Inwieweit dadurch das dazische Alter dieser Ablagerungen als gesichert betrachtet werden kann, mag fraglich erscheinen; doch erscheint diese zeitliche Einordnung nach allgemeinen

¹⁷⁾ „Bei Remete fand LILL in einem gelblichen, bald feineren, bald gröberen Bimssteintuff Abdrücke von Sumpfpflanzen und Holzopale, letztere, deren auch schon FICHTEL erwähnt, wohl von derselben Lokalität, welche DAN. CZEKELIUS näher bezeichnet als den Akaszto-hegy bei Ditro“ (Agyagostó SW Remetea?) (Zitat aus v. HAUER und STACHE, 1863, p. 311).

¹⁸⁾ Eine chemische Analyse dieses Lignits gibt IANOVICI (1933, p. 42): flüchtiger Kohlenstoff 34.90, gebundener Kohlenstoff 41.02, Wasser 14.88, Aschengehalt 9.20; total 100.00; dazu totaler Schwefel 1.75%.

Gesichtspunkten als recht wahrscheinlich. Die Hauptfüllung des Beckens besteht aus Schottern, deren Material sich aus Geröllen von weissem Quarz, schwarzen Quarziten, Phylliten, Alkalisyeniten und Nephelinsyeniten wie auch Hornfelsen zusammensetzt; bisweilen trifft man auch Gerölle von Andesiten, die aber von oben eingeschwemmt sein können.

Die Ablagerungen des Beckens ruhen im Norden, Osten und Süden auf den Gesteinen des Massivs von Ditro. Sie werden im Westen von den stark verkitteten Agglomeraten des Höhenzuges Hegyes tető – Sóza tető – Orotvái tető überlagert. Die Auflagerungsfläche der Agglomerate liegt östlich von Hegyes tető und Sóza tető in 1080–1100 m Höhe; sie senkt sich bis auf 960 m an der Strasse Ditro-Tulghes bei Km. 6.6, was einem Gefälle von 9% entspricht. Der ursprüngliche Westrand des Beckens dürfte sich etwa vom Weiler Orotva zur Schleife der Strasse Ditro-Tulghes bei Km. 6.4 hingezogen haben. Die westlichsten Schotter-Aufschlüsse findet man im Orotva-Tal südlich P. 800, südöstlich hinter der römisch-katholischen Kapelle von Orotva (wo sie etwas verrutscht sind); dann im Oberlauf des Fehér patak nördlich P. 971; und endlich an der Strasse Ditro-Tulghes bei der kleinen Kurve von Km. 6.6–6.8. Westlich der genannten Linie liegen die Agglomerate unmittelbar auf den Gesteinen des Massivs (z. B. an der Strasse Ditro-Tulghes bei Km. 5.1 und Km. 6.0). Es wäre allerdings denkbar, dass sich das Becken ursprünglich weiter gegen Westen ausgedehnt hätte, dass aber seine Bildungen noch vor der Ablagerung der Agglomerate der Erosion zum Opfer gefallen wären; doch erscheint es fraglich, ob zwischen Füllung des Beckens und Wiederbelebung der vulkanischen Aktivität die nötige Zeit dafür zur Verfügung gestanden hätte.

Steigt man von Ditro die Strasse nach Tulghes hinan, so gelangt man östlich vom Hegyes tető bei Km. 8.6 zur Passhöhe von Reznýak. Hier öffnet sich plötzlich der Blick gegen Norden, auf die mit Wiesen und spärlichem Wald bestandenen sanften Hänge des Beckens von Orotva, die sich zum oberen Orotva-Tal hinunterziehen; und jenseits auf die bewaldeten Berge des Tászok, Közrez havas und Magasbük. Folgt man der Strasse weiter, so tritt man bei P. 1050 in mächtige Schuttbildungen ein, die in den Anrissen des Orotvága patak (P. 1040) und des Czengelér patak (P. 1023) gut aufgeschlossen sind. Es handelt sich um grobblockigen Wildbachschutt pliocänen Alters (Fig. 11), der vom Ujhavas zu Tale gefördert wurde; die groben Blöcke bestehen fast ausnahmslos aus hellem, frischem Nephelinsyenit, wie er am Ujhavas ansteht, und liefern vorzügliches Sammlungsmaterial. Der Schuttkegel lässt sich gegen oben bis auf etwa 1200 m (bis etwa zur Waldgrenze am Ujhavas) verfolgen. (Der Ujhavas selbst besteht aber — entgegen den Angaben von HERBICH, VOM RATH, ROTH v. TELEGD, die weiterhin in die Literatur übergegangen sind — aus anstehendem frischem Nephelinsyenit. Damit entfallen auch alle Schlussfolgerungen morphologischer Natur, die auf dieser unrichtigen Angabe fussen!)

Die Strasse verläuft weiter in den pliocänen Bildungen bis zum Putna-Pass, wo wieder feinkörnige Schotter angetroffen werden. Auf der Ostseite des Passes tritt die Strasse schnell in die Alkalisyenite der Unterlage ein. Die Ostgrenze des Beckens ist hier eine reine Erosionsgrenze, die durch die Umkehr der Flussrichtung (Abzapfung des ursprünglichen Oberlaufs von der Moldau her) geschaffen wurde.

Die Nordgrenze des Beckens fällt im grossen ganzen mit der E-W gerichteten Talfurche des Orotva-Tals zusammen. Dabei hat sich aber der heutige Lauf des Orotva-Flusses zwischen P. 885 und P. 800 schluchtartig in die Eruptivgesteine auf der Nordseite des Pliocaenbeckens eingeschnitten.

Ein weiteres Vorkommen von pliocaenen Schottern befindet sich im Oberlauf des Ditrói patak. Der Mittellauf bildet ein enges Tal, dessen steile Hänge einerseits zum Ujhavas, andererseits zum Benevész nyaka ansteigen. Bei P. 1193 weitet sich das Tal und bildet eine flache Mulde zwischen den Höhen des Tatár havas und Réz tető. Diese bildet ein Stück einer alten, gereiften Oberfläche mit verhältnismässig geringer Reliefenergie. Während der Talweg bis P. 1272 im anstehenden Nephelinsyenit verläuft, beginnt westlich P. 1193 ein Schotterzug, der mit 300 m Breite in leicht geschwungenem Bogen gegen Osten zieht und zwischen P. 1318 und P. 1325 den Kamm gegen das Quellgebiet des Bekény patak erreicht. Der Oberlauf ist der von Süden her rückwärts greifenden jungen Erosion des Bekény patak zum Opfer gefallen. Die Schotter bestehen hauptsächlich aus Geröllen von Quarz und kristallinen Schiefern (was verständlich erscheint, wenn man bedenkt, dass 1.5 km weiter östlich bereits die Ostgrenze des Massivs erreicht ist), ferner aus Gesteinen des Massivs und aus Andesiten. Die Komponenten von Andesit sind stellenweise vorherrschend und fehlen an anderen Stellen, gerade als ob sich damit Horizonte stärkerer und geringerer Eruptivtätigkeit abzeichnen würden. An einer Stelle (200 m nördlich P. 1235 in 1290 m Höhe) ist übrigens ein andesitisches Agglomerat den Schottern eingelagert. Bisweilen trifft man auch faust- bis kopfgrosse und noch grössere Blöcke von Andesit. Es ist wenig wahrscheinlich, solche Blöcke von der über 20 km entfernten Vulkankette jenseits des Mureş herzuleiten. Viel eher stammen diese Blöcke als Auswürflinge von den Kratern Hegyes tető und Sóza tető (Distanz 5 km).

Die pliocaenen Schotter des obersten Ditrói patak bilden somit einen alten Tallauf, der sich jedenfalls in das Becken von Orotva ergoss. Er lässt sich auf 3 km Erstreckung verfolgen, bei einem Gefälle von 2% (der heutige Ditrói patak hat im Mittellauf ein Gefälle von 6.5%, im Unterlauf ein solches von 4.5%).

Noch sei angemerkt, dass am Ostabhang des Sóza tető längs dem von Reznyak zum Orotva-Tal absteigenden Wege in den obersten pliocaenen Schottern, unmittelbar unter den Agglomeraten, grosse Blöcke von Nephelinsyenit (mit Durchmesser bis 1 m) auftreten. Will man nicht an Auswürflinge aus dem Untergrund denken, so ist anzunehmen, dass es sich auch hier um grobblockiges Schuttmaterial handelt, ähnlich dem Schuttkegel des Czengelér.

JUNGVULKANISCHE GESTEINE

Die pliocänen Ablagerungen des Beckens von Orotva werden im Westen überlagert von den jungvulkanischen Gesteinen des Hügelszuges Hegyes tető-Sóza tető-Orotvái tető, mit denen die Vulkankette der Hârgărta ostwärts über den Mureş hinübergreift. Es handelt sich vor allem um gut verkittete Agglomerate mit groben, eckigen Komponenten von Andesiten¹⁹⁾ (Fig. 10).

Schon die Grösse der Komponenten (bis $\frac{1}{2}$ m Durchmesser) lässt es fraglich erscheinen, ob das Material wirklich jenseits des Mureş, in über 15 km Entfernung, gefördert wurde. Dazu kommt, dass vulkanische Durchbrüche im Gebiet des Hegyes tető zweifellos festgestellt werden können. So tritt an der Strasse Ditró-Tulghes auf der östlichen Seite der grossen Strassenkehre bei km 6.5 ein olivinführender Basaltandesit in einer kleinen Kuppe unter der Bedeckung durch vulkanische Agglomerate zu Tage (STRECKEISEN 1931a, p. 621; WENK 1933, p. 206, Nr. 1—3; IANOVICI 1934, p. 90). In 500 m Distanz gegen Norden ist an der Ostseite des kleinen Tälchens ein Vorkommen von Andesit (Nr. 1652) aufgeschlossen. Schon BERWERTH (1905) erwähnt in der nächsten Umgebung des Basaltandesits fünf weitere Andesitgänge, in deren einem ein Syeniteinschluss aufgefunden wurde; sie waren aber zu unserer Zeit nicht mehr aufgeschlossen²⁰⁾.

Alle diese Tatsachen lassen erkennen, dass das Gebiet von Hegyes tető und Sóza tető selber Eruptionszentrum war. Darauf weisen auch die Andesitblöcke und andesitischen Agglomerate im Oberlauf des Ditrói patak hin.

Weiter nordwärts erheben sich die vulkanischen Tuffe und Agglomerate aus dem Tal des Mureş bei Sărmaş ostwärts bis hinauf zum Kamm der Neagra und des Sărmaşul Mare (Nagy Salamás). Dieser

¹⁹⁾ Einige der an der Strasse Ditró-Tulghes bei Km. 5.0 aufgesammelten Andesite sind von E. WENK (1933, p. 206, Nr. 4—6) als olivinführende Hyaloandesite beschrieben worden. Von Nr. 4 (Nr. EN4) hat Herr Prof. Dr. J. JAKOB in freundlicher Weise eine chemische Analyse ausgeführt, die folgendes Resultat ergab: SiO₂ 57.08, TiO₂ 0.97, Al₂O₃ 15.00, Fe₂O₃ 2.73, FeO 4.53, MnO 0.08, MgO 4.19, CaO 6.68, Na₂O 2.84, K₂O 2.66, H₂O + 2.50, H₂O – 0.58, P₂O₅ 0.24; Summe 100.08. Mineralbestand (nach WENK): Einsprenglinge: 50 Plagioklas (65—75% An), 12 Augit und Hypersthen, 3 Olivin, 2 Erz; 33 hypokristalline und glasige Grundmasse.

²⁰⁾ Oder sollte es sich etwa um die fünf Lamprophyrgänge handeln, die bei Km. 5.950 im Syenit aufsetzen?

Kamm bildet die Wasserscheide gegen die Moldau und dämmt das Becken von Borsec gegen Westen ab. Auch in diesem Gebiet sind an verschiedenen Stellen Basaltandesite angetroffen worden.

Eine imposante Lavadecke²¹⁾ setzt an der Neagra bei P. 1336 ein und lässt sich westwärts an den Talhängen und über den Weiler Mândreni bis an das Ufer des Mureș verfolgen, das 800 m östlich vom Weiler Platonești in 700 m Höhe erreicht wird. Sie ist an der Strasse Ditro-Toplița auf 400 m Länge aufgeschlossen. Das Gefälle des Lavastroms beträgt im oberen Teil 12—13%, im untersten Teil noch 7%. Der Lavaström hat eine Mächtigkeit von 10 m, besitzt eine schlackige Oberfläche und besteht aus ähnlichen Basaltandesiten, wie sie an der Strasse Ditro-Tulgheș bei km 6.5 auftreten. Bisweilen zeigt er prächtige säulige Absonderung, so z. B. im Tal von Mândreni 1 km nördlich der Kirche. Petrographische und chemische Daten dieses Basaltandesits gaben Z. TÖRÖK (1927/28), V. IANOVICI (1934), M. SAVUL und TH. KRÄUTNER (1936). Der Förderschlot dieser Lavadecke muss in der Gegend des Neagra-Kamms oder östlich davon liegen; er konnte jedoch nicht aufgefunden werden; vermutlich ist er unter jüngeren Agglomeraten verborgen. Auch dieses Vorkommen zeigt, dass in der Gegend von Ditro und nördlich davon auch auf der Ostseite des Mureș vulkanische Eruptionszentren vorhanden gewesen sind.

Eine eingehendere Bearbeitung der jungvulkanischen Gesteine soll einer späteren Arbeit vorbehalten bleiben.

Über Petrographie der Vulkankette Călimani-Hârghita orientieren ferner die Arbeiten von J. v. SZÁDECZKY (1930), O. NICHITA (1934), M. SAVUL (1938b).

²¹⁾ Zum ersten Male wird dieser Basaltandesit anscheinend durch VOM RATH (1876a, p. 9) erwähnt, der über den Közrez-Pass folgendes berichtet: „Genau auf dem Passe wird der Schiefer von einem theils als massige Felsen, theils als Conglomerat entwickelten Dolerit durchsetzt. In diesem bisher irrthümlicherweise zum Andesit gerechneten Gestein sind deutliche Augitkrystalle und gerundete Olivinkörner ausgeschieden, während die Grundmasse vorherrschend aus Plagioklas zu bestehen scheint. Nach HERBICH finden sich in diesem Gestein Einschlüsse von Glimmerschiefer und Quarzit“.

Es dürfte sich um diesen selben Basaltandesit handeln, den HERBICH (1878) auf seiner Karte des Szeklerlands als Basalt am Közrezhavas verzeichnet, ohne ihn jedoch im Text zu erwähnen. Seine Verbreitung ist allerdings nicht ganz richtig dargestellt, indem er sich nach der Karte vom Közrez-Pass gegen Osten und Westen erstrecken soll, ohne jedoch mit den „Trachytgeröllen und -sedimenten“ (d. h. andesitischen Agglomeraten und Tuffen) in direkte Berührung zu treten.

ZUR MORPHOLOGIE

Die jüngste Geschichte der Ostkarpathen stellt eine grosse Anzahl von Problemen, die nur durch kombinierte geologische und morphologische Untersuchungen einer Lösung näher gebracht werden können. Um ihre Lösung haben sich u. a. SAWICKY 1912, ROTH v. TELEGD 1918, DE MARTONNE 1922, WACHNER 1926/27, NORDON 1931, MAYER 1936 bemüht. Leider war mir die Arbeit von WACHNER nicht zugänglich.

Will man die Entstehung der Oberflächengestalt und ihren Zusammenhang mit den sie formenden geologischen Vorgängen verstehen, so müssen die Erscheinungen über weite Gebiete verfolgt werden. Das lag jedoch nicht in der Absicht der vorliegenden Arbeit. Wir beschränken uns deshalb darauf, die Beobachtungen, die anlässlich der geologischen Aufnahme gemacht wurden, zusammenzustellen und mitzuteilen.

Trotz der Kritik durch DE MARTONNE (1922, p. 181 ff.) und NORDON (1931, p. 553, 558) halten wir bis auf weiteres an der älteren Auffassung von v. HAUER und STACHE (1863, p. 40) und S. ATHANASIU (1899 a, b) fest. Danach wären die pliocaenen Becken am Innenrand der Ostkarpathen durch den Ausbruch der Vulkankette Călimani-Hârgăhita aufgestaut worden. Die Entstehung dieser Vulkankette ist an das Ende des Pontien zu stellen; denn an ihrem Innenrand überlagern die vulkanischen Tuffe und Agglomerate die pontischen Ablagerungen (JEKELIUS 1922/23). Doch ist darauf hinzuweisen, dass die vulkanische Aktivität längere Zeit andauerte, wohl durch Ruhepausen unterbrochen, und dass sie erst gegen Ende des Pliocaens, vielleicht erst in der Quartärzeit zum Abschluss kam. So konnte NICHITA (1935) im Călimani einen älteren und einen jüngeren vulkanischen Eruptionszyklus unterscheiden, und SAVUL (1938 b) kam zu ähnlichen Ergebnissen; schon MACOVEI und ATANASIU (1927, p. 258) machten darauf aufmerksam.

Die Aufschüttung der Vulkankette hatte grundlegende Änderungen in den Erosionsverhältnissen zu Folge. Es entstanden die pliocaenen Süsswasserbecken, die allmählich zugefüllt wurden. Im Karpathengebiet wurde die Erosion gegen Westen gestoppt, diejenige nach der Moldau intensiviert. Zahlreiche Flüsse, die sich ehemals nach dem Siebenbürgischen Becken hin entwässerten, wurden nach der Moldau hin abgelenkt. Ihre Täler zeigen im Mittellauf ausgesprochen jugendliche, oft geradezu schluchtartige Formen (Bistrița, Bistrițioara, Bicazul). Eine Verlagerung der Haupt-Wasserscheide gegen Westen war die Folge.

Vor der Aufschüttung der Vulkankette wurden die Becken von Dorna-Vatra, Bilbor und Borsec wohl nach dem Mureș hin entwässert.

Der Oberlauf der Putna setzte sich vermutlich in den Unterlauf des Ditrói patak, der Oberlauf des Bicazul in den Unterlauf des Bekény patak fort, und beide waren vielleicht die Quellflüsse der Târnava mică (Kis Küküllő, Klein-Kokel). Durch die Verlagerung der Wasserscheide wurden Putna und Bicazul nach Osten abgeleitet; die scharfen Knicke im Tal des Ditrói patak bei P. 967 und im Bekény patak bei P. 912 sind dadurch leicht zu verstehen.

Auch Hebungen und Senkungen haben zweifellos die Erosionsverhältnisse massgebend beeinflusst, haben die Erosion bald belebt, bald gelähmt. Doch sind die vorliegenden Anhaltspunkte noch zu spärlich, um ihre Wirkung auch nur einigermaßen abschätzen zu können.

Der Durchbruch des Mureş durch die Vulkankette (nach MRAZEC und JEKELIUS 1927, p. 7, vermutlich durch regressive Erosion) hatte eine Wiederbelebung der Erosion nach Westen hin zur Folge. Auf dieses Ereignis dürfte die Entstehung und Eintiefung des Orotva-Tals zurückgeführt werden. Dieses Ost-West verlaufende Tal ist zweifellos jünger als die Entstehung und Zufüllung des Pliocaen-Beckens von Orotva. Die frischen Aufschlüsse, die man im Orotva-Tal von P. 885 bis zur Mündung allenthalben antrifft, finden so ihre ungezwungene Erklärung.

Der Wiederbelebung der Erosion ist wohl auch der ursprüngliche Oberlauf des Ditrói patak südöstlich vom Tatár havas zum Opfer gefallen, indem er vom obersten Teil des Bekény patak angezapft und nach Süden abgelenkt wurde (siehe p. 283).

Auch im Quellgebiet des Olt haben ähnliche Verschiebungen im Gewässernetz stattgefunden. Der oberste Teil des Olt-Laufs (oberhalb Sândominie) ist verhältnismässig jung und scheint verschiedene Talstrecken erobert zu haben, die vorher dem Bekény patak und dem Vasláb patak tributär waren (Medgyes patak, Sipos patak, Nagyág patak). Damit stimmt überein, dass FÖLDVÁRI und PANTÓ (1941/42 b, Karte) sowie PANTÓ (1941/42 b, p. 303) am Várbükk westlich Bălanbaia alten („fossilen“) Gehängeschutt festgestellt haben, der von der Ostseite des Olt-Tals vom Hăghimaş her stammt. Zum gleichen Ergebnis war auch schon I. BĂNCILĂ (1941, Karte) gekommen.

Sehr eindrücklich sind die Reste alter Verebnungen, die bei Ditro das Karpathengebiet in verschiedenen Höhenlagen durchziehen. Sie haben bereits durch NORDON 1931 und MAYER 1936 eine gewisse Gliederung erfahren. Nach unsern Beobachtungen lassen sich von oben nach unten folgende Verebnungsflächen unterscheiden:

A. Sehr ausgeprägt ist eine Verebnung in 1450—1550 m Höhe, die wir nach dem Tatár havas P. 1477 als Tatár-Niveau bezeichnen. Zu ihr gehören die Anhöhen in der Umrahmung des obersten Ditrói patak: Ujhavas, Tatár havas, Csánód feje, Piricske, Benevész nyaka. Gegen Osten setzt sie sich fort im Kamm des Nyerges bis hin zum Pongrácz-Pass, ferner in den Gipfelkämmen der Munții Tărcăului (Fügés tető, Lápos feje, Kupás Czohárd). Im Norden gehört der Közrezhavas ihr an, im Süden Siposkö und Fekete rész. Sie stellt eine alte, gereifte Landoberfläche mit verhältnismässig geringer Reliefenergie dar. Sie erstreckt sich unterschiedslos über Gesteine des Altkristallins und des Massivs von Ditro. Nur einige widerstandsfähige Sedimentberge ragen als „Härtlinge“ über sie hinaus: Vithavas 1604 m, Likas 1676 m, Hăghimaș 1774 und 1793 m.

B. Ihr folgt mit geringem Höhenabstand das Făgetel-Niveau (nach dem Făgetel P. 1380 östlich vom Közrezhavas), in 1350—1400 m Höhe. Es ist besonders im Nordosten gegen Tulgheș hin entwickelt: Magasbük P. 1358, Rivó tető, Făgetel (Fagyiczel), Nagy rész tető, Beneșul mare. Im Süden ist es spärlicher vertreten; doch gehört zu ihm wohl der Rücken des Nyárád in der Südostabdachung des Piricske; und dann südlich vom Bekény-Tal der Rücken des Magasbük P. 1394 östlich von Gheorgheni. Es ist wohl möglich, dass dieses Niveau mit dem Tatár-Niveau in engerer Beziehung steht.

C. Weiter folgt das Komárnik-Niveau (Komárnik teteje P. 1248 westlich vom Ujhavas) in 1200—1300 m Höhe. Im Nordwesten gehört zu ihm die höchste Erhebung des Tászok. In der Umrandung des Piricske-Stocks ist es im Kecske rész P. 1287, Komárnik teteje, Réz teteje und Várbük vertreten. Im Nordosten bildet es den Kamm nördlich des Putna-Tals, vom Magasbük P. 1232 bis zum Piciorul cu Paltinul.

D. Sehr ausgeprägt ist das Láposbük-Niveau in 1100—1150 m Höhe. Nördlich vom oberen Orotva-Tal nimmt es im Láposbük P. 1103—P. 1154 eine ausgedehnte Fläche ein. Auch weiter westlich ist es an den Seitenkämmen und am Südhang des Tászok gut entwickelt. In der West- und Südwestabdachung des Piricske-Stocks ist es am Fehér patak tető und besonders gut am Csobot hegy (Szent-Anna-Kapelle) nördlich Gheorgheni vertreten.

E. In den tieferen Lagen zeigt eine Verebnungsfläche grosse Verbreitung, die wir nach dem Cseke teteje P. 1011 NE Lăzarea als Cseke-Niveau bezeichnen. Es ist möglich, dass sie in einer engeren Beziehung zum Niveau D steht. Von einer Höhe 1050 m sinkt sie gegen das Becken bis auf eine Höhe von \pm 900 m ab. Zu ihm gehören die tieferen Vereb-

nungen im Bereich des mittleren und unteren Orotva-Tals (Mezők havas P. 1011, Bánya tető P. 930 usw.) und daran anschliessend die Hügel um den Kerek magas tető P. 903. Östlich von Ditro ist es in der Hügelkette von Bükk teteje und Sajó teteje gut entwickelt; bei Lăzarea im Cseke teteje und Szármány hegy. Am Südhang des Csobot hegy bei Gheorgheni finden sich Verebnungen in 1000 m und 950 m Höhe, welche letztere sich in den Domokos fortsetzt. Südlich von Valea Strâmbă ist der Rücken des Vaskő in dieses Niveau zu stellen. Es ist möglich, dass dieses Niveau noch unterteilt werden muss.

F. Zu einem noch tieferen Niveau gehört der Hügel der Szent-Anna-Kapelle P. 870 bei Lăzarea und der Kerek mogyorós P. 833 bei Ditro. Sie stehen möglicherweise mit der ausgedehnten Verflachung in 800 m Höhe westlich von Hódosi lakók in Zusammenhang.

Noch jünger sind die Terrassen, die sich im Mureş-Tal von der Orotva-Mündung bis nach Toplița gut verfolgen lassen (s. auch I. ATANASIU 1927, Karte Nr. 11). Die obere Terrasse, in 60—80 m über dem Talweg des Mureş, ist vorzüglich ausgeprägt; sie trägt die Weiler von Hódosi lakók, Mărcani und Mândreni und bildet nördlich und nordöstlich von Toplița ausgedehnte Flächen. Die mittlere Terrasse liegt etwa 20—25 m, die untere Terrasse etwa 10 m über dem Talweg des Mureş.

Es wäre verfrüht, wenn man schon jetzt versuchen wollte, die verschiedenen Verebnungsflächen in einem festen Schema mit den Vorgängen von Vulkanismus und Gebirgsbildung in Beziehung zu setzen. Mit dem nötigen Vorbehalt seien einige diesbezügliche Bemerkungen gestattet.

Auf Grund von Begehungen im ganzen Gebiet der Ostkarpathen ist MAYER (1936) geneigt, seiner Landoberfläche I (Niveaux A und B) ein frühestens altmiocaenes, vielleicht auch jungmiocaenes Alter zuzuschreiben; während seine Landoberfläche II (Niveau C und z. T. auch Niveau D) jungmiocaen, vielleicht sarmatisch wäre. Auch NORDON (1933) nimmt für die Verflachungen A und B untermiocaenes Alter an, indem er sie zu seiner „plaine préburdigalienne“ stellt. Es ist schwer, auf Grund der Beobachtungen in einem eng umgrenzten Gebiet zu beurteilen, ob die Erwägungen, die zu diesen Schlussfolgerungen geführt haben, den Verhältnissen angemessen sind.

Für die weitere Interpretation wurde davon ausgegangen, dass sich auf der nördlichen Seite des mittleren Orotva-Tals zwei isolierte Vorkommen von pliocaenen Schottern vorfinden (700 m östlich Hof Halaság auf der Anhöhe südlich P. 1093 in 1050—1070 m Höhe; östlich vom

Török patak am Weg von Orotva nach Corbul bei P. 1022 in 1020 m Höhe). Diese ruhen offensichtlich auf der Fläche E auf, und damit ist diese älter als die Zufüllung des Pliocaenbeckens von Orotva (letztere ist dazisch nach allgemeiner Auffassung, pontisch nach NORDON 1933, p. 553). Es liegt nahe, das Niveau E gerade als Verebnungsfläche der pontischen Erosion zu betrachten.

Diese Verebnungsfläche hat im ursprünglichen Talweg des Ditrói patak und eines entsprechenden Zuflusses aus dem jetzigen Putna-Tal (der nachher zum Becken von Orotva aufgestaut wurde) noch eine grössere Eintiefung erfahren. Für die Auflagerung der pliocaenen Ablagerungen auf den Gesteinen des Massivs ergeben sich folgende Zahlen: Oberlauf Ditrói patak 1320—1260 m, Nordwestfuss Ujhavas 1200 m, Ostseite Putna-Pass 1040 m, Strasse Ditro-Tulghes Km. 7.9 1000 m, Km. 7.0 960 m, Orotváí lakók 847 m, Weiler Orotva 840—850 m. (Die westlich von Tilalmas lakók am Tót vésze éleje in 800—850 m Höhe auftretenden Schotter dürften wohl eher pleistocaenen Alters sein.)

Auch NORDON (1933) macht darauf aufmerksam, dass die pontische Fläche starke Neigungen aufweise, und gibt an, dass sie z.B. bei Mercurea Ciucului auf 15 km Länge von 800 m auf 1400 m ansteige. Hingegen glaubt MAYER (1933, p. 469), dass seine Landoberfläche III (Stufe um \pm 1030 m, unser Niveau E) jüngstpliocaen-postlevantin sei, da sie die Ablagerungen des Beckens von Orotva schneide (was uns nicht als erwiesen erscheint).

Die Auflagerung der vulkanischen Tuffe und Agglomerate auf dem Becken von Orotva erfolgt östlich von Hegyes tetö und Sóza tetö in 1080—1100 m Höhe und senkt sich gegen Westen bis auf 950 m an der Strasse Ditro-Tulghes km 6.6. Sie greift dann auf das Massiv über und liegt bei km 5.1 auf 910 m, am Orotváí tetö in 900—920 m über Alkalisyenit. Südlich P. 914 im mittleren Ditrói patak liegt ein isoliertes Vorkommen von Agglomerat auf Ditro-Essexiten in ca. 1000 m Höhe; nördlich vom Orotva-Tal zu beiden Seiten des Simoi patak zwei solche in ca. 960—1050 m Höhe auf Alkalisyeniten. Wenn die Ablagerungen des Beckens von Orotva als dazisch zu betrachten sind, so wäre die genannte Fläche als post-dazisch zu betrachten; auch wenn in Rechnung zu stellen ist, dass die vulkanische Tätigkeit längere Zeit andauerte und entsprechende Fördermassen auch jüngeren Flächen aufliegen können.

Der Verlandung des Beckens von Giurgeu wären die tiefsten Flächen in 830—870 m zuzuordnen (Niveau F). NORDON (1931) nimmt hierfür oberlevantines Alter an.

Exkursionsrouten

Wer in beschränkter Zeit sich mit der Geologie eines Gebiets vertraut machen möchte, ist dankbar für Angaben über gute und wichtige Aufschlüsse, sowie über Exkursionsrouten, die am besten Einblick in Bau und Gesteinsinhalt des Gebietes gewähren. Dies gilt ganz besonders für Ditro, wo gute Aufschlüsse nicht in allen Teilen des Massivs vorhanden sind.

Nun wurden die Feldaufnahmen zur vorliegenden Arbeit im Jahre 1935 abgeschlossen, und der Verfasser hatte keine Gelegenheit, das Gebiet seither nochmals zu besuchen. Es ist also damit zu rechnen, dass ehemals gute Aufschlüsse verfallen sind und dass neue Aufschlüsse entstanden. Eine Beschreibung von Aufschlüssen und Exkursionsrouten läuft unter diesen Umständen Gefahr, von den im Felde heute zu beobachtenden Tatsachen ad absurdum geführt zu werden.

Immerhin ist der Untergrund unveränderlich, wenigstens für so kurze Zeit. Daher wagt es der Verfasser, allfällige Besucher des Massivs auf diejenigen Aufschlüsse und Routen aufmerksam zu machen, von denen er glaubt, dass sie am ehesten einen Einblick in das interessante, aber komplexe Gebiet gewähren dürften.

Strasse Ditro-Tulghes

Die Aufschlüsse an dieser Strasse, besonders zwischen Km. 5.0—8.0, sind am leichtesten zu erreichen und werden daher auch am häufigsten besucht. Aber sie erwecken ein falsches Bild, das durch weitere Exkursionen berichtigt werden sollte; denn sie bieten einen Querschnitt durch die zwar hochinteressante, aber für das Massiv als Ganzes wenig repräsentative Güdüz-Zone.

Bei Km. 5.0 beginnen die Aufschlüsse. Fluviovulkanische Schotter enthalten gut gerundete Gerölle von helleren Andesiten und dunkeln Basaltandesiten in einem lockeren tuffogenen Bindemittel; dazu finden sich grössere, eckige Andesit-Blöcke. Von dieser Stelle stammen die Gesteine Nr. 4—6 in WENK 1933, p. 206. Es folgen dann gut verkittete andesitische Agglomerate.

Bei Km. 5.1 beginnen die Gesteine des Massivs. In einem ersten Aufschluss tritt ein heller Alkalisyenit zu Tage. Dann folgen längs der Strasse schwarze bis gesprenkelte, meist gut paralleltexturierte bis ausgesprochen schiefrige Gesteine, die gegen NE streichen und steil gegen NW einfallen. Es sind die sog. Ditro-Essexite. Ihre Paralleltextur dürfte als Fliesstextur zu deuten sein. Sie werden von hellen pegmatitischen Adern (2—20 cm breit) in Richtung der Schieferung oder in netzartiger Durchäderung durchsetzt (Fig. 2, 3). Hin und wieder durchbrechen Lamprophyrgänge die dunkeln Gesteine und die hellen Adern; in der Regel streichen sie gegen NW und fallen mit 50—70° gegen Osten. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 20 cm und 1 m; oft treten sie auch schwarmweise in mehreren

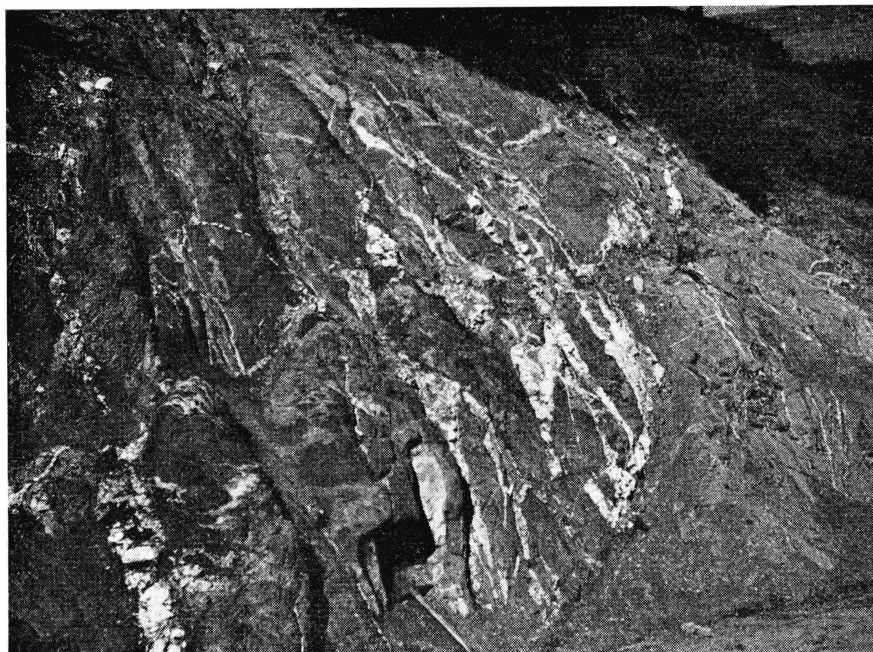


Fig. 2. Ditro-Essexite, stark schiefrig ausgebildet, werden von hellen pegmatitischen Adern (syenitischer bis nephelinsyenitischer Zusammensetzung) durchbrochen. Die hellen Adern durchsetzen den Ditro-Essexit vorwiegend (aber nicht ausschliesslich) in Richtung der Paralleltexur. — Strasse Ditro-Tulghes Km. 5.440.



Fig. 3. Dasselbe. — Strasse Ditro-Tulghes Km. 5.470.



Fig. 4. Heller frischer Nephelinsyenit mit löcheriger Oberfläche (Zurückwittern des leichter zersetzbaren Nephelins). Kreuz und quer in diagonalen Richtung verlaufen Klüfte, auf denen Sodalith sich findet. Zwei grobkörnige Nephelin-Sodalith-Cancrinit-Pegmatite, gegen den Nephelinsyenit unscharf abgegrenzt, durchziehen ihn von links oben nach rechts unten (Mitte des Bildes und Ecke oben rechts).
Strasse Ditro-Tulgheş Km. 5.635.

parallelen Gängen auf. In der Regel sind sie massig, nur ganz ausnahmsweise (Km. 5.560) verschiefert.

Von Km. 5.5 an treten die dunkeln Gesteine zurück; gesprenkelte und helle Ditro-Essexite und helle Alkalisyenite in lagigem Wechsel und mit allmählichen Übergängen herrschen vor.

Bei Km. 5.630 durchbricht ein heller, frischer Nephelinsyenit in 20 m Breite die lagigen Gesteine. Er ist reich an Sodalith, der auf Spalten und Klüften auftritt. Zudem wird er, in unscharfer Abgrenzung, von zwei Nephelin-Cancrinit-Sodalith-Pegmatit-Gängen durchbrochen (Fig. 4). Auch das von IANOVICI (1933, p. 13, Fig. 8) gegebene Bild bezieht sich auf diesen Aufschluss (trotz der irrtümlichen Angabe im Text).

Auf eine Strecke dunkler Gesteine (Km. 5.650—5.750) folgen wieder hellere Gesteine, in denen bei Km. 5.950 einige schöne Lamprophyrgänge aufsetzen (s. S. 284, Fussnote 20).

Kurz vor Km. 6.0 tritt die Strasse wieder in die gut verkitteten andesitischen Agglomerate ein. In diesen liegt die grosse, gegen Norden gerichtete Strassenschleife. Auf ihrer Ostseite befindet sich bei Km. 6.5 eine etwa 10 m breite Kuppe von dunkeln Basaltandesit, der in einer Grube als Strassenschotter abgebaut wird. Er führt Olivin, der teilweise in ein schuppiges, serpentinartiges Aggregat (Chlorophaeit?) umgewandelt ist; auf frischem Bruch zeigt sich eine grünblaue Farbe, die aber nach einiger Zeit verschwindet. Auf diesen Aufschluss beziehen

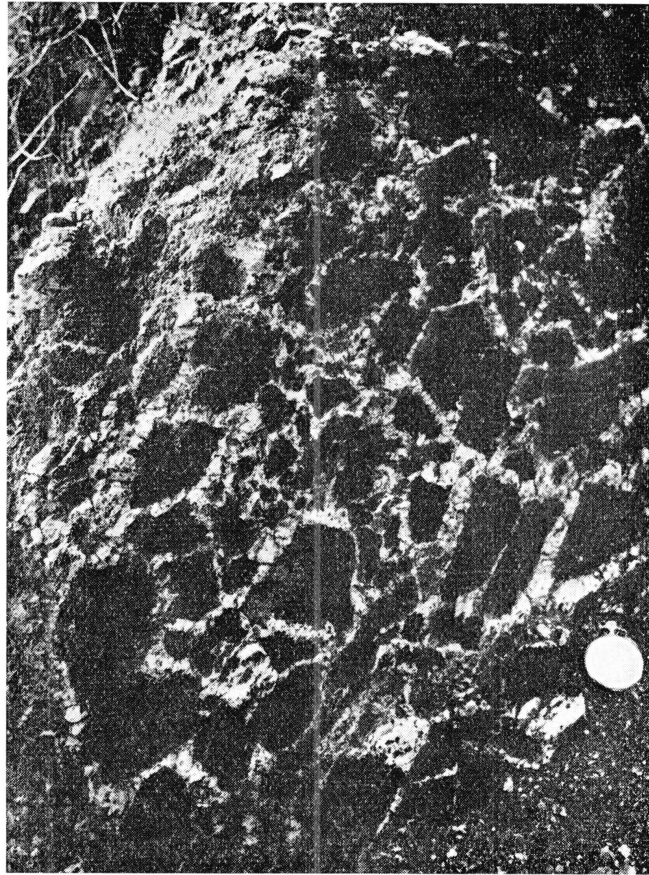


Fig. 5. Melanokrater Ditro-Essexit wird von hellen pegmatitischen Adern netzartig durchädert. — Strasse Ditro-Tulghes Km. 7.310.

sich die Angaben von STRECKEISEN (1931a, p. 621), WENK (1933, Gesteine Nr. 1—3), IANOVICI (1934, p. 87—92); ferner das Bild in IANOVICI 1933 (p. 12, Fig. 7). Der anstehende Basaltandesit wird seitlich und gegen oben von andesitischen Agglomeraten vollständig umhüllt. Es folgen nun wieder Agglomerate bis zur kleinen Kurve bei Km. 6.6.

Hier liegen unter den gut verkitteten Agglomeraten zunächst schwach zementierte Breccien mit andesitischem Material, aber auch mit Geröllen aus der Unterlage. Sie gehen nach unten über in pliocäne Schotter; diese enthalten Gerölle von weissem Quarz, Phylliten und schwarzen Quarziten, sowie Gesteinen des Massivs, in wechselndem Ausmass auch von Andesiten. Die Schotter enthalten häufig ein tuffogenes Bindemittel; auch sind mitunter tuffige Lagen eingeschaltet.

Bei Km. 7.0 beginnen wieder die Gesteine des Massivs. Wiederum sind es bald mehr helle, bald mehr gesprenkelte und dunkle Gesteine in mannigfachem Wechsel. Auch sie werden hin und wieder von Lamprophyrgängen durchbrochen. Eine schöne netzartige pegmatitische Durchädertung findet sich bei Km. 7.3 (Fig. 5). Wenig weiter, bei Km. 7.320, treten helle und dunkle Partien in lagigem Wechsel auf (Fig. 6). Ein dunkler Ditro-Essexit (Nr. 414) ergab die Analyse Nr. 15. Die hellen Lagen führen grosse Hornblende-Kristalle, deren einer chemisch unter-



Fig. 6. Dunkle Ditro-Essexite und helle Alkalisyenite in lagigem Wechsel. Die letzteren (wohl etwas hybrid) enthalten stellenweise grosse Hornblende-Individuen. Strasse Ditro-Tulghes Km. 7.320.



Fig. 7. Mesokrate (gesprenkelte) Ditro-Essexite (massig bis leicht paralleltexturiert) werden von hellen Adern (syenitischer bis nephelinsyenitischer Zusammensetzung) durchbrochen. In den letzteren haben sich einige grössere Hornblenden ausgeschieden. — Strasse Ditro-Tulghes Km. 7.345.

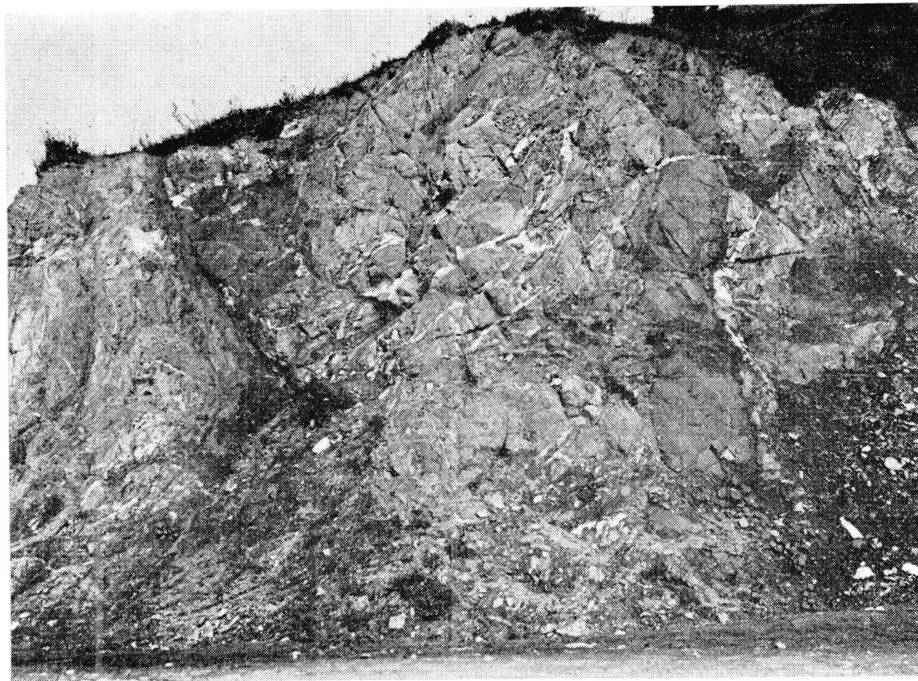


Fig. 8. Mesokrate Ditro-Essexite werden von hellen pegmatitischen Adern netzartig durchsetzt. Beide werden von dem steilstehenden Lamprophyrgang (rechte Bildhälfte) scharf abgeschnitten. Einzig ein schmaler Nephelinsyenitaplit durchsetzt auch den Lamprophyrgang in fast horizontaler Lagerung. — Strasse Ditro-Tulghes Km. 7.575.

sucht wurde (Gestein Nr. 8, Analyse A 2). Es hat den Anschein, als ob die dunkeln Gesteine von schmäleren und breiteren hellen Adern lagenweise und durchgreifend durchbrochen wurden, wobei auch hybride Gesteine entstanden. Das zeigt sich auch wieder etwas weiter oben bei Km. 7.345 (Fig. 7).

Ein interessanter Aufschluss findet sich noch bei Km. 7.575 (Fig. 8). Die gesprenkelten Ditro-Essexite werden von hellen syenitischen Adern netzartig durchsetzt. Beide werden von dem 1 m mächtigen Lamprophyrgang scharf abgeschnitten. Nur ein 10 cm breiter Nephelinsyenitaplit (Gestein Nr. 419, KG 12; Analyse Nr. 23) durchbricht auch den Lamprophyr. Dies ist, zusammen mit dem hellen Nephelinsyenit von Km. 5.630, das jüngste Gestein des Massivs, das in den Aufschlüssen der Strasse Ditro-Tulghes zu Tage tritt.

An der kleinen Kurve bei Km. 7.9 tritt die Strasse in die pliocänen Schotter des Beckens von Orotva ein, die bis zur Passhöhe Reznyak (Km. 8.6) anhalten.

Hegyes tető. Komárnik teteje. Ujhavas. Czengelér

Von der Passhöhe Reznyak gelangt man gegen Westen erst durch pliocäne Schotter, dann durch andesitische Agglomerate (Fig. 10) zum Gipfel des Hegyes tető P. 1161, der eine schöne Aussicht gewährt. Die gegen Westen geöffnete kraterartige Umrahmung lässt stellenweise Andesite zu Tage treten. Bei beschränkter Zeit ist jedoch auf den Besuch des Hegyes tető besser zu verzichten.

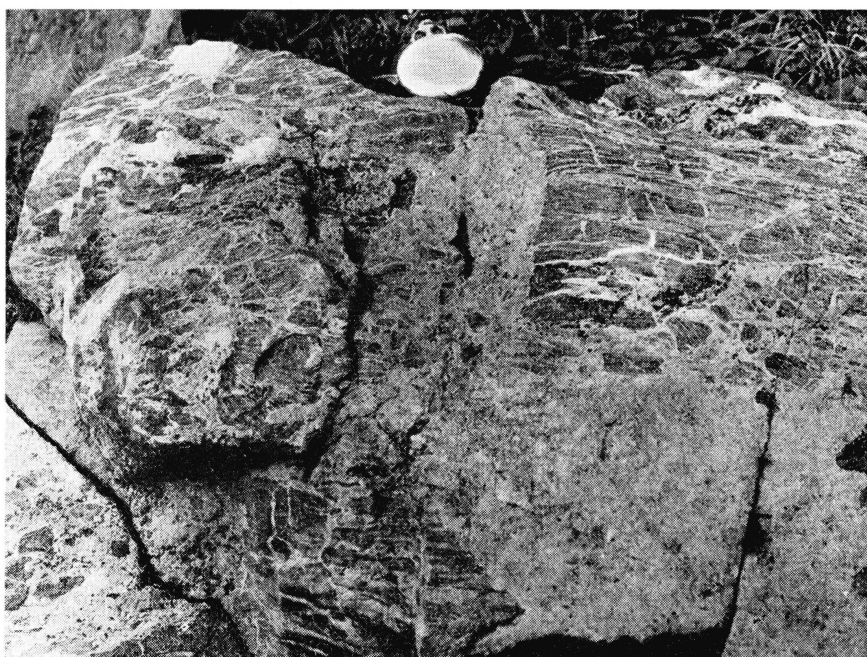


Fig. 9. Kontakt des frischen hellen Nephelinsyenits gegen die Hornfelse. Schmale Äderchen des Nephelinsyenits dringen längs den Schieferungsflächen und quer dazu in die Hornfelse ein und lösen einzelne Stücke los, die dann als Schollen im Eruptiv schwimmen. Solche Verhältnisse finden sich nur am unmittelbaren Kontakt auf einige m Distanz vom Kontakt. — Alphütte am Tászok.

Von der Passhöhe Reznyak führt ein Feldweg gegen Osten in einer halben Stunde zur Anhöhe Komárnik teteje und an den Fuss des Ujhavas. Zu Beginn treten im Weg schöne Ditro-Essexite zu Tage (von hier, 500 m östlich der Passhöhe, stammt Nr. 144, Analyse Nr. 13); als Lesesteine finden sich nur die widerstandsfähigeren syenitischen und nephelinsyenitischen Zwischenlagen. Am Komárnik teteje tritt man in das Gebiet der hellen, frischen Nephelinsyenite ein, die hier typisch entwickelt sind. Auf den Anstieg zum Ujhavas kann verzichtet werden.

Bei sehr beschränkter Zeit versäume man wenigstens nicht, der Strasse bis zu den Anrissen des Orotvága patak (P. 1040) und Czengelér patak (P. 1023) zu folgen (Fig. 11). Im grobblockigen Schutt, der vom Ujhavas her stammt, lassen sich gute Stücke von frischem, hellem Nephelinsyenit sammeln.

Oberes Orotva-Tal

Vom Reznyak oder vom Czengelér gelangt man gegen Norden durch die sanft geneigten Wiesen, die die pliocänen Ablagerungen bedecken, hinunter ins Orotva-Tal. Von P. 885 an westwärts verläuft das Tal in engem Einschnitt durch rötliche, mittelkörnige bis feinkörnige Alkaligranite, die zahlreiche Einschlüsse von kontaktmetamorphen kristallinen Schiefen enthalten. Bei der Einmündung des Hompot patak (von Norden her) setzt ein Lamprophyrgang in den Alkaligraniten auf.



Fig. 10. Vulkanisches Agglomerat mit grossen Andesit-Blöcken. — Hegyes tető westlich von der Passhöhe Reznyak.



Fig. 11. Pliocaener Wildbachschutt mit grossen Blöcken von frischem Nephelinsyenit. — Strasse Ditro-Tulghes, Anriss des Czengelér patak.

Bei P. 847 tritt von Süden her das Pliocaenbecken nochmals an das Orotva-Tal heran. Hier, in seinen tiefsten Lagen, finden sich die Lignite, die zu unserer Zeit nicht mehr abgebaut wurden.

Weiter abwärts folgen rötliche, mittelkörnige bis grobkörnige Alkalisyenite. Sie halten über die Einmündung des Halaság patak hinaus bis fast zur Mündung des Tászok patak an. In der Umgebung des Weilers Orotva gehen sie stellenweise in Nephelinsyenite über.

Tászok

Vom Weiler Orotva, wenig westlich P. 800, steigt ein Weg nach Norden an ins Tal des Simoi patak und zur Alphütte am Tászok, die sich etwa 350 m westlich von P. 1189 befindet.

Bei den obersten Häusern von Orotva, 400 m nördlich vom Tal, findet sich ein kleines Vorkommen von Ditro-Essexit (Nr. 659, 1200).

Dann führt der Weg durch rötliche Alkalisyenite, die am Massivrand in Alkaligranite übergehen. Bei der Alphütte am Tászok sind am Kontakt prächtige Hornfelse aufgeschlossen, z. T. mit reichlich Sodalith (siehe Stücke in der Sammlung des Min. Petr. Inst. Basel). Westlich von der Alphütte, im Quellgebiet des Tászok patak, setzt ein Stock von frischem Nephelinsyenit auf, der viel Sodalith enthält. Hier ist der Sodalith von Ditro durch HERBICH erstmals aufgefunden worden. Hier wurde einst auch etwas Material zu Dekorationszwecken gebrochen; Überreste davon lagen zu unserer Zeit noch herum.

Steigt man das Tal des Tászok patak hinunter, so gelangt man durch Alkalisyenite bald in dunkle Ditro-Essexite. Westlich von der Mündung des Tászok patak, auf der Nordseite des Orotva-Tals, setzt in diesen Gesteinen ein pyroxenführender Olivin-Hornblendit auf, der grosse, poikilitisch durchwachsene Hornblende-Kristalle enthält. Auch Lamprophyrgänge werden angetroffen.

Folgt man von hier aus dem Orotva-Tal abwärts, so quert man auf 2.5 km das Gebiet der Ditro-Essexite und gelangt dann durch eine schmale Randzone von Alkalisyeniten und Alkaligraniten in das Gebiet der kontaktmetamorphen Phyllite und an die Strasse Ditro-Toplita beim Weiler Jolotca (P. 713). Von hier kann man die Bahnstation Varviz (Várhegy, Subcetate) erreichen.

Man kann aber auch von der Mündung des Tászok patak durch ein Seitentälchen in südlicher Richtung zu den Häusern von Tilalmas lakók ansteigen und von da aus nach Ditro gelangen.

Es sei noch darauf aufmerksam gemacht, dass die Exkursion von Ditro zum Reznyak und dann durchs Orotva-Tal zum Tászok ohne Benützung von Transportmitteln kaum in einem Tag ausgeführt werden kann.

Lăzarea. Gődűz

Ein Besuch der kristallinen Kalke und Dolomite von Lăzarea ist unbedingt zu empfehlen; schon damit sich der Besucher ein eigenes Urteil über die kontakt- oder regionalmetamorphe Natur dieser Gesteine bilden kann.

Man wird die Brüche am Südfuss des Szent-Antal-Hügels besuchen und dann zur Kapelle ansteigen. Die Marmore sind stark zerrüttet und können nicht in grossen Platten gewonnen werden, was ihre Verwendungsmöglichkeit erheblich einschränkt. Wenn man — was nicht unbedingt nötig ist — von der Szt. Antal-Kapelle in nordöstlicher Richtung über Szármány hegyes P. 967 zum Bükk

P. 895 wandert, so gibt man sich Rechenschaft davon, dass die Marmore durch ein Band schwarzer Quarzite von 1 km Breite vom Massiv getrennt sind. Vom Sattel des Bükk aus kann man gegen Süden nach Lăzarea absteigen oder gegen Norden über Güdücz nach Ditro zurückkehren.

Man kann die Gelegenheit benützen, um von Güdücz aus im tief eingeschnittenen Oberlauf des Güdücz patak östlich von P. 884 nochmals die Zone der Ditro-Essexite zu queren. Man wird hier sehr frisches Material finden.

Gheorgheni. Szent Anna. Piricske. Vár patak

Bei genügender Zeit ist eine Exkursion von Gheorgheni über die Szent-Anna-Kapelle zum Piricske zu empfehlen.

Der Anstieg zur Szent Anna führt durch Phyllite, die in höheren Lagen kontaktliche Einwirkung zeigen. Von der Szent-Anna-Kapelle P. 1087 hat man einen prächtigen Blick auf das Becken von Giurgeu und die es umrandenden Berge.

500 m nordöstlich der Kapelle betritt man das Massiv und gelangt dann durch meist frische Nephelinsyenite zum Gipfel des Piricske.

Von hier kann man über Benevész nyaka gegen Westen ins Güdücz-Tal absteigen, wo man die Gesteine der Güdücz-Zone nochmals quert. Oder man kann durch das Gebiet des Vár patak oder Csánód patak nach Gheorgheni zurückkehren. Die Aufschlüsse im unteren Bekény patak östlich Gheorgheni längs der Strasse nach Ghilcoş bestehen hauptsächlich aus porphyrogenen Gesteinen der phyllitischen Serie und sind wenig aufschlussreich.

Strassenrouten

Exkursionen längs Strassen sind dem Geologen aus Gründen der Zeitersparnis stets willkommen. Für Ditro liegen jedoch die Verhältnisse in dieser Hinsicht ungünstig. Denn — abgesehen vom bereits erwähnten Strassenstück der Strasse Ditro-Tulghes (Km. 5.0—Km. 8.0) — sind die Aufschlüsse an den Strassen schlecht. Trotzdem sollen sie kurz besprochen werden.

Gheorgheni-Ditro. — Von Gheorgheni bewegt man sich durch die Ebene des Beckens von Giurgeu nach Lăzarea. Hier stösst man am Südfuss des Szt. Antal-Hügels auf die weissen Marmore (s. oben). Kurz vor Ditro, wenig östlich von P. 749, sind rote, z.T. stark zersetzte Alkalisyenite aufgeschlossen, die von einem Lamprophyrgang durchbrochen werden; man trifft sie am besten am SW-Fuss des Hügels P. 773, der den schönen, schlichten Friedhof von Ditro trägt.

Ditro-Tulghes. — Im Dorf Ditro selbst, auf der Südseite des Mártonka patak und am Nordfuss des Hügels P. 805, stehen hornfelsartige phyllitische Glimmerschiefer des Massivkontakts an, und am Ostende des Aufschlusses ist der Kontakt mit dem Alkalisyenit selbst aufgeschlossen. Die Schiefer streichen ziemlich genau Nord-Süd und fallen mit 50—60° gegen Westen ein.

Bis zu Km. 5.0 sind keine Aufschlüsse vorhanden. Die wichtigen Aufschlüsse zwischen Km. 5.0 und der Passhöhe Reznyak (Km. 8.6) sind oben ausführlich beschrieben (p. 291ff.).

Von der Passhöhe Reznyak bis zum Putna-Pass durchquert man die Ablagerungen des pliocaenen Beckens von Orotva (p. 281). In den Anrissen des Orotvágá patak (P. 1040) und Czengelér patak (P. 1023) trifft man grobblockigen

Schutt, der vom Ujhavas her stammt. Hier lassen sich gute Stücke von hellem frischem Nephelinsyenit sammeln.

Auf der Ostseite des Putna-Passes, wo noch pliocäne Schotter aufgeschlossen sind, tritt man schnell in die Unterlage des Beckens ein, die aus rötlichem Alkalisyenit besteht. Doch waren zu unserer Zeit wenig gute Aufschlüsse vorhanden. Gegen Osten schliessen sich im Tal der Putna (Sáros Putna) rote, stark zersetzte Nephelinsyenite an. Bei P. 850 verlässt man das Massiv und tritt in die phyllitische Serie ein. Es folgt zunächst auf 500 m Breite ein Quarzporphyrzug; dann kommen phyllitische Gesteine. Die Kontakterscheinungen sind hier nicht stark ausgeprägt.

Ditro-Orotva-Borsec. — Diese ehemals wichtige Strasse war zu unserer Zeit zu einem blossen Fahrweg geworden.

Von Ditro folgt man zunächst der Staatsstrasse nach Toplița, von der man bei P. 763 abzweigt. Bis gegen P. 850 quert man die pleistocänen Lehme, die die Ablagerungen des Beckens bedecken. Vor P. 850 sind Andesittuffe aufgeschlossen. Bei den Häusern von Tilalmas lakók (P. 870) kann man auf einem Fussweg gegen Norden durch ein Tälchen ins Orotva-Tal zu P. 757 absteigen und dort die wichtigen Aufschlüsse an der Mündung des Tászok patak besuchen (Ditro-Essexite mit Olivin-Hornblendit und Lamprophyrgängen, siehe oben p. 299); der sehr lohnende Abstecher erfordert 1—1½ Stunden.

Hinter den Häusern von Tilalmas lakók quert man die andesitischen Agglomerate des Orotvái tető und tritt dann in Alkalisyenite ein, die aber schlecht aufgeschlossen sind und gegen Orotva hin von verrutschten andesitischen Agglomeraten bedeckt werden.

Von der Brücke P. 800 im Weiler Orotva an gegen Osten stehen auf der Nordseite des Orotva-Tals recht frische Alkalisyenite an, die stellenweise in frische Nephelinsyenite übergehen.

Bei P. 821 biegt die Strasse gegen Norden ins Tal des Halaság patak ein. Beim Hof Halaság P. 904 gehen die Alkalisyenite durch Nordmarkite in Alkaligranite über. Bei P. 970 verlässt die Strasse das Massiv, und es folgt eine breite Zone von kontaktlich beeinflussten phyllitischen Gesteinen, in denen verschiedentlich porphyrogene und tuffogene Gesteine eingelagert sind.

Kurz vor dem Közrez-Pass P. 1259 tritt die Strasse in die vulkanischen Agglomerate ein, die gegen Nordwesten den Höhenzug der Neagra (Közreztető, Obcina Sărmașului, Sărmașul mare) aufbauen.

Jenseits der Passhöhe weitet sich der Blick gegen Norden, auf Borsec und seine Umgebung, und man betritt auch bald die pliocänen Ablagerungen des Beckens von Borsec.

Ditro-Toplița. — Die Strasse quert die Täler des Ditrói patak und Fehér patak. Bei P. 763 zweigt rechts der Fahrweg nach Orotva und Borsec ab. Die Strasse verläuft meist in pleistocänen Verwitterungslehmen, unter denen hier und da Andesittuffe zu Tage treten; so an den Steilrändern des Fehér patak und wieder an der Strasse bei P. 754. Zwischen P. 754 und P. 750 quert die Strasse im Magas patak die feinkörnigen rötlichen Alkaligranite des Kerek magas. Am Hosszú magas bei P. 780 stehen eigenartige Hornfelse des Massivkontakts an, über die später berichtet werden soll. Hinter Hódosi lakók P. 767 tritt die Strasse in vulkanische Agglomerate ein; darunter folgen, im Tälchen des Sâncz patak, bei P. 749, Alkalisyenite und kurz danach Alkaligranite. Gleich darauf verlässt die Strasse das

Massiv. Im untersten Teil des Sáncz patak stehen kontaktlich beeinflusste phyllitische Gesteine an, denen porphyrogene und tuffogene Gesteine eingelagert sind. Ähnliche Gesteine bilden den untersten Teil des Orotva-Tals (oberhalb P. 713) und finden sich auch wieder am Sporn zwischen Orotva patak und Mureş (nördlich von P. 703) wie auch auf der Westseite des Mureş (nordöstlich von P. 816). Die Strasse quert solche Gesteine nochmals zwischen der Kirche von Mărcani und der Mündung des Fülpe patak P. 699. Nun tritt die Strasse endgültig in jungvulkanische Bildungen ein. An der Schleife des Mureş zwischen Sărmaş und Platonesti, unmittelbar nördlich von P. 698, ist der p. 285 erwähnte basaltandesitische Lavastrom gut aufgeschlossen.

Gheorgheni-Ghilcoş-Bicaz. — Diese Strasse berührt das Massiv von Ditro nicht mehr, verläuft aber stellenweise wenig südlich vom Massivkontakt. Bei den letzten Häusern von Gheorgheni, westlich der Einmündung von Holyvás patak und Vár patak in den Bekény patak, ist links von der Strasse ein Lamprophyrgang in den phyllitischen Gesteinen aufgeschlossen. Zwischen Vár patak und Csánód patak sind längs der Strasse hauptsächlich porphyrogene und tuffogene Gesteine aufgeschlossen, in denen stellenweise kontaktliche Beeinflussung mikroskopisch klar erkennbar ist. Bei P. 912 sind wiederum porphyrogene Gesteine in den Phylliten aufgeschlossen. Dann steigt die Strasse in grosser Schleife an zum Pongrácz-Pass P. 1257. Kurz vor der Passhöhe quert die Strasse den Übergang zwischen der phyllitischen Serie und der hochkristallinen Serie kristalliner Schiefer (siehe p. 269). Sie verbleibt von der Passhöhe an noch auf 3 km Distanz in den hochkristallinen Gneisen und Glimmerschiefern bis zu P. 1048 im Tal des Vereskő patak. Hier tritt sie in die Sedimente der Hăghimaş-Kette ein und erreicht bald darauf den Lacul Ghilcoş.

Literaturverzeichnis

(Bei den Zeitschriften wurde nach Möglichkeit die Jahreszahl des Jahrgangs angegeben)

- ACKNER, M. (1855): Mineralogie Siebenbürgens.
Association pour l'avancement de la géologie des Carpates (1927): Deuxième réunion, en Roumanie. Guide des excursions.
 ATANASIU, I. (1924): Zăcămintele de lignit din basinul pliocenic dela Borsec (Transilvania). Inst. Geol. Rom., Studii tehnice şi economice. Vol. III, fasc. 3.
 — (1927): La masse cristalline et les dépôts mésozoïques des monts Hăghimaş dans la partie orientale de la Transylvanie. Siehe *Association...*, p. 263—294.
 — (1928): Etudes géologiques dans les environs de Tulgheş (district Neamtu). An. Inst. Geol. Rom., Vol. 13, p. 373—511 (mit rumänischem Text p. 165—372).
 ATANASIU, I. şi LOBONTIU, E. (1920/21): Geologia regiunii Borsec şi Bilbor. D. S. Inst. Geol. Rom., Vol. IX, p. 47.
 ATHANASIU, I. A. (1924): Contribution à l'étude chimique des roches éruptives basiques. Bull. chimie pure et appliquée, Bucarest, Vol. 27, No. 1—3, p. 19.
 ATHANASIU, S. (1899a): Morphologische Skizze der nordmoldauischen Karpathen. Bul. Soc. Ştiinţe Bucureşti, Vol. 8, p. 232—277.

- (1899b): Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ostkarpathen. Jahrb. k.k. geol. R.-A., Bd. 49, p. 429—492.
- BÂNCILĂ, I. (1941): Etude géologique dans les Monts Hăghimaş-Ciuc (Carpathes Orientales). An. Inst. Geol. Rom., Vol. 21, p. 1—117.
- BECKE, F. (1878): Akmit aus dem Nephelinsyenit von Ditró, Siebenbürgen. Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. 1, p. 554—555.
- BERWERTH, F. M. (1905): Der Eläolithsyenitstock des Piricske bei Gyergyó-Szt. Miklós und Ditró in der Gyergyó. Jahrb. siebenbürg. Karpathenver., Bd. 25.
- BEUDANT, F. S. (1822): Voyage minéralogique en Hongrie pendant l'année 1818.
- BOUÉ, A. (1833): Coup d'œil d'ensemble sur les Carpathes, le Marmarosch, la Transylvanie et certaines parties de la Hongrie, rédigé, en grande partie, d'après les journaux de voyage de feu M. LILL DE LILIENBACH. Mém. Soc. géol. France, Vol. 1, p. 215—235.
- BREITHAUP, A. (1861): Über die bei Ditró vorkommenden Mineralspecies. Freiburger Berg- u. Hüttenmänn. Zeitg. 1861, p. 293. — Verh. u. Mitt. Siebenbürg. Ver. f. Naturwiss., Bd. 12, p. 131—136.
- BRÖGGER, W. C. (1890): Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Z. Krist., Bd. 16.
- BURRI, C. und NIGGLI, P. (1949): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. 2. Teil: Der Chemismus der postophiolithischen Eruptivgesteine, p. 136f.
- BUTUREANU, V. (1897, 1899, 1902): Etudes pétrographiques et chimiques des roches éruptives du district de Suceava: I. Bull. Soc. Sci. Bucarest, Vol. 6, 1897, p. 264—293; Ann. Scient. Univ. Jassy, 1901, p. 233—238. — II. Bull. Soc. Sci. Bucarest, Vol. 8, 1899, p. 91—105; Ann. Scient. Univ. Jassy, 1903, p. 185—193. — III. Mon. Int. Petr. Rom., Vol. 3, 1902, p. 206—209.
- BUTUREANU, V. (1916): Masivul cristalin dela Brosteni. An. Ac. Rom., Mem. sect., stiint., Ser. 2, Vol. 38.
- CĂDERE, D. (1903): Sur les roches éruptives de Borca. Ann. Sc. Univ. Jassy, t. 2, p. 277—283.
- CHELARESCU, ALEX. (1937, 1938): Gisements métallifères de Tulgheş. Ann. scient. Univ. Jassy, Vol. 33, 1937, p. 265—393; Vol. 34, 1938, p. 1—27.
- v. COTTA, B. (1862): Mittheilung über den Sodalith von Ditró. Freiburger Berg- u. Hüttenmänn. Zeitg., Nr. 28, p. 73; ref. in Verh. u. Mitt. Siebenbürg. Ver. f. Naturwiss., Bd. 4, p. 34, 55.
- DOELTER, C. (1917): Handbuch der Mineralchemie, Bd. II, 2.
- DUPARC, L. et HORNING, TH. (1907): Sur les propriétés chimiques et optiques des hornblendes communes. Arch. sc. nat. et phys., Vol. 23.
- DUPARC, L. et PEARCE, F. (1908): Sur les constantes optiques de quelques minéraux, et sur les variations de ces constantes sur les divers individus d'une même roche. Bull. Soc. Franç. Minéral., Vol. 31, p. 115.
- FELLNER, A. (1867a): Untersuchung des Miascites von Ditrópatak bei Ditró in Ost-siebenbürgen. Verh. k.k. geol. R.-A., Bd. 17, p. 169—172. — Neues Jahrb. f. Min., 1868.
- (1867b): Chemische Untersuchung der Gesteine von Ditró. Verh. k.k. geol. R.-A., Bd. 17, p. 285—287. — Neues Jahrb. f. Min., 1868.
- FLEISCHER, A. (1876): Értekezések a term. tud. köréből. Kiadja a M. Tud. Akad. (Abh. aus dem Kreise der Naturwiss., hg. v. d. ungar. Akad. d. Wiss.), Bd. 7, Nr. 1.

- FÖLDEVÁRI, A. (1946): Age and Contact-metamorphic Effects of the Nephelite Syenite Stock of Ditró (Transylvania). *Rel. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., B. Disp., Vol. 8.*
- FÖLDEVÁRI, A. und PANTÓ, G. (1941/42a): Montangeologische Beobachtungen über Erzvorkommen in Borsabánya, im Tal der Aranyos-Beszterce, in der Umgebung von Gyergyótölgyes und andern Siebenbürgischen Mineralfundorten. *Rel. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., Part II, p. 305—333. Budapest 1950.*
- G. (1941/42b): Report on the Geology and Ore Deposits of Balánbánya (Transylvania). *Rel. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., Part II, p. 335—366. Budapest 1950.*
- HAIDINGER, W. (1861/62): Über den Hauynfels von Ditró. *Jahrb. k.k. geol. R.-A., Bd. 12, Verh. p. 64f.*
- V. HAUER, FR. (1860): Lasurstein von Ditró in der Gyergyó. *Jahrb. k.k. geol. R.-A., Bd. 11, Verh. p. 86f.*
- V. HAUER, FR. und STACHE, G. (1863): Geologie Siebenbürgens.
- V. HAUER, K. (1866): Über eine Pseudomorphose von Chlorit nach Granat. *Jahrb. k.k. geol. R.-A., Bd. 16, p. 505—507.*
- HERBICH, F. (1872): Die geologischen Verhältnisse des nordöstlichen Siebenbürgens. *Jahrb. ung. geol. Anst., p. 293—350.*
- (1878): Das Szeklerland (A Székelyföld). *Jahrb. ung. geol. Anst.*
- IANOVICI, V. (1931): Etude sur le massif syénitique de Ditrău, région Jolotea, district Ciuc (Transylvanie). *Rev. Muzeului Geol.-Mineral. Univ. Cluj, Vol. 4, Nr. 2.*
- (1932a): Gabbro à olivine, provenant de Păraul Jolotea, Ditrău, district Ciuc. *Ann. scient. Univ. Jassy, Vol. 18, p. 107—112.*
- (1932b): Le granite alcalin provenant de Magasbükk (Făgetelul înalt), Ditrău, district Ciuc (Transylvanie). *Ann. scient. Univ. Jassy, Vol. 18, p. 113—119.*
- (1934): Sur les roches andésitiques de Ditrău (dép. de Ciuc, Transylvanie). *Ann. scient. Univ. Jassy, Vol. 20, p. 86—97.*
- (1938a): Considérations sur la consolidation du massif syénitique de Ditrău, en relation avec la tectonique de la région. *C. R. Acad. Sci. Roum., Tome II, No. 6, p. 689—694.*
- (1938b): Etude minéralogique du gisement métallifère de Păraul Baia, Ditrău, Ciuc. *Ann. scient. Univ. Jassy, Vol. 24, p. 438—456.*
- JEKELIUS, E. (1920/21): Der mittlere und obere Jura im Gebiet des Hăghimaşul Mare in Siebenbürgen. *Bull. sect. scient. Ac. Roum., Vol. 7, No. 7—10, p. 127—134.*
- (1922/23): Les dépôts de geysérite du bassin dacien de Baraolt. *Bull. sect. scient. Ac. Roum., Vol. 8, p. 168—175.*
- (1923?): Zăcămintele de lignit din basinul pliocenic din valea superioară a Oltului (Transylvania). *Inst. Geol. Rom., Studii techn. şi econom., Vol. 3, fasc. 2 (ohne Jahresangabe).*
- KOCH, A. (1877): Mineralog.-petrographische Notizen aus Siebenbürgen: 7. Über den Eläolith und Sodalith von Ditró. *Tscherm. Min. Petr. Mitt, Bd. 1, p. 332—336.*
- (1880): Petrographische und tektonische Verhältnisse des Syenitstockes von Ditró in Ostsiebenbürgen. *N. Jahrb. f. Mineral. etc., Bd. 2, p. 132—178.*
- (1900): Die Neogenbildungen des Siebenbürgischen Beckens. II. Neogene Abtheilung.

- KRÄUTNER, TH. (1926/27): Geologia regiunii cursului superior al Bistriței Aurii, Văii Tibăului și Cărlibabei. D. S. Inst. Geol. Rom., Vol. 15, p. 52—69.
- (1930/31): L'extrémité sud de la cuvette marginale mésozoïque de la Bucovine. C. R. Inst. Géol. Roum., Vol. 19, p. 135—141.
- (1931): Geologische Untersuchungen in der mesozoischen Randmulde der Bukowina, mit besonderer Berücksichtigung des Rarău-Gebietes. An. Inst. Geol. Rom., Vol. 14, p. 31—61.
- (1938): Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen). An. Inst. Geol. Rom., Vol. 19, p. 164—287.
- LEMBERG, J. (1888): Zs. deutsch. geol. Ges., Bd. 40, p. 626.
- LILL VON LILIENBACH (1833): Journal d'un voyage géologique fait en travers toute la chaîne des Carpathes, en Bucovine, en Transylvanie et dans le Marmarosch. Mém. Soc. géol. France, Tome 1, p. 237—316.
- MACOVEI, G. (1927): Aperçu géologique sur les Carpates orientales, siehe *Association* . . . , Guide des excursions, p. 23—141.
- MACOVEI, G. et ATANASIU, I. (1927): La chaîne volcanique Călimani-Harghitta, siehe *Association* . . . , Guide des excursions, p. 255—261, planches 9—11.
- DE MARTONNE, E. (1922): Résultats scientifiques des excursions géographiques de l'Institut de Géographie de l'Université de Cluj en 1921. Lucr. Inst. Geogr. Univ. Cluj, Vol. 1, p. 43—211.
- MAURITZ, B. (1909): Das Syenitmassiv von Ditró. Földt. Közl., Vol. 39, p. 522.
- MAURITZ, B. (1910): Über einige gesteinsbildende Mineralien aus Ungarn. Földt. Közl., Vol. 40, p. 581—590.
- (1912a): Über den Kankrinit von Ditró. Matematikai és Természettudományi Értesítő, Vol. 30, 1912 (ungarisch), p. 673—687. — Mathemat. u. Naturwiss. Berichte aus Ungarn, Bd. 30, 1915, p. 178—190 (deutsch).
- (1912b): Über die chemischen Verhältnisse des Syenitmassivs von Ditró (Komitat Csik, Ungarn). Mat. és Term. Ért., Vol. 30, 1912 (ungar.), p. 607—631. — Math. u. Naturwiss. Ber. a. Ungarn, Bd. 30, 1915, p. 191—213 (deutsch).
- (1913): Zwei neue Gemengteile im Syenit von Ditró. Földt. Közl., Bd. 43, p. 124—127.
- (1925): Die magmatische Differentiation in den foyaitischen Gesteinen des Ditró- und Mecsek-Gebirges. Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. 38, p. 195—205.
- MAURITZ, B. und VENDL, N. (1923): Beiträge zur Kenntnis der abyssischen Gesteine des Syenitmassivs von Ditró. A.M.T. Akadémia III, 1923, p. 271—313 (ungar.). — Math. u. Naturwiss. Ber. a. Ungarn, Bd. 34, 1926/27, p. 108—158 (deutsch).
- MAURITZ, B., VENDL, N. und HARWOOD, H. F. (1923): Neuere Syenittypen von Ditró in Siebenbürgen. Mat. és Term. Ért., Vol. 40, 1923, p. 99—113 (ungar.). — Math. u. Naturwiss. Ber. a. Ungarn, Bd. 33, 1926, p. 65—81 (deutsch).
- (1925): Weitere petrochemische Untersuchung des Syenites von Ditró. Mat. és Term. Ért., Vol. 41, 1925, p. 61—73 (ungar.). — Math. u. Naturwiss. Ber. a. Ungarn, Bd. 33, 1926, p. 82—95 (deutsch).
- MAYER, R. (1936): Bericht über morphologische Studien in den Ostkarpathen. An. Inst. Geol. Rom., Bd. 17, p. 467—480.
- MOROZEWICZ, L. J. (1928): Über die chemische Zusammensetzung des gesteinsbildenden Nephelins. Bull. Ac. Pol. Sci. et Lettres, classe Sci. math. et nat., Série A, p. 111—125. Cracovie. — Fennia, No. 22, p. 1—16.

- (1929): La mariupolite et ses parents. Travaux Serv. Géol. Pologne, Vol. 2, livr. 3, p. 347. — Tschermaks Min. Petr. Mitt., Bd. 40, 1930, p. 429.
- MRAZEC, L. et JEKELIUS, E. (1927): Aperçu sur la structure du bassin néogène de Transylvanie et sur ses gisements de gaz., siehe *Association...*, Guide des Excursion, p. 5—22.
- NICHITA, O. (1935): Etude pétrographique et chimique de la région des vallées Neagra et Haita du massif des Monts Călimani, dép. Câmpulung. Ann. scient. Univ. Jassy, Vol. 21, p. 197—314.
- NICOLAU, TH. (1899): Beiträge zur Kenntnis rumänischer Felsarten. Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. 18, p. 477—503.
- NORDON, A. (1931): Résultats sommaires et provisoires d'une étude morphologique des Carpathes orientales roumaines. C. R. Congr. Int. d. Géogr., Paris 1931, tome 2, p. 547—570.
- PÁLFY, M. (1905): Über die geologischen und hydrologischen Verhältnisse von Borszékfürdő und Gyergyóhéví. Földt. Közl., Vol. 35, p. 33.
- PANTÓ, G. (1941/42a): Orotva Ore Prospect near Ditró (Transylvania). Rel. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., Part II, p. 279—287. Budapest 1950.
- (1941/42b): Report of Geological Survey around Balánbánya. Rel. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., Part II, p. 287—304. Budapest 1950.
- PAPP, F. (1925): Beiträge zur Kenntnis der ungarischen Diorite. Földt. Közl., Bd. 55, p. 174ff. und 341ff.
- PREDA, D. M. (1940): Les basaltes du versant ouest des Monts Persani. C. R. Inst. Géol. Roum., Vol. 24, p. 90—98.
- PONI, P. (1882): Cercetări asupra mineralelor din masivul cristalin de la Brosceni. An. Acad. Rom., ser. II, tome 5, sect. 2.
- VOM RATH, G. (1876a): Das Syenitgebirge von Ditró und das Trachytgebirge Hargitta nebst dem Büdösch im östlichen Siebenbürgen. Bonn 1876.
- (1876b): Über die Geologie des südöstlichen Siebenbürgens, namentlich über das Syenitgebirge Ditró und das Trachytgebirge Hargitta. Verh. d. niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkunde, Bonn 1876, p. 82.
- REINHARD, M. (1911): Sur l'âge de l'intrusion du syénite néphélinique de Ditró, Transylvanie. C. R. Inst. Géol. Roum., Vol. 2, p. 116f.
- REINHARD, M. und ATANASIU, I. (1926): Geologische Beobachtungen über die kristallinen Schiefer der Ostkarpathen. An. Inst. Geol. Rom., Vol. 12, p. 391—414.
- ROSENBUSCH, H. (1877, 1907): Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Bd. 2, I. Hälfte: Tiefengesteine, Ganggesteine. 1. A., 1877; 4. A., 1907.
- ROTH v. TELEGD, K. (1918): Über die Entstehung der Lignitbecken bei Bělbor, Borszék und Ditró. K. u. k. Kriegsvermessung, Nr. 1.
- SAVUL, M. (1927): Gisement de manganèse de la région Șarul Dornei, Câmpulung. An. Inst. Geol. Rom., Vol. 12, p. 415—498.
- (1937): Ein Arfvedsonitgranitporphyr aus der Umgebung von Brașov. C. R. Ac. Sci. Roum., tome 1.
- (1938a): Le cristallin de Bistrița. La région Dorna-Brosteni (districts de Câmpulung et Neamțu). Ann. scient. Univ. Jassy, Vol. 24, p. 206—285.
- (1938b): La bordure orientale des Monts Călimani. An. Inst. Geol. Rom., Vol. 19, p. 361—378.
- SAVUL, M. und KRÄUTNER, TH. (1937): Die Basaltandesite von Toplița und Sărmas. C. R. Acad. Sci. Roum., tome 1.

- SAWICKY, L. (1912): Beiträge zur Morphologie von Siebenbürgen. Bull. int. Acad. Sci. Cracovie.
- STRECKEISEN, A. (1931a): Über das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro (Rumänien). Neues Jahrb. f. Mineral. etc. B.-B. 64, Abt. A. (Brauns-Festband), p. 615—628.
- (1931b): Sur la tectonique des Carpates méridionales. An. Inst. Geol. Rom., Vol. 16, p. 328—417, besonders p. 408—413.
- (1935): Zur Differentiation im Nephelinsyenit-Massiv von Ditro (Rumänien). Bul. Lab. Mineralogie Univ. București, Vol. 1, p. 65—71.
- (1938): Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro in Rumänien als Beispiel einer kombinierten Differentiation und Assimilation. Verh. Schweiz. Naturf. Ges., p. 159—161.
- (1940a): Le Mésozoïque de Tomești (départ. de Ciuc, Carpates orientales). C. R. Inst. Géol. Roum., Vol. 24, p. 85—89.
- (1940b): Über Migmatite im Kristallin der Ostkarpathen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 20, p. 299—302.
- STRECKEISEN, A. und GRUȘCĂ, D. (1932): Der Nephelin-Cancrinit-Syenit von Orșova (Rumänien). Bul. Soc. Geol. Rom., Vol. 1, p. 176—193.
- V. SZÁDECZKY, J. (1899): Description des minéraux et des roches présentées à l'exposition de Paris 1900 par le Laboratoire de minéralogie et de géologie de l'Université de Kolozsvár et par le Muséum Transylvanicum. Sitzungsberichte d. med.-naturwiss. Sektion d. siebenbürg. Museumsvereins, vol. 21. Kolozsvár (Cluj).
- (1930): Munții vulcanici Hârgrita-Călimani. D. S. Inst. Geol. Rom., Vol. 16, p. 52—68.
- THUGUTT, St. J. (1894): Zur Chemie einiger Alumosilikate. Neues Jahrb. f. Mineral. etc., B.-B. 9, p. 568.
- (1911): Zur Chemie des Kankrinites. Neues Jahrb. f. Min...., 1911, I, p. 25.
- TÖRÖK, Z. (1927/28): Trecătoarea Mureșului la Toplița. Anuarul Liceului „Principele Nicolae“, Sighișoara.
- TRAUTH, F. (1910): Ein Beitrag zur Kenntnis des ostkarpathischen Grundgebirges. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 3, p. 53—103.
- TRÖGER, E. (1935): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine.
- TSCHERMAK, G. (1862): Untersuchung des Cancrinites von Ditró. Sitzungsber. math.-naturwiss. Cl. d. Ak. d. Wiss. Wien, Bd. 44, 2. Abt., p. 134—136.
- UHLIG, V. (1903): Bild und Bau der Karpathen.
- VADÁSZ, E. (1914): Geologische Beobachtungen im Persány- und Nagyhagymás-Gebirge. Jahresber. k. ung. geol. R. A. f. 1914, p. 278ff.
- VENDL, N. (1926): Ganggesteine aus dem Nephelinsyenitstock von Ditró. Mat. és Term. Ért. (Math. u. Naturwiss. Anz. ung. Akad. Wiss.), Vol. 43, p. 215—243.
- (1927): Daten zur Frage der magmatischen Differentiation im Nephelinsyenit-massiv von Ditró. Centralblatt f. Mineral. etc., 1927, Abt. A, Nr. 6, p. 205—210.
- VOITEȘTI, I. P. (1929): Aperçu synthétique sur la structure des Carpates roumaines. Rev. Muz. Geol.-Mineral. Univ. Cluj, Vol. 3.
- WACHNER, H. (1926/27): Județ Ciuc samt Toplița und der Mureșenge. Lucr. Inst. Geogr. Univ. Cluj, Vol. 3.
- WENK, E. (1933): Statistische Drehtischuntersuchungen an Plagioklasen rumänischer Ergussgesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 13, p. 205—219.
- ZIRKEL, F. (1866, 1894): Lehrbuch der Petrographie. 1. A. (1866), 2. A. (1894).

Karten

a) Topographische Karten

Karten des k.k. österreichisch-ungarischen Militärgeographischen Instituts:

1:200 000, Blatt 43°, 47°, Gyergyó-Szt-Miklós.

1:75 000

Blatt 5275, Oláh-Toplicza, Zone 18, Kolonne XXXIII.

Blatt 5375, Gyergyó, Zone 19, Kolonne XXXIII.

1:25 000

Blätter 5275, 1. 2. 3. 4.

Blätter 5375, 1. 2. 4.

b) Geologische Karten

Harta geologică a României, 1:1 500 000, herausgegeben vom Institutul Geologic al României, Bucureşti 1927.

G. MACOVEI et I. ATANASIU, Esquisse géologique des environs de Gheorghieni (Roumanie). 1:200 000. In *Association...*, Guide des excursions, planche No. 10, Bucarest 1927.

A. KOCH, Geologische Skizzenkarte des Syenitstockes von Ditró. 1:150 000. In A. KOCH (1880).

V. IANOVICI, Carte géologique de la région Jolotca-Ditrău. ca. 1:30 000. In V. IANOVICI (1933).

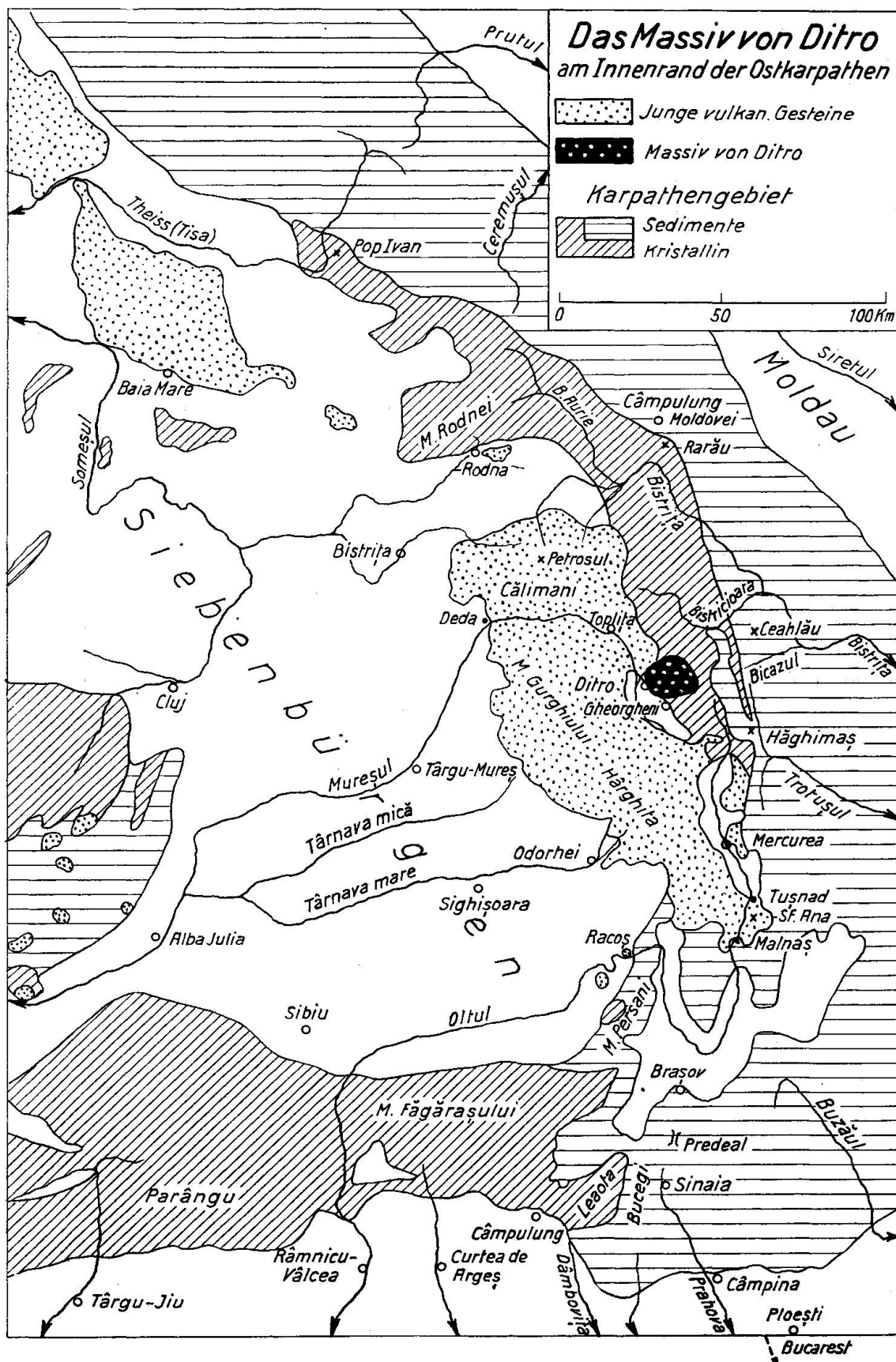
A. STRECKEISEN, Geologische Skizze des Nephelinsyenit-Massivs von Ditro. 1:150 000. In A. STRECKEISEN, 1931a.

— Geologische Karte des Nephelinsyenit-Massivs von Ditrău. 1:150 000. In A. STRECKEISEN, 1935.

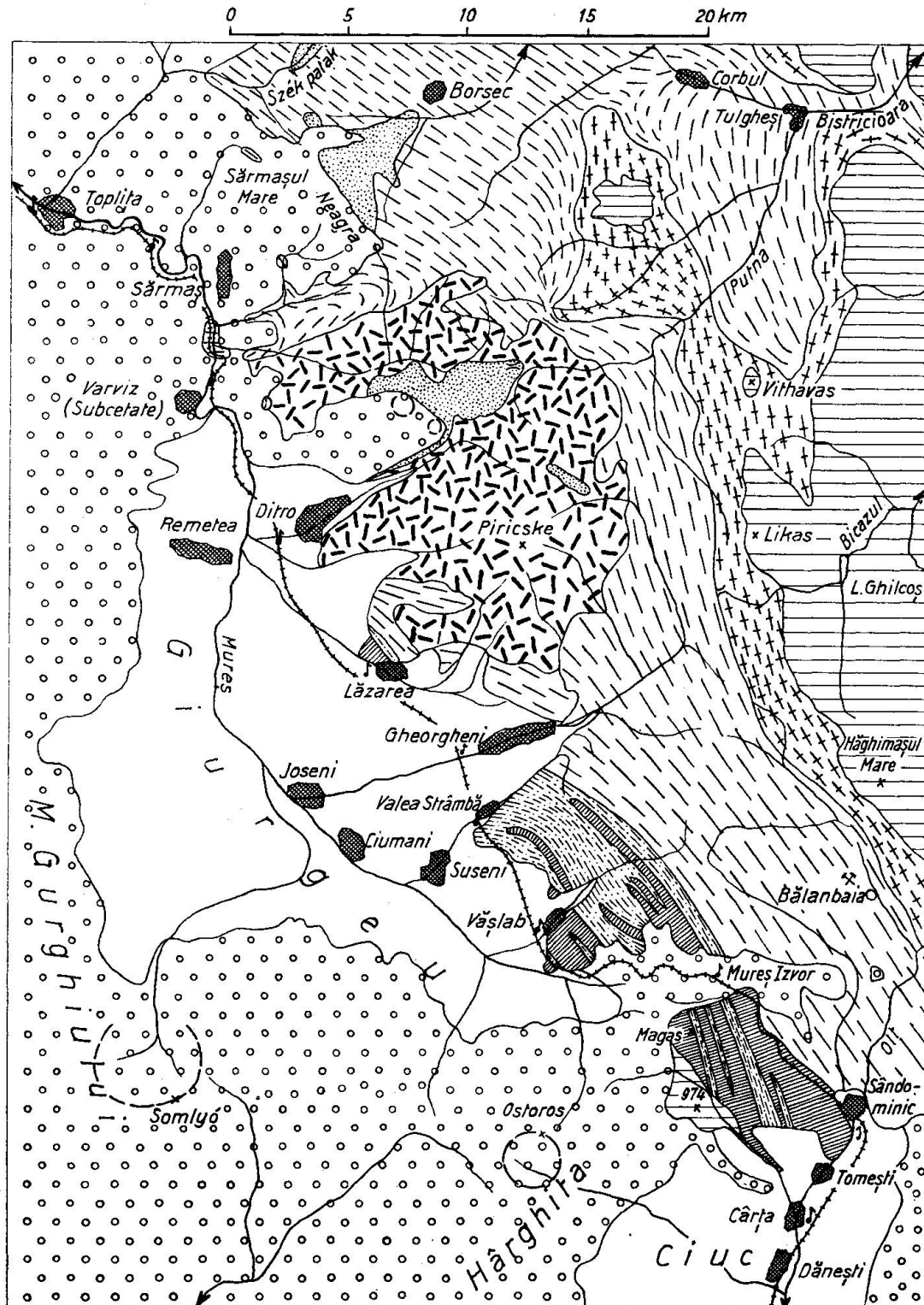
Bemerkung

Die nachfolgenden Kartenskizzen auf den Tafeln I und II geben in schematischer Weise die Stellung des Massivs von Ditro im Karpathenbogen und seine Lage in der unmittelbaren Umgebung wieder.

Eine genauere geologisch-petrographische Karte des Massivs wird dem 2. Teil dieser Arbeit beigegeben werden.



Geologische Uebersichtskarte der Umgebung von Ditra
(unter Benützung der Aufnahmen von I. Aranasu und G. Macovei)



- | | | | |
|--|-------------------------------------------------|--|--------------------------------|
| | Junge vulkanische Bildungen | | Altkristallin |
| | Pliocæn-Becken von Orota, Borsec und Szék-patak | | Phyllitische Serie |
| | Massiv von Ditra | | Mesozonale Serie |
| | Mesozoische Sedimente | | Kristalline Kalke und Dolomite |
| | | | Hochkristalline Serie |