WEIL. DR. M. v. PÁLFY UND P. ROZLOZSNIK:

GEOLOGIE DES BIHAR- UND BÉLER-GEBIRGES

I. TEIL:

KRISTALLIN UND PALÄOZOIKUM

BEARBEITET VON PAUL ROZLOZSNIK

MIT CHEMISCHEN BEITRÄGEN VON DR. KOLOMAN EMSZT

5 Tafeln, 21 Textfiguren

VORWORT.

Nahezu 30 Jahre sind schon vergangen seitdem Verfasser als Mitglied der ausser ihm aus T. v. Szontágh und M. v. Pálfy bestehenden Bihar-Aufnahmssektion von L. v. Lóczy sen. mit der Reambulierung und Beschreibung des Béler- und Bihargebirges betraut wurde. Die Vollendung der Feld- und Untersuchungsarbeiten und die Zusammenfassung unserer Forschungsergebnisse wurde aber 1914 durch den Ausbruch des Weltkrieges jäh vereitelt. Verfasser war für die ganze Dauer des Weltkrieges eingerückt, hatte indessen in den Jahren 1916—1917 als Geologe der K. u. K. Bergwerksinspektion Gruppe III. Gelegenheit, die Bauxitgebiete des Királyerdő kennen zu lernen.

Dem ursprünglichen Arbeitsplan gemäss hätte Verfasser das Kristallin, das Perm und die Trias, Kollege M. v. Pálfy aber das übrige Mesozoikum bearbeitet. Die tertiäre Umrandung der beiden Gebirge wurde dem Kreis unserer Untersuchungen nicht einbezogen. Mein teurer Freund K. Emszt hatte auch diesmal die Liebenswürdigkeit, die chemische Analyse einer grösseren, die Haupttypen umfassenden Gesteinssuite zu übernehmen. Im Laufe des Weltkrieges wurde vom Kollegen M. v. Pálfy auch die Bearbeitung der Trias übernommen, die Bearbeitung des palaeontologischen Materials aber später Prof. E. Kutassy übergeben.

Die traurigen Nachkriegszeiten waren der Fertigstellung der Monographie nicht günstig. Später hätte zwar die Veröffentlichung der Beschreibung einzelner Formationen erfolgen können, indessen vertrat Kollege M. v. Pálfy die Ansicht, dass die Monographie in ihrer Gänze auf einmal zu erscheinen habe. Vor einigen Jahren ist auch der regen Hand des Kollegen M. v. Pálfy die Feder entfallen und sein hinterlassenes Manuskript erheischt noch mancherlei Ergänzungen.

Dringende neue Aufgaben haben den Abschluss der Monographie verzögert, umsomehr, als neuerlich bis vor kurzem auf ihre Drucklegung keine Aussicht vorhanden war. Die Veröffentlichung der palaeontologischen Untersuchungsergebnisse von Prof. E. Kuttasy hat im vorigen Jahre ihren Anfang genommen, wurde aber durch den frühzeitigen Tod des noch so schaffenslustigen Forschers jäh unterbrochen.

In dem vorliegenden Teil wird das Kristallin und Paläozoikum beschrieben. Dabei ist zu bemerken, dass die petrographischen Untersuchungen älteren Datums sind, teilweise noch vor dem Weltkrieg durchgefürt wurden. An eine neuerliche Durcharbeitung des Materials konnte nicht mehr gedacht werden und es wurde nur auf eine Modernisierung der älteren Untersuchungsergebnisse getrachtet.

Ich hoffe, dass die Monographie auch in dieser Gestalt den Fachkreisen willkommen sein und eine sichere Basis für neuerliche Untersuchungen der behandelten Gebirge bieten wird.

Es ist dabei meine angenehme Pflicht, Herrn Direktor Professor L. v. Lóczy jun. meinen tiefen Dank auszusprechen, da er das Erscheinen der Monographie und damit die Verwirklichung einer der Pläne von L. v. Lóczy sen. ermöglichte.

Prof. B. Mauritz, Klassensekretär der Ung. Akademie der Wissenschaften hat mich durch das freundliche Überlassen einiger Klischees, Frl. T. Domök und Herr Assistent K. Sztrokay durch die liebenswürdige Verfertigung der Mikrophotographien zu Dank verpflichtet.

Paul Rozlozsnik.

GEOGRAPHISCHE ABGRENZUNG.

Das Bihar- und Kodru-Moma-Gebirge[1] liegen in dem zentralen Abschnitt jenes Höhenzuges, der das Siebenbürgische Becken von dem Alföld abscheidet. Für diesen zentralen Abschnitt wurde von den älteren geographischen Autoren oft die Bezeichnung „Bihargebirgsgruppe im weiteren Sinn" gebraucht, von E. v. CHOLNOKY die Bezeichnung Ostungarisches Inselgebirge (**110**, p. 135). von L. v. LÓCZY sen. aber der Name „Ostungarische Mittelgebirgsgruppe" vorgeschlagen (**113**, p. 71), während rumänischerseits der Namen „Mtii. Apuseni" in Anwendung gelangt.

Die hier behandelten zwei Gebirge bilden den westlichen Anteil des zwischen der Sebes (Schnellen-) und Fehér (Weissen-) Kőrös liegenden Hauptabschnittes dieser Gebirgsgruppe. Seit SCHMIDL (**9**, p. 10) wird das Kodru-Moma-Gebirge meist als ein Seitenarm des Bihargebirges bezeichnet Der Ausgangspunkt des Kodru-Moma-Armes wird von HUNFALVY (**13**, p. 298) und JANKÓ (**41**, p. 40) auf den Lespedile-Gipfel des Südbiharhauptkammes verlegt. Als natürliche Grenze der beiden Gebirge wurde von J. PETHŐ die neogene Grabensenke der Fekete- (Schwarzen-) Kőrös vorgeschlagen, die an dem tiefsten Punkte der Wasserscheide zwischen der Fekete- und Fehér-Kőrös am Dealul-Mare-Sattel ihre Fortsetzung findet (**52**, p. 14). Diese Abscheidung ist übrigens bereits von PETHŐ an den Militär-specialblättern angewendet worden.

Das derartig abgegrenzte Bihargebirge[2] wird noch weiter unterteilt. Den S-lichen Teil, der die überkippte Falte des Nagybihar (Cucurbeta), also etwa den von der Linie Rézbánya (Boica-)—Lepus S-lich erstreckenden Anteil umfasst, soll als *Südbihar*[3] unterschieden werden. Hierauf folgt der *Mittlere Bihar*, dem sich nordöstlich das Gebiet der spätkretazäischen Massenausbrüche des *Vigyázó* (Vlegyásza, Vladeasa), nach NW zu der Királyerdő (Königswald, Padurea Crajului) anschliesst.

Im *Kodru-Moma*-Gebirge, das seit JANKÓ kurz auch als *Béler*-Gebirge bezeichnet wird, wird der Hauptzug des *Kodru* (Codru) und SÖ-lich die *Moma* (Muma) unterschieden. Wir wollen unter Moma-Gebirge in Abweichung von der Militärspezialkarte auch das *Vaskóher* Kalkplateau in seiner ganzen Ausdehnung bezeichnen.

Von einer eingehenderen geographischen Beschreibung der beiden Gebirge muss infolge Raummangels abgesehen werden. Manche Einzelheiten sollen aber im Laufe der geologischen Schilderung Erwähnung finden.

[1] Rumänisch *Bihar* und *Codru-Muma*.

[2] Die älteren Namen des Bihargebirges und Ursprung des Namen Bihar siehe bei SCHMIDL (**9**, p. 1—2).

[3] Der Südbihar deckt sich also etwa mit dem von SCHMIDL unterschiedenen „Rézbányaer Bihar", dessen Umfang er von Kőrösbánya (Baia de Cris) bis Vasaskőfalva (Petroc) rechnete (**9**, p. 4).

GESCHICHTE DER GEOLOGISCHEN ERFORSCHUNG DES BIHAR- UND BÉLER-GEBIRGES.

Die ersten geologischen Daten reichen auf BEUDANT zurück. Obwohl BEUDANT das in Rede stehende Gebiet selbst nicht besuchte, finden wir auf seiner Übersichtskarte im Südbihar Grundgebirge, NW-lich davon roten Kalkstein mit Enkriniten, im Süden aber Trachytgebirge ausgeschieden (1).

Die ersten autentischen Daten sind von RITTER FR. V. HAUER über den Királyerdő veröffentlicht worden. Fr. v. HAUER konnte, einer Aufforderung des Grafen EDMOND ZICHY folgend, zwecks Erforschung von Mineralschätzen den gräflichen Besitz etwa 3 Wochen hindurch studieren. In seinem Berichte werden die Glimmerschiefer, Buntsandstein, der dunkle Kalkstein des Buntsandsteins, grauer Dachsteinkalk, feuersteinführender Belemnitenkalk und schliesslich Quarzporphyr angeführt (2).

Die erste übersichtliche Kartierung des Bihar- und Béler-Gebirges wurde von THOMAS AMBROS in den Jahren 1850—1858 unternommen, als er in der Eigenschaft eines Forsttaxationkommissärs des provisorischen Katasters das damalige Nagyvárader Bezirk durchstreifte. Das von AMBROS kartierte Gebiet besitzt eine nicht unbedeutende Ausdehnung, indem dasselbe sämtliche zwischen dem Maros-Fluss und Nagybánya liegenden Grenzgebirge in ihrer bis zur damaligen siebenbürgischen Grenze reichenden Ausdehnung umfasst. Diese interessante Manuskriptkarte gelangt später durch die Vermittlung des Gutinspektors WILHELM JAHN im Jahre 1885 in den Besitz der Ungarischen Geologischen Gesellschaft[1] und wird gegenwärtig im Kartenarchiv der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt aufbewahrt. Der Hauptanteil der von AMBROS angelegten Gesteinssammlung bereichert das Museum der Wiener Geologischen Reichsanstalt und wurde von H. WOLF in der Sitzung der Reichsanstalt vom 21. Feber 1861 derselben vorgelegt.[2]

Im Bihar- und Béler-Gebirge wurden von AMBROS folgende Formationen unterschieden: 1. Gneis und Glimmerschiefer, 2. Grauwacke und Tonschiefer, 3. Buntsandstein, 4. Guttensteiner Kalk, 5. Hallstätter Kalk, 6. Liassandstein, 7. Jurakalk und 8. Kreide, ferner Syenit und Feldsteinporphyr. Bei dieser überraschend eingehenden und vielfach recht treffenden Einteilung haben sicherlich PETERS, WOLF und andere Geologen, die Einblick in die von AMBROS angelegte Sammlung gewonnen haben, mitgewirkt, welcher Umstand aber den Verdiensten von AMBROS kaum Abbruch tut.

Von DR. E. KÉRI wurden in seiner akademischen Antrittsrede unter anderen auch die geographischen und montanistischen Verhältnisse des im Komitate Arad liegenden Teiles des Kodru-Moma-Gebirges behandelt, die Geologie des Gebietes wird aber nur aus sehr allgemeinen Gesichtspunkten angeschnitten (4).

Wie also die Verhältnisse in den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts standen, war die Bihargebirgsgruppe im allgemeinen für die Öffentlichkeit geologisch nahezu gänzlich unbekannt. Zur wissenschaftlichen Erforschung derselben wurde auf Initiative von Erzherzog ALBRECHT im Jahre 1858 eine Expedition gebildet, die das Gebirge im Herbst dieses Jahres bereiste. Die Bearbeitung der mineralogisch-geologischen Verhältnisse wurden von DR. F. K. PETERS, in den Jahren 1855—1861 Professor

[1] Siehe: Földtani Közlöny XV., p. 566 und XVI., p. 51.

[2] Verhandlungen der K. K. Geol. Reichsanstalt. Wien. 1861., p. 22.

der Mineralogie und Geologie der Universität zu Budapest, jene der geographischen Verhältnisse von DR. A. SCHMIDL übernommen.

Um vorerst auf die Geologie reden zu kommen, konnte PETERS dass Kodru-Moma-Gebirge nur auf wenigen Routen kennen lernen, daher erfolgte die geologische Kolorierung dieses Gebirges hauptsächlich auf Grund der AMBROS'schen Sammlung (**7**, p. 390) und wohl auch mit Zuhilfenahme der AMBROS'schen Karte. Als älteste Formation werden — abgesehen von den von RITTER v. HAUER im Norden erkannten Glimmerschiefer — „Tonschiefer mit klastischen Gesteinen (Grauwacke), wahrscheinlich Steinkohlenformation und die dazu gehörigen metamorphischen Felsarten" angeführt, wobei letztere im Südbihar als metamorphe Glimmerschiefer und gneisartige Gesteine ausgeschieden werden. Hierauf lässt PETERS „Rote Schiefer und Sandsteine, Rotliegendes? Trias?", dann Grestener Schichten und endlich Jurakalke und Neokom folgen. Die kalkig-dolomitische Trias wird also von PETERS infolge einer fehlerhaften Schneckenbestimmung der Triaskalke der Umgebung von Vaskóh (Vascau) völlig gestrichen. PETERS verdanken wir ausser sonstigen petrographischen Details die Entdeckung der geschichteten Quarzporphyre.

Im inhaltsvollen Werk von SCHMIDL finden sich auch zahlreiche geologische Einzelbeobachtungen, die geologische Einteilung wurde aber von PETERS übernommen (**9**).

Zwei Jahre nach der Expedition von PETERS erfolgte die Aufnahme des Királyerdő durch H. WOLF. Ausser den bereits durch v. HAUER erkannten Formationen werden im Hangenden der Grestener Lias dunkle Kalke erwähnt, deren Alter, mit Ausnahme der lokal auftretenden Kaprotinenkalke, die aber fehlerhaft als Gosau bezeichnet werden offengelassen wird (**6**, p. 15).

Die Ansicht PETERS' über das Fehlen der Trias im Bihargebiete ist nicht ohne Widerspruch geblieben. Bei der Behandlung des Siebenbürgischen Anteiles des Bihargebirges halten v. HAUER und STACHE mit Hinweis auf die Untersuchungsergebnisse von WOLF im Királyerdő an das Vorhandensein der Trias auch im Quellgebiet der Aranyos fest (**11**, p. 173—174, 503).

Nach diesen ersten Übersichtsaufnahmen nahmen dann eingehendere Studien ihren Anfang. Bei der Anführung derselben empfiehlt es sich die Erforschung der einzelnen Gebirge abgesondert zu verfolgen.

Was nun vorerst das *Béler-Gebirge* anbelangt, begann seine weitere Erforschung erst im Rahmen der Detailaufnahmen der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt.

Mit der Kartierung dieses Gebirges samt seiner tertiären Umrahmung wurde DR. JULIUS PETHŐ betraut, der sich dieser Aufgabe von 1885 angefangen, von einigen Unterbrechungen abgesehen bis zu seinem 1902 erfolgten frühzeitigen Tode widmete.

Bevor aber J. PETHŐ die Kartierung des vortertiären Gebirges in Angriff nehmen konnte gelang es L. v. LÓCZY sen. 1886 gelegentlich einer Durchstreifung des S-lichen Gebirgsteiles für die Stratigraphie des Gebietes sichere Anhaltspunkte zu gewinnen. L. v. LÓCZY verdanken wir die erstmalige Entdeckung von *Granit* im Liegenden der Quarzporphyre bei Nadalbest und Szuszány, ferner die auf glückliche Ammonitenfunde fussende Sicherstellung des triadischen Alters in den Kimper Kalken des Vaskóher Plateaus, der Hallstätter Kalke von AMBROS. Da nun die angeblichen Grestener Sandsteine von PETERS bei konkordanter Lagerung erst unter einer im Liegenden der Kimper Kalke lagernden und aus dunklen dolomitischen Kalken und bituminösen Dolomiten zusammengesetzten Schichten-

reihe folgen, wird von L. v. Lóczy mit Recht auf ein höchstens triadisches Alter dieser Sandsteine gefolgert (**33,** p. 127). Schliesslich konnte noch v. Lóczy auf Grund kennzeichnender liassischen *Pectiniden* und *Gryphaeen* auch das Auftreten von Lias gegenüber dem Kastell von Menyháza feststellen (l. **c.** p. 128).

Der Kimper Fundort wurde auch von Johann v. Böckh besucht und auf Grund der Bestimmung der Lóczy'schen und eigenen Aufsammlungen möchte er „die dieselben beherbergenden Kalke von Ober-Kimp höchstens nur in den tieferen Teil der norischen Stufe zu stellen wagen, daher beiläufig in das Niveau des *Trachyceras Reitzi,* wenn wir überhaupt nicht vielleicht noch auf das Niveau des *Ceratites trinodosus* zurückgreifen müssen." (**34,** p. 20).

Kehren wir nun zu den Aufnameergebnissen von J. Pethő zurück. Dem leider viel zu früh verschiedenen Forscher war eine endgültige einheitliche Bearbeitung und Zusammenstellung seiner Forschungsergebnisse nicht mehr vergönnt und wir sind ausser seinen Manuskriptkarten nur auf seine Aufnahmsberichte angewiesen, die allerdings in manchen Details gewisse Widersprüche erkennen lassen. Über die Einzelheiten soll bei Beschreibung der verschiedenen Formationen die Rede sein, an dieser Stelle wollen wir uns mit der folgenden Zusammenstellung begnügen.[1]

Als Glieder des *vorpermischen Grundgebirges* werden *Glimmerschiefer* und *Gneis, Phyllite* und ihre *Akzessorien* und der die Glimmerschiefer intrudierende Muskovitgranit unterschieden.

Als aufeinanderfolgende Schichtenlagen des *Unteren Perm* gelten in den älteren Aufnahmsberichten[2] folgende Gruppen: 1. *Arkosen* und konglomeratische *Sandsteine* (Verrucano). 2. *Rote* und *grüne Schiefer, Glimmersandsteine* mit konkordanten Einlagerungen von meist geschichteten *Quarzporphyren, Quarzporphyrtuff, Porphyrit-* und *Diabastuff.* Alle bisherigen Glieder werden von *Diabas*gängen durchsetzt. 3. *Konglomeratbrekzien, Felsitporphyrtuff, Nagyarader Quarzitsandstein* (Grödener Sandstein) und zu oberst feinglimmerige, sandige und feingeschichtete harte *Schiefer.*

Was die *Trias* anbelangt, liegen bei Pethő eingehendere Daten nur über die Trias des Vaskóher Plateaus vor, woselbst folgende Glieder unterschieden werden:

1. Dunkle mitunter bituminöse oder rote *Dolomite* und dunkle *Kalke* mit Kalkspatadern. Es wird dahingestellt, ob diese liegende Gruppe dem Perm oder der Oberen Trias anzugliedern sei (**44,** p. 80).

2. Dunkle und zuckerkörnige grauweisse *Dolomite.*

3. Vorherrschend kalkige Schichtfolge vorerst mit roten und rötlichbunten, dann grauen und grauweissen und zu oberst mit hellgrauen, bläulichweissen und weisslichgrauen Kalksteinen.

Die von L. v. Lóczy sen. und J. v. Böckh eingesammelten Fossilien stammen aus den basalsten Schichten der dritten Gruppe. Von J. Pethő selbst wurde aus dem mittleren Teile der Gruppe 3 einige Ammoniten und Schnecken eingesammelt, die mit Formen der St.-Cassianer Zwergfauna parallelisiert werden (l. c. p. 86).

Weniger glücklich war Pethő mit der Gliederung der Trias des Kodru-Gebirges. Der schwerkranke Forscher war den Schwierigkeiten der Feldaufnahme nicht mehr gewachsen, seine Exkursionen

[1] Eine übersichtliche Zusammenstellung durch Pethő selbst s. in **52,** p. 70.

[2] Über die spätere Ansicht Pethő's soll bei der Behandlung des Perm die Rede sein.

erfolgen nunmehr zu Pferde und er muss dieselben oft mit wochenlangem Betthüten bezahlen.[1] Durch diese ungünstigen Verhältnisse leidet auch die Güte der Aufnahme. Einige, im Quellengebiet des *Zimánkő*-Baches aufgesammelte Muscheln werden als am besten an Pecten-, Monotis- und Halobia-Arten gemahnend angeführt (**58**, p. 56) und die de facto oberjurassische Mergelschiefergruppe des mittleren *Fenes*-Tales wird auf seiner Manuskriptkarte als Werfener Schiefer bezeichnet. Es ist übrigens höchstwarscheinlich, dass diese Auffassung auf den Einfluss von PETERS zurückzuführen ist, der über die in Rede stehende Gruppe folgendes schreibt: „Jene grauen und grünlichgrauen Kalkschiefer des Fenes-Tales zeigen sogar Spuren organischer Reste, wie schlecht erhaltene *Myacites*, andere wie *Naticella costata* anzuschauen" (**7**, p. 410). Die mangelhafte Erhaltung dieser Versteinerung geht schon daraus hervor, dass PETERS des Fenes-Tal trotzdem als Lias kolorierte.

Was die eigentliche Lias anbelangt, wurde von PETHŐ nur jene der Umgebung von Menyháza (Monyása) beschrieben und eine kleine Fossilienliste mitgeteilt. Da von PETHŐ die rhätischen Sandsteine noch als Perm ausgeschieden wurden, kann es uns nicht wundern, wenn er den Lias direkt auf Perm lagern lässt (**37**, p. 37). Über den Nordteil des Kodru liegen uns von PETHŐ keine weiteren Aufnahmsberichte vor. Infolge des plötzlich erfolgten Todes musste eine Ergänzung der auf seinen Aufnahmskarten unkoloriert verbliebenen Lücken gesorgt werden.

Mit dieser Aufgabe wurde auf dem Spezialblatt Ökrös (Z. 19, Kol. XXVI) im Jahre 1903 H. v. BOCKH betraut. Die Neuaufnahmen von H. v. BOCKH umfassten hauptsächlich das vortriadische Gebirge und zeitigten diesbezüglich manche neue Auffassung. Einige Ausflüge führten auch auf das mesozoische Gebiet und auf Grund eines *Harpoceras*fundes wurde das mitteljurassische Alter der von PETHŐ als Werfener Schiefer ausgeschiedenen Gruppe nachgewiesen.

Weniger glücklich war H. v. BOCKH in der auf Grund dieses Befundes versuchten Umdeutung des Stratigraphie, indem er die triadischen Kalke und Dolomite PETHŐ's in den Oberen Jura versetzte. Nach v. BOCKH's Auffassung würde daher die Trias im Kodrugebirge nur in der Umgebung von Menyháza vorhanden sein und N-lich davon gänzlich fehlen. Bei der Überprüfung der von PETHŐ als liassisch angeführten Arten gelangte H. v. BOCKH zur Überzeugung, dass von denselben nur der von PETHŐ als *Aegoceras* cf. *bifer* QUENST bestimmte Ammonit[2] als niveaubestimmend gelten könnte derselbe aber in Wirklichkeit die Kennzeichen eines Stephanoceras aufweist (**71**, p. 164). Auf Grund dieses Befunde glaubte sich H. v. BOCKH berechtigt das Auftreten des Lias verneinen zu können (l. c. p. 163).

Die Reambulation des Südkodru wurde im nächsten Jahre durch K. v. PAPP durchgeführt.n In seinem Aufnahmsbericht finden wir die von J. v. SZÁDECZKY stammende mikroskopische Kennzeichnung einiger Haupttypen der permischen Eruptiva und die Feststellung des Vorkommens vo *Pikrit* (**76**, p. 55).

Gewisse Plattenkalke und Mergel im Liegenden der Trias der Moma werden sinngemäss der Unteren Trias zugewiesen (l. c. p. 65), im Kodru aber rote Kalke auf Grund des *Bactryllium giganteum* HEER. bedingungsweise dem Rhät eingereiht (l. c. p. 67). Was den Jura anbelangt, sind die Mit-

[1] Vergleiche: J. v. BÖCKH: Direktionsbericht. Jahresberichte d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1902., p. 9, ferner DR. F. SCHAFARZIK: Gedenkrede über das Ausschussmitglied DR. JULIUS PETHŐ. Földt. Közlöny. XXXIII. 1903., p. 119.

[2] Der in Frage stehende Ammonit wurde übrigens von J. PETHŐ an sekundärer Fundstelle, in „diluvialem" roten Ton aufgesammelt (**37**, p. 39).

teilungen v. Papp's, da eine Bestimmung der Fossilien nicht durchgeführt werden konnte, noch vorläufiger Natur.

Im ungarischen Text werden die von Petiö als basaler Teil des Lias angeführten sandigen und dunklen Kalke als Lias bezeichnet. „Auf Grund meiner Impressionen an Ort und Stelle — schreibt v. Papp im ungarischen Text (p. 60) — muss ich gestehen, dass ich gleichfalls die mittelliasische Art *Gryphaea cymbium* Lmk. vor mir zu haben glaubte." In dem deutschen Text wurde dieser Satz gestrichen, gelegentlich der Aufzählung der Formationen das basale Glied als Lias (l. c. p. 63), in der Beschreibung als Dogger angeführt, die hangenderen Glieder des Lias von Peth aber einfach als Jura bezeichnet (l. c. p. 67). Schliesslich wurde von v. Papp der reichliche *Lycodus*-Gehalt der Mergelkalke zwischen Menyháza (Monyasa) und Slatina entdeckt, das Alter derselben aber infolge einer irrtümlichen vorläufigen Deutung der Querschnitte als *Dicerase* in das Tithon verwiesen.

Wenden wir uns nun der geologischen Erforschung des Bihargebirges zu.

Gelegentlich der Schilderung der geologischen Verhältnisse der Umgebung von Nagyvárad (Oradea mare) wurden von T. v. Szontágh die unterkretazäischen Kaprotinenkalke eingehend beschrieben (**35**).

A. Koch verdanken wir die Veröffentlichung einer Faunula des Lias der näheren Umgebung der Knochenhöhle von Oncsásza, auf Grund deren allerdings noch auf ein unterliasisches Alter gefolgert wird (**22**). Ein Jahr darauf wurden von A. Kurthy und A. Koch die petrographischen und tektonischen Verhältnisse des Vlegyászagebietes beschrieben (**23**).

Von der. Kgl. Ung. Geol. Anstalt wurde die Aufnahme des Bihar, beziehungsweise des Királyerdő am 15. Sept. 1887 durch K. Hofmann begonnen. Der bereits den Keim des Todes in sich tragende Altmeister der geologischen Kartierung setzte die Aufnahme in den Jahren 1888 und 1890 fort. Ihm verdanken wir die eingehendste Gliederung der Trias und Jura und der von ihm bearbeitete Teil muss auch gegenwärtig als der bestkartierte Teil des Bihar gelten (**59**). Mit der Kartierung des W-lichen Királyerdő wurde T. v. Szontágh, mit jener des mittleren Bihar J. Primics betraut. Infolge des alsobald erfolgten Todes von K. Hofmann (21 Feber, 1891) und J. Primics (9. August, 1893)[1] war in der weiteren Zeit nur die geologische Erforschung des Királyerdő durch T. v. Szontágh im Gange und durch seine Untersuchungen wurden insbesondere unsere Kenntnisse über die Kreide bereichert.

Um auf die Aufnahme von J. Primics zu reden, bildete der unwirtschaftliche Mittelbihar mit seinem teilweise kontaktmetamorphen Mesozoikum für einen Anfänger keinen geeigneten Ausgangspunkt. J. Primics versuchte sich der Einteilung von K. Hofmann anzupassen, seine Aufnahme war aber noch sehr übersichtlicher Natur.

Von Primics werden in Anlehnung an Koch unter den eruptiven Bildungen *tertiäre Eruptivgesteine* und *ältere kristallinische* Massengesteine noch scharf unterschieden, wenngleich bereits vom Plaju Ferics zwischen Triaskalk und dem Granit Kontaktgebilde erwähnt werden (**40**, p. 61). Zu einer ausführlichen Bearbeitung und endgültigen Stellungnahme ist es aber infolge des allzufrühen Todes von Primics nicht gekommen.

Im Jahre 1903 konnte J. v. Szádeczky im Rézgebirge bei Nagybáród das spätkretazäische

[1] J. Böckh: Direktionsbericht. Jahresb. d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt für 1893. Budapest 1895. p. 7.

Alter von Rhyolithen feststellen (**67**) und dadurch wurde seine Aufmerksamkeit auf die analogen Typen des Vlegyásza gelenkt.

In Interesse seiner Forschungen wurde von SZÁDECZKY im Auftrage der Ung. Geol. Anstalt die Reambulation des Mittelbihar übernommen und in den Jahren 1904—1906 durchgefürt (**68, 81** u. **92**). Seinen Aufnahmen verdanken wir den Nachweis des Zusammenhanges der „älteren kristallinischen Massengesteine" und „tertiären Eruptivgesteine" von PRIMICS, als auch ihre petrographisch-chemische Kennzeichnung. Das Alter der eruptiven Tätigkeit wird in die Obere Kreide versetzt.

Anschliessend an die Reambulation des Mittleren Bihar wurde vom Verfasser in den Jahren 1905—1906 der Südbihar kartiert und in demselben die wichtige Rolle der voroberkarbonischen metamorphen Glieder nachgewiesen (**81**, u. **90**).

Die geschilderte Zersplitterung der Aufnahme des Bihar- und Béler-Gebirges macht es verständlich, dass es zur Ausbildung einer einheitlichen Stratigraphie nicht kommen konnte, geschweige denn einer einheitlichen tektonischen Vorstellung.

Diese Umstände veranlassten L. v. LÓCZY sen. eine unter der Leitung T. v. SZONTÁGH stehende Sektion, deren Mitglieder die beiden Autoren vorliegender Monographie waren, mit der Reambulation der hier behandelten Gebirge zu betrauen. Die Hauptgebiete wurde in den Jahren 1909—1911 gemeinsam begangen, in den Jahren 1912—1914 einzelne Teilgebiete eingehender durchforscht. M. v. PÁLFY hat auch während des Krieges einige Detailstudien durchgeführt, während ich selbst, — wie einleitend erwähnt wurde — das Bauxitgebiet des Királyerdő eingehend kennen zu lernen Gelegenheit hatte. Die Ergebnisse unserer Forschungen sollen, da sie ja die Basis vorliegender Monographie bilden, nicht besonders angeführt werden.

In der nach unseren Forschungen verflossenen Zeit hat W. FISCH in seiner Dissertation wichige Beiträge zur Kenntnis der Kreide des Királyerdő geliefert (**156**). Auch haben unsere, in dem Aufnahmsbericht für 1911 niedergelegten Ausführungen betreffs des Mittelbihar seitens J. v. SZÁDECZKY eine ziemlich scharfe Entgegnung erfahren (**132**). J. v. SZÁDECZKY kämpfte aber in seiner Streitschrift teilweise gegen Auffassungen, die wir — wie z. B. bezüglich des Alters der spätkretazäischen Eruptiva — nie vertreten haben und die uns nur vermutungsweise zugeschrieben wurden. Andere scheinbare Gegensätze ergaben sich aus unserer verschiedenen Nomenklatur. Was an Streitmaterialien übrig bleibt, scheint mir — mit Ausnahme der Grosstektonik — nicht viel mehr, als wie sie sich beim Erforschen der Natur vielmals ergeben.

Bedeutungsvoller gestalten sich jene Gegensätze, in der wir uns mit den von J. v. SZÁDECZKY an seinem Lebensabend geäusserten Ansichten über das Alter des Grundgebirges des Gyaluer Gebirges (Gilau) befinden, indem der greise Forscher in demselben die Produkte einer in der Kreide erfolgten Metamorphose erblicken wollte (**163**).

In den folgenden sollen unsere Beobachtungsmaterialien vorgelegt und unsere Ansichten begründet werden und ich gedenke dabei der Worte RUCKERT's:

Von Wahrheit einen Kern schliesst jeder Irrtum ein
Und jede Wahrheit kann des Irrtums Same sein.

(Weisheit des Brahmanen.)

TEKTONISCHE ÜBERSICHT.

Der die Fortsetzung des kalkalpinen Troges bildende kalkkarpatische Trog ist bis zum Einbruchsfeld der Oberen Tisza (Theiss) in einer bedeutenden Breite nachzuweisen. In den jenseits dieses Einbruchfeldes emportauchenden Gebirgen finden wir vielfach abweichende Verhältnisse.

Die ostalpine Fazies ist am vollständigsten im Bihar- und Bélergebirge entwickelt. Der nach S und SO nächstfolgende und vom vorhererwähnten Mesozoikum durch Kristallin geschiedene mesozoische Zug zwischen Torda und Lippa lässt bereits bedeutsame Unterschiede erkennen, die besonders durch das Auftreten von Ophioliten und Radiolariten unterstrichen werden. Ob und in welcher Entwicklung in dieser siebenbürgisch-erzgebirgischen Fazies die Trias vorhanden ist, darüber können wir zurzeit nur Vermutungen laut werden lassen. Die von A. Koch als Trias gedeuteten Kalke von Borrév mit Einschlüssen der Ophiolitgesteine möchte Verfasser der Unteren Kreide einreihen. Es könnte daher als Trias nur die bereits den metamorphen Gesteinen des Südrandes bei Algyógy aufgelagerten stark bituminösen und Hornstein führende Kalke gelten, die von M. v. Pálfy bedingungsweise der Trias zugewiesen wurden (**88,** p. 93).

Die Verbreiterungszone der Karpatenkette hat an der Unteren Donau eine gewaltige Verengung erfahren. Die Untere Donau wird an der Erdoberfläche nur durch die Stränge des Banater Gebirges überschritten und innerhalb derselben ist Trias und zwar die anisische Stufe nur bei Szászkabánya bekannt geworden.

Die karpatische Geosynklinale war daher im S in der Triaszeit noch sehr schwach entwickelt und es hat den Anschein, als ob sie sich im Siebenbürgischen Gebiet in Teiltröge zerteilt hätte, welche Teiltröge dann gegen S zu, teilweise — im Suess'schen Sinne — mit freiem Ende ausliefen. Letzteres scheint auch das Los des Biharer mesozoischen Teiltroges gewesen zu sein und nur die siebenbürgisch-erzgebirgischen Stränge scheinen sich anschliessend an die Banatischen auch südlich der Donau fortgesetzt zu haben (vergleiche **180,** p. 88).

Die Anlage des Biharer Teiltroges wurde im Perm vorbereitet. Bereits bei dieser ersten Anlage macht sich im Bereiche des Bihar- und Gyaluer-Gebirges eine Schwellentendenz bemerkbar. Die im W vorhandenen unterpermischen Ablagerungen sind in der Schwellenfazies noch nicht vertreten und die permomesozoische Schichtenfolge nimmt mit dem Oberen Perm ihren Anfang. Der Schwellencharakter dieses Gebietes setzt sich im Mesozoikum weiter fort und gelangt besonders nach der altkimmerischen gebirgsbildenden Phase im Jura voll zur Geltung. An der Jura-Kreidewende ändern sich dann die Verhältnisse.

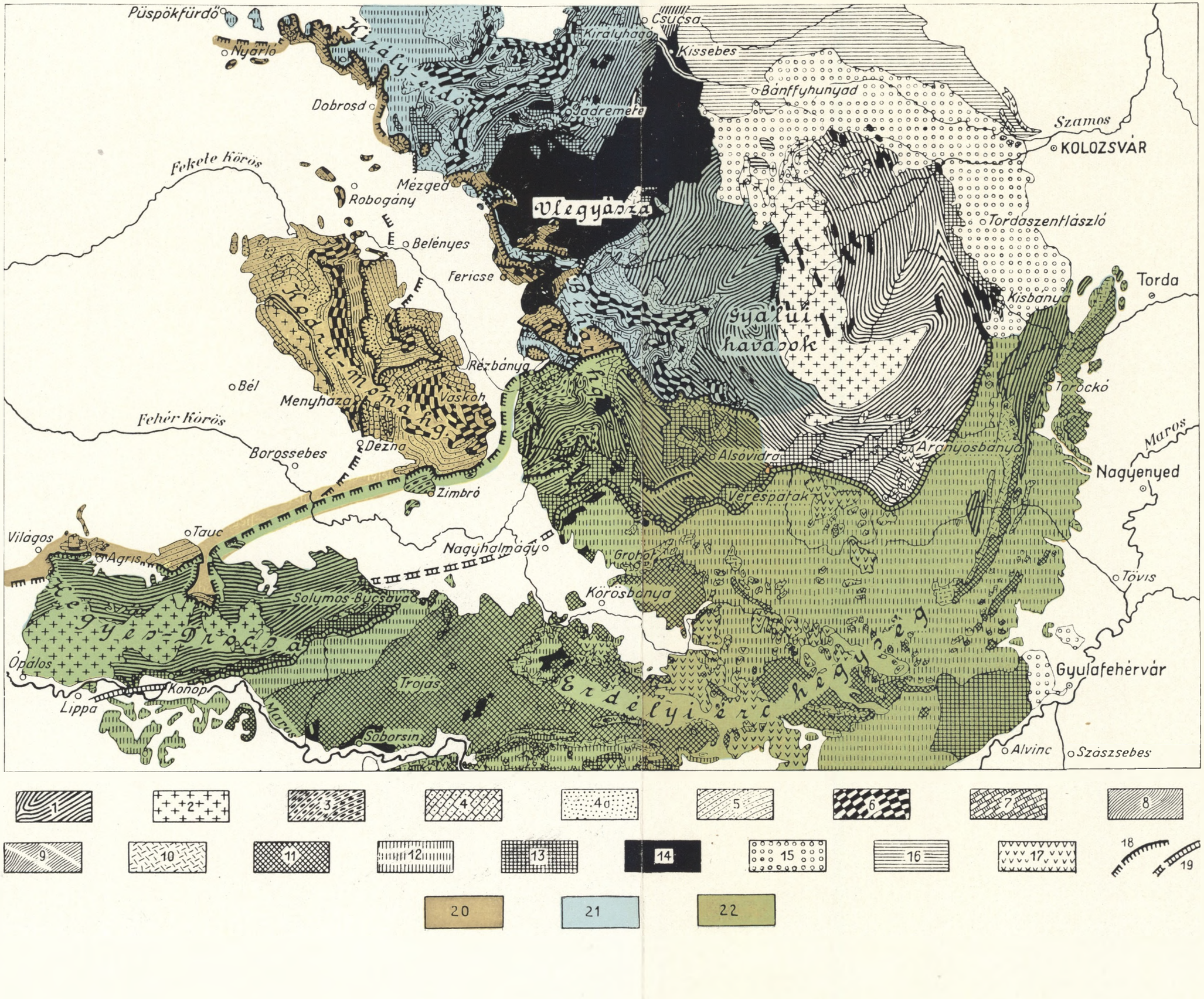
Das Kristallin der Schwellenfazies gelangt im Gyaluer-Gebirge zutage und letzteres bildet die Vereinigung zweier kristalliner Bögen. Der eine Bogen liegt uns im Rézgebirge vor und lässt nordostkarpatisches Streichen (NW—SO) erkennen. Der andere Bogen wird durch den Meszes, die kristalline Insel von Cikó und das Prelukaer Gebirge angedeutet und verfolgt ein SW—NO-liches Streichen. Es liegt in diesen kristallinen Zügen augenscheinlich eine vorpermische Anordnung vor, die von den karpatischen Faltungsphasen nicht umformt werden konnte und als eine nach Norden sich verbreiternde Schwelle in der Ausgestaltung der Siebenbürgischen Landschaft eine wichtige Rolle spielte.

1. ábra. — Figur 1.

A BIHARHEGYCSOPORT ÁTNÉZETES TEKTONIKAI TÉRKÉPE.
TEKTONISCHE ÜBERSICHTKARTE DER BIHARGEBIRGSGRUPPE (MTH. APUSENI).

Jelmagyarázat. — Zeichenerklärung.

1 = Kristályos pala s metamorf erupciós kőzetek. — Kristalline Schiefer und metamorphe Eruptiva.
2 = Gránit. — Granit.
3 = Felsőkarbon. — Oberes Karbon.
4 = Alsó perm. — Unteres Perm.
4/a = Alsópermkorú erupciós kőzetek. — Eruptiva des unteren Perm.
5 = Felső perm. — Oberes Perm.
6 = Triasz. — Trias.
7 = Liasz a béli fáciesben. — Lias der Béler Fazies.
8 = Liasz és dogger a bihari fáciesben. — Lias und Dogger der Schwellenfazies.
9 = Dogger és malm a béli fáciesben. — Dogger und Malm der Béler Fazies.
10 = Malm a bihari és erdélyi érchegységi fáciesben. — Malm der Schwellen- und Erzgebirgsfazies.
11 = Porfirit-diabázvonulat. — Porphyrit-Diabaszone.
12 = Alsó kréta a bihari- és flis az erdélyi érchegységi fáciesben. — Untere Kreide der Schwellenfazies und Flysch der Erzgebirgsfazies.
13 = Felső kréta. — Obere Kreide.
14 = A granodioritsor kőzetei. — Gesteine der Granodioritserie.
15 = Paleocén és eocén. — Paleozän und Eozän.
16 = Oligocén. — Oligozän.
17 = Neogén erupciós kőzetek. — Neogene Eruptiva.
18 = Áttolódások. — Überschiebungen.
19 = A nem gyűrt kréta és a flis határvonala. — Grenzlinie der ungestörten Oberen Kreide und des Flysch.
20 = A béli fácies egységei. — Einheiten in der Béler Fazies.
21 = A bihari fáciesterület. — Schwellenfaziesgebiet.
22 = Déli tektonikai egységek. — Südliche tektonische Einheiten.


Püspökfürdő
Nyarló
Király-erdő
Dobrosd
Fekete Körös
Mezged
Robogány
Belényes
Fericse
Réz-hegység
Réz-bánya
Bél
Menyháza
Vaskoh
Fehér Körös
Borossebes
Dezna
Zimbró
Világos
Tauc
Agris
Nagyhalmágy
Solymos-Bucsava
Egyes-Drócha
Ópálos
Konop
Lippa
Trojás
Maros
Soborsin
Csucsa
Királyhágó
Kissebes
Bánffyhunyad
Gádremete
Vlegyásza
Szamos
KOLOZSVÁR
Tordaszentlászló
Torda
Kisbánya
Gyaluí havasok
Biharhegység
Torockó
Alsóvidra
Aranyosbánya
Maros
Nagyenyed
Verespatak
Tövis
Grohot
Körösbánya
Erdélyi érchegység
Gyulafehérvár
Alvinc
Szászsebes
1
2
3
4
4a
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22

War diese Schwelle im Mesozoikum teilweise oder überwiegend vom mesozoischen Meere überflutet? Im Meszesgebirge wurden von K. HOFMANN einige Perm und Triasschollen kartiert, ansonsten transgrediert im Osten und Nordosten die Obere Kreide unmittelbar auf das Kristallin. Auch ist von den in der siebenbürgisch-erzgebirgischen Fazies so mächtig entwickelten mesozoischen Tuffbildungen innerhalb der mesozoischen Ablagerungen des Biharer Teiltroges nicht die leiseste Spur zu bemerken.

Wenngleich daher die gegenwärtige Ostgrenze des Biharmesozoikums als ein Erosionsrand gelten muss, lassen es die angeführten Umstände für wahrscheinlich erscheinen, dass die westsiebenbürgische Schwelle während des Mesozoikums dauernd oder zumindest während einzelnen Phasen derselben eine Insel oder Inselreihe bildete.

Die stetige Sedimentation wurde in der austrischen gebirgsbildenden Phase unterbrochen. Die wichtige Rolle der mittelkretazäischen Gebirgsbildung in der Ausgestaltung des Lippa—Tordaer Zuges wurde von L. v. LÓCZY sen. bereits 1876 ausdrücklich betont (**19** u. **24**) und ist auf Grund seiner Forschungen auch in das „Antlitz der Erde" von E. SUESS übergangen (**28**, I. **1** p. 288). Im Laufe unserer Untersuchungen konnten wir feststellen, dass die austrische gebirgsbildende Phase beim Zustandekommen des tektonischen Bildes vom Béler- und Bihargebirge die Hauptrolle spielte, in welchen Gebirgen L. v. LÓCZY, der übrigens das Gebiet nicht eingehender untersuchte, nur Verwerfungen eine Rolle einräumen wollte (**24**, p. 181). Der Lippa—Tordaer Zug selbst aber kann seine endgültige Ausgestaltung nur durch die laramische gebirgsbildende Phase erhalten haben.

Die diesbezüglichen Ansichten des Verfassers wurden bereits bei einer anderen Gelegenheit vor 2 Jahren kurz niedergelegt (**185**). Die allgemeinen Beziehungen sollen am Ende vorliegender Arbeit noch erwähnt werden, an dieser Stelle, mit Hinweis auf die meinem vorher zitierten Aufsatz entnommene tektonische Übersichtkarte der Figur 1. und den Profilen der Tafelbeilage I, einleitungsweise nur die allgemeine tektonische Gliederung folgen.

TEKTONISCHE GLIEDERUNG.

Der tektonische Aufbau des Bihargebirges im weiteren Sinne (Mtii Apuseni) erweist sich als eine notwendige Folge der in den Vorangehenden geschilderten Anordnung und es gelangen darin, entsprechend seiner zentralen Lage innerhalb des siebenbürgisch-karpatischen Bogens zwei tektonische Richtungen zur Geltung.

Das Béler (Kodru-Muma) Gebirge, der Királyerdő und der Nord- und Mittelbihar sind aus dem Biharteiltrog entstanden. Das durch diese Gebirge angedeutete Gebiet erweist sich als ein Teil des karpatischen Verbreiterungsgebietes und die Leitlinien des Teiltroges, als auch jene des aus ihm hervorgegangenen Baues, lassen einen mit den Nordostkarpaten parallelen Verlauf erkennen.

Innerhalb des Mesozoikums wurden seinerzeit von uns zwei Hauptfaziesgebiete unterschieden. Die ufernahe Biharer Fazies findet sich im Királyerdő, Nord- und Mittelbihar, ist also die normale Überlagerung der westsiebenbürgischen Schwelle und soll daher des weiteren als *Schwellenfazies* bezeichnet werden. Dieser gegenüber steht die uferfernere *Béler Fazies*, die am vollständigsten in der einen kristallinen Sockel besitzenden westlichsten *Nagyarad*einheit des Kodru entwickelt ist.

Der aus dem Biharer Teiltrog hervorgegangene Bau kennzeichnet sich durch scheinbar aus der Grabensenke der Fekete-Kőrös ausgehende und der Nagyaradeinheit und der Schwellenfazies aufgeschobenen Scherdecken, die sämtlich in der Béler Fazies entwickelt sind und deren ältestes Bauelement das Perm bildet. Der Nagyaradeinheit (I im Profil der Tafelbeilage) ist die *Dievi*-Einheit (II) und jene der *Móma* (III) oder *Tárkányka*-Scherdecke, der Schwellenfazies (1) des Bihars zwei *Fericseer* Scherdecken (IV—V) überschoben.

Im Südbihar stellt sich ziemlich unvermittelt eine abweichende Anordnung ein. Das Streichen der südlichen Einheiten schliesst mit jenem der nördlichen Einheiten einen rechten Winkel ein, weisen daher mit den Leitlinien der Südkarpaten eine Parallelität auf. In diesem jähen Umstellen der Leitlinien muss man den Einfluss der südlichen Verengungszone erblicken.

Die Bewegungstendenz ist nach N gerichtet und es folgen von N nach S die *überkippte Falte des Nagybihar* (Kukurbeta), eine wenig entwickelte *Mylonitdecke* und schliesslich die stark gefalteten Bildungen der siebenbürgisch-erzgebirgischen Fazies.

Von dieser letzteren Fazies soll in dieser Arbeit nur anhangsweise kurz die Rede sein und eingehender nur die das eigentliche Bihar- und Béler-Gebirge zusammensetzenden Einheiten behandelt werden.

Nun wollen wir vorerst die Ausbildung der einzelnen Bauelemente kennen lernen.

DAS VOROBERKARBONISCHE GRUNDGEBIRGE.

Das voroberkarbonische Grundgebirge gelangt im Kodru (Nagyarad-Einheit), im Gyaluer Gebirge und im Südbihar zum Vorschein. Jeder dieser Kristallinkerne lässt gewisse Eigenheiten erkennen und sie sollen als Kodru-, Gyalu- und Südbihar-Kristallin unterschieden werden. Im Rahmen der Monographie wird eine eingehendere Beschreibung des Kodrukristallin erfolgen, während das Südbihar- und Gyalukristallin nur zusammenfassend behandelt werden soll.

KODRUKRISTALLIN.

Geschichtliche Daten.

Wie bereits einleitend erwähnt, wurde im Grundgebirge der Nagyarad-Einheit von J. Pethő ausser dem von L. v. Lóczy sen. entdeckten Granit auch die Gruppe II. und III. der kristallinen Schiefer im J. v. Bockh'schen Sinne unterschieden. H. v. Bockh erblickte im Kristallin des Kodru eine durch die Intrusion des Granits metamorphisierte sedimentäre Gruppe, wobei er eine *obere* Gruppe von dunkelfärbigen *Leptinoliten* und eine *innere* Gruppe von stark glimmerigen Gesteinen, die in der Anordnung des Biotits an *Fleck-* und *Fruchtschiefer* erinnern, unterschied. Innerhalb der Granitintrusion wird *Biotit-, Zweiglimmer-* und *Muskovitgranit* angeführt, auf aplitische und pegmatitische Ausbildung hingewiesen und ein basisches Ganggestein als *Amphibolkerzantit* beschrieben (**71**).

Abgrenzung des Kristallins.

Die hier vertretene Abgrenzung des vorpermischen Gebirges deckt sich mit jener von HUGO v. BOCKH, wodurch der überwiegende Anteil der Phyllitgruppe J. PETHÖ's derselben abgeschieden wird. Wie es nämlich bereits HUGO v. BOCKH nachgewiesen und wie ich mich darüber auch überzeugen konnte, sind die „Phyllite mit Quarzknoten" PETHÖ's nichts anderes, als einzelne, nur durch PETHÖ's Kartierung abgeschiedene Partien der unterpermischen Konglomeratserie. Ein anderes Glied der Phyllitgruppe PETHÖ's, die „Glimmer-Serizit-Sandsteine" haben sich als tektonisch etwas mehr hergenommene, stellenweise vom Unteren Perm überschobene oberpermische Sandsteine erwiesen (**122,** p. 89). Schliesslich hat auch die von PETHÖ in der Moma unterschiedene Phyllitserie mit den kristallinen Schiefern des Kodru nichts zu tun. Wie es Verfasser nachweisen konnte (**128,** p. 249), stellen diese Schichten nur die Fortsetzung der als oberkarbonisch aufgefassten, ein noch deutlich klastisches Gepräge aufweisenden Schichtenfolge der überkippten Falte des Nagybihar dar und sind auch in der Moma in gleicher tektonischen Position, d. h. nach N überschoben anzutreffen.

Intrusionsverband und Gliederung.

Wie es bereits die früheren Forscher festgestellt haben, nehmen an dem Aufbau des vorpermischen Grundgebirges sowohl Intrusivgesteine, als ursprünglich klastische Gesteine teil, letztere haben aber im Laufe des vorpermischen geologischen Geschehens den Habitus der kristallinen Schiefer erworben. Den Intrusivgesteinen sind zwar gewisse, auf die Einwirkung eines Seitendruckes zurückzuführende Eigentümlichkeiten durchaus nicht fremd; da indessen das unmittelbare Nebengestein von Glimmerschiefern gebildet wird, stösst die Unterscheidung der Intrusivgesteine von jenen der Schieferhülle bereits im Felde im allgemeinen auf keine besondere Schwierigkeiten. Durch diese günstige Verhältnisse wird die Erkennung des Intrusionsverbandes merklich erleichtert. Um auf denselben reden zu kommen, scheint der Aufmerksamkeit der bisherigen Forscher jener wichtige Umstand entgangen zu sein, dass die Eruptiva sowohl stofflich als auch räumlich keinen einheitlichen Intrusivkörper bilden, sondern ihre Schieferhülle in der Form von zahlreichen Intrusivlagergängen durchdringen und die einzelnen Intrusivlager entsprechend ihrer räumlichen Getrenntheit auch in ihrer Zusammensetzung nicht unbeträchtliche Unterschiede erkennen lassen.

Es liegt daher im Grundgebirge des Kodru ein schönes Beispiel eines konkordanten Intrusionsverbandes mit intensiver Zerteilung des Nebengesteins vor. Verfasser hat die Veranschaulichung dieses Verhältnisses bereits auf Hand eines entlang des Rakisabaches gelegten Profiles in einem seiner Aufnahmsberichte versucht (**122,** p. 90, Fig. 2.) und dasselbe Profil soll weiter ergänzt auch hier veröffentlicht werden. (S. Textfigur 2.).

Wie wir es diesem Profil entnehmen können, ist die Mächtigkeit der Intrusivlagergänge, als auch jene der sie scheidenden Glimmerschieferlagen einem mannigfaltigen Wechsel unterworfen und zur Veranschaulichung der Details mögen noch die Skizzen Fig. 3 *a—b* dienen. Die Mächtigkeit des eruptiven Materials kann aber auch auf 1—2 dm und schliesslich auf jene einer Durchaderung hinabsinken und es stellen sich, wenn auch anscheinend, nicht besonders häufig, grobe *Injektionsgesteine* ein.

Dabei konnte es in einigen Fällen beobachtet werden, dass die Lagergänge auch den Faltungen der Glimmerschiefer folgen.

Von einer Beurteilung der streichenden Erstreckung der Intrusivlagergänge kann in dem stark okupierten Terrain naturgemäss nicht die Rede sein, in einem Falle konnte ein linsenförmiges Auskeilen nach 15 m Länge beobachtet werden, was aber natürlich nicht als Norm dienen kann. In anderen Fällen sind wieder in den Lagergängen kleinere-grössere Linsen von Glimmerschiefer zu beobachten.

Kleinere *Aplit-Pegmatit*linsen, von mitunter nur 1—2 dm Länge, sind nicht selten, weit häufiger aber noch Granitquarzlinsen, die auch in der äusseren Schieferhülle weit verbreitet sind.

Wird der Intrusionsmechanismus von der allgemeinen Parallelität gegenüber der Schieferhülle beherrscht, so konnten dessen unbeschadet vereinzelt auch Querklüften folgende Gänge beobachtet werden, die dann in die Schichtfugen dünne Ausläufer entsenden (Fig. 3. c.).

Infolge der geschilderten Verhältnisse könnte eine genaue bildliche Darstellung nur mit grossem Zeitaufwand und in einem grösseren Masstabe erfolgen. Eine derartige Darstellung wird aber durch die Unzulänglichkeit der Aufschlüsse des völlig bewaldeten und auf den Bergrücken vorherrschend verebneten Terrains vereitelt. Trotzdem wurden die vom Verfasser gesammelten Daten in der Kartenskizze der Tafelbeilage Figur 3. zu einem schematischen Bilde vereinigt. Die Verbindung der einzelnen Schieferlagen ist naturgemäss des öfteren eine rein hypothetische, feinere Details mussten vernachlässigt, aufschlusslose Partien schematisch ergänzt werden, immerhin mag aber diese Karte zur Vorstellung der Verhältnisse weit mehr als viele Worte beitragen.

Wie es die Karte erhellt, herrscht innerhalb des intrudierten Gebietes im allgemeinen das eruptive Material vor und nach S zu nimmt die Feinheit der Zerteilung der Schieferhülle und auch die Menge des eingeschlossenen Schiefermaterials ab.

Allgemeine Bemerkungen über die Metamorphose des vorpermischen Gebirges.

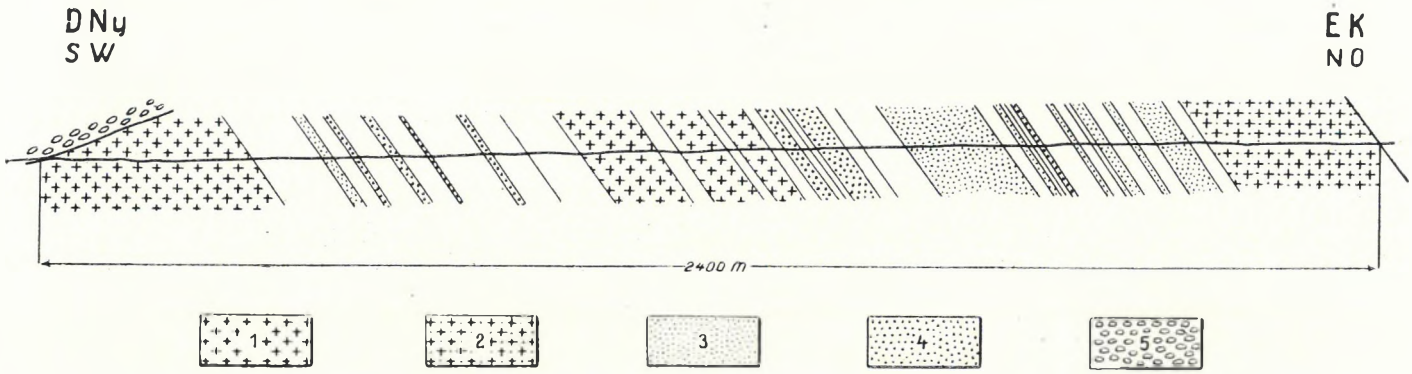
Das Studium der permischen Eruptivgesteine stellt es mit aller Deutlichkeit klar, dass dieselben einer nennenswerten epizonalen Druckmetamorpose unterworfen waren. Doch auch den Gliedern der mesozoischen Schichtenfolge ist eine gewisse Druckmetamorphose, z. B. Druckschieferung der Tongesteine, Verzerrung der Fossilien u. s. w. nicht fremd.

Naturgemäss haben diese späteren Dislokationsvorgänge auch dem vorpermischen Gebirge ihren Stempel aufgedrückt. Wenn in dem letzteren normale Erstarrungs- und Kontaktgesteine vorliegen würden, so könnte das Abscheiden der Erscheinungen der nachunterpermischen Metamorphose keine besondere Schwierigkeiten bereiten. Sowohl die Hüllgesteine, als auch die Intrusiva legen aber in gewissen Texturen und ihrem Mineralbestand Zeugenschaft ab, dass bei ihrer endgültigen Ausgestaltung auch ein mässiger Seitendruck mitgewirkt hat, der dem Mineralbestand gewisser Hüllgesteine ein mesozonales Gepräge aufgedrückt hat.

In den folgenden wird versucht die durch die nachunterpermische Druckmetamorphose bewirkten Erscheinungen besonders bei den Intrusivgesteinen abzusondern, wobei der vorpermische Mineralbestand als primär bezeichnet werden soll.

2. ábra. — Figur 2.

SZELVÉNY A RAKISAPATAK MENTÉN. — PROFIL ENTLANG DES RAKISABACHES.

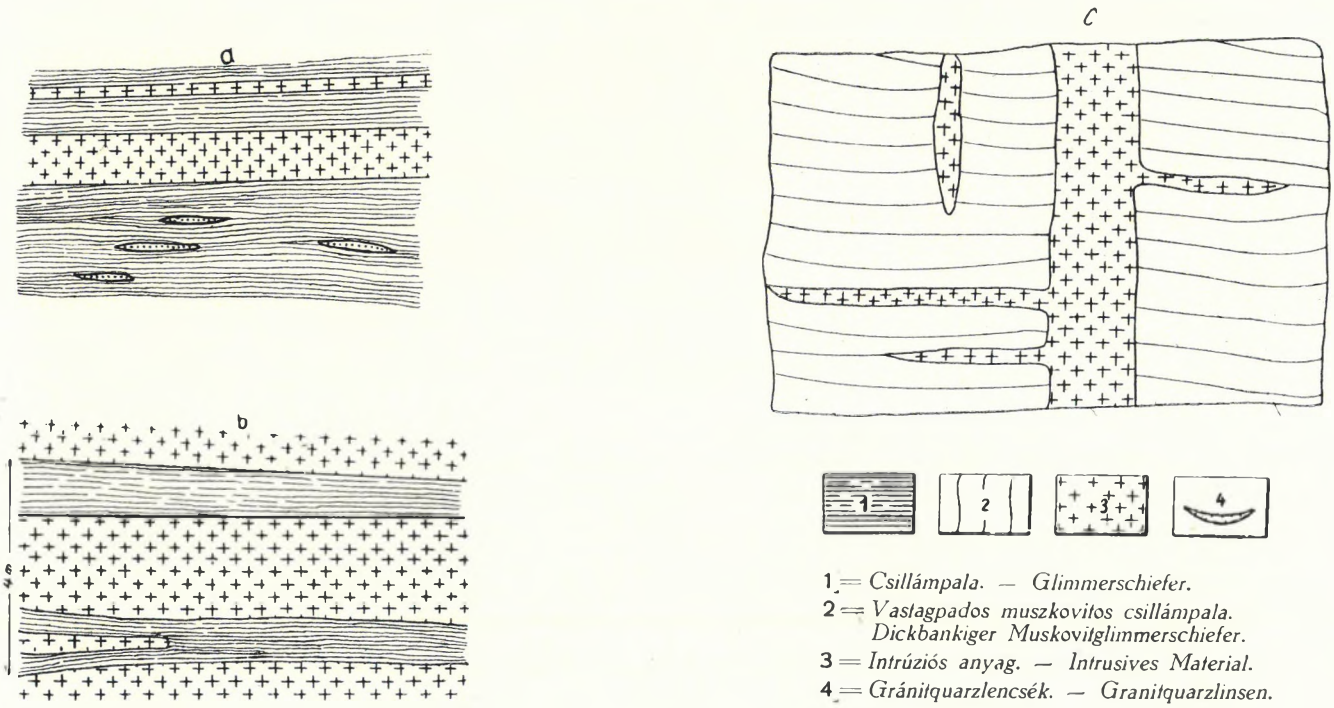


1. Muszkovitos gránit. Muskovitgranit. 2. Kétcsillámos gránit. Zweiglimmergranit. 3. Granodiorit. Granodiorit. 4. Kvarcos diorit. Quarzdiorit. 5. Neogén óriáskavics. Neogener Riesenschotter.

Fehéren hagyva: csillámpala. — Weiss belassen: Glimmerschiefer.

3. ábra. — Figur 3.

VÉKONYABB KŐZETTELÉREK INTRÚZIÓS KAPCSOLATA. — INTRUSIONSVERBAND DER DÜNNEREN GÄNGE.



1 = *Csillámpala. — Glimmerschiefer.*
2 = *Vastagpados muszkovitos csillámpala. Dickbankiger Muskovitglimmerschiefer.*
3 = *Intrúziós anyag. — Intrusives Material.*
4 = *Gránitquarzlencsék. — Granitquarzlinsen.*

a—b Párvonalas intrúziós kapcsolat (Rakisapatak). — Paralleler Intrusionsverband (Rakisabach).
c Haránttelér telepteléraрofizokkal (V. Archisel a 405 m magassági pont felett). Quergang mit Lagergangapophysen. (V. Archisel oberhalb des Höhenpunktes 405 m.)

4. ábra. — Figur 4.

Jelmagyarázat. — Zeichenerklärung.

Alaphegység
Grundgebirge . . .

1. Csillámpala. — Glimmerschiefer.
2. Palás szaruszirtek porfiroblasztokkal. — Porphyroblasten führende Schiefer-hornfelse.
3. Csillámos földpátos kvarcit. — Glimmer-Feldspat-Quarzit.
4. Intrusiv kőzetek granittól dioritig terjedő összetétellel. — Granitische bis dioritische Intrusiva.
5. Amfibolos gabbro-telérek. — Gänge von Amphibolgabbro.

Alsó Perm
Unteres Perm . . .

6. Alapkonglomerát és breccsa. — Grundkonglomerate und Brekzien.
7. Veres homokos pala. — Rote sandige Schiefer.
8. Kvarcos-porfir-kristálytufa közbetelepülései az előző csoportban. — Einlagerungen von Quarzporphyrkristalltuff in der vorangehenden Gruppe.
9. Alsó kvarcos porfir. — Basaler Quarzporphyr.
10. Diabaztelérek az alaphegységben. — Diabasgänge im Grundgebirge.
11. Zöldkőporphyrit. — Grünsteinporphyrit.
12. Slíres zöldkőporphyrit. — Schlierige Grünsteinporphyrite.
13. A kvarcos porfir agglomeratumos tuffitjai. — Agglomerattuffite des Quarzporphyrs.
14. Felső kvarcos porfir. — Hangendquarzporphyr.

Felső Perm és alsó triász
Oberes Perm
und untere Trias .

15. Alapkonglomerát és pala. — Grundkonglomerat und Schiefer.
16. Kvarcitos homokkő és pala. — Quarzitsandstein und Schiefer.

Triász
Trias . . . . . .

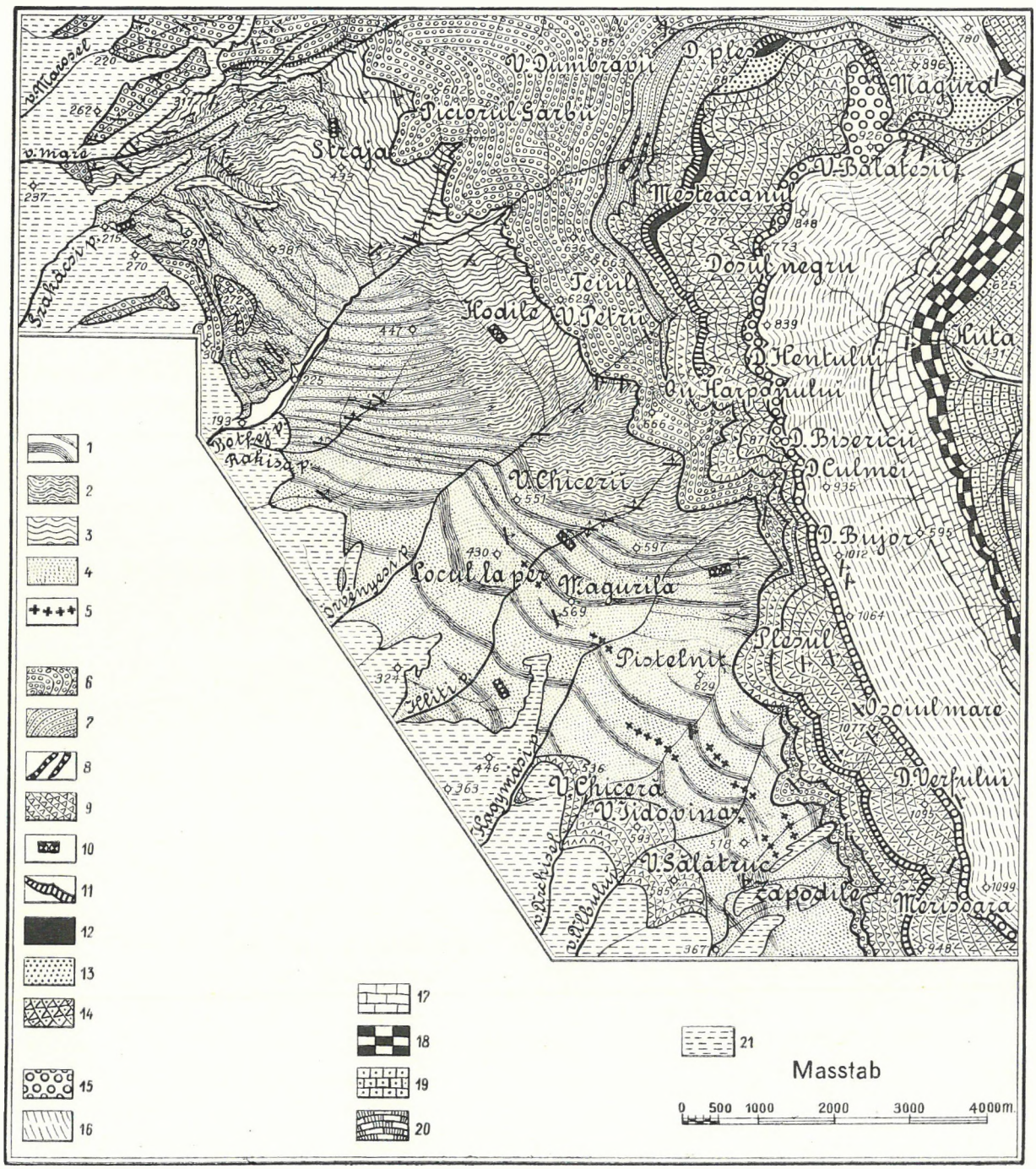
17. Anizusi emelet. — Anisische Stufe.
18. Ladini emelet. — Ladinische Stufe.
19. Karni emelet. — Karnische Stufe.
20. Nori emelet. — Norische Stufe.

Neogén és negyedkor
Neogen und Quartär .

21. Szarmata, pannoniai és pleisztocén rétegek. — Ablagerungen der sarmatischen und pannonischen Stufe und des Pleistozän.

4. ábra. — Figur 4.

A NAGYARAD-VONULAT ÉNY-I RÉSZÉNEK FÖLDTANI VÁZLATA.
GEOLOGISCHE KARTENSKIZZE DES NW-LICHEN TEILES DER NAGYARADEINHEIT.



Die petrographischen Kennzeichen der klastischen Anteile des Kodru-kristallin.

Die Ausgangsmatarielien der klastischen Anteile des vorpermischen Grundgebirges entsprechen kalkarmen Sedimenten, deren Zusammensetzung zwischen *Tonschiefern*, *Grauwackeschiefern* bis *Glimmerquarziten* variiert haben dürfte. Ein etwas reichlicherer Kalkgehalt macht sich nur ganz vereinzelt bemerkbar.

Trotz der im allgemeinen nicht besonders hochgradigen Metamorphose, ist der ursprüngliche Mineralbestand und die ursprüngliche Struktur durch die Metamorphose zur Gänze verwischt worden. In ihrem gegenwärtigen Zustand wird das eine Endglied durch einen spärliche Glimmerbestandteile führenden *Glimmer-Feldspatquarzit*, das andere Endglied durch nahezu rein aus Glimmerlamellen bestehenden Glimmerlagen verkörpert. Die substanzielle Verschiedenheit der verschiedenen Gesteinstypen wird teils durch das wechselnde Verhältnis der Quarz-Feldspat- und Glimmermineralien, teils durch eine Wechsellagerung verschieden gemengter Lagen bedingt.

Bei der erwähnten verhältnismässig geringfügigen Variationsbreite in ihrer chemischen Zusammensetzung lassen die Hüllgesteine infolge der verschiedenen Intensität ihrer Metamorphose dennoch eine bedeutendere Mannigfaltigkeit erkennen. Wie es bereits Hugo v. Bockh feststellen konnte, weist der Intensitätsgrad der Metamorphose einen deutlichen Zusammenhang mit der Verbreitung der Intrusionen auf und auf Grund desselben wurden bereits von v. Bockh die einleitend gekennzeichneten und etwa einem inneren- und äusseren Kontakthof entsprechenden zwei Untergruppen unterschieden. Infolge der geringen seitlichen Ausdehnung des der Untersuchung zugängigen entblössten Gebietes der Hüllgesteine ist uns jene Möglichkeit entnommen die Beschaffenheit der Hüllgesteine in ihrem vom Granit unbeeinflussten Zustande genau zu fixieren. Wollen wir von der Diskussion dieser Frage vorderhand absehen, so gestaltet sich der Gang der Metamorphose folgendermassen.

a) Glimmer-Feldspat-Quarzite.

Nehmen wir vorerst ein weiter vom Intrusionsgebiete liegenden, quarzreichen Glimmer-Feldspat-Quarzit in Anschein.[1] Betrachten wir einen Querschliff bei geringerer Vergrösserung und einem Nikol, so muss uns ein gewisses lentikuläres Gefüge auffallen, das durch ein paralleles Einfügen pigmentfreier wasserklarer *Quarz*linsen mit den Dimensionen 1·2—1·5/0·2 mm bedingt wird. Die Quarzlinsen lösen sich unter gekreuzten Nikols in ein Aggregat von ineinander mit gezähnelten Grenzen greifenden Quarz-individuen auf, die sich vom Hauptgewebe auch durch ihre bedeutendere Korngrösse unterscheiden (0·3—0·25/0·05 mm 0·6/0·1 mm). Die Quarzkörner lassen im allgemeinen keine Zwangsorientierung erkennen, obwohl manche in der Richtung der Schieferung bedeutend länger als breite Körner („Plattenquarze") mit γ' parallel zur Schieferung zu liegen kommen. Dies ist aber, wie gesagt, nicht durchgreifend der Fall.

Das nach dem Quarzlinsen sich erübrigende Hauptgewebe erweist sich als ein feinkörniges (0·1—0·2 mm) granoblastisches, völlig ungeregeltes Gemenge von meist ungestreiftem Albitoligoklas und

[1] Die untersuchten Proben wurden östlich von Nagymaros im oberen Abschnitt des Valea Mare, unterhalb der Permgrenze aufgesammelt.

Quarz, welche in der Regel in nahezu gleicher Menge vorhanden sind. Der Quarz lässt des öfteren eine schwache undulöse Auslöschung erkennen. Der Feldspat ist teilweise entmischt und die zahlreichen Glimmerschüppchen verbunden mit einem feinverteilten Pigment bewirken es, dass die einschlussfreien Quarzlinsen sich im mikroskopischen Bilde so deutlich abheben.

Der Feldspat führt seltene Einschlüsse von Quarz. Zu diesen Hauptgemengteilen gesellen sich noch *Muskovit* und *Biotit*, wobei bemerkt werden soll, dass der *Biotit* nahezu durchgehend der Chloritisierung erlegen ist und daher eine Abscheidung eines etwa primär vorhandenen Chlorites nicht mehr möglich ist.

Auch die Anordnung der Glimmer lässt eine strenge Parallelität vermissen, dieselbe reiht sich vielmehr dem skizzierten lentikulären Gesamtgefüge ein und soll des weiteren als diagonal-verflochtene Anordnung bezeichnet werden. Die einzelnen Glimmerzüge oder Glimmerflasern verqueren sich unter einem spitzen Winkel, wodurch bei vollkommener Entwickelung eine netzförmige Anordnung der Glimmer mit spitzrhombischen Maschen resultiert. Dabei kann sich ein Glimmerzug vornehmlich aus sehr dünnen und ineinander verfliessenden Muskovitlammellen zusammensetzen, während der sie verquerende Glimmerzug von Biotit gebildet wird und die Orientierung des Biotits nicht mit der jeweiligen Zugachse zusammenfallen muss. Die Grösse der Glimmerteilchen hält sich innerhalb bescheidenen Grenzen $\left(\frac{0{\cdot}05-0{\cdot}2}{0{\cdot}01 \quad 0{\cdot}02}, \frac{00{\cdot}7}{0{\cdot}05}\right)$, nur vereinzelte chloritisierte Biotite erreichen die Dimensionen 0·8/0·1 mm. Im allgemeinen wird das Bild daher von einer Hauptrichtung beherrscht und nur vereinzelte schmale und kleine Muskovit- oder Eisenerz-Täfelchen stellen sich senkrecht dazu und durchschneiden die chloritisierten Biotite mit scharfen Grenzen.

Nebst den Hauptgemengteilen kann noch verhältnismässig häufig auftretendes *Eisenerz* und spärlicher *Apatit* und *Zirkon* vermerkt werden.

Die Quarzite werden ausserdem von *Pistazit*adern durchsetzt, die ihre Bildung einer späteren tektonischen Phase zu verdanken scheinen. Eine derartige Querader ist in Fig. 1., Taf. II. abgebildet und sie lässt klar erkennen, dass ihre Bildung mit Faltung und Schleppung der benachbarten Gesteinspartien verbunden war. Gleichzeitig kam es in der Nachbarschaft der Ader durch Stauchung zum Öffnen einzelner Schichtfugen, die gleichfalls vom Pistazit erfüllt wurden. Der Pistazit kann auch sonst partieweise den Feldspat verdrängen. Er ist divergentstrahlig angeordnet, welche Anordnung wohl ein Klaffen der Spalten voraussetzt; er ist daher deutlich posttektonischer Entstehung und da gleiche Pistazitklüfte auch in den permischen basischen Eruptiva verbreitet sind, glaube ich ihre Bildungszeit in die postunterpermische tektonische Phase verlegen und die Pistazitsubstanz auf die bei der Entmischung der Plagioklase allgemein verbreiteten Abspaltung des Anortitgehaltes zurückführen zu müssen.

Im vollen Einklange mit unseren grosstektonischen Befunden machen sich daher bereits in den Glimmerquarziten sowohl die Anzeichen einer *vorwärtsschreitenden*, als auch solche einer *rückschreitenden* Metamorphose bemerkbar. Letztere gelangt in der Entmischung der Plagioklase und in den geringfügigen mechanischen Beeinflussungen der Gemengteile zum Ausdruck.

Ein Glimmerquarzit eines anderen Fundortes[1] weicht von den eben gekennzeichneten makroskopisch nur durch seinen reichlicheren Gehalt an Biotit, unter dem Mikroskop durch die Siebstruktur

[1] Szakács, mittlere Partie des vom Strajagipfel abfliessenden Nebenzweiges des Szakácser Baches (V. Socaciului).

des noch vorherrschend in der Schieferungsrichtung angeordneten Biotits ab. Ferner ist das Auftreten von Turmalin und kleiner Granatkörnchen zu erwähnen.

b) **Andalusitpseudomorphosen- und Granatporphyroblastenführende Glimmerquarzite.**

Mit Annäherung an das Intrusionsgebiet lässt sich vorderhand in der Korngrösse des Hauptgewebes keine Änderung beobachten, z. B. in den bei Szakács (Nebenwasserriss des Szakácser Baches, vom Höhenpunkt 225 m abfliessend) und Nagymaros (Valea mare beim Höhenpunkt 242 m, nahe zur Grenze des Instrusionsgebietes), aufgesammelten Proben.

Die angeführten schieferigen Gesteine lassen an den Schieferungsflächen zusammenhängende, feinschuppige, oft gewellte Glimmermembrane beobachten. Der Andalusit verrät sich nur in höckerigen Erhebungen der Schieferungsflächen und wird stets von Glimmermembranen umflasert.

Im Dünnschliff erreichen die als *Andalusit* gedeuteten Pseudomorphosen[1], die auch Einschlüsse von Biotit und Turmalin bergen, die Länge von 2—4 mm. Kleine und mit Pigment vollgepfropfte *Turmalin*säulchen sind allgemein verbreitet. Grössere Idioblasten eines hellbräunlich durchsichtigen *Granats* mit Einschlüssen von Quarz und Magnetit gehören auch nicht zur Seltenheit und erreichen eine Korngrösse von 0·1—0·6 mm. Vereinzelt treten auch grössere *Magnetit*körner auf und in dem mehr zersetzten Gestein ersten Fundortes sind nebst Pistazitadern auch einige Pyritkörner und Kalzittupfen zu beobachten.

In einem Gestein dieser Gruppe (mit dem Fundorte Botfejer-Bach bei Kote 225, Zwischenlagerung des Intrusionsgebietes) gelangt die Verknüpfung von Kontaktmetamorphose mit einseitigem Druck deutlich zum Ausdruck, sie soll daher hier ausführlicher beschrieben werden.

Es lassen sich u. d. M. wie in den vorher beschriebenen Gesteinen ein Quarz-Albitgrundgewebe von der normalen Korngrösse (0·04—0·1 mm) und reine, sich durch eine bedeutendere Korngrösse (0·1—0·4 mm) auszeichnende *Quarz*aggregate — die als *Injektionsquarz* bezeichnet werden sollen — unterscheiden. Das ganze Gestein wird von diesem Injektionsquarz stellenweise bis in die kleinsten Details durchdrungen, wodurch es das Bild eines Injektionsgesteines bietet, in welchem die Rolle des Eruptivmaterials vom Quarze übernommen wurde. Die Quarzinjektion erfolgte in der linken Hälfte des Schliffes im allgemeinen entlang der Richtung der ursprünglichen Substanzverteilung, der Quarz erscheint daher lagenförmig und lässt — wie die Nebensubstanz — einen sanft gefältelten Verlauf erkennen. Die Dicke dieser Injektionsquarzlagen schwankt zwischen 0·3—0·6 mm, doch können die zwischenliegenden Lagen noch durch feinere und gleichfalls gestaucht-gefältelte Äderchen durchschwärmt werden, andererseits sind in der Injektionsquarzlage mitunter dünne Linsen der Nebensubstanz anzutreffen. Im rechten Teile des Schliffes stellt sich eine mit Zerreissen des Mittelschenkels verbundene Umfaltung ein, die auch vom Injektionsquarz abgebildet wird. Es mag an dieser Stelle erwähnt werden, dass sich dem Injektionsquarz auch einige Schüppchen von Biotit in schütterer Verteilung zugesellen. Der vorherrschende farbige Gemengteil ist übrigens *Biotit* und um die Einzelheiten der komplizierten Mikrotektonik zu verfolgen, wollen wir zuerst der Anordnung der Glimmer ein Augenmerk zuwenden.

Betrachten wir zuerst die Mikrophotographie einer Partie der links oben verlaufenden glimmer-

[1] Die Beschreibung der Andalusitpseudomorphosen wird später erfolgen.

reichen Lage (Fig. 1, Taf. IV). Die dünnleistenförmige Querschnitte aufweisenden farblosen oder hellbraunen Glimmerlamellen lassen einen ins Zick-Zack übergehenden gefältelten Verlauf erkennen. Bald folgen sie, wie gebogen, den flachwelligen Falten, bald stossen sie mit einem scharfen Knick aneinander. Beigemengte Quarz-Feldspatkörnchen schmiegen sich teilweise mit oblonger Ausbildung den von den Glimmern vorgeschriebenem Bilde an. Vereinzelte, etwas grössere Biotite lassen bereits eine etwas diagonale Stellung erkennen. Mit tadelloser Schärfe aber geben ihre Sonderstellung die *Querbiotite* kund, die sich der vorangehenden Anordnung nahezu normal und untereinander parallel stellen. Von den dünntafeligen Glimmern der Faltenlagen unterscheiden sie sich noch durch ihre mehr dicktafelige Tracht, xenoblastische Begrenzung und ihre kleinen Quarzeinschlüsse (Siebstruktur).

Den untersten Teil der Mikrophotographie bildet eine Injektionsquarzlage. Bewegen wir uns etwas rechts und abwärts, so bekommen wir das in der Mikrophotographie Fig. 2., Taf. IV. dargestellte Bild. Wir sehen, dass der untere Saum der eben erwähnten Injektionsquarzlage von einer Biotitlage gebildet wird, deren Individuen eine etwas bedeutendere Korngrösse besitzen und deren Tafeln durchaus nicht mehr parallel den Schichtungsflächen orientiert liegen. Die Schlifffläche hat sie teils nahezu parallel zur Basis getroffen, teilweise stehen sie quer dazu und bevorzugen dabei die Querbiotitrichtung. Auch sind sie siebstruiert und weisen xenoblastische Begrenzungen auf. Weiter unten sind gleiche Biotitlagen vorhanden und dieselben werden untereinander durch zwei diagonal verlaufende Biotitzüge verbunden, deren Biotit dieselbe Orientierung, wie der eben erwähnte Lagenbiotit erkennen lässt. (In unserer Mikrophotographie ist nur der linke Diagonalbiotitzug zu sehen.) Diese Diagonalbiotitzüge verqueren sowohl die Quarz-Feldspatlagen, als auch die Injektionsquarzlagen, erreichen aber keine besondere Streichlänge indem sie unten in eine Biotitlängslage einlenkend ihr Ende finden. Dem rechtsliegenden Diagonalbiotitzug ordnen sich beiderseits frei eingesprengte Querbiotite an und derselbe lenkt unten in einen Faltenscheitel ein.

Damit gelangen wir in die vorzüglich durch den Injektionsquarz indizierte Umfaltungszone, in der sich die Diagonalbiotitzüge stufenförmig nach unten abstaffeln und weiter rechts in einem Faltenscheitel ausklingen (Taf. IV, Fig. 3—6). In der rechts unten gelegenen Partie des Schliffes gelangt dann in einem Teil der Querbiotit zur Vorherrschaft und z. B. die in der Mikrophotographie Fig. 6, Taf. IV abgebildete flache Biotitfalte wird von Querbiotit, also normal angeordnetem Biotit zusammengesetzt. Weiter unten hält der ziemlich reichlich vorhandene Biotit diese Querrichtung ein. In der Umfaltungszone herrscht der Injektionsquarz vor und weist zum Teil schöne enge Falten auf, engere, als sie vom Biotit abgebildet werden.

Es mag an dieser Stelle erwähnt werden, dass die mit gezähnelten Grenzen ineinander greifende Quarze der Injektionslagen im allgemeinen keine Regelung aufweisen, dies ist auch in den Falten nicht der Fall, obwohl die länglichen Quarzindividuen sich mit Vorliebe etwa in die Richtung der Faltungsachse, also in jene der Ausweichsmöglichkeit stellen. (S. Fig. 5, Taf. IV.) Es ist dies ja auch die Richtung der Querbiotite.

Die unterste Lage endlich zeichnet sich in ihrem rechten, also etwa der Umfaltung entsprechenden Anteile durch eine stark zick-zackförmige Anordnung des farblosen und schwachgefärbten Glimmers aus. Nach links vorschreitend stellt sich zuerst ein Granatkorn, dann Pseudomorphosen nach *Andalusit* ein. Letztere bergen zahlreiche Einschlüsse von Eisenerz, Turmalin, Apatit, seltener von Quarz und sehr reichliche von Biotit.

In diesem Gesteine, das dem inneren Kontakthofe entstammt, hat der Biotit augenfällig einen hohen Mobilisationsgrad erreicht. Dem Biotit scheint unter den obwaltenden Druck- und Temperaturverhältnissen eine besonders leichte Beweglichkeit zugekommen zu sein, die Verhältnisse haben längere Zeit hindurch seine Bildung besonders begünstigt und dadurch wird er zum Abbilden der Mikrotektonik geeignet.

Bereits auf Hand dieses sehr instruktiven Dünnschiffes gelangen wir bezüglich der Gestaltungsgeschichte der Hüllgesteine zu dem folgenden Bild.

Vorerst setzt eine Stauchfältelung ein, die mit einer in die kleinsten Details reichende Gefüge-Durchbewegung und -Lockerung des Nebengesteines verbunden war. Gleichzeitig mit der tektonischen Inanspruchnahme muss auch das Eindringen des Injektionsquarzes seiner Anfang genommen haben und wohl bereits auf Grund der Übereinstimmung des Bewegungsmechanismus einerseits des Intrusivmateriales, anderseits des Injektionsquarzes kann ein Zurückführen dieser beiden Prozesse auf ein und denselben tektonischen Zyklus für äusserst wahrscheinlich gelten.

Für die grösseren und des öfteren mit Pegmatit vergesellschafteten Quarzlinsen („Granitquarze") im Bereiche des Intrusionsgebietes ist die Zusammengehörigkeit von Granit und Quarz augenscheinlich (vergleiche Fig. 3/*a* auf S. 63). Doch auch für die Injektionsquarze ist eine ähnliche Rolle, nämlich jene eines an Gasen und Dämpfen angereicherten monomineralischen Abspaltungsproduktes, zweifellos zu erweisen.

In einer Lage des Injektionsquarzes eines anderen Gesteines wird der Quarz von *Andalusit* abgelöst u. s. w. Die Lösungen, die den Injektionsquarz ausgeschieden haben, erweisen sich daher als Träger der Wärme und der die Ummineralisation bewirkenden Gase und Dämpfe und standen wohl selbst unter hohen Druck. Ob der dem Injektionsquarz z. B. in dem eben beschriebenen Schliffe beigemengte spärliche Biotit gleichfalls magmatischen Ursprunges ist, oder ob er etwa dem Nebengestein entnommen wurde, mag dahingestellt bleiben.

In dieser ersten Bildungsphase haben daher tektonischer und Intrusionsdruck gleichzeitig gewirkt. Mit der Auskristallisation des Quarzes hat das Gestein jedenfalls an Beweglichkeit verloren, der Seitendruck gelangt aber noch nicht zur Ruhe und auch hohe Temperatur war noch vorhanden. Die Bildung der Diagonalbiotitzüge, jene der von Querbiotiten abgebildeten Faltenscheitel erfolgte augenscheinlich erst nachher und eine spätere Phase wird durch die durch Sammelkristallisation entstandene Bildung von Porphyroblasten, wie Granat, Andalusit u. s. w. angezeigt. Besonders der Andalusit erweist sich auf Grund seiner Einschlüsse der verschiedensten Gemengteile als eine ziemlich späte Bildung, die dem Temperaturmaximum und Beweglichkeitsoptimum bei einem scheinbar völligen Erschlaffen des orientierenden Druckes entspricht. Wie die mit dem Andalusit parallel verwachsenden Biotite es anzeigen, hat die Biotitbildung weiter angedauert und da der Biotit den Andalusit umflasert, hat seine Bildung jene des Andalusits noch überdauert.

Nachdem wir den Bildungsprozess der Hüllgesteine in den Hauptzügen kennengelernt haben, soll noch ein Gestein des äusseren Kontakthofes, das den gestaltenden Einfluss des Druckes bei einer niedrigeren oder kürzer wirksam gewesenen Temperatur aufweist, eingehender beschrieben werden. (Fundort Bélörvényeser Bach. Linkseitiger Nebenwasserriss, unterhalb der Permgrenze.)

Infolge des Wechsels verschieden zusammengesetzter und gefärbter Lagen, ist die Ausbildung

einer sekundären Schieferung schon mit freiem Auge zu erkennen. Die primäre Schichtung wird im Querschnitt durch das Wechsellagern von etwa 10 mm dicken dunkelgefärbten glimmerreichen und hellgrauen glimmerarmen Lagen verraten, wobei die hellgrauen Lagen noch durch feinere dunkle Streifen unterteilt werden können. Nahezu senkrecht zu dieser ursprünglichen Substanzverteilung hat sich nun eine sekundäre Schieferung ausgebildet.

U. d. M. erweisen sich die hellen Lagen als ein Aggregat von 0·02—0·06 mm Korngrösse, an deren Zusammensetzung sich vorherrschend *Quarz* und untergeordnet auch *Plagioklas* und *Glimmer* beteiligen. Der Quarz lässt keine Anzeichen einer mechanischen Beanspruchung erkennen, im Plagioklas finden sich kleine Glimmerblättchen und winzige Kalzitaggregate. Die dunkle Lage ist fast aus reinem Glimmer zusammengesetzt.

Verweilen wir noch vorerst bei der leukokraten Lage. Dieselbe wird teils in normaler, in anderen Teilen etwa in diagonaler Richtung von Quarzadern durchdrungen, die sich gegenüber der Hauptmasse durch eine gröbere Korngrösse auszeichnen, hin und wieder auch eine schwache Fältelung erkennen lassen. Die die hellen Lagen unterteilenden dünnen Glimmerbänder weisen einen flachwelligen Verlauf auf. Sie werden rein aus unter Leukoxen-Erzausscheidung chloritisiertem *Biotit* zusammengesetzt, dessen Orientierung infolge der allgemeinen Zersetztheit nicht immer klar hervortritt. Jedenfalls ist seine Anordnung keine eindeutig geregelte, da manche Schuppen in der Längsrichtung, andere in der Querrichtung liegen. Von den erwähnten Quarzadern werden nur einige dünnere von den Biotitbändern überschritten, an den dickeren Adern findet meist eine Unterbrechung statt. In einigen Fällen wird die Kontinuität durch einige verkümmerte Schüppchen angezeigt, auch ein diagonales Abbiegen der Richtung kommt vor. Wenn auch undeutlich, so ist doch auch hier die spätere Bildung der Biotits verglichen zum Aderquarz akzentuiert.

Im Gegensatz zum flachwellenförmigen Verlauf der die hellen Lagen unterteilenden Glimmerbänder lassen die nahezu rein aus Glimmer bestehenden dunklen Lagen eine mehr oder minder scharf ausgesprochene Fältelung erkennen. Die die helle Lage verquerenden Quarzadern finden an der dunklen Lage ein mehr oder weniger unvermitteltes Ende, anderseits stellt sich bei einigen vor der Lagengrenze eine plumpe Fältelung ein und in der benachbarten Partie der dunklen Lage haben sich einzelne der wellenförmig verlaufenden Schichtfugen auf eine gewisse Strecke geöffnet und mit Quarz erfüllt, welch letzterer also nun den Verlauf der Schichtung abbildet. (S. Fig. 1, Taf. III). Ebenso, wie der Quarz der Queradern, ist auch dieser Quarz frei von jeglicher Kataklase und Regelung. An der Zusammensetzung der Glimmerlage nimmt vornehmlich ein heller oder nur schwach gefärbter Glimmer teil, der im allgemeinen einem wellenförmigen Verlauf folgt. Die regelmässig wellenförmigen Glimmerlagen werden aber besonders in der oberen Hälfte des Schliffes durch ein knickförmig eintretendes Steilstellen der gleichgerichteten Faltenschenkel in schmale Felder unterteilt, wobei die etwas lentikulär verlaufenden Knicklinien infolge von Erzanhäufungen scharf markiert sind. Sie sind auch die Flächen der sekundären Schieferung. Die umgeknickten Felder sind miteinander nahezu parallel orientiert (siehe Fig. 3, Taf. III) und ihr Glimmer zeichnet sich durch braune Farbentöne aus, wonach diese Felder bei einem Nikol eine feine Strichelung aufweisen. (S. Fig. 2, Taf. III.) Auch sind sie reicher an Eisenerz. Die Umfaltung war daher kein destruktiver Vorgang, im Gegenteil erfolgte die Bildung des dunklen Glimmers erst entlang den steilgestellten Feldern. Ausser diesen feinen, in der Fältelung liegenden Biotitschüppchen

erscheinen vereinzelt, auch etwas grössere, allerdings meist chloritisierte Biotite, teils in der Richtung der Substanzverteilung, teils nahezu senkrecht dazu, ohne durch die Fältelung merklich deformiert zu sein und geben dadurch ihre jüngere Entstehung kund.

Derselbe tektonische Prozess, der die Zerstückelung der mehr starren Quarz-Feldspatlage bewirkte, hat sich in der schmiegsameren Glimmerlage in einer Fältelung und Umfaltung ausgelöst, gleichzeitig setzte die Injektion von Quarz und die Biotitisierung ein, welch' letztere die Auskristallisierung des Quarzes überdauerte. Übereinstimmend mit der Lage des Gesteines im äusseren Kontakthof ist die kontaktmetamorphe Beeinflussung eine geringere und wird ausser der Biotitbildung nur von vereinzelten braunen Turmalinsäulchen verraten.

Auch in Schliffen anderer Hüllgesteine habe ich eine zick-zackförmige Anordnung der Glimmer und eine dazu senkrechte Schieferung beobachtet.

c) Biotitporphyroblasten führende Schieferhornfelse.

Diese eine noch gleichfalls minder veränderte Grundmasse aufweisenden Gesteine sind ziemlich verbreitet. Es sind dies hellfärbige gutgeschieferte Gesteine, die im Querschnitt glimmerreiche, seltener auch quarzreiche Lagen erkennen lassen. Infolge des Auftretens von stecknadelkopfgrossen Biotit-porphyroblasten weisen diese Gesteine einen fleckschieferartigen Habitus auf. (Fruchtschiefer von H. v. Bockh). Die zur Beschreibung dienenden Proben stammen NÖ-lich von *Bélörvényes* (Vrf. Chicerii), aus dem *Bélörvényes Bach* (V. Orvisului) unweit des Höhenpunktes 361 m, NÖ-lich des Höhen-punktes 597 m des Bergrückens zwischen dem Hagymáser Bach (V. Hasmasului) und Kliter Bach (V. Clitoului) und endlich aus dem oberen Abschnitt des Kliter-Baches, unterhalb der Permgrenze her.

Die Grundmasse unterscheidet sich u. d. M. von jener der Glimmerquarzite nur durch einen reichlicheren Gehalt an Glimmer. Als salischer Gemengteil herrscht *Quarz* mit einer Korngrösse von 0·04—0·1 mm vor, der kleine Muskovittäfelchen und Pigmenteinschlüsse birgt und keine Regelung und nur vereinzelt schwache mechanische Beeinflussungen erkennen lässt. Es liegt ein lagenförmer Wechsel von glimmerreicheren und glimmerärmeren Lagen vor, in den glimmerreicheren Lagen herrscht meist Muskovit ($2E = 67°, \varrho > \nu$) vor. Die bereits bei den Glimmerquarziten erwähnte diagonalverflochtene Anordnung wird durch xenoblastisch begrenzte Biotitschuppen, die winzige Einschlüsse von Quarz, Muskovit und Erz führen, bewirkt. Beide diagonale Richtungen erweisen sich als gleichwertig. Zeitliche Unterschiede machen sich dadurch bemerkbar, dass der eine Diagonalzug von den anderen durch-schnitten wird. In diese Diagonalanordnung schieben sich noch spärliche und durch keine besondere Grösse sich auszeichnende Querbiotite und Quermuskovite ein.

Die am meisten auffallende Manifestation der kontaktmetamorphen Beeinflussung stellen die Porphyroblasten dar, von denen vorerst von den Biotitporphyroblasten die Rede sein soll. Wenngleich ihre Grösse nur selten 1 mm überschreitet,[1] so heben sie sich im mikroskopischen Bilde infolge ihrer dicktafeligen Tracht — sie sind oft sehr breit, mitunter breiter als lang — und auch infolge ihrer völlig unorientierter Anordnung vom Grundgewebe sehr deutlich ab. (Siehe Fig. 4, Taf. III.) Durch jenen Umstand, dass sie die leukokrateren Lagen bevorzugen, gestaltet sich ihr Auftreten noch kontrastvoller.

[1] Die normalen Dimensionen wechseln zwischen 0·3/0·1 - 0·9/0·6 mm.

Sie sind xenoblastisch begrenzt und lassen eine typische Siebstruktur erkennen. Ihre Einschlüsse bilden Quarz, Feldspat, Eisenerz und Turmalin. Der Biotit der Porphyroblasten, wie der braune Glimmer der Hüllgesteine im allgemeinen, zeichnet sich durch ein oft sich kaum öffnendes Axenbild (2 Vmax. = 27°) und durch zahlreiche wohl um winzige Orthiteinschlüsse scharf ausgebildete breitrandige pleochroitische Höfe aus.

In einem der angeführten Gesteine kann noch das Auftreten winziger *Granat*körnchen, in jenem des letztangegebenen Fundortes eine grössere Pseudomorphose nach Andalusit vermerkt werden. Letztere ist vollgepfropft mit Eisenerzeinschlüssen Quarz und Albitololigoklas, der Biotit scheint eine homoaxiale Verwachsung gebildet haben. Im Schliffe dieses Gesteines gewinnt der Biotit entlang einer Injektionsquarzlage eine Tafelgrösse von 1 mm. Die Injektionsquarzlinse keilt sich in der Schichtfuge aus, doch wird letztere durch eine Lage von grobblättrigem Biotit weiter indiziert, als Zeichen dafür, dass das Entweichen der die Umkristallisierung bewirkenden Gase und Dämpfe entlang dieser Schichtfuge erfolgt ist. (Siehe Fig. 5, Taf. II.)

Turmaline mit Siebstruktur sind in all diesen Gesteinen weitverbreitet.

d) Hornblende- und Granatporphyroblasten führende Feldspatquarzite.

Neben den vorherrschend durch ihre Kalkarmut gekennzeichneten Hüllgesteinen haben sich ganz vereinzelt auch Gesteine angetroffen, deren Porphyroblasten auf einen gewissen Kalkgehalt schliessen lassen. Ein im Rakisabach aufgesammeltes helles quarzitähnliches Gestein lässt am Querbruch 1—2 mm lange smaragdgrüne Hornblenden erkennen.

In der eine Korngrösse von 0·1—0·9 mm besitzenden Hauptmasse herrscht der undulöse Auslöschung aufweisende *Quarz* vor. Mit diesem vermengt erscheinen Körnchen eines verglimmerten Minerals, das nach den spärlich unveränderten Saumpartien zu urteilen, der Plagioklasgruppe anzugehören scheint. In den an Hornblende reicheren Partien gelangen unter den salischen Gemengteilen die verglimmerten Plagioklaspseudomorphosen zur Vorherrschaft und in denselben sind in unregelmässiger Verteilung auch durch anomale Interferenzfarben gekennzeichnete *Klinozoisit*gruppen zu beobachten. Die Klinozoisitgruppen haben sich mit Vorliebe rings um die Hornblende-Individuen ausgebildet und denselben gesellt sich *Titanit* und seltener auch *Pistazit* zu.

Der *Hornblende* geht eine terminale Begrenzung ab. Sie ist siebförmig ausgebildet, hin und wieder stehen ihre die gleiche Orientation aufweisenden Partien in keinem unmittelbaren Zusammenhange. Ihr Pleochroismus ist der folgende: $\beta = \gamma =$ grün, $\alpha =$ gelblichgrün, $c\gamma = 16°$.

Weniger verbreitet ist der teils idioblastisch, teils siebförmig ausgebildete *Granat*. Kleine scharf begrenzte *Titanit*körnchen sind besonders in der Hornblende häufiger anzutreffen. Sie lassen in ihrem Innern oft kleine Erzpartickelchen erkennen.

In einem anderen, dunklen Quarzgestein erscheinen Pistazitstreifen und Flecke. U. d. M.

Die Körner des Quarzaggregates besitzen in der Regel eine Korngrösse über 1 mm und erweisen sich teilweise als einschlussfrei. Der reichlichere Pigmentgehalt, dem das Gestein seine dunkle Färbung verdankt, ist an feinkörnige, poikilitische Quarzaggregate gebunden, die eine schwammgerüstartige Verteilung erkennen lassen. Dem Pigment gesellen sich auch trübe Leukoxengruppen zu. Die Pistazitlagen und Flecke setzen sich nahezu rein aus *Pistazit* mit nur untergeordnetem *Quarz* und *Magnetit* zusammen.

e) Andalusitführende Granatglimmerhornfelsschiefer.

Zwei, im Bélörvényeser Bach (V. Orvisului) unterhalb des Höhenpunktes 361 m in Nachbarschaft der Grenze des Intrusionsgebietes gesammelte glimmerreiche Proben nehmen, was die Grösse ihrer Komponenten anbelangt, eine Übergangsstellung zu den Glimmerschiefern ein. Der Hauptanteil der Glimmer ist noch feinschuppig, teilweise aber überschreitet ihre Korngrösse 1 mm. Im Querschnitt sind ausser leukokraten Lagen bis 4 cm lange und 1·5 cm breite Andalusite und bis 2 mm grosse Granatkörner zu beobachten.

Der *Andalusit* bildet u. d. M. ein ausgezeichnetes Beispiel von Sammelkristallisation, indem er in der Regel von Einschlüssen vollgepfropft ist, unter welchen sämtliche Gemengteile des Gesteins vertreten sind. Die idioblastische Einschlüsse von Granat erreichen die Korngrösse von 2 mm.

Unter den Einschlüssen zeichnen sich Eisenerz und Biotit durch besondere Häufigkeit aus. Biotit tritt als Einschluss in verschiedener Form auf. Manchmal wird er durch den Andalusit in zickzackigen Faltenzügen umschlossen, meist tritt er in verschieden orientierten dicken Tafeln auf und endlich kann er den Andalusit pegmatitartig durchwachsen. (S. Fig. 6, Taf. III.) In einem Schliff ist im Streckungsraume des Andalusits ein Gemenge von Biotit, Granat, Plagioklas und kleiner Turmalinsäulchen zu beobachten. Allgemein werden die Andalusitindividuen von Glimmer umflasert.

Ansonsten ist die Zusammensetzung des Gesteins eine wechselnde. In manchen Lagen herrscht Quarz, in anderen Albit-Oligoklas oder Muskovit vor. Biotit ist auch in Porphyroblasten vorhanden und lässt um Orthit breitentwickelte pleochroitische Höfe beobachten.

Die Glimmer weisen eine diagonaldurchflochtene Anordnung auf.

Was den *Andalusit* selbst anbelangt, so liegt derselbe in unzersetztem Zustande nur in drei Schliffen vor. Er lässt Spaltrisse in zwei auf einander senkrecht stehenden Richtungen, gerade Auslöschung, eine niedere Interferenzfarbe in grauen Farbentönen, hohe Lichtbrechung und einen grossen Achsenwinkel erkennen. Ein ausgesprochener Pleochroismus konnte nicht festgestellt werden. Auch bei diesen grösstenteils intakten Individuen hat entlang eines Sprungnetzes die Umwandlung eingesetzt. In den anderen Schliffen ist der Andalusit zur Gänze der Umwandlung erlegen. Als Umwandlungsprodukt erscheint vorherrschend ein feinschuppiges Aggregat eines optisch negativen *serizitartigen* Minerals, mit einem mässigen Achsenwinkel ($2E = 50°$). Das Innere der Pseudomorphosen kann von einem niedere Interferenzfarben aufweisenden Schuppenaggregat, wohl dem *Kaolin* angehörend, eingenommen werden.

In einem Schliff wird der Andalusit vom abweichend orientierten und poikilitisch begrenzten Staurolith pegmatitartig durchwachsen. Der Staurolith weist den kennzeichnenden Pleochroismus in gelblichen Farbentönen auf und lässt eine höhere Licht- uud Doppelbrechung als der Andalusit erkennen.

f) Glimmerschiefer.

Es ist ein besonders kennzeichnender Zug der Kodrumetamorphose, dass die im inneren Kontakthof und im Bereiche des nördlichen Intrusionsgebietes beobachtbare Annäherung an die normale Kontaktmetamorphose im Südanteil des Intrusionsgebietes ausbleibt. Die Zwischenlagerungen des letzteren Gebietes erweisen sich nämlich als Glimmerschiefer, in deren mikroskopischem Bilde die Eintönigkeit des Mineralbestandes nur durch das Auftreten von Turmalin und gelegentlich Granat gemildert wird. Die Kontaktmetamorphose hat sich daher nur in Kornvergrösserung ausgewirkt.

Gesteine vom diesem Typus sind vereinzelt bereits im inneren Kontakthof zu beobachten. (Rechtseitiger, vom Piciorul Garbei abfliessender Wasserriss des Valea Mare von Nagymaros.) Die untersuchten Proben wurden hauptsächlich im Rakisabach, ferner im Hagymáser Bach (V. Hasmasului) aufgesammelt.

In all' diesen Proben wird nahezu die Hälfte oder der überwiegende Teil vom Glimmer gebildet, der im allgemeinen eine unorientierte Anordnung erkennen lässt. Je nach den einzelnen Handstücken kann Biotit oder Muskovit vorwiegen und es ist eine Wechsellagerung von glimmerreicheren und glimmerärmeren Lagen festzustellen. Die einzelnen Glimmerindividuen sind öfters breiter als lang, xenoblastisch begrenzt, oft siebstruiert, bergen Einschlüsse aller übrigen Komponenten, können sich gegenseitig umranden und miteinander homoax verwachsen. In den leukokraten Lagen herrscht bald Albitoligoklas, bald Quarz vor.

Die durchschnittliche Grösse der Glimmer schwankt zwischen 0·2—1·3 mm jene der Quarz-Albitoligoklasindividuen zwischen 0·1—0·5 mm. Im einer 1 m mächtigen Zwischenlagerung im Rakisabach erreichen die Muskovittafeln 5—6 mm.

Wohl infolge der bedeutenderen Korngrösse und Heterogenität des Schichtenverbandes ist in den Glimmerschiefern die Druckmetamorphose auffallender. Der Quarz lässt des öfteren undulöse Auslöschung, mitunter Zerfall in ein Mozaik erkennen. Ansonsten haben sich Bewegungsflächen ausgebildet und entlang derselben sind die grösseren Glimmertafeln verbogen oder zerbrochen (s. Tafel II, Fig. 6) und anschliessend ist es zur Ausbildung feinfaseriger Serizitsträhne gekommen, die stellenweise noch unverarbeitete Glimmerfetzen umschliessen. Die feinen Serizitnädelchen können den Quarz überwuchern. (S. Taf. V, Fig. 5.) Feine Rutilnädelchen im Quarz scheinen die Entmischung seines Titangehaltes darzustellen.

g) Gneisquarzit.

Während die bisher beschriebenen Zwischenlagerungen des Intrusionsgebietes, sowohl was Mineralbestand, als auch was Chemismus anbelangt, den Glimmerschiefern entsprechen, treten vereinzelt auch an Quarz derartig reiche Gesteine auf, dass ihre Projektion im Si-U-L-Dreieck von *Becke* bereits in den Projektionsbereich der typischen Quarzite zu liegen kommt.[1] In ihrem äusseren Habitus sind sie einem feinkörnigen quarzreichen Gneis nicht unähnlich und weisen ein paralleles oder in einer Richtung gestrecktes Gefüge auf. U. d. M. werden diese Gesteine nebst dem hohen Gehalt an *Quarz* auch durch einen ziemlichen Reichtum an *Biotit* gekennzeichnet, *Muskovit* ist nur in unbedeutender Menge zugegen.

Der *Biotit* bevorzugt zwar was Orientierung anbelangt die schon makroskopisch auffallende Parallelrichtung, von einer strengen Regelung kann aber nicht die Rede sein. Von den Biotit-Querschnitten werden die übrigen Gemengteile durchschnitten, die parallel zur Basis getroffenen Schnitte lassen aber sehr unregelmässige xenoblastische Konturen erkennen.

In dem granoblastischen Hauptgewebe mit 0·1—0·6 mm Korngrösse fallen besonders die nahezu isometrischen, rundlich begrenzten Quarzkörner von 0·1—1 mm Korngrösse auf. Von einer mechanischen Beanspruchung zeugt nur eine leise undulöse Auslöschung, als Einschlüsse finden sich

[1] Fundorte zweier derartiger Gesteinproben sind die folgenden: V. Albului, in der Nähe des Höhenpunktes 500 m, ferner: V. Archisel, mittlere Glimmerschiefereinlagerung des Granits.

in ihm Schüppchen von *Biotit*, ferner *Apatit* und wie korrodiert erscheinende Partien von Plagioklas auf. Der *Plagioklas* füllt nur die nach den Quarzkörnern sich erübrigenden Räume aus, ist daher zackig, gleichsam wie korrodiert begrenzt. Seine Ausbildungsform ist die normale der Plagioklase der Hüllgesteine, d. h. er weist nur spärliche Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz und besonders solche nach dem Periklin-Gesetz auf; er ist verhältnismässig anorthitreich (An_{18}—An_{22}) und führt Einschlüsse von *Quarz* und *Muskovit*. Trotz des hohen Aziditätsgrades des Gesteins, tritt Kalifeldspat als selbständige Mineralkomponente nicht auf und kann nur hie und da als antiperthitische Verwachsung im Plagioklas angetroffen werden. Spärlichere Tafeln von titanhältigem *Hämatit* vervolllständigen die Mineralassoziation.

Der Chemismus dieses Gesteins schliesst sich vollkomen jenem der Hüllgesteine an.

h) Injektionsgesteine.

Wie bereits betont, stehen im Kodru Intrusiva und Hüllgesteine im allgemeinen einander scharf gegenüber. Auch die noch am meisten eruptivverdächtigen Gneisquarzite weichen in ihrem mikroskopischen Gesamtbild von jenem der Intrusivgesteine entschieden ab und lassen gegenüber denselben verschiedentliche Unterscheidungsmerkmale abgewinnen, von welchen unter anderen die granoblastische Struktur, das Ausbleiben von selbständigen Kalifeldspat-Individuen, die durchschnittlich erheblich geringere Korngrösse und der im Verhältnis zur Azidität des Gesteins abnormal hohe Gehalt an Biotit vermerkt werden kann.

Diese Unterscheidungsmerkmale treffen wir, allerdings in verschiedenen Abstufungen, auch in den Injektionsgesteinen an. Wie erwähnt, sind mir derartige Gesteine nur in vereinzelten Exemplaren bekannt geworden und sie sind alle nur grobe Injektionsgesteine, *Adergneise*, bei welchen die Injektion der 2—10 mm mächtigen Eruptivlagen entlang den Schieferungsfugen erfolgt ist. Man könnte sich daher unter ihnen etwa nur das Diminutivum einer an Schieferlagen reicheren Partie des Intrusionsgebietes vorstellen, in der die Mächtigkeit der Instrusionslagergänge auf einige Milimeter hinabgesunken ist.

Das injizierende Material lässt in den verschiedenen Gesteinen, wenngleich es auch seinen leukokraten Charakter beibehält, doch ziemlich bedeutsame Unterschiede erkennen.

In dem einen Fall (Fundort: oberer Abschnitt des Rakisabaches) wird der *aplitgranitische* Charakter des Injektionsmaterials durch seinem Reichtum an Quarz und Kalifeldspat deutlich dargetan und diese Übereinstimmung durch das reichliche Auftreten von Mozaikplagioklas und Myrmekit vervollständigt.

Der eruptive Anteil des Gesteinsdünnschliffes wird von dem vorherrschend sedimentären Anteil im allgemeinen, durch eine 1—2 mm dicke *Muskovit*lage geschieden. Die dicken Muskovittafeln dieser Lage sind gänzlich unorientiert, des öfteren auch *senkrecht zur Schieferung* angeordnet. Nebst vorherrschendem Muskovit findet sich auch chloritisierter *Biotit*, der ähnlich, wie in den muskovitreichen Lagen der Glimmerschiefer, die sich nach dem Muskovit erübrigende Restzwickel erfüllt.

Infolge der verhältnismässig groben Korngrösse und der geringen Lagendicke der Adern, erscheint ihre Zusammensetzung naturgemäss ungleichmässig.

Albitoligoklas ist nur in untergeordneter Menge und kleineren Individuen zugegen, die meist vom Kalifeldspat umschlossen werden. Der Plagioklas ist teilweise nur randlich entmischt, teilweise aber stellenweise verglimmert. Seine Quarztropfen und grobe Quarzstengel bergende Individuen führen zu Myrmekit über. Neben typischem Myrmekit mit zarten Quarzstengeln ist auch Mozaikplagioklas weitverbreitet.

Innerhalb des Eruptivmaterials spielt der Muskovit dieselbe Rolle, wie in den Aplitgraniten, d. h. er scheint eine ziemlich gleichzeitige Bildung mit dem Quarz darzustellen und dabei teilweise den Kalifeldspat verdrängt zu haben. Ein bizarr begrenztes und von Quarz begleitetes dickes Muskovitindividuum lässt eine andere Deutung wohl kaum zu.

Ansonsten finden sich die Glimmer, undzwar sowohl *Muskovit*, als auch *Biotit* meist in kleineren Schüppchen vor und dieselben sind teils als Einschlüsse im Kalifeldspat, teils in dem Mozaik-plagioklas-Myrmekitgemenge verstreut anzutreffen. Nicht selten ist der Muskovit auch flaserartig angeordnet und wird vom Kalifeldspat durch Myrmekitsäume geschieden, eine Anordnung wie wir sie in den Eruptivgesteinen mehrfach antreffen werden. Endlich ist der Muskovit auch in skelettartiger Entwicklung anzutreffen, wobei die Maschen von Quarz erfüllt werden.

Der eruptive Anteil des Gesteines trägt übrigens die Anzeichen einer starken mechanischen Beanspruchung an sich. Der Quarz übergeht in ellyptische oder linsenförmige Trümmerwerke. Die mechanische Beanspruchung gelangte vorzüglich an der den eruptiven vom klastischen Anteil scheidenden Muskovitlage zur Geltung, indem an den einzelnen Muskovittafeln Knickungen, Biegungen, Zwangsverzwillingungen, Querrisse u. s. w. weit verbreitet sind.

Interessanterweise greift das Eruptivmaterial auch jenseits der Muskovitlage auf eine Entfernung in das Nebengestein über und endigt mit abgerundeter Grenze. Die Raumgewinnung erfolgte an dieser Stelle wohl durch eine *lokale Einschmelzung*.

Im Nebengestein findet sich ferner eine augenförmige Knolle des Eruptivmaterials, die vom Nebengestein durch Muskovitflasern abgegrenzt wird.

Das Nebengestein erweist sich als Zweiglimmerschiefer mit einigen unregelmässig begrenzten Granatkörnern.

In einem anderen Falle zeichnet sich die injizierende Masse durch das nahezu gänzliche Fehlen von Kalifeldspat aus.

Es liegt ein im Archiselbach aufgesammelter Gneisquarzit vor, der zwei, etwa 10 mm dicke und mit den Schieferungsflächen parallele leukokrate Lagen erkennen lässt, die sich von dem Nebengestein durch ihre bedeutendere Korngrösse (bis 2—3 mm) und reichlicheren Gehalt an Muskovit unterscheiden. Beiderseits werden sie im Nebengestein von biotitreicheren Lagen begrenzt. Diese 1·5—2 mm breite biotitreiche Säume führen nur spärlich Muskovit, die sich nach den Glimmern erübrigende Räume werden von Quarz erfüllt.

Die hellen Lagen sind augenscheinlich eruptiver Herkunft. Ihr Hauptgemengteil bildet *Quarz*, der in der Regel eine undulöse Auslöschung erkennen lässt, hie und da auch zu einem Mozaik zertrümmert ist. Der gleichfalls reichlich vorhandene *Plagioklas* lässt die üblichen Zwillingsgesetze der Plagioklase der Intrusivgesteine erkennen, weicht also in seinem Habitus von jenem der Plagioklase der Hüllgesteine deutlich ab. Er ist übrigens netzartig entmischt und lässt stellenweise auch Knickungen erkennen. Kleinere Feldspatindividuen erweisen sich als eine scheckige Verwachsung von Kalifeldspat und Plagioklas, wobei man an das Verdrängungsbild des Kalifeldspats durch Schachbrettalbit gemahnt wird. In einem Schnitte senkrecht zu γ weist der Plagioklas die Auslöschungsschiefe von + 16° (entsprechend An_9), der Kalifeldspat eine solche von + 5° auf. Ansonsten tritt der Kalifeldspat in selbständigen Individuen nicht auf.

Der *Muskovit* sammelt sich besonders in der Nähe der Lagengrenze an und lässt hier im grossen und ganzen eine Parallelität mit der Lagengrenze erkennen. Seine xenomorphe Begrenzung und vereinzelte Einschlüsse von eckig begrenztem Quarz weisen auf eine relativ späte Bildungsphase hin. Im allgemeinen mag die Bildung des Muskovits in zwei Phasen erfolgt sein. Kleinere Partien von Muskovit treten unter solchen Umständen auf, die auf eine Verdrängung des bereits individualisierten Plagioklases hinweisen. Über die Rolle des Muskovits soll noch bei der Besprechung des Mineralbestandes der Intrusivgesteine eingehender die Rede sein.

INTRUSIVGESTEINE.

Wie bereits erwähnt, hat es sich im Laufe der Untersuchungen im Gelände und im Laboratorium ergeben, dass die bisher bekannten Granite und das hornblendereiche „Ganggestein" die Endglieder einer zusammenhängenden Gesteinsreihe bilden.

Die Zerteilung des intrudierenden Magmas war auch mit einer Änderung der stofflichen Zusammensetzung der einzelnen Lagergänge verbunden.

Es sollen vorerst die gemeinsamen Kennzeichen des Gefüges und der Ausbildung einzelner Gemengteile geschildert und erst dann zur Beschreibung der einzelnen Gesteinstypen geschritten werden.

TEXTURELLE UND STRUKTURELLE KENNZEICHEN.

Nur ein Teil der Intrusivgesteine lässt eine massige Textur erkennen, bei dem überwiegenden Anteil derselben machen sich aber mehr oder minder ausgeprägte Paralleltexturen bemerkbar.

Ein geringer Teil der parallelen Anordnungen kann als eine primärfluidale gelten. Hiezu möchte ich besonders die an manchen dioritischen Gesteinen beobachtbare untereinander nahezu parallele Anordnung der nach (*M*) tafelförmigen Plagioklase zurechnen. In Betrachtnahme der schmalen Gangform derartiger Gesteine kann ein solches Parallelstellen nicht wundernehmen.

Die bei den Kodrugesteinen am meisten verbreitete Paralleltextur ist aber ihnen augenscheinlich nach der Erstarrung der Hauptgemengteile aufgeprägt worden. Die Struktur erweist sich als eine richtungslose und ist z. B. auch in der Anordnung der grossen Glimmertafeln keine parallele. Es haben sich aber wellenförmig verlaufende und von einem feinschuppigen Glimmergewebe mehr oder minder zusammenhängend verkleidete Texturflächen herausgebildet, wodurch die Gesteine eine oft ausgeprägte *groblentikuläre* Textur annehmen. Besser gestreckte Texturen sind nur sporadisch anzutreffen. Alle diese Erscheinungen sind aber niemals so weit gediehen, dass sie den eruptiven Charakter der Gesteine als fraglich dahinstellen könnten. Eine Betonung verdient noch jener Umstand, dass die groblentikulären Texturen sich vorzüglich an den azideren Gesteinstypen bemerkbar machen. Die basischen Glieder weisen eine völlig massige Textur auf.

Die *Struktur* der Gesteine ist — wie gesagt — im grossen und ganzen als eine typische Erstarrungsstruktur zu bezeichnen. Sie ist analog der *hypidiomorphen*, bei den granitischen und *dioritisch* oder *porphyrartig* bei den intermediären Typen. Nur in den basischen Gesteinen erreicht die durch die Druckmetamorphose verursachte mineralogische Umlagerung ein derartiges Ausmass, dass die primäre Struktur

verschleiert erscheint. Die primär-magmatische Struktur ist insbesondere, was das Verhältnis von Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz anbelangt, deutlich erhalten. Auf die besonderen Verhältnisse der femischen Gemengteile und des Muskovits soll bei ihrer Beschreibung eingegangen werden und auch die Kennzeichnung der die groblentikuläre Textur bedingenden Glimmerflasern soll dort erfolgen.

MINERALOGISCHE KENNZEICHEN.

A) **Allgemeines.**

Im Gegensatz zu der chemisch recht bedeutenden Variationsbreite, weisen die Intrusivgesteine einen recht eintönigen Mineralbestand auf. Sehen wir von dem in einem jeden Gesteine vorhandenen Apatit und Zirkon ab, so können als Hauptgemengteile nur *Plagiokl*as, *Kalifeldspat, Quarz, Muskovit, Biotit* und *Hornblende* verzeichnet werden. Dabei erweisen sich die Glimmer in den azideren Gesteinen, die Quarzdiorite noch miteinbegriffen, als auschliessliche femische Gemengteile. Beide femischen Gemengteile kennzeichnen sich als hydroxylhältige Mineralien. Als weitere Eigenheiten des Mineralbestandes mag die verhältnismässig niedrige Basizität der Plagioklase und die geringfügige Rolle der Eisenerze als Übergemengteile hervorgehoben werden. Alle diese Eigenheiten weisen eine eindeutige Tendenz, nämlich jene einer Anpassung des Mineralbestandes dem typomorphen Mineralbestande der Mesozone im Sinne GRUBENMANN's auf.

Ihre Blutsverwandtschaft wird ausser den allmöglichen Übergängen auch dadurch dargetan, dass ein geringer Kalifeldspatgehalt sich auch noch in den dioritischen Gesteinen, ein geringer Quarzgehalt bis in die basischesten Typen behaupten kann.

Dieser Mineralbestand soll des weiteren als *primärer* bezeichnet werden. Derselbe hat aber im Laufe späterer Druckmetamorphosen teilweise eine mehr oder minder intensive mineralogische und mechanische Umformung erfahren. Die mechanische Einwirkung gelangt eher in den azideren Gesteinen zur Geltung, in den basischen Gesteinen hat sich die Druckmetamorphose vorwiegend in mineralogischen Umlagerungen ausgelöst.

Wir wollen nun die Ausbildung der Hauptgemengteile eingehender kennen lernen.

B) **Kalifeldspat.**

Der Kalifeldspat lässt eine teilweise durchgreifende, teilweise nur auf einzelne Partien beschränkte Mikroklingitterung erkennen. Diese Gitterlamellierung steht in einigen Fällen mit der mechanischen Beanspruchung im Zusammenhang, indem sie teils auf die Nachbarpartien der Quarz- und Feldspateinschlüsse, teils auf jene vom zick-zackförmig verlaufenden Drucksuturen beschränkt ist. In $\perp \gamma$ getroffenen Schnitten kann mitunter das Lamellensystem nach dem Periklingesetz beobachtet werden. Ansonsten bildet er oft Zwillinge nach dem Karlsbadergesetz. Auch perthitische Spindeln sind des öfteren anzutreffen. Die spaltenrissfeinen Perthitspindeln schliessen in $\perp \gamma$ getroffenen Schnitten mit den Spaltrissen nach der Basis einen Winkel von 76° ein. Quer zur Richtung der Spindeln sind mitunter auch unregelmässig begrenzte und mit dem Albit der Spindeln parallel orientierte Albitflocken zu beobachten.

Als Einschlüsse kommen im Kalifeldspat *Muskovit,* korrodierter und teilweise myrmekitische

Verwachsungen aufweisender *Plagioklas, Mozaikplagioklas, Myrmekit, Quarz* und in den an Biotit reicheren Typen auch *Biotit* vor. Dabei kann ein Plagioklaseinschluss im inneren Myrmekitstenge führen und von einem Mozaikplagioklaskranz umhüllt werden.

C) Plagioklas.

An dem Plagioklas macht sich öfters die an druckmetamorphen Plagioklasen langher bekannte Entmischung des Anorthitgehaltes bemerkbar und sie gewinnen die Kennzeichen der „gefüllten Feldspäte". Unsere Gesteine sind diesbezüglich aus dem Grund von besonderem Interesse, da die Plagioklase der aziden und intermediären Typen sich oft nur in einem anfänglichen Stadium der Entmischung befinden, daher nichtentmischter Plagioklas zu keiner Seltenheit gehört und auch noch vorherrschen kann. Der nichtentmischte Plagioklas soll als *primärer Plagioklas* unterschieden werden und wir wollen vorerst seine Ausbildung kennen lernen.

a) Primärerhaltener Plagioklas.

Wie erwähnt ist primärerhaltener Plagioklas auch noch in den dioritischen Gesteinstypen anzutreffen und fehlt nur in den basischen Endgliedern.

Zwillingsbildung und Zonenfolge. Zwillingsbildungen nach dem Albit, Perikliner und Karlsbader Gesetz besitzen eine allgemeine Verbreitung, die Plagioklase entsprechen, diesbezüglich vollends jenen der normalen Tiefengesteinen. Was den Zonenaufbau anbelangt, kann nicht das gleiche behauptet werden. Der besonders die dioritischen Plagioklase kennzeichnende komplizierte Zonenaufbau wird in den Kodrugesteinen vermisst und die Zonarstruktur ist, wenn sie überhaupt entwickelt, nur auf einen schmalen Randsaum beschränkt und lässt nur geringe Unterschiede der Auslöschungsschiefen erkennen. Dabei erwies sich die Zonenfolge in einem jeden Falle als die normale, d. h. mit einem nach aussen zu abnehmenden Gehalt an Anorthit.

Einschlüsse. Einschlüsse sind im Plagioklas nicht besonders verbreitet. Ausser den akzessorischen Gemengteilen treten als Einschlüsse Quarz und auch femische Gemengteile auf.

Einschlüsse von *Quarz* sind in den reichlicher quarzführenden Gesteinstypen allgemein verbreitet. Sie treten, wenn wir von den myrmekitischen Verwachsungen absehen, in zweierlei Formen auf. In einem Falle finden sie sich in der Form von mehr oder minder korrodierten Dihexaedern und dann treten sie in der Regel vereinzelt auf. Ihre andere Form ist jene der sogenannten *Quarztropfen*, d. h. sie weisen kreisförmig abgerundete Querschnitte auf und ihr Auftreten ist ein gruppenförmiges, wobei die zu einer Gruppe gehörigen Quarztropfen die gleiche optische Orientierung erkennen lassen. Die Tropfenquarze bevorzugen in der Regel die randlichen Zonen der Plagioklasindividuen und ordnen sich hin und wieder zonär an. (S. Fig. 4, Taf. II.) In Gesteinen mit einer porphyrartigen oder bereits porphyrischen Struktur sind sie reichlicher anzutreffen. In den verschiedenen Partien mancher sich porphyrartig hervorhebender Plagioklase sind verschieden orientierte Quarztropfengruppen zu beobachten, während sie in anderen Fällen in den unmittelbar aneinander stossenden Partien zweier benachbarter Plagioklase die gleiche Orientierung erkennen lassen, d. h. sie setzen sich aus einem Plagioklas in den anderen fort.

Von den Myrmekitquarzen unterscheiden sich die Tropfenquarze durch ihre stets kreisförmige Querschnitte, durch ihre bedeutendere Grösse und auch ungleichförmigere Gruppierung. Was nun die

Bildung der vereinzelt auftretenden dihexaederisch begrenzten Quarze anbelangt, müssen wir in denselben mit H. ROSENBUSCH echte Einschlüsse erblicken. Bezüglich der Bildung der Quarztropfen gehen die Meinungen noch auseinander, indem sie bald als korrosionale Bildungen, bald als primäre Einschlüsse aufgefasst werden.

Von den Glimmern ist *Biotit* als Einschluss im Plagioklas selten zu beobachten, hingegen besitzen solche von *Muskovit* in den Plagioklasen mancher Gesteine eine ziemlich allgemeine Verbreitung. Darunter sind naturgemäss nicht die bei der Entmischung entstandenen farblosen Glimmerschüppchen gemeint. Von denselben sind sie durch ihre ansehnlichere Korngrösse, ihre Täfelchen erreichen eine durchschnittliche Länge von 0·1—0·3 mm, verschieden und es ist kein Übergang in die bei der Entmischung entstandenen Glimmerschüppchen zu beobachten. (S. Taf. II, Fig. 2.)

Die Unabhängigkeit der Muskoviteinschlüsse von dem Entmischungsvorgang geht übrigens bereits aus jenem Umstand hervor, dass sie sowohl in primärerhaltenen, als in den entmischten Plagioklasen genau dieselbe Ausbildung aufweisen.

Infolge ihrer bedeutenderen Grösse sind sie hin und wieder auch bereits mit unbewaffnetem Auge wahrzunehmen. Des öfteren lassen sie eine gesetzmässige Orientierung erkennen, indem sie sich parallel den Plagioklasspaltungsrichtungen anordnen. Ferner können die randlichen Schüppchen über die Grenze des Plagioklases hinaus in grössere Muskovitindividuen hineinragen. Anderseits häufen sie sich mitunter im Kern der Plagioklase an, und zwar auch noch in den Quarzdioriten, in denen der Muskovit als selbständiger Gemengteil nicht mehr auftritt. Im Kalifeldspat sind derartige Muskoviteinschlüsse nur selten zu beobachten und dieselben werden mitunter von Quarz begleitet.

b) Antiperthitische Verwachsungen.

Bei dieser Art Verwachsung bildet der Plagioklas ein meist schwammartiges Gerüst, dessen unregelmässige Lücken vom Kalifeldspat erfüllt werden, wobei Gast und Wirt dieselbe kristallographische Orientierung beobachten lassen. Zur Kennzeichnung der Verwachsung mögen die in Figur 5 beigefügten Handzeichnungen dienen. (S. p. 83.)

Mit der regelmässigen Verwachsung von Plagioklas und Kalifeldspat hat sich eingehender F. E. SUESS befasst (**70**). Die von SUESS nach einem Vorschlag von F. BECKE als *Antiperthit* bezeichneten Bildungen lassen freilich was Grösse, Gestalt und Verteilung, d. h. die ganze Erscheinungsform des Kalifeldspats anbelangt, erhebliche Verschiedenheiten erkennen. Wollen wir uns aber an die Originaldefinition von SUESS halten, wonach Antiperthit „diejenige mehr oder minder regelmässige Verwachsung zweier Feldspäte, bei denen Plagioklas den Wirt, Orthoklas oder Mikroperthit die Einschlüsse bilden", so sind in derselben auch die hier beschriebenen Fälle miteinbegriffen und sollen zur Unterscheidung von den von SUESS beschriebenen und abgebildeten Antiperthiten als *antiperthitische Verwachsungen* unterschieden werden.

In der Gesteinsserie des Kodru konnten antiperthitische Verwachsungen nahezu in jedem Gesteinstyp beobachtet werden. Kennzeichnenderweise haben sie sich auch in solchen Gesteinen vorgefunden, die sonst keinen selbständig individualisierten Kalifeldspat enthalten und sie treten im allgemeinen in kalifeldspatärmeren Gesteinen öfters auf. Auch in dieser Eigenschaft stimmen sie daher mit dem typischen Antiperthit von SUESS überrein (l. c. p. 425).

5. ábra. — Figur 5.

Jelmagyarázat. — Zeichenerklärung.

I. $\perp \alpha$ metszet. A plagioklász ikres a karlszbadi törvény szerint (Granodiorit, Rakisapatak, 3-ik telér).

Schnitt $\perp \alpha$, der Plagioklas bildet einen Zwilling nach dem Karlsbader Gesetz (Granodiorit, Rakisabach, 3-ter Gang).

II. $\perp \gamma$ metszet. A két földpát $\gamma\gamma'$-szöge 12·5°-al mérhető. Az egyik káliföldpátátszövéshez kvarczárvány is csatlakozik (Granodiorit, Rakisapatak, 8-ik telér).

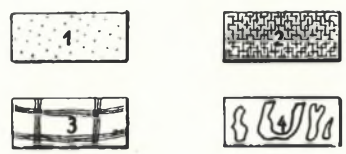
Schnitt $\perp \gamma$. Der Winkel $\gamma\gamma'$ der beiden Feldspäte misst sich mit 12·5°. Dem Kalifeldspat gesellt sich an einer Stelle ein Quarzeinschluss zu (Granodiorit, Rakisabach, 8-ter Gang).

II. Közel $\perp \gamma$ metszet, melyben a káliföldpát hálós elrendezést mutat (Granodiorit, Rakisapatak, 8-ik telér).

Schnitt nahezu $\perp \gamma$ mit netzförmiger Anordnung des Kalifeldspates (Granodiorit, Rakisabach 8-ter Gang).

IV. Közel (*M*)-hez merőleges metszet. A plagioklászban csak egy káliföldpátrészlet látható s ezt lefelé széles mirmekites szegély övezi. A plagioklászra felfelé, a káliföldpát felé széles mirmekitszegély rakódott rá (Peléelitos, káliföldpáttartalmú biotitos-amfibolos-kvarcos diorit a Hagymási-völgy déli kezdőágából.)

Schnitt nahezu $\perp$ zu (*M*). Es ist nur ein Kalifeldspatfleck vorhanden, der nach links unten zu von einem breiten Myrmekitsaum begrenzt wird. Auch oben gegen ein Kalifeldspatindividium zu hat sich ein breiter Myrmekitsaum entwickelt (Peléeitischer, kalifeldspatführender Biotit-Amphibol-Quarzdiorit. S-licher Anfangszweig des V. Hasmasului.)

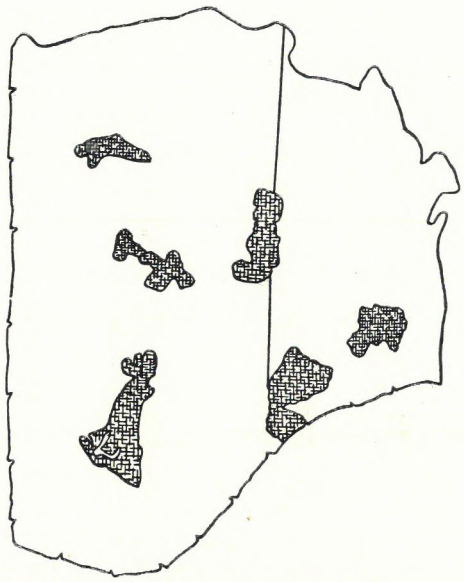


1 = Szétesett plagioklász. — Entmischter Plagioklas.
2 = Túlnyomóan mikroklinikerrácsos káliföldpát. — Kalifeldspat vorherrschend mit Mikroklinstruktur.
3 = Zónás és ikres eredeti plagioklász. — Zonärer und verzwillingter primärer Plagioklas.
4 = Mirmekites szegély. — Myrmekitsäume.

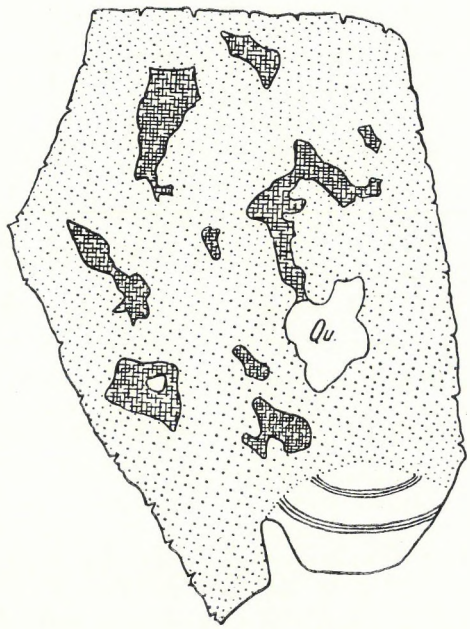
Qu = Kvarc. — Quarz. *B* = Biotit.

5. ábra. — Figur 5.

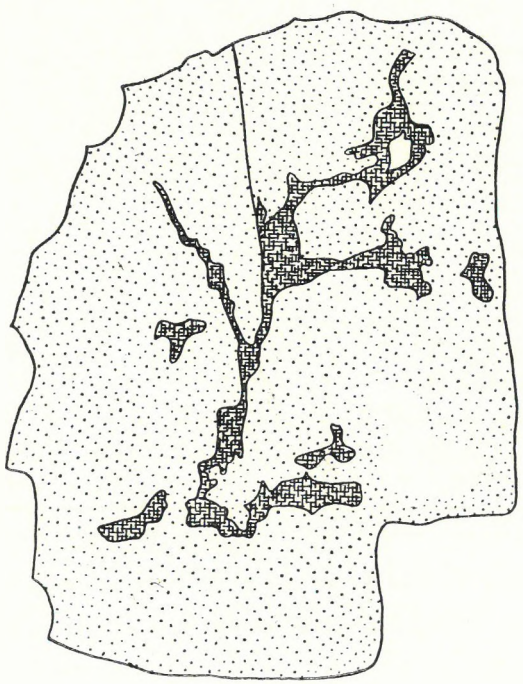
PLAGIOKLÁSZ ÉS KÁLIFELDPÁT ANTIPERTITES ÖSSZENÖVÉSE.
ANTIPERTHITISCHE VERWACHSUNGEN VON PLAGIOKLAS UND KALIFELDSPAT.



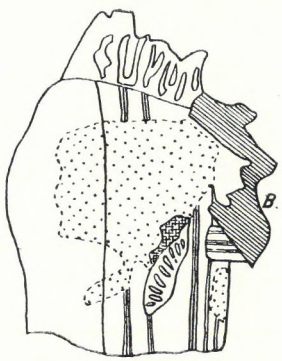
I



II



III

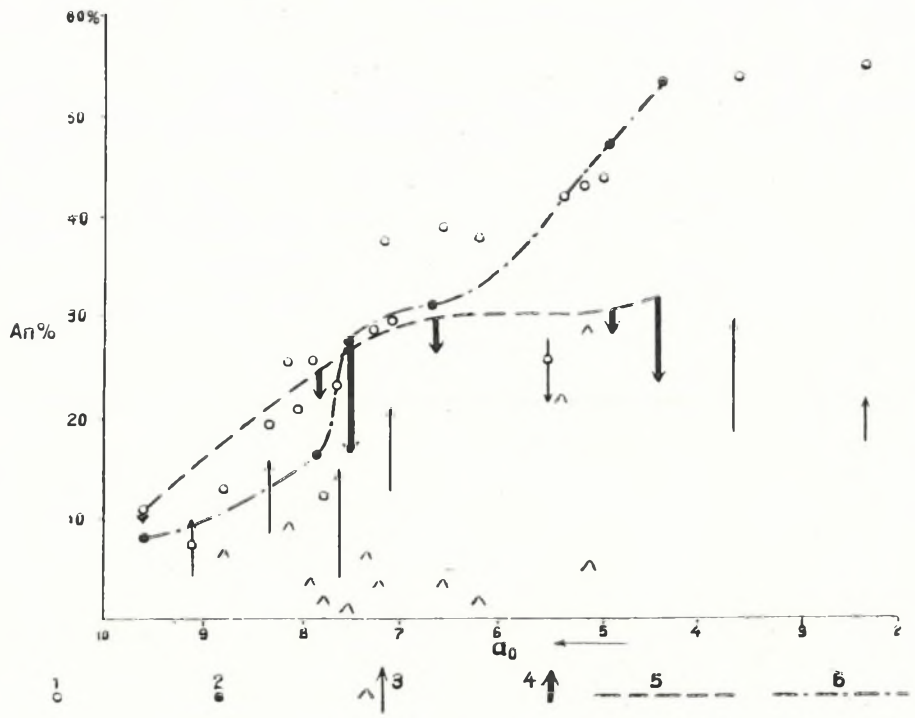


IV

6. ábra. — Figur 6.

A TAUERN-HEGYSÉG ÉS A KODRU KŐZETEI KISZÁMITOTT PLAGIOKLÁSZAINAK DIAGRAMMJA.

DIAGRAMM DER BERECHNETEN DURCHSCHNITTSPLAGIOKLASE DER TAUERN- UND KODRUGESTEINE.



1 A Tauern-hegység kőzetei kiszámított átlagos plagioklászának vetületei (BECKE F. nyomán).
Orte des berechneten Durchschnittsplagioklases der Tauerngesteine (nach F. BECKE).

2 A Kodru-kőzetek kiszámított átlagos plagioklászának vetületei.
Orte des berechneten Durchschnittsplagioklases der Kodrugesteine.

3 A Tauern-hegység kőzetei plagioklászának optikai uton megállapított anortit-tartalma (BECKE F. nyomán).
Optisch festgestellter Anorthitgehalt der Plagioklase der Tauerngesteine (nach F. BECKE).

4 A Kodru-kőzetek plagioklászának optikai úton megállapított anortittartalma.
Optisch festgestellter Anorthitgehalt der Plagioklase der Kodrugesteine.

5 A Kodru-kőzetek legmagasabb anortit-százalékait összekötő görbe.
Verbindungslinie der höchsten Werte des Anorthitgehaltes der Kodrugesteine.

6 A Kodru-kőzetek kiszámított átlagos plagioklásza vetületeit összekötö görbe.
Verbindungslinie der berechneten Durchschnittsplagioklase der Kodrugesteine.

Es mag ferner hervorgehoben werden, dass die antiperthitischen Verwachsungen keine konstante Eigenschaft des Plagioklases bilden und sie finden sich auch nicht in einem jeden einzelnen Schliffe vor. Von 30 nacheinander untersuchten Schliffen hat sich nur etwa $^1/_3$ als antiperthitische Verwachsungen aufweisend erwiesen. Der antiperthitische Kalifeldspat lässt des öfteren eine Mikroklingitterung erkennen; in manchen Gesteinen ist dieselbe als deutlich durch Stresswirkungen hervorgerufen zu erkennen.

Was die Bildung des Antiperthitkalifeldspates anbelangt, erreicht derselbe eine bedeutendere Grösse, als dass er als Entmischungsprodukt angesprochen werden könnte. Dass seine Bildung mit der Entmischung der Feldspäte nichts zu tun hat, geht schon aus dem Umstand hervor, dass er sich bereits in dem primärerhaltenen Feldspat vorfindet. Auch ist er frei von jederart Neubildung. Freilich ist er in den entmischten Feldspäten infolge seiner völligen Frische viel leichter wahrzunehmen, als in primärerhaltenen Feldspäten, wo die Feststellung infolge der gleichen Orientierung und nahezu gleich tiefen Interferenzfarbe einige Aufmerksamkeit erheischt.

Er kann auch kein einfaches Korrosionsprodukt bilden, da er auch in sonst kalifeldspatfreien Gesteinen auftritt. Die regelmässige Verwachsung mit dem Plagioklas weist vielmehr auf seine primärmagmatische Entstehung hin. Dementsprechend steht er manchmal mit Quarzeinschlüssen (s. z. B. Fig. 5, II), andersmal mit Biotiteinschlüssen in Verbindung und vereinzelt haben sich angrenzend auch Myrmekitsäume ausgebildet (Fig. 5, IV). Durch letztere Beobachtung wird sein vormyrmekitisches Alter sichergestellt.

c) Basizität.

Der Anorthitgehalt der Plagioklase nimmt mit zunehmender Basizität der Gesteine erst rascher, später kaum mehr zu. In den basischsten Gesteinstypen ist er infolge der vollkommenen Umminerali-sation des primären Plagioklases nicht mehr festzustellen. Immerhin reichen die Anorthitbestimmungen bis in die Normaldiorite hin, doch kann infolge der verbreiteten Entmischung der grösseren Plagioklasindividuen das Auftreten von basischeren Plagioklasen nicht mit Sicherheit verneint werden. Allenfalls tragen die vorhandenen primären Plagioklase einen recht einheitlichen Habitus zur Schau.

Überblicken wir die uns zur Verfügung stehenden Daten, so muss uns im Vergleich zu den normalen Erstarrungsgesteinen die geringe Basizität der Plagioklase der Kodrugesteine, vorzüglich in den mehr basischen Gesteinstypen auffallen. Dieser Umstand springt besonders anschaulich hervor, wenn wir nach dem Vorgange von F. Becke den durch optische Methoden festgestellten Anorthitgehalt und den aus der chemischen Analyse berechneten Durchschnittsplagioklas in einem Diagramm auf a_0 bezogen darstellen (s. Fig. 6), in welchem auch die von F. Becke für die Zentralgneise der Hohen Tauern abgebildete Werte zum Vergleich übernommen wurden (**121**, p. 225). Die zur Konstruktion des Diagramms erforderlichen Daten sind der beigefügten Tabelle zu entnehmen.

Gesteinsvarietät	a_0	Optisch festgestellter *An* %	Durchschnittsplagioklas *An* %
Aplitischer Granit	9·55	10	8·5
Granodiorit	7·84	22—25	16·7
Granodiorit	7·6	17—27	27·8
Quarzbiotitdiorit	6·7	27—29	31·6
Biotit-Amphibol-Quarzdiorit . .	4·5	30—32	48·1
Amphiboldiorit	4·95	29—30	54·2

Wie es das Diagramm erhellt, gestalten sich die Verhältnisse vorerst bis etwa $a_0 = 7{\cdot}6$ als normal, d. h. der aus der Analyse berechnete Durchschnittsplagioklas erweist sich als anorthitärmer, als der optisch bestimmte Plagioklas. Die Ursache ist bei dem aplitischen Granit in den Perthitspindeln des Kalifeldspats, ansonsten wohl in der Entmischung des Plagioklases aufzufinden, da letztere wohl meist mit einer geringen Kalkabfuhr in Verbindung steht. Nach $a_0 = 7{\cdot}6$ nimmt aber die Kurve des optisch bestimmten Plagioklases einen flachen, der Abszissenachse nahezu parallelen Verlauf an, während jene des aus der Analyse berechneten Anorthitgehaltes steil ansteigt. Mit anderen Worten der tatsächlich beobachtete Anorthitgehalt ist bedeutend geringer, als der aus der Analyse berechnete.

Sehen wir von den sonst zwischen Plagioklasen der Tauerngesteine und der Kodrugesteinen bestehenden Unterschieden ab, so lässt sich für beide Gesteinsreihen jener gemeinsame Zug feststellen, dass der Anorthitgehalt die 32% in den basischeren Gesteinen nicht überschreitet, wobei dasselbe Kennzeichen sich auch aus dem Diagramm von BECKE für die „alten Gneise" der Ötztaler Masse u. s. w. herauslesen lässt (**121,** p. 227). Es scheinen daher bei der Individualisierung aller dreier Gesteinsserien derartige pt-Verhältnisse geherrscht zu haben, die die Bildung eines basischeren Plagioklases nicht gestatteten. Unbeschadet dieser Übereinstimmung, sind aber zwischen den alpinen Gesteinen und der Kodruseries auch wichtige Unterschiede festzustellen.

So unterscheiden sich z. B. die Plagioklase der Hohen Tauern von denen der Kodrugesteine durch ihre überwiegend inverse Zonenstruktur, ferner darin, dass die Unstimmigkeit zwischen optisch bestimmter und chemisch berechneter Plagioklaszusammensetzung sich in den azideren Gesteinen bereits recht deutlich bemerkbar macht. Rein mineralogisch findet letzterer Umstand in dem Auftreten von Epidot als gleichberechtigtes Gemengteil der Tauerngesteine seinen Ausdruck. Auch führen sie Granat und es sind ihnen Paralleltexturen viel deutlicher aufgeprägt. All' diese Erscheinungen hängen augenscheinlich mit der laut BECKE bis ins Innerste der Massen hinein voll entwickelten Krystallisationsschieferung der Tauerngneise zusammen, demzufolge ihre Erstarrungsstruktur völlig verwischt wurde (**121,** p. 154).

Auch kann in den Kodrugesteinen der Epidot als keine mit den übrigen femischen Gemengteilen gleichberechtigte Komponente gelten, da er in azideren Gliedern nur vereinzelt pseudomorph nach Biotit auftritt und sonst nur bei der Ummineralisation der Plagioklase basischer Typen eine nennenswertere Rolle spielt.

Allenfalls kann nicht allein der Epidot für obige Unstimmigkeit in den Kodrugesteinen verantwortlich gemacht werden. Augenscheinlich fällt aber das Auftreten der Unstimmigkeit mit dem Auftreten der Hornblende und ihr bedeutenderes Ausmass mit dem reichlicheren Vorhandensein von Hornblende zusammen. Es liegt auf der Hand zwischen den beiden Erscheinungen einen ursächlichen Zusammenhang zu vermuten. Die Zusammensetzung der Hornblende der Kodrugesteine ist uns nicht bekannt. Nach den Angaben von NIGGLI ergibt der Typus der gewöhnlichen Hornblende folgende Kennzahlen: $si = 77$, $al = 13$, $fm = 59$, $c = 24{\cdot}5$, $alk = 3{\cdot}5$, $k = 0{\cdot}20$, $mg = 0{\cdot}57$ und $c/fm = 0{\cdot}40$ (**154,** p. 71). Bei der Berechnung nach OSANN oder der normativen Feldspäte nach NIGGLI wird ein dem Tonerdegehalt entsprechender Anteil der Hornblende (26 mol %) als Feldspat berechnet, undzwar ergibt bei obigem Werte des K der aus der Hornblende berechnete Plagioklas einen Anorthitgehalt von 63%. Damit wird aber der Kalkgehalt der Hornblende bei weitem nicht erschöpft, $c = 15{\cdot}4$ bleibt noch an Tonerde ungesättigt. Wenn, wie in den basischeren Kodrugesteinen, die Entmischung der

Plagioklase weit fortgeschritten ist, so muss sich besonders im Falle einer vorherrschenden Rolle der Glimmer als Entmischungsprodukte ein Tonerdeüberschuss ergeben, der dann bei der Berechnung des Durchschnittsplagioklases mit dem an Tonerde ungesättigten Kalkgehalt der Hornblende verbunden, als reiner Anorthit in Rechnung gestellt wird und den Anorthitgehalt des berechneten Durchschnittsplagioklases noch weiter erhöht. Dass diese Vorstellung bei den analysierten basischen Gesteinen des Kodru zutrifft, geht aus der Betrachtung der Analysenresultate deutlich hervor, indem sich aus derselben trotz des hohen Hornblendegehaltes nur ein ganz unbedeutender Wert von an Tonerde ungesättigtem *CaO* berechnen lässt.

d) Myrmekit und Mozaikplagioklas.

Mit der Deutung dieser von MICHEL-LÉVY zuerst beobachteten gesetzmässigen Verwachsung von Plagioklas und Quarz, des „quartz vermiculé" der Franzosen, haben sich zahlreiche nahmhafte Forscher befasst. Die einschlägige Literatur finden wir bei W. PETRASCHEK (**74**, p. 70), M. REINHARD (**82**), F. BECKE (**94** und **121**), TRONQUOY und besonders bei J. SEDERHOLM (**141a**) eingehend zusammgestellt.

Eine vollständige Einigkeit ist freilich noch nicht erzielt worden und es soll diesbezüglich die zusammenfassende Meinung, wie wir sie in der neuesten Auflage der Kristallinen Schiefer von GRUBENMANN-NIGGLI finden, Erwähnung finden. Einerseits wird der Myrmekit unter den autometamorphen Bildungen des liquidmagmatischen Stadiums angeführt und seine Bildung in die letzten Erstarrungsstadien eines Tiefengesteins verlegt (**154**, p. 182). An anderer Stelle ist aber folgendes zu lesen: „Es handelt sich also bei der Myrmekitbildung sowohl um autometamorphe, wie allometamorphe Prozesse, ja es ist möglich, dass ein Teil der so benannten Verwachsungen eine einfache eutektische Plagioklas-Quarz-Kristallisation darstellt. Da, wo es sich (wie bei den metamorphen Gesteinen stets) um eine wirkliche Verdrängung der Kalifeldspatsubstanz durch meist sauren Plagioklas handelt, ist die Myrmekitisierung nur ein besonderer Fall des als Albitisierung zu bezeichnenden Phänomens. Ersetzt fast reiner Albit den Kalifeldspat, so wird keine Kieselsäure frei. Jedoch treten dann häufig interessante Erscheinungen auf, die ebenfalls von BECKE beschrieben wurden". Im letzteren wird auf die homoaxe Verdrängung von Kalifeldspat durch Schachbrettalbit gezielt.

Von meinen eigenen Wahrnehmungen über Myrmekit mag folgendes Erwähnung finden.

Die von einer Druckmetamorphose völlig unabhängige Entstehung des Myrmekits schien für mich durch jene Beobachtung erledigt, dass ich typischen Myrmekit auch in den Granodioriten und Granodioritapliten des Banats auffinden konnte (**97a**, p. 159, 172 u. s. w.). Nun stellen aber die Banatite sowohl was ihre Kennzeichen, als auch jene ihrer Kontakthöfe anbelangt, einen Topotyp einer von mechanischen Beeinflussung sowohl während, als nach ihrer Erstarrung völlig unberührten Gesteinsreihe dar, wie wir sie jungfräulicher wohl überhaupt nicht kennen. Beim Durchsichten der bekannten, nach dem ROSENBUSCH'schen System zusammengestellten Gesteinssammlung der Firma KRANTZ in Bonn konnte ich den Myrmekit auch in sämtlichen Granittypen und auch in zwei Apliten vorfinden.[1]

[1] Die Fundorte der Gesteinsproben sind folgende: Kinzigtal (Schwarzwald), Brocken (Harz), Markersdorf (Sachsen), Rochesson (Vogesen), Hochwald (Vogesen), Sierre de Conillas (Portugalien), Shap Fell, Westmoreland (England), Aberdeen (Schottland), Wiborg (Finnland), Haraldby, Alana (Finnland) und Wenheim (Odenwald).

In den Kodrugesteinen ist das Auftreten von Myrmekit nahezu in jedem Kalifeldspat führenden Gestein festzustellen, des öfteren ist er reichlich zugegen, undzwar tritt er in folgenden Ausbildungen auf:

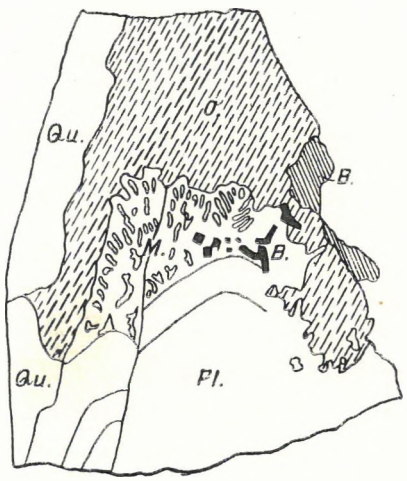
α) **Saummyrmekit.**

In diesem Falle bildet der Myrmekitplagioklas etwa die äusserste Zone des Plagioklases, ist dabei freilich nur auf einige Teile oder einen geringen Teil des Plagioklasrandes beschränkt. Ich habe nur in einem Fall noch einen, auf den Myrmekit folgenden quarzstengelfreien Albitsaum beobachten können. Das Plagioklasindividuum weist wohl in allen Fällen korrodierte Grenzen auf. Verfolgen wir nun diese korrodierte Grenze, so finden wir, dass der Myrmekitsaum ein über die Fortsetzung dieser korrodierten Grenze hinaus sich auf Kosten der Kalifeldspates gebildetes Plus bildet.

7. ábra. — Figur 7.

MIRMEKITSZEGÉLY (GRANODIORIT, VASKŐ).

SAUMMYRMEKIT (GRANODIORIT, VASKŐ, BANAT).



Pl = *Plagioklász. — Plagioklas.*
Qu = *Kvare. — Quarz.*
My = *Mirmekit. — Myrmekit.*
B = *Biotit. — Biotit.*
O = *Ortoklász. — Ortoklas.*
M = *Mirmekit — Myrmekit.*

Ich möchte an dieser Stelle zwei Beispiele des Saummyrmekits beschreiben, beide aus dem Granodiorit von Vaskő im Banat. Bei dem ersten Individuum ist die Korrosion bis zu einer nahezu gut ausgesprochenen Zone vorgeschritten. (S. Fig. 7.) An dem Sektor des Saummyrmekits ist diese Korrosion scheinbar unterblieben und darauf folgt noch ein breiter Myrmekitsaum. Auf das gleichzeitige Auftreten von winzigen Biotittäfelchen sei auch verwiesen. Das gleichzeitige Auftreten von Biotitschüppchen zeigt auch ein anderes Beispiel. Gehen wir hier gleichfalls von der Korrosionsgrenze aus, so finden wir in der Fortsetzung derselben winzige Quarzkörnchen, welche dann vom Myrmekit durch winzige, unregelmässig begrenzte Biotitschüppchen geschieden werden. Es hat daher den Anschein, dass diese winzigen Biotitschüppchen ihr Entstehen demselben Restlösungen, die den Myrmekit lieferten, verdanken.

β) **Warzenmyrmekit.**

Dieselben haften entweder dem Plagioklas an und folgen dann auf Saummyrmekit, oder aber treten sie vereinzelt im Kalifeldspat auf. In letzterem Falle bevorzugen sie die Säume des Kalifeldspates oder die Berührungsnähte zweier benachbarter Kalifeldspatindividuen, mitunter ordnen sie sich auch entlang der Karlsbader Zwillingsfläche an. Die Warzenmyrmekite können zu abweichend orientierten und sich einander unmittelbar berührenden *Myrmekitaggregaten* anhäufen.

Das Mengenverhältnis zwischen Plagioklas und Quarz wird im allgemeinen durch die von Becke formulierte Gesetzmässigkeit geregelt. Mitunter aber treten auch etwas abweichende Bildungen auf. In den aplitgranitischen Gesteinen z. B. werden von den grösseren Kalifeldspäten korrodierte Plagioklasindividuen umschlossen, die von unregelmässig verteilten und gröberen Quarzstengeln durchdrungen sind. Der Plagioklas lässt dabei die normale Zwillingsbildung erkennen. Diese Bildungen führen gewissermassen zu den Quarztropfen hinüber.

Tatsächlich ist es hie und da zu beobachten, dass mit dem Ausbleiben des Myrmekits entlang der Grenze von Plagioklas und Kalifeldspat, sich kleine Quarztropfen anordnen. Hin und wieder sind

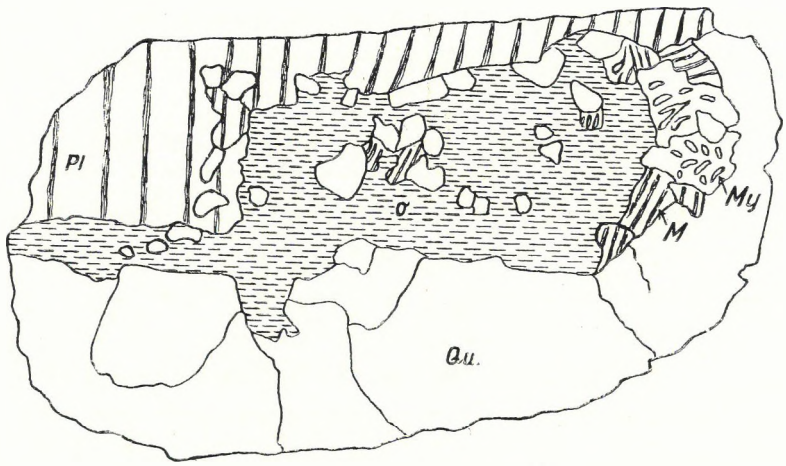
auch in der Mitte der Myrmekitwarze kleinere Quarztropfen zu beobachten, oder aber stellen sich im Inneren grobe pegmatitähnliche Durchdringungen ein. In selteneren Fällen lassen sich in der Nähe des Myrmekits wenige kurze und sich nicht verzweigende Quarzstengel beobachten, die vom Myrmekit etwas abweichen.

Ein weiterer Zusammenhang besteht ferner zwischen dem Myrmekit und den hier als Mozaikplagioklas bezeichenbaren Bildungen der peraziden Gesteine. Es sollen darunter jene, sich mit unregelmässigen Grenzen berührende saure Plagioklashaufwerke verstanden werden, die eine ähnliche Rolle, wie der Myrmekit beziehungsweise die Myrmekitaggregate spielen. Nur weisen sie in der Regel keine myrmekitische Durchdringung auf, wenngleich vereinzelte Quarzstengel oder kleine Quarztropfen in ihnen zu keiner Seltenheit gehören. Gleich dem Myrmekit umkränzen sie den Plagioklas dem Kalifeldspat zu, nehmen die Grenze zweier Kalifeldspatindividuen ein oder treten in den Kalifeldspatindividuen selbst auf. (S. Taf. II, Fig. 3.) Mitunter können die an der Berührungsgrenze der Mikrokline auftretenden rundlichen oder länglichen Plagioklaspartien auf gewisse Länge die gleiche Orientierung beobachten lassen.

8. ábra. — Figur 8.

SZEGÉLYKÉPZŐDMÉNYEK A PLAGIOKLÁSZ ÉS MIKROKLIN HATÁRÁN. GRANODIORIT. (V. Clitoului, a Lucul La Per-től D-re.)

RANDBILDUNGEN AN DER GRENZE VON PLAGIOKLAS UND MIKROKLIN IM GRANODIORIT. (V. Clitoului, S-lich vom Locul La Per.)



Pl = *Plagioklász. — Plagioklas.* **My** = *Mirmekit. — Myrmekit.*
Qu = *Kvarc. — Quarz.* **O** = *Mikroklin. — Mikroklin.*
M = *Mozaik-plagioklász. — Mozaikplagioklas.*

Zwischen den einzelnen Mozaikplagioklasen finden sich eventuell Zwickel von Kalifeldspat, die mit den grossen Kalifeldspatindividuen dieselbe Orientierung aufweisen. Dem oft intensiv verzwillingten Mozaikplagioklas können sich auch typische Myrmekitwarzen zugesellen. Beiliegende Textfigur veranschaulicht uns den Zusammenhang zwischen dem Auftreten von Mozaikplagioklas, Myrmekit und Quarzeinschlüssen. Der Mozaikplagioklas ist augenscheinlich sowohl von den primären kleinen korrodierten Plagioklaseinschlüssen des Kalifeldspates, als auch von dem Schachbrettalbit zu unterscheiden und stellt eine dem Myrmekit gleichzeitige Bildung dar. Sein reichlichstes Auftreten wurde in den Aplitgraniten beobachtet. Als Albitisierung möchte ich aber ihre Bildung nicht bezeichnen, da sie keine reine Albitsubstanz darstellen und dieselbe Entmischungserscheinungen aufweisen, wie der Myrmekitplagioklas und der primäre Plagioklas des Gesteines selbst.

Was nun das Problem der Myrmekitbildung anbelangt, wird es u. a. durch das Auftreten des Myrmekits in den Bánáter Granodioriten einwandfrei bewiesen, dass zu seiner Bildung Stresswirkungen nicht notwendig waren. In den peraziden Gliedern der Kodruseries spielt zwar der Myrmekit eine

bedeutendere Rolle, als in den Granodioriten, doch sind diese beiden Gesteine eben infolge ihrer abweichenden Azidität nicht unmittelbar miteinander vergleichbar. Es scheint mir überhaupt ein gewisser Zusammenhang zwischen der Häufigkeit der Myrmekitbildungen und der Azidität der Gesteine — eine reichliche Kalifeldspatführung naturgemäss vorausgesetzt — zu bestehen, oder mit anderen Worten das Erübrigen von kalk-natronhältigen Restlaugen das Charakteristikum der azideren Magmen zu bilden. Dieser Umstand kann möglicherweise mit der in diesen Gesteinen allenthalben beobachtbaren starken Korrosion der Plagioklase zusammenhängen. Es wäre sonst unverständlich, wie sich bei der Voraussetzung des Nachdringens gleicher Restlaugen, der oft recht geringfügige Gehalt an Kalifeldspat der basischeren Gesteine überhaupt behaupten hätte können. Auch scheint ein Zusammenhang mit den aziden Magmen eigenen reichlicherem Gasgehalt zu bestehen. Die Anreicherung von Myrmekit in den Kontaktzonen wurde von MICHEL-LÉVY, A. LACROIX und M. REINHARD (**82,** p. 78) seine besonders schöne Ausbildung in den Injektionsschiefern und Injektionsgneissen von E. WEINSCHENK (**64,** p. 118), H. SCHWENKEL und M. GRUBENMANN (**107,** p. 219) hervorgehoben. In all diesen Fällen hat man es mit von Gasen und Dämpfen stark geschwängerten Randfaziesen und aplitisch-pegmatitischen Abschüben zu tun.

Etwas ähnliches ist ja auch in den Kodrugesteinen der Fall. Nach den Feststellungen von F. BECKE gehört ferner der Myrmekit zu den raumersparenden Vorgängen, woher seine Bildung durch hohen Druck begünstigt wird. Hoher Druck und hoher Gas- und Dampfgehalt sind aber sich bedingende Umstände.

Allenfalls hat der Myrmekit mit der Druckmetamorphose nicht zu schaffen, da er — wie erwähnt — des öfteren Entmischungserscheinungen aufweist.

Nur in den besser geflaserten Gesteinen tritt der Myrmekit auch unter derartigen Verhältnissen auf, die auf den ersten Blick auf einen Zusammenhang zwischen Myrmekit und Muskovitflasern hinweisen zu scheinen. Auf diese besonderen Verhältnisse wollen wir noch bei der Besprechung der Glimmerflasern zürückkehren (vergl. p. 99) und an dieser Stelle nur soviel erwähnen, dass in betrachtnahme jenes Umstandes, dass der Muskovit der Glimmerflasern den Myrmekit zu verdrängen scheint, der Myrmekitbildung eine doch etwas ältere Bildungsphase zuzukommen scheint.

Die Entmischung der Plagioklase (Gefüllte Feldspäte).

Diese Erscheinung ist an und für sich schon seit langem bekannt und wurde bei den basischen Plagioklasen als *Saussuritisierung* bezeichnet. Es war aber die Theorie der *Piezokristallisation* WEINSCHENK's, die dieses Phänomen in den Brennpunkt des Interesses der Petrographen stellte. Von diesem Autor wurde nämlich die Möglichkeit einer sekundären Entstehung der Mikrolithen im Plagioklas des bereits erstarrten Gesteines bestritten und sie wurden als Produkte einer langsamen Kristallisation unter erhöhtem Druck eines sich an der Emporstauung der Zentralketten aktiv beteiligenden Magmas betrachtet (**65,** p. 326 und **64,** p. 38). „Die Plagioklase zerfallen im Moment ihrer Kristallisation in spezifisch schwere Kalktonerdesilikate, welche von dem Rest des Feldspats umhüllt werden." (**64,** p. 53). Die Unhaltbarkeit dieser Auffassung wurde besonders von MILCH (**69,** p. 189) und BECKE (**121,** p. 224) nachgewiesen. Auch in den Plagioklasen der Kodrugesteine ist die sekundäre Entstehung der Mikrolithen eine derartig auffallende, dass hierauf bereits in meinem Aufnahmsbericht für das Jahr 1912 hingewiesen wurde (**122,** p. 91).

Der bisher behandelte primäre Plagioklas erweist sich gänzlich frei von den Mikrolithen und alsobald letztere erscheinen, geht die Zusammensetzung des sie bergenden Plagioklasuntergrundes sofort in jene eines nahezu reinen Albits über. Die ersten entmischten Partien können sich sowohl zentral als auch randständig melden und hierauf umfasst die Entmischung ein schwammgerüstartiges Netz, dessen Verlauf von den eventuellen Einschlüssen des Plagioklases, wie Quarz, Antiperthit und Muskovit vorgeschrieben werden kann. Mit dem Vorwärtsschreiten des Prozesses sind dann nur vereinzelte rundliche Maschen von dem primären Plagioklas vorzufinden, bis schliesslich auch diese völlig verschwinden.

In dem entmischten Plagioklas bleibt die Kristall- und Zwillingsstruktur der nicht allzu basischen Plagioklase völlig erhalten. Da der primäre Plagioklas in der vorwiegenden Anzahl der beobachteten Fälle einem Oligoklas entspricht, weicht er vom Albit ausser seiner Wasserklarheit und seiner in Schnitten $\perp \alpha$ positiven Auslöschungsschiefe auch durch seine niedrigeren Interferenzfarben ab.

Die Änderung der Zusammensetzung möge nur durch zwei Beispiele erläutert werden. In einem Plagioklasindividuum, in welchem der primäre Plagioklas durch den Schliff genau $\perp \alpha$ getroffen wurde, lässt sich an demselben die Auslöschungsschiefe $+ 10°$, an den entmischten und naturgemäss nicht genau $\perp \alpha$ orientierten Partien desselben Individuums eine solche von $-8°$ messen. Genau $\perp \alpha$ getroffene Schnitte des entmischten Plagioklases desselben Schliffes weisen die Auslöschungsschiefe $-14°$ bis $-16°$ auf. In parallel der Fläche *M* getroffenen Karlsbader Zwillingen misst sich der Winkel ω in dem primären Plagioklas mit 141°, in dem entmischten mit 163°. Der Anorthitgehalt des entmischten Grundplagioklases variiert in den Kodrugesteinen zwischen $An_5 - An_8$.

Die Menge der Entmischungsprodukte nimmt augenscheinlich mit der Basizität der Plagioklase zu. In den Albit-Oligoklasen der Aplitgranite sind sie noch ziemlich spärlich zugegen, in den basischeren Oligoklasen ist ihre Menge schon bedeutend angewachsen, ohne aber, dass durch ihr Auftreten das Erkennen der einheitlichen Zwillingsstruktur des Albituntergrundes vereitelt würde. Nur in den basischen Endgliedern der Kodrugesteine sind die Entmischungsprodukte in einer derartig dichten Gruppierung zugegen, dass das Vorhandensein eines Albituntergrundes bereits kaum festzustellen ist und dadurch auch die Kristallstruktur in Verlust geraten ist.

Unter den Entmischungsprodukten herrscht in der Regel ein farbloser Glimmer vor. Klinozoisite (seltener Zoisit) sind in einer wechselnden Mengenverhältnis zugegen und können in einzelnen Gesteinen auch vorherrschen. Die Menge an Zoisit und Klinozoisit ist im allgemeinen mit der Basizität der Plagioklase keine proportionelle, da in den basischesten Gesteinen in der Regel die farblosen Glimmerbildungen vorherrschen.

Es mag ferner nicht unerwähnt bleiben, dass die Intensität der Entmischung der Plagioklase im allgemeinen keinen regelmässigen Zusammenhang mit dem Mass der kataklastischen Zertrümmerung des Quarzes aufweist. Es finden sich, bei sonst ziemlich analoger Zusammensetzung, Gesteine, die trotz der stärkeren Zertrümmerung des Quarzes vorherrschend primäre Plagioklase erkennen lassen, während in anderen die Plagioklase bei einer kaum nennenswerten Kataklase des Quarzes fast durchgehends entmischt sind.

In neuerer Zeit haben sich mehrere ostmärkische Kollegen mit der Frage der gefüllten Feldspäte, als einem vorzüglich *alpinen Problem* eingehend befasst. Es ist aber ebenso auch als ein *karpatisches* Problem zu bezeichnen. Ich selbst habe derartig entmischte Feldspäte aus dem Granit

von Aranyida (**119**, Tafel XII, Figur 5—6) und aus dem Tiefengesteinen der Umgebung von Dobsina und des Vepormassivs beschrieben (**188**, p. 10—11, 44—48), sie charakterisieren die Tiefengesteine der Hegyes-Drócsa, jene der Hohen-Tátra u. s. w. und werden wohl kaum den übrigen Tiefengesteinen der Kerngebirgsreihe fehlen.

Die angeführten Beobachtungen stimmen mit jenen der ostmärkischen Kollegen sehr gut überein, nur stehen die alpinen Gesteine augenscheinlich in einem fortgeschritteneren Stadium der Entmischung. Die ostmärkischen Kollegen haben für die Feldspäte die indifferente Bezeichnung „gefüllte Feldspäte" in Vorschlag gebracht (ANGEL und HERITSCH), wobei ANGEL darunter mikrolithenführende saure Plagioklase im allgemeinen versteht (**174**). Unsere Feldspäte entsprechen dem was ANGEL als „echte Fülle" bezeichnet (l. c. p. 43) und so soll diese Bezeichnung hier in diesem Sinne gebraucht werden.

Was die neueren Ansichten über die Bildung der echten gefüllten Feldspäte anbelangt, haben sich CHRISTA und L. KOLBL mit gewissen Abweichungen eher der Theorie WEINSCHENK's angeschlossen.

CHRISTA meint nämlich, dass man Mikrolithenbildung und Kornzerkleinerung, daher zwei sehr heterogene Effekte, nicht auf mechanische Einwirkung zurückführen kann (**179**, p. 573). Daher betrachet CHRISTA die Entmischung der Plagioklase als einen hervorstehenden Fall „der Piezokristallisation und eine von der Volumenregel beherrschte und teilweise unter Stoffzufuhr aus der granitischen Schmelzlösung erfolgte Entmischung der kristallisierenden Plagioklassubstanz in «statu nascendi» (l. c. p. 584)".

Nach der Ansicht von L. KOLBL lassen es die korrodierten und entmischten Plagioklaseinschlüsse des Kalifeldspats erkennen, dass die Entmischung nach dem Auskristallisieren des Biotits und der Plagioklase, aber bevor noch Kalifeldspat und Quarz im festen Zustand vorhanden war, erfolgt sei. Da der Kalifeldspat dem Volumgesetz nicht gehorchte, dürfte seiner Meinung nach weniger das Volumgesetz eine ausschlaggebende Rolle gespielt haben, als die Tatsache, dass die sich immer mehr anreichernden Restlaugen nach einer Druckänderung und beträchtlicher Temperaturänderung selbständig — bei gleichzeitigen Bewegungen — metasomatisch verändernd wirkten (**181**, p. 54—55).

ANGEL und CORNELIUS hingegen halten an der im verfestigten Zustande nachträglich erfolgten Umwandlung der Plagioklase bewirkt durch einen Tiefenstufenwechsel fest. An die obere Tiefenstufe sind nach der Meinung von CORNELIUS die gefüllten Plagioklase gebunden und wesentlich an solche Teile derselben, in denen Durchbewegung keine durchgreifende Gesteinsumformung zu erzielen vermochte (**186**, p. 28). Es wird dabei hingewiesen, dass die Entmischung auch die Plagioklase der Myrmekite und jene der Schieferhülle betroffen hat, eine Feststellung, die nach vorangehenden auch im Kodrukristallin zutrifft.

F. E. SUESS führt die mit Mikrolithen gefüllten Plagioklase als eine Erscheinungsform der enorogenen Metamorphose an (**201**, p. 19—22).

Ich habe daher an meinem, im Jahre 1912 eingenommenen Standpunkt nichts zu ändern und möchte mich nur noch mit zwei Fragen der Feldspatentmischung befassen.

Die erste ist jene des *Zeitpunktes der Entmischung*. Im Kodru haben wir zur Entscheidung dieser Frage eine Handhabe dadurch, dass im Hangenden des Kristallins eine dem Perm eingelagerte Diabas-Quarzporphyrserie vorhanden ist. In dieser permischen Gesteinserie hat die Entmischung der Plagioklase in einem noch gesteigerteren Masse stattgefunden und primärer Plagioklas gehört da zu der grössten Seltenheit. Was das mikroskopische Bild der entmischten Plagioklase anbelangt, kann eine Abweichung in den Einzelheiten nicht verkannt werden.

In den weniger veränderten basischen Diabasen ist die Abweichung von den Entmischungsbildern der vorpermischen basischen Typen oft minder auffallend und es sind unter den Entmischungsprodukten auch Glieder der Zoisitfamilie vertreten. In einer Gruppe der metamorphen permischen basischen Gesteine sind aber die Plagioklase unter Beibehalt von Form und Kristallstruktur in *Albit* übergangen. Obwohl diese Albite kleine Glimmer- und Chloritschüppchen als ständige Einschlüsse beherbergen, ist die Menge der Einschlüsse eine mässige und die Einheitlichkeit der Interferenzfarben und des optischen Achsenbildes wird durch sie nicht gestört. Zoisit und Klinozoisit fehlt unter den Entmischungsprodukten. Ein gleiches Albitisieren weisen die Einsprenglingsplagioklase der porphyritischen Glieder der Reihe auf, während der Plagioklas der Quarzporphyre in der Regel bis auf Unerkenntlichkeit verglimmert ist. Die Entmischung der Plagioklase war daher in diesen Gesteinen mit bedeutenderen Substanzverfrachtungen verbunden.

Trotz der kurz angedeuteten Unterschiede kann die Entmischung der vorpermischen und permischen Eruptiva nur als das Resultat ein und desselben tektonischen Geschehens gelten. Es wäre sonst unverständlich, warum die Entmischung der jüngeren permischen Eruptiva in einem gesteigerteren Masse stattgefunden habe und wie sich ein primärer Plagioklas in den vorpermischen Gesteinen im Falle eines zweifachen Entmischungsprozesses behaupten hätte können. Auch sind die Plagioklase der das Kristallin durchsetzenden Gangdiabase ebenfalls völlig entmischt. Die Unterschiede im Entmischungsvorgang müssen auf die Verschiedenheiten der Ausgangsmaterialien und auch auf jene der Art der tektonischen Beanspruchung zurückgeführt werden.

Das Ausgangsmaterial der permischen Eruptiva war jene der Ergussgesteine und der nahe der Erdoberfläche eingedrungenen Lakkolithe. Daher finden sich basische Plagioklase in den Diabasen[1] und im allgemeinen Augit als femisches Gemengteil der basischen und intermediären Typen. Nun ist Augit bei Druck ebenso unbeständig, wie der Plagioklas und die labilen Bestandteile der beiden Minerale bilden, besonders entlang der Grenzen, Mischkristalle (Pistazit, Strahlstein). Die Glimmer der vorpermischen Gesteinsreihe verhält sich gegenüber dem Druck beständiger, doch wie sich Hornblende als wesentlicher Gemengteil einstellt, verliert die „Fülle" ihr gewohntes Bild. Es soll dies natürlich nicht als Norm gelten. Bei anderen p/t-Verhältnissen kann der Verlauf sich ändern. In dem Amphibolit von Dobsina z. B. spielt in den entmischten Plagioklasen Zoisit die vorherrschende Rolle (**188**, p. 47).

Was die mechanische Beanspruchung der beiden Eruptivserien anbelangt, muss man sich vergegenwärtigen, dass im Kristallin ein bereits gefaltetes und durch Intrusionen versteifte Serie, im Perm aber eine ungestörte Schichtenfolge vorgelegen ist.

Grössere homogene Eruptivlagen des Perm konnten allerdings ihre massige Textur erhalten. Im allgemeinen bot die Serie für das oft mit CO_2 geschwängerte Wasser bequemere Zirkulationsbahnen, wodurch Chloritisierung und Kalzitisierung eine wichtige Rolle spielt. Daher haben auch bedeutendere Stoffumlagerungen stattgefunden. Der dem versteiften Kristallin übertragene Druck war ein mehr einheitlicher. Das normale Entmischungsbild halte ich ebenso wie CORNELIUS für das Ergebnis eines mässigen langanhaltenden Druckes, der sich infolge der körnigen inhomogenen Zusammensetzung auf die einzelnen Partien der Körner ungleichmässig verteilte. Die durch Einschlüsse bewirkte Stau-

[1] In den intermediären Gesteinen ist mir kein primärerhaltener Plagioklas bekannt geworden.

wirkung ist, wie es vorher geschildert wurde, oft in dem Entmischungsbilde zu beobachten. Eine bedeutendere Formänderung ist dazu nicht nötig. Je basischer der Plagioklas, desto labiler war er, daher sind auch die basischen Kerne leichter der Entmischung zum Opfer gefallen.

Bei einer stürmischeren mechanischen Beanspruchung ist es auch zu mechanischer Druckformung gekommen, auf die ich in einem besonderen Kapitel zurückkehren werde.

Die zweite Frage auf die hier eingehender eingegangen werden soll, ist: ob in den glimmerähnlichen Entmischungsprodukten, wie es wohl allgemein angenommen wird, tatsächlich Muskovit vorliegt. Die Frage wurde von ANGEL bejahend beantwortet (**174**, p. 37—38). ANGEL greift dabei auf eine Analysenreihe CATHREIN's zurück, laut welcher der Kaligehalt der Wildschönauer und anderer Saussurite mit Zunahme des Gehaltes an Epidot-Zoisit-Mineralien eine Steigerung, der Natrongehalt aber eine Abnahme beobachten lässt. Da nun laut ANGEL der Glimmergehalt parallel mit dem Zoisitgehalt zunimmt, glaubt er sich berechtigt die Muskovitnatur des Glimmers als erwiesen betrachten zu dürfen.

Ich muss gestehen, dass ich aus den CATHREIN'schen Analysen ganz andere Schlussfolgerungen herauslesen kann. Die Originalanalysen von CATHREIN sind folgende:

	I.	II.	III.	IV.
SiO_2	67·49	65·23	50·49	48·30
Al_2O_3	20·35	21·22	25·27	29·98
CaO	0·72	1·80	11·07	12·36
Na_2O	11·27	10·24	4·93	4·49
K_2O	0·29	0·51	1·30	1·57
Fe_2O_3	—	0·80	3·36	0·65
MgO	—	0·64	2·70	1·31
H_2O	—	—	2·11	2·33

Aus obigen Zahlen geht hervor, dass nur die Feldspäte III. und IV. als Saussurit s. str. bezeichnet werden dürfen. Feldspat I. ist nach den Angaben CATHREIN's „sehr rein und nur von etwas sekundärem Kalkspat begleitet", er besitzt daher überaus keine Fülle und lässt auch keine Zwillingsstreifung erkennen (**27**, p. 239—240). Der Feldspat II. ist nach CATHREIN ein klarer Feldspat, reichlich von Epidotmikrolithen durchdrungen, besitzt aber einen noch geringen Kalkgehalt. Wenn daher diese vier Feldspäte tatsächlich die aufeinander folgenden Stufen ein und desselben metamorphen Vorganges illustrieren, so stehen die kalkreichen Feldspäte III. und IV. der Zusammensetzung des Ausgangplagioklases am nächsten. Die zwei Feldspäte I. und II. können aus den basischen Feldspäten nur durch eine bedeutende Stoffabgabe hervorgegangen sein. *Kurz*, mit obiger Analysenreihe *könnte höchstens der Albitisierungsvorgang belegt werden*. Es zeigt sich dabei, dass mit zunehmender Albitisierung der Kalkgehalt rapid und parallel damit auch der spärliche Kaligehalt[1] abnimmt. Der Feldspat I., der keine Zwillingsstreifung aufweist, scheint überhaupt eine Neubildung (Ballenalbit in Sinne ANGEL's) zu sein.

Auch die von CORNELIUS zu Gunsten der Muskovitnatur des Glimmers angeführten Beobachtungen, laut welchen in den Ultramyloniten und Myloniten mit der Zunahme des Serizits eine Steigerung

[1] Derartig hohe Kaligehalte weisen übrigens auch die Plagioklase der Diorite und Gabbros auf (vergl. z. B. **191**, p. 346), man hat also zur Annahme einer Kalizufuhr durchaus keinen Grund.

des Kaligehaltes nachzuweisen ist, sind für die Entscheidung dieser Frage belanglos, da es sich um anerkannterweise verschiedene Vorgänge handelt.

Für eine Auffassung des Glimmerminerals der Kodrugesteine als Kalknatronglimmer können folgende Gründe angeführt werden:

Der erste ist jener der Wahrscheinlichkeit. Wir müssen bei der Entmischung des Kalkgehaltes des Plagioklases doch in erster Linie einen Kalknatronglimmer erwarten. Wie es auch die ostmärkischen Forscher betonen und auch in den Kodrugesteinen festzustellen ist, können die Glimmermineralien unter den Entmischungsprodukten stark vorherrschen und zwar ist dies auch in den basischesten Typen der Kodrugesteine der Fall, die trotzdem keinen abnorm hohen Kaligehalt erkennen lassen.[1] Noch überzeugender sind die Analysen der permischen Diabase, die trotz einer vorherrschenden Verglimmerung nur Kaligehalte von 0·42 und 0·50 Gewichtsprozenten aufweisen. Die Verschieferung der Diabase zu Chloritschiefer u. s. w. war mit keiner Kalizufuhr verbunden ($K_2O = 0{\cdot}47\%$), ein farbloser Glimmer tritt in diesen Gesteinen nur untergeordnet auf. (S. der S. 178 folgende Analysentabelle.)

Alles in allem möchte ich in dem bei der Entmischung der Plagioklase entstehenden Glimmermineral der Kodrugesteine den Vertreter von Kalknatronglimmer erblicken. Dass der geringe Kaligehalt der Plagioklase sich als Muskovit entmischt, ist selbstverständlich.

Es sind daher zum Zustandekommen der „gefüllten Feldspäte" keine solche besondere Verhältnisse nötig, wie sie CORNELIUS zur Erklärung der vorausgesetzten Kalizufuhr forderte. Die im Kodru erkannten Verhältnisse sollen aber nicht als Norm aufgestellt werden, da sich der Verlauf den örtlichen Verhältnissen gemäss verschiedenartig gestalten kann.

D) Muskovit und Biotit.

Wie erwähnt, bilden Glimmer das ausschliessliche femische Gemengteil der im Kodru weitaus vorherrschenden *granitischen* Gesteine, desgleichen auch in den *Quarzdioriten* und nur in den Vertretern der *peléeitischen* und *normaldioritischen* Magmen stellt sich die Hornblende ein. Diese Rolle von *Biotit* hat durchaus nichts Befremdendes. Über das Auftreten von Muskovit in den Eruptivgesteinen sind aber verschiedene Meinungen laut geworden, von denen einige hier Erwähnung finden sollen.

E. WEINSCHENK erklärte den Muskovit als einen primären, selbständigen Bestandteil und er hebt hervor, dass seine besser begrenzte Schüppchen — manchmal regelmässig angeordnet — nicht selten Einschlüsse in den Feldspäten bilden (**64,** p. 29). Dieser Meinung gegenüber steht jene von H. ROSENBUSCH. Auf jener Beobachtung fussend, dass der Muskovit nur in den Graniten im engeren Sinne und hier mit Vorliebe in den miarolithischen Drusen auftritt, folgert er darauf hin, dass der Muskovit kein im engeren Sinne des Wortes normales Gemengteil der Granite bildet und seine Bildung in die pneumatolytische Periode der Gesteinsbildung zu versetzen ist.

Für eine primäre Entstehung des Muskovits ist W. GOLDSCHMIDT gelegentlich seiner Untersuchungen der Trondhjemite und Granite des Stavanger-Gebietes eingetreten. Der Muskovit „ist somit bald nach den Plagioklaskernen auskristallisiert, ehe noch die Kristallisation der Plagioklashüllen abgeschlossen

[1] Der in den basischen Typen nachgewiesene Kaligehalt findet in dem noch nachweisbaren geringen Kalifeldspatgehalt, oder in den antiperthitischen Einschlüssen von Kalifeldspat im Plagioklas und gelegentlichen Muskovittäfelchen seine Erklärung.

war. Ähnliches finden wir auch bei den Graniten des Stavanger-Gebietes, ein Zeichen für einen nicht unbedeutenden Wassergehalt der sauren Magmen in diesem Gebiete". (**140**, p. 22). Ferner: „Man kann sich vorstellen, dass die Bildung von Muskovit auf Kosten von Alkalifeldspat (oder richtiger statt einem Teil des Alkalifeldspates) in den späteren Stadien der Gesteinsverfestigung als eine Art von Hydrolyse des Feldspatmolekuls auffassen" (l. c., p. 119). Bei einer derartigen Auffassung der Muskovitbildung wird laut GOLDSCHMIDT die alte Unterscheidung zwischen *Granit* und *Granitit* eine erneute Berechtigung gewinnen. Granit wäre dann das Produkt eines derartigen Magmas, welches soviel Wasser enthielt, dass die Hydrolyse am Kalifeldspat sichtbare Spuren hinterlassen hat. Weitere Vorbedingungen wären, dass die äusseren physikalischen Bedingungen, insbesonders der statische Druck, dem Magma erlaubt haben, genügende Wassermengen in Lösung zu halten (l. c. p. 120).

Auch von O. H. ERDMANNSDORFFER wird die Muskovitbildung auf eine Art hydrolytische Spaltung der Kalifeldspatmolekulen in späteren Abschnitten der magmatischen Entwicklung zurückgeführt. „Wo diese Bildung von Kaliglimmer noch innerhalb des Verfestigungsintervalls granitischer Gesteine liegt, entstehen *Muskovit-* oder *Zweiglimmergranite*" (**156a**, p. 186).

Von F. E. SUESS wird der Muskovit in den Zweiglimmergraniten als die jüngste Abscheidung aus einer Restlösung betrachtet (**159a**, p. 14). Andererseits ist die Bildung von Muskovit seiner Meinung nach in den gepressten Graniten der Gebiete vom lugischen Bau bei der Verschieferung derselben auf Kosten *des Kalifeldspats erfolgt* (l. c. p. 123 und 126). Die gelegentlichen Querstellung der Muskovittafeln wird durch jene Annahme erklärt, dass ihre Bildung nach Abschluss der Gleitbewegungen erfolgt, beziehungsweise diese überdauert hat (l. c., p. 127).

In den Intrusionsgesteinen des Kodru spielt der dunkle und der helle Glimmer eine derart gleichwertige Rolle, dass man auf eine gleiche Bildungsweise beider Glimmerarten folgern muss. Da in dem Muskovit mitunter kleine homoaxial orientierte scharf begrenzte Einschlüsse von Biotit auftreten, hat allerdings die Ausscheidung von Biotit in einem etwas früheren Zeitpunkt eingesetzt.

Den seltener auftretenden grossen Muskovittafeln scheint eine Sonderstellung zuzukommen. Sie erwiesen sich meist als einschlussfrei, führen jedenfalls keine Einschlüsse von Quarz und Feldspat. Kommen sie in den Verlauf einer Flaser zu liegen, so können sie vom Flasermuskovit mit abweichender Orientierung einheitlich umsäumt werden.

Im allgemeinen aber kennzeichnen sich die Glimmer durch eine mindere Korngrösse und wenn sich porphyrartige Strukturen einstellen, so sammeln sie sich besonders in der Grundmasse an. In ihrem Auftreten bevorzugen sie meist die Grenze von Plagioklas und Quarz, mitunter auch jene der benachbarten Plagioklasindividuen, oder aber bilden sie mit Quarz den letzten Ausscheidungrest. Die beiden ersten Anordnungen kennzeichnen vorzüglich den Biotit, letztere besonders den Muskovit.

Bei einer Anordnung an der Grenze vom Plagioklas und Quarz kann über das Verhältnis der Glimmer zum Plagioklas folgendes vermerkt werden. Seltener stellen sich die Glimmerblättchen parallel den Kristallflächen des Plagioklases, sie scheiden also den Plagioklas von dem Quarz. Des öfteren scheinen sie gleichsam randliche Partien des Plagioklases zu ersetzen. Die in ihrer Hauptausdehnung bereits ausserhalb der Plagioklasindividuen liegenden Glimmer (vorzüglich Biotit) ragen in den Plagioklas mit schlechter terminalen Begrenzung hinein, besitzen oft ein zerfranstes Aussehen, werden dabei mitunter von Quarz begleitet, erwecken daher den Anschein, als ob sie den Plagioklas verdrängt hätten.

Im Kalifeldspat sind derartige auf Verdrängung hinweisende Erscheinungen seltener zu beobachten. Die mit dem Quarz auftretenden Glimmerindividuen weisen nur selten einen gewissen Idiomorphismus auf, undzwar können Muskovittäfelchen die Quarzfelder gewissermassen zerteilen. In der Regel werden ihre Konturen teils von dem Plagioklas, insbesondere aber von dem Quarz vielfach beeinflusst und müssen als typisch xenomorph bezeichnet werden. Sie lassen seltener Einschlüsse von Feldspat, des öfteren solche von kleinen Quarzkörnchen erkennen. Dass beide Glimmerarten in Feldspäten Einschlüsse bilden, wurde bereits erwähnt.

All diese Verhältnisse lassen es zweifellos erscheinen, dass die Hauptphase der Glimmerausscheidung nach der Ausscheidung der Feldspäte liegt und am Ende, gleichzeitig mit jener der Quarzes stattgefunden hat. Dabei ist es auch scheinbar zu geringfügigen Verdrängungen der Feldspäte, besonders des Plagioklases gekommen.

Die Menge des Muskovits nimmt naturgemäss mit zunehmender Basizität ab. In den Quarzdioriten ist Muskovit nur in kleinen Blättchen im Plagioklas und in den Biotit schief durchquerenden Täfelchen anzutreffen, doch tritt er auch noch in basischesten Typen gelegentlich auf.

E) Hornblende.

Die Hornblende scheint nach den grossen Hornblendeindividuen zu urteilen den primären Pleochroismus: γ = dunkelgrünlichbraun, β = bräunlichgrün und α = hellgelblichbraun besessen zu haben. Dieser Farbenton ist aber meist in Verlust geraten und der normale Pleochroismus ist folgender: γ = bläulichgrün, β = tiefgrün und α = gelblichgrün. Die Auslöschungsschiefe $c\gamma$ misst sich mit 16—18°.

Auch bei dem Versuch der Bestimmung der Ausscheidedauer der Hornblende gelangen wir zu jenem Ergebnis, dass dieselbe einen grösseren Zeitintervall umfassen musste.

Die grossen Hornblendeeinsprenglinge der basischesten Gesteine sind meist automorph, bergen nur Einschlüsse von Erz und Biotit, welch letzterer allerdings fast restlos durch Epidot oder hellen Glimmer ersetzt wird. In den weniger basischen Gliedern erscheinen die grösseren Hornblendeindividuen teilweise mit korrodierten Grenzen. Die eine geringere Korngrösse besitzenden Hornblendeindividuen treten im allgemeinen in zweierlei Anordnungen auf. Einesteils häufen sie sich knollenartig an, wobei die einzelnen Individuen sich gegenseitig berühren oder nur durch Zwickel oder schmale xenomorphe Plagioklasfelder getrennt werden. Anderseits finden sie sich in den vorherrschend aus Plagioklas zusammengesetzten Feldern ziemlich gleichmässig verstreut und weisen teils idiomorphe, teils mehr beeinflusste Konturen auf. Infolge der überwiegend gänzlichen Entmischung der Plagioklase, die die Kristallstruktur der Plagioklase völlig verwischt hat, sind die einzelnen Plagioklasindividuen nicht mehr auseinanderzuhalten und daher ist nicht zu entscheiden, inwiefern etwa korrodierte oder von Plagioklasgrenzen beeinflusste Konturen vorliegen. Es scheinen beide Fälle vorzukommen.

Was das Verhältnis zwischen der Hornblende und dem Quarz anbelangt, werden die Quarzfelder teils von idiomorphen Hornblenden durchschnitten, andere Individuen begrenzen die Quarzkörner zackig und können kleine Quarzkörnchen umschliessen.

Man muss daher die Hauptphase der Hornblende-Ausscheidung in dem Zeitraum vor und während der Plagioklas-Ausscheidung versetzen, sie hat aber — gleichfalls die Glimmer vertretend — auch in die Ausscheidungsphase des Quarzes übergriffen. Halten wir daher an der primären Natur der

Hornblende und der Glimmer fest, so ergibt sich für alle drei Mineralien ein langer bis zum Ende der Erstarrung anhaltender Zeitintervall mit im Vergleich zur Plagioklas-Ausscheidung folgendermassen sich verschiebenden Reihenfolge der Hauptausscheidungsphase: Hornblende, Biotit und Muskovit.

DIE DRUCKUMFORMUNG DER HAUPTGEMENGTEILE.

An den einzelnen Hauptgemengteilen haben sich die wohl mit der nachunterpermischen Gebirgsbildung verbundenen mechanischen Beanspruchungen folgenderweise ausgelöst.

Der *Plagioklas* lässt nur vereinzelt eine Biegung der Zwillingslamellen, oder Durchsetzung von mit Serizitsträhnen verkleideten Quetschzonen und nur in ein-zwei Proben ist Zertrümmerung in ein grobes Mozaik zu erkennen. Der Seitendruck scheint sich im Plagioklas in der Hauptsache durch seine Entmischung ausgewirkt zu haben. Ähnliches ist bei dem *Mikroklin* der Fall, der den Raumumlagerungen durch die Ausbildung der oft unregelmässigen Mikroklingitterung gerecht werden kann.

An den grösseren *Glimmer*tafeln gehören Biegungs- und Brucherscheinungen nicht zur Seltenheit. In erster Reihe aber macht sich die Kataklase am *Quarz* bemerkbar. Derselbe lässt nur in vereinzelten Gesteinen eine noch einheitliche Auslöschung beobachten, vorwiegend ist er in ein grobes Mozaik zerfallen.

DIE ENTSTEHUNG DER GROBLENTIKULÄREN TEXTUR.

Wie erwähnt lassen die Intrusivgesteine öfters eine groblentikuläre Textur erkennen, die im mikroskopischen Bilde augenscheinlich mit der Ausbildung von Glimmerflasern in Zusammenhang steht.

An der Zusammensetzung der Schuppenflasern ist hauptsächlich der farblose Glimmer beteiligt, wie es aber durch die an seinen Spaltrissen mitunter beobachtbaren Eisenerzanhäufungen angedeutet wird, ist ein Teil davon aus Biotit hervorgegangen. Der Verlauf der Flasern folgt in der Regel Inhomogenitätsgrenzen, namentlich den Grenzen grösserer Quarz- und Feldspatindividuen und nur vereinzelt werden Plagioklas- oder Quarzindividuen verquert. Dabei ist ihr Verlauf kein gerader, indem sie entsprechend der jeweiligen Grenze von Quarz und Feldspat, welcher sie folgen, ihre Richtung ändern können und im Querschnitt wellenförmig gewundene Linien anzeigen. Sie gehen hin und wieder von einer grösseren Glimmertafel aus und können einzelne in ihrem Verlauf liegende Glimmertafeln umflasern. Die einzelnen Glimmerschüppchen sind nicht immer parallel der Flaseraxe angeordnet, sondern können auch kreuz und quer liegen. Es hat ferner den Anschein, als ob sie sich zum Teil auf Kosten der grösseren Glimmertafeln gebildet hätten, da letztere in den besser geflaserten Gesteinen fehlen können. Mit den nachunterpermischen Gebirgsbildungen ist ihre Bildung nicht in Verbindung zu bringen. Von den während dieser Phase entlang von Bruchrissen der Plagioklase hin und wieder auftretenden Serizitsträhnen, die auch von neugebildeten Quarz, Epidot und Albit begleitet werden können, sind sie durch ihre bedeutendere Schuppengrösse unterschieden. Wo ferner die Glimmerflasern den Plagioklas verqueren, ist derselbe mitunter als primärer Plagioklas erkennbar, ihre Bildung hat daher mit jener der Entmischung nichts zu tun. In Betrachtnahme aller dieser Umstände sind sie wohl am richtigsten als die letzte nachweisbare Manifestation des vorpermischen Faltungsprozesses aufzufassen.

Endlich soll noch erwähnt werden, dass infolge der obgeschilderten räumlichen Anordnung in vielen Fällen ein scheinbarer Zusammenhang zwischen dem Auftreten der Flasern und jenem des Myrmekits und Mozaikplagioklas zu bestehen scheint. Eine öfters beobachtbare Anordnung ist die folgende. Die Schuppenflaser hält sich nämlich an die Grenze von Quarz und Kalifeldspat, doch auf die Schuppenflaser folgt gegen den Kalifeldspat zu vorerst ein mehr oder weniger zusammenhängender Saum von Myrmekit oder Mozaikplagioklas, wobei die Muskovitschüppchen in den Myrmekit, ihn scheinbar verdrängend, hineinwachsen können. An der Grenze zwischen Plagioklas und Kalifeldspat werden die Myrmekitbildungen durch die Glimmerflasern in der Regel vom Plagioklas abgetrennt. Ähnliche und noch weiter fortgeschrittene Ablösungen der Myrmekitsäume von ihrer Unterlage wurden bereits von Becke beschrieben (**121**, p. 138). In Übereinstimmung mit Becke mag das Zusammentreffen dieser beiden Bildungen rein durch räumliche Faktoren bestimmt sein. Wenn wir aber im Kodru die Bildung der Glimmerflasern in eine der Verfestigung der Gesteine mehr oder minder unmittelbar nachfolgende, letzte tektonische Phase verlegen, so kann zwischen der Bildung von Myrmekit und der Schuppenflasern kein besonders grosser Zeitintervall vorhanden sein.

DIE PETROGRAPHISCHE KENNZEICHNUNG DER HAUPTTYPEN DER INTRUSIVGESTEINE.

Wie es aus den Vorangehenden zu entnehmen ist, finden wir, wie bei den Gesteinen der Schieferhülle, auch in dem Mineralbestand der Intrusivgesteine einen Einschlag in den Mineralbestand der Mesostufe, welche Tendenz sich vornehmlich bei den femischen Bestandteilen merkbar macht. Ein ähnliches Verhältnis ist ja auch z. B. bei Dobsina zu beobachten, wo der basischere Anteil des Intrusivstockes als Amphibolit vorliegt (**188**, p. 44). Die orientierende Wirkung des Seitendruckes ist allerdings in dem Intrusivstock von Dobsina deutlicher ausgesprochen.

Infolge dieser Umstände ist man bei der Bezeichnung der einzelnen Gesteinstypen oft in Verlegenheit und so wären z. B. die basischsten Ganggesteine auch als Amphibolite zu bezeichnen. Da aber die salischen Bestandteile eine deutliche Erstarrungsstruktur erkennen lassen, habe ich die Namen der normalen Eruptivgesteine beibehalten.

1. Aplitische Muskovitgranite.

Die untersuchten Proben stammen aus der Umgebung von Tönköd (Gross, Lichtung Zapodile und V. Albului unterhalb Höhenkote 572 m), ferner aus dem rechtseitigen vom Strajagipfel abfliessenden Nebenwasserriss des V. Socaciului.

Es sind dies kleinkörnige leukokrate Gesteine, mit einer mittleren Korngrösse von 2—3 mm. Die Textur des Gesteines des ersten Fundortes ist eine groblentikuläre, jene des zweiten Fundortes eine ziemlich massige und jene des letzten Fundortes eine grobgestreckte.

Der Hauptanteil des Gesteins erwies sich als *Mikroklin*, *Quarz* ist in geringerer Menge vorhanden. Der Einschluss-Quarz tritt teilweise in korrodierten Körnern auf, die nicht die leisesten Anzeichen einer mechanischen Beanspruchung erkennen lassen. Den häufigsten Einschluss des Mikroklins aber bildet der *Plagioklas* in der Form von bizarr korrodierten Partien, die auch zerstreut liegende Myrmekit-

stengel umschliessen können. An den Mikroklingrenzen tritt oft Mozaikplagioklas auf, während Warzenmyrmekit nur eine geringe Verbreitung besitzt.

Der Plagioklas tritt in den Gesteinen der beiden ersten Fundorte in seiner Hauptmenge in der bereits beschriebenen Form als Einschluss und Saumbildung des Kalifeldspats auf. Wo er selbständig vorkommt, weist er dem Kalifeldspat gegenüber stets intensiv korrodierte Grenzen auf und auch die Verwachsung zweier seiner Individuen erfolgt entlang stark korrodierten Grenzflächen. Im Gestein letzten Fundortes lässt er auch antiperthitische Verwachsungen und häufige Einschlüsse von Quarz und Muskovit erkennen.

Der *Quarz* tritt teilweise in der Form korrodierter Dihexaeder auf. Der Muskovit bildet kleinere-grössere unregelmässige Tafeln mit eventuellen kleinen Einschlüssen von Biotit. Kataklastische Erscheinungen gelangen in den Gesteinen der ersten und letzten Fundortes zur Geltung. Im letzterwähnten Gestein ist der Quarz in ein Mozaik zerfallen, eine dicke Muskovittafel lässt eine Biegung unter 34° erkennen und es ist zur Ausbildung von Glimmerflasern gekommen, innerhalb deren ein Granatkorn beobachtet werden konnte. Wo die Glimmerflasern neben dem Kalifeldspat verlaufen, werden sie von demselben durch ein schmales Albit-Quarzband geschieden.

2. Engadinitische Muskovitgranit.

Die untersuchten Proben wurden im unteren Abschnitt des Rakisabaches (erster Gang), beim Höhepunkt 525 m des Blahabaches, im V. Botfeiului und V. Socaciului aufgesammelt.

All' diese Gesteine schliessen sich den aplitischen Graniten eng an, doch spielt in ihnen der *Plagioklas* bereits eine bedeutende Rolle und gelangt mitunter zur Vorherrschaft. Alle sind mittelkörnige Gesteine, die gröbste Korngrösse findet sich bei den Gesteinen der ersten drei Fundorte, in welchen der Kalifeldspat 10 mm Korngrösse erreichen kann. Die erwähnten Proben führen wenige, aber grosse Muskovittafeln und besitzen eine grobflaserige Textur. An den Muskovittafeln des Gesteines dritten Fundortes sind Biegungen, Knickungen und Streifungen bereits mit bewaffneten Auge zu beobachten. Eine Probe aus dem Botfejbach (V. Botfeiului) ist stärker geschiefert und seine grossen Muskovittafeln sind teilweise parallel angeordnet. Es liegen daher tektonisch mehr hergenommene Gesteine vor.

Entsprechend dem makroskopischen Befund ist der *Plagioklas* im mikroskopischen Bilde in der Regel völlig entmischt, entlang der ihn durchdringenden Quetschzonen haben sich in den besser hergenommenen Proben feine Serizitsträhne ausgebildet und mitunter ist es bis zur Entwicklung einer groben Mörtelstruktur gekommen. Der Kalifeldspat erscheint in grossen Individuen, die meist eine grobe Mikroklingitterung erkennen lassen, die aber hin und wieder mit Knickungszonen im Zusammenhang steht. Im Gestein letzten Fundortes ist die Verdrängung des Kalifeldspats durch Schachbrettalbit zu beobachten. Myrmekitbildungen kommen in einem jeden Gestein vor, Mozaikplagioklas ist vorherrschend auch reichlich vorhanden und ein Mozaikfeldspatsaum des Kalifeldspats im Gesteine letzten Fundortes kann die Breite von 1 mm erreichen. Quarz ist noch in einer bedeutenden Menge zugegen, aber meist in ein kataklastisches Mozaik zerfallen. Der Quarz führt Einschlüsse von feinen Rutilnadeln.

Nebengemengteile bilden Apatit und Zirkon.

Die dicken Tafeln von Muskovit sind zuweilen gebogen; entlang der sie durchsetzenden Sprünge haben sich feinschuppige Serizitsträhne herausgebildet. Muskovitflasern mit untergeordnetem Biotit sind auch verbreitet. Von Biotit sind nur spärliche Chloritpseudomorphosen zugegen.

3. Saurer trondhjemitischer Granitit.

Hierher gehört ein im *V. Clitoului,* südlich vom Locul la per gesammeltes mittelkörniges Gestein von massiger Textur. Grössere Mikroklinindividuen zeigen eine porphyrartiges Gefüge.

U. d. M. erweist sich der Plagioklas grösstenteils als entmischt, unter den Entmischungsprodukten tritt neben vorherrschenden Glimmerschüppchen spärlich auch Zoisit auf. Örtlich wird der Plagioklas von unregelmässig begrenzten Pistazitpartien verdrängt. Antiperthitische Verwachsungen mit Kalifeldspat sind verbreitet.

Die grossen Kalifeldspatindividuen bergen ausser Einschlüssen von Quarz und korrodiertem Plagioklas auch solche von Mozaikplagioklas und Myrmekit. (S. Tafel II, Fig. 2). Mozaikplagioklas-Myrmekit-Quarzsäume sind auch nicht selten.

Als femisches Gemengteil tritt nur meist zersetzter *Biotit* in grösseren Tafeln auf. Von diesen Tafeln gehen oft Glimmerflasern aus, in deren Zusammensetzung der Muskovit überwiegt.

Der Quarz ist in ein grobes kataklastisches Mozaik zerfallen. Ausser den üblichen akzessorischen Gemeingteilen war von Magnetit im ganzen Schliff nur ein einziges grösseres Korn anzutreffen.

4 Trondhjemitischer Granitit.

Von diesem Typus liegt mir gleichfalls nur ein Probestück vor (aus dem östlich vom Prelucagipfel liegenden Sattel abfliessenden Nebenwasserriss des V. Botfeiului). Das mittelkörnige Gestein ist grobflaserig, die Glimmertafeln parallel angeordnet, der rote Kalifeldspat kann 10 mm Korngrösse erreichen.

Das Gestein schliesst sich in all seinen Merkmalen, so auch was die Menge des Kalifeldspats anbelangt enge dem Vorangehenden an. Nur beim Plagioklas ist seine bedeutendere Basizität zu vermerken, die sich bei der vorherrschenden Entmischung desselben dadurch bemerkbar macht, dass unter den Entmischungsprodukten *Zoisit* überwiegt und Glimmer nur in schmalen Randzonen zur Vorherrschaft gelangt.

Die stärkere mechanische Beanspruchung gelangt vorerst in den Bruchzonen der Feldspäte zur Geltung. Im Plagioklas haben sich entlang derselben Serizitsträhne entwickelt, im Kalifeldspat deuten Drucksuturen einen Zerfall in ein grobes Mozaik an; die dadurch begrenzten Felder lassen durchschnittlich abweichende Auslöschung erkennen, indessen werden diese Auslöschungsunterschiede durch Mikroklingitterung stufenweise überbrückt. Der zu einem kataklastischen Mozaik zerfallene Quarz füllt in einer Richtung gestreckte längliche Räume aus. Glimmerflasern sind häufig.

5. Saurer plagioklasgranitischer Zweiglimmerleukoquarzdiorit.

Einem im vom D. Bulzului abfliessenden Nebenwasserriss des Rakisabaches aufgesammelten Probestück geht der Kalifeldspat trotz seiner hohen Azidität völlig ab. Das mittelkörnige, groblentikuläre Gestein zeichnet sich ausserdem durch einen ziemlich bedeutenden Glimmergehalt aus, wobei meist zersetzter Biotit und Muskovit in nahezu gleicher Menge vorhanden sind. Unter den Neuprodukten des überwiegend entmischten Plagioklases herrschen Glimmerblättchen vor, Zoisit und Epidot sind nur spärlich zugegen.

Die den Plagioklas durchsetzenden Sprünge werden von parallelorientiertem Albit verheilt, in

der Mitte des Sprunges hat sich Pistazit gebildet. Die vom Quarz umschlossenen Muskovittafeln sind oft stark gebogen, die Bruchsuturen des Quarzes setzen sich bisweilen auch im Muskovit fort. Der Quarz ist in ein kataklastisches Mozaik zertrümmert. Glimmerflasern sind gleichfalls vorhanden.

6. Plagioklasgranitischer Granodiorit.

Gesteine von diesem Typus bilden der 3-te und 10-te Lagergang, ferner die Liegendpartie des 11-ten und die Hangendpartie des 8-ten Lagerganges am Rakisabach und ein im östlich von der Preluca liegenden Sattel abfliessenden Nebenwasserriss des V. Botfeiului gesammeltes Probestück.

All diese noch reichlichen Quarz führenden Gesteine zeichnen sich bereits durch einen etwas dunkleren Farbenton aus. Sie besitzen im Mittel eine Korngrösse von 4—5 mm und weisen ein porphyrartiges Gefüge auf. Der meist rötlich gefärbte Kalifeldspat spielt eine untergeordnete Rolle. Paralleltexturen sind ihnen dadurch aufgeprägt, dass die reichlich vorhandenen Glimmer sich entlang lentikulär verlaufenden Flächen anordnen und auch die grösseren Plagioklase können sich mit ihren *M*-Flächen ihnen parallel stellen.

Der Plagioklas ($An_{15}-An_{27}$) ist in einigen Gesteinen vorwiegend primär erhalten, in anderen vorherrschend entmischt. Antiperthitische Verwachsungen waren in zwei Proben zu beobachten. Myrmekit besitzt eine allgemeine Verbreitung, in einzelnen Gesteinen häuft er sich zu ein Myrmekitmozaik an.

Unter den Glimmern herrscht ein dicktafeliger *Biotit* vor. Der Muskovit ist in grösseren Tafeln nur vereinzelt anzutreffen, in der Regel bildet er nur kleinere Täfelchen, die den Biotit durchwachsen können.

Die Biotittafeln lassen Biegungen, örtlich auch Knickungen erkennen, der Quarz ist vorherrschend in ein Mozaik zerfallen. Die von Quarz erfüllten Räume sind meist noch isometrisch, nur in einer Probe füllt er längliche Räume, Lagunen aus. Muskovitflasern sind mit Ausnahme zweier Proben in allen übrigen anzutreffen.

Als dem Granodiorit angehörend erwies sich ferner eine im ersten linksseitigen unter dem Höhenpunkt 503 m einmündenden Wasserriss des V. Hasmasului, eine im V. Archisel und eine im V. Clitoului gesammelte Gesteinsprobe, ferner jene des 4-ten und der Liegendpartie des 8-ten Lagerganges am Rakisabach. Gegenüber den vorangehenden Gesteinen sind es basischere, in Quarzdiorit übergehende Typen.

All die Gesteine weisen bereits ein dioritisches Gefüge auf. Gemeinsam ist ihnen ein bedeutenderer Biotitgehalt, ein mässiger Gehalt an Quarz, der nur längliche Lücken ausfüllt und endlich ein untergeordneter Gehalt an Kalifeldspat, der nur zwickelförmige Räume ausfüllt, wobei die Zwickelausfüllungen oft auf grosse Strecken eine gleiche Orientierung aufweisen. Zwei der Gesteinsproben sind feinkörnig (Korngrösse 0·5—0·8 mm), die übrigen kleinkörnig. Ihre Textur ist meist eine massige, nur in dem Probestück des 4-ten Ganges des Rakisabaches lässt der Glimmer eine grobparallele Anordnung erkennen.

Der Plagioklas ($An_{23}-An_{30}$) ist in einigen Gesteinsproben vorwiegend primär erhalten, in den meisten aber überwiegend entmischt, wobei unter den Entmischungsprodukten meist Zoisit vorherrscht. In einzelnen Gesteinen sind prächtige antiperthitische Verwachsungen zu beobachten. Der Kalifeldspat lässt in einzelnen Gesteinen eine auf die Nachbarschaft seiner Enschlüsse beschränkte Mikroklingitterung erkennen. Im Gestein des V. Archisel sind seine Individuen in ein dem Mörtelquarz ähnliches Mozaik

zerfallen. Myrmekit besitzt eine allgemeine Verbreitung, Mozaikplagioklas war nur in der Probe des 8-ten Lagerganges des Rakisabaches anzutreffen.

Der Glimmer ist *Biotit*, Muskovit tritt nur in zwei Proben in kleineren Täfelchen als Einschluss des Biotits auf. In drei Gesteinsproben sind auch Magnetit und Titaneisen anzutreffen, in den übrigen fehlen sie.

Der Quarz ist meist in ein kataklastisches Mozaik übergangen. Muskovitflasern sind nur in zwei Gesteinsproben vorhanden. (V. Archisel, Gang Nr. 8 des Rakisabaches).

7. Kalifeldspatfreier Quarzdiorit.

In diese Gruppe reihe ich die Gesteinsproben der Hangendpartie des 11-ten Lagerganges und jene des 16-ten Lagerganges des Rakisabaches. Beide Proben weisen ein porphyrartiges Gefüge auf, indem sich 4—5 mm Korngrösse besitzende Plagioklase aus der durchschnittlich 0·2—0·7 mm Korngrösse aufweisenden Grundmasse hervorheben. Die Textur neigt infolge der parallelen Anordnung der reichlich vorhandenen Biotittäfelchen in die schieferige.

Der Entmischungsvorgang hat in erster Reihe die basischen Kerne der porphyrartig sich hervorhebenden Plagioklase ergriffen, wobei unter den Entmischungsprodukten Zoisit vorherrscht. Im Gestein das zweiten Fundortes sind an den Randzonen fast eines jeden sich porphyrartig hervorhebenden Plagioklases untereinander parallel orientierte Tropfenquarzeinschlüsse zu beobachten, die im allgemeinen Teil eingehender geschildert wurden.

Der mehr oder weniger kataklastisch zertrümmerte Quarz füllt in der Regel nur längliche Zwickelräume aus. Muskovit nimmt neben Biotit nur an der Zusammensetzung der Glimmerflasern teil. Eisenerz fehlt, die Probe des ersten Fundortes wird stellenweise von Pyrit imprägniert, der von Pistazit begleitet wird.

8. Hornblendeführender Quarzdiorit.

Die im V. Orvisului, oberhalb der Mündung des vom Höhenpunkt 439 m abfliessenden Wasserrisses gesammelte Gesteinsprobe führt ausser den Antiperthiten gleichfalls keinen freien Kalifeldspat mehr. Aus einer feinkörnigen reichlich Biotit und Quarz führenden Grundmasse heben sich Plagioklas-Individuen von 2—5 mm Korngrösse porphyrartig hervor. Eine Paralleltextur ist eben nur angedeutet.

Der vorherrschend entmischte Plagioklas lässt oft eine antiperthitische Verwachsung mit Kalifeldspat erkennen. Unter den Entmischungsprodukten sind sowohl Glimmer als Klinozoisit zugegen, vereinzelt tritt auch Pistazit auf.

Ausser dem normalen femischen Gemengteil, dem überwiegend chlorotisierten Biotit fanden sich im Dünnschliff auch einige grössere, korrodiert begrenzte, in grünlichbraunen Farbentönen durchsichtige Hornblendeindividuen, die von einem einheitlich orientierten Pistazitkranz umsäumt werden. Erze fehlen, mit Pistazit treten aber infiltrationsartig unregelmässig begrenzte Eisenerzkörnchen auf. Quarz ist noch ziemlich reichlich zugegen und überwiegend mozaikartig zerfallen.

Dem geschilderten Gestein schliesst sich eng ein im oberen Abschnitt des Rakisabaches eingesammeltes Gestein mit ausgesprochener Paralleltextur an. Als farbiges Gemengteil ist aber nur Biotit zugegen und dabei tritt auch Muskovit in grösseren Tafeln auf. Beide Glimmer nehmen an der Zusammensetzung von Schuppenflasern teil.

9. Peléeitischer kalifeldspatführender Biotit-Amphibol-Quarzdiorit.

Ein im unteren Abschnitt des vom Plesul abfliessenden, südlichen Anfangszweige des V. Hasmasului aufgesammeltes Gestein mit einer Korngrösse von 2—3 mm und massiger Textur hat sich als in diese Gruppe gehörend erwiesen.

Der Plagioklas erweist sich im grössten Teil als entmischt. Unter den Entmischungsprodukten herrscht Glimmer vor, Klinozoisit und Pistazit spielen nur eine untergeordnete Rolle. Mitunter finden sich auch grössere Pistazitindividuen, die sich höchstwahrscheinlich auf Kosten von Biotiteinschlüssen ausgebildet haben. In einem kleineren primärerhaltenen, $\perp \alpha$ orientierten Plagioklasindividuum konnte die Auslöschungsschiefe des Kernes mit $+15°$, jene der Randzone mit $+6$ gemessen werden.

Der Kalifeldspat tritt teils als antiperthitische Verwachsung auf, ansonsten ist er untergeordnet als lagunenartige Zwickelausfüllung zu beobachten. *Myrmekit* ist auch vorhanden. Der mechanisch wenig hergenommene *Quarz* findet sich als konstante Zwickelausfüllung, weist eine undulöse Auslöschung auf, ist aber nicht zertrümmert. Der *Biotit* häuft sich örtlich an. Er ist vorherrschend frisch und nur teilweise zu Chlorit und Pistazit umgewandelt. Eine geringere Verbreitung besitzt eine gemeine *Hornblende*, die in schlanken poikilitisch begrenzten Säulen auftritt. *Titaneisen* ist in ziemlich konstanter Verteilung anzutreffen, wird teilweise von Titanitkränzen umsäumt. Titanit ist auch in selbständigen xenomorph begrenzten Individuen zugegen.

Eng an das vorher Beschriebene schliesst sich eine im V. Mare bei Kote 281 m eingesammelte, etwas schieferige Gesteinsprobe. In diesem Gestein ist Kalifeldspat noch ziemlich reichlich zugegen und lässt an den Rändern, zuweilen auch im Innern Anhäufungen von Mozaikplagioklas, dem sich stellenweise Myrmekit und kleine Hornblendesäulchen zugesellen, beobachten. Schöne Myrmekitbildungen sind überhaupt verbreitet. Der kataklastisch zertrümmerte Quarz ist in einer ganz geringen Menge zugegen.

Der vorherrschende femische Gemengteil bildet gemeine *Hornblende*, mit winzigen Titaniteinschlüssen. Der meist zersetzte *Biotit* bildet teils grössere Tafeln, welche Einschlüsse von Hornblende umschliessen können, teils aber Schuppenflasern. Die femischen Gemengteile häufen sich örtlich an und dann ist *Pistazit* reichlicher vorhanden. Titanit findet sich auch in grösseren Körnern, die Einschlüsse von Hornblende und Chlorit beherbergen können.

10—11. Quarzführende basische Tonalite.

Innerhalb der hier angeführten Gesteinsproben lassen sich zwei Gruppen unterscheiden. In den vom V. Osoiului (unterhalb dem Höhenpunkt 797 m) und dem V. Clitoului (in westlicher Richtung von der Magurila) eingesammelten Gesteinsproben spielen die leukokraten Gemengteile eine noch überwiegende Rolle. Die grünlichgrauen feinkörnigen Gesteine lassen mit freiem Auge 2—4 mm lange Hornblendesäulchen, untergeordnet auch zersetzte glanzlose Biotittäfelchen erkennen, während die von leukokraten Gemengteilen zusammengesetzten Partien infolge ihrer Korngrösse von 0·1—0·5 mm nicht mehr auflösbar sind. In den am V. Chicera-Pistelnita-Rücken (an der Südseite des Höhenpunktes 599 m) und am Zsidovina-Plessrücken (von dem Ostsaum der durch den Höhenpunkt 603 m fixierten Lichtung) und im V. Osoiului eingesammelten Proben halten die leukokraten und melanokraten Gemengteile ungefähr die Wage. Die beiden ersten sind amphibolitähnliche Gesteine mit einer Korngrösse von 1—2 mm. Das Gestein letztangeführten Fundortes besitzt infolge der sich hervorhebenden Plagioklasindividuen, die 15 mm Korngrösse erreichen können, ein porphyrartiges Gefüge. Der Hauptanteil weist eine Korngrösse von

0·4—1·5 mm auf, die Hornblendesäulen können aber eine Länge von 5 mm erreichen und auch Biotit hebt sich in Einsprenglingen hervor. Kleine Pyritkörnchen sind nicht selten.

Vom *Plagioklas* all dieser Gesteine sind u. d. M. nurmehr vereinzelte Flecke primärerhalten verblieben, ansonsten ist er verglimmert und epidotisiert, *Pistazit* häuft sich besonders in den Grenzregionen gegen die Hornblende an und auch *Klinozoisit* spielt unter den Neubildungen eine meist bedeutende Rolle. Ein Albituntergrund ist meist nicht zu beobachten, in einigen Gesteinen haben sich Albitnester und als Saumbildung gegen den Quarz zu Albitsäume ausgeschieden. In dem Gestein des ersten Fundortes sind im Plagioklas noch Quarzeinschlüsse und auch antiperthitischer Kalifeldspat zu beobachten.

Quarz ist in geringer Menge, aber in gleichmässiger Verteilung zugegen, füllt zwickel- oder lagunenförmige Lücken aus, seltener bildet er abgerundete Körner. Es lässt in der Regel nur eine undulöse Auslöschung erkennen und weist nur in einer Probe Mörtelstruktur auf. *Biotit* ist in frischem Zustande meist nur im Amphibol verblieben.

Gemeine *Hornblende* bildet allenthalben das vorherrschende femische Gemengteil. Dem Quarz und den Albitsäumen zu können von der Hornblende ausgehend farblose Strahlsteinnädelchen überwuchern. In Zwillingen nach (**100**) finden sich in der Hornblende mitunter parallel mit der Zwillingsgrenze *Muskovit*täfelchen eingelagert, in anderen Fällen ist er teilweise von leukoxenisierten Titaneisenstäbchen erfüllt. Örtlich aggregiert er sich zu Knollen. Abgesehen von der Bleichung ist die Hornblende nur selten zersetzt.

Titaneisenerz ist nur vereinzelt und meist als Einschluss im Amphibol zu beobachten. Der wohl auf seine Kosten sich bildende *Titanit* ist reichlicher zugegen und zeigt auch grösserer Körner.

12. Quarzführender anorthositgabbroider Amphibolgabbro (Amphibolite).

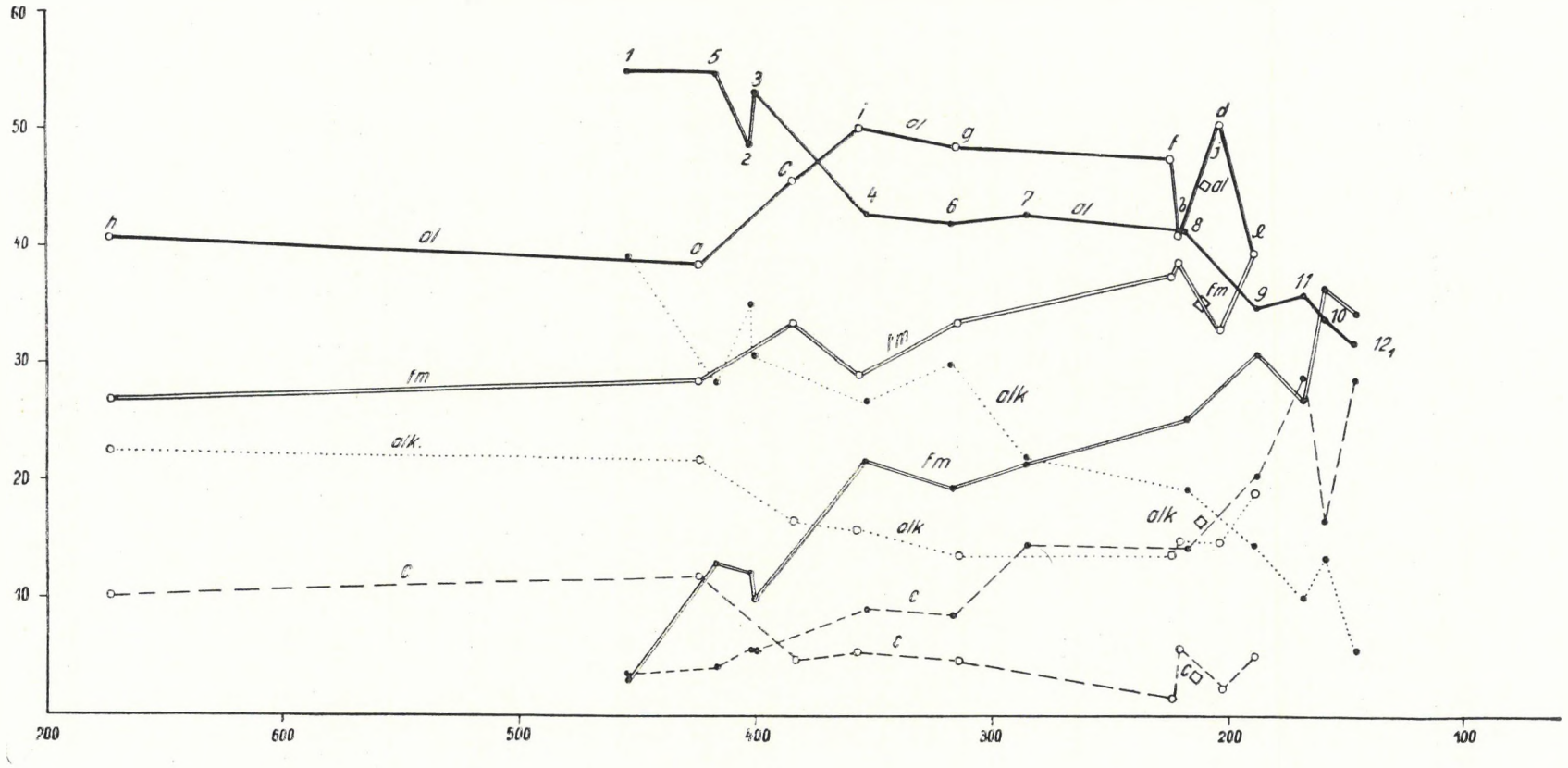
Dieser Typ entwickelt sich aus dem Vorangehenden dadurch, dass die Hornblende zur Vorherrschaft gelangt. Derartige Gesteine sind aus der Umgebung von Gross (Valea Osoiului, westlich der Kote 421 der *Zapodi*lichtung, ferner aus dem V. Albului, in der Nähe des Höhenpunktes 460 m) zum Vorschein gekommen. Die Beschreibung des Gesteins ersteren Fundortes wurde wie erwähnt, bereits von DR. H. v. BÖCKH publiziert. Die von H. v. BÖCKH eingesammelte Probe besitzt eine Korngrösse oberhalb 5 mm und die Hornblendesäulen können darin eine Länge von 15 mm erreichen. Der Anteil an glanzlosem Feldspat ist ein geringerer als an Hornblende.

Ich selbst habe an den beiden angegebenen Fundorten eine gleiche Gesteinsvarietät aufgesammelt. Das Gefüge der Proben gestaltet sich infolge der Hervorhebens der 10—15 mm langen gedrungenen Hornblendesäulen als porphyrartig, die Menge dieser porphyrartig sich hervorhebenden Hornblende macht allein etwa die Hälfte des Gesteins aus. An der Zusammensetzung der 1—2 mm Korngrösse aufweisenden Grundmasse nehmen Plagioklas und Hornblende in gleichem Mengenverhältnis teil.

Die Ausbildung der Hornblende gleicht jener des vorangehenden Gesteines. Die grösseren Hornblendeindividuen erscheinen infolge der zahlreichen grösseren Plagioklas- und Biotiteinschlüsse gleichsam, wie zerhackt. Der Plagioklas ist vollkommen verglimmert, dem Glimmer gesellen sich trübe Pistazitgruppen zu. Kleine Restzwickel werden von Quarz erfüllt, der auch in isometrischen Körnern auftritt. Der Quarz birgt Einschlüsse von kleinen Hornblendesäulchen. Die Plagioklasleisten ragen in den Quarz mit korrodierten Grenzen hinein. Von Erz sind nur in der Hornblende einige Titanitsäume aufweisende Körnchen vorzufinden.

9. ábra. — Fig. 9.

A KODRU METAMORF ÉS INRTÜZIÓS KŐZETEINEK VARIÄCIÓS DIAGRAMMJA.
VARIATIONSDIAGRAMM DER HÜLL- UND INTRUSIVGESTEINE DES KODRU.



A palaburok kőzetei NIGGLI*-féle értékeinek vetületei.*

Orte der NIGGLI*'schen Zahlen der Hüllgesteine.*

Az intrúziós kőzetek NIGGLI*-féle értékeinek vetületei.*

Orte der NIGGLI*'schen Zahlen der Intrusivgesteine.*

A Kodru permkori veres csillámos homokköve NIGGLI*-féle értékének vetülete.*

Orte der NIGGLI*'schen Zahlen eines permischen Glimmersandsteines des Kodru.*

DIE CHEMISCHEN VERHÄLTNISSE DES KODRUKRISTALLIN.

a) Chemismus der Hüllgesteine.

Der bereits petrographisch unverkennbar sedimentäre Charakter des Gesteine der Hüllgesteine gelangt auch in den chemischen Analysen ausgezeichnet zum Ausdruck.

Wollen wir vorerst die OSANN—GRUBENMANN'sche Zahlen als Basis für einen Vergleich heranziehen, so finden wir, dass ein Teil der Zahlen unserer Hüllgesteine sehr nahe den Mittelwerten der Gruppe der *Tonerdesilikatgneise* GRUBENMANN's zu liegen kommt. (Siehe die tabellarische Zusammenstellung, p. 109.) Diese Gruppe umfasst bekannterweise auch die *Glimmerschiefer* und Phyllite, d. h. die metamorphen Derivate der tonreichen Sedimente, wie: Tone, Schiefertone u. s. w. Der hohe Tonerdeüberschluss und hohe *F*-Wert, die geringen Werte von *A* und *C* verbunden mit einem allgemeinen Übergewicht des Kalis gegenüber Natron stempeln unsere Gesteine zu typischen Vertretern dieser Gruppe. Mit zunehmendem Kieselsäuregehalt stellt sich ein Übergang zu den Quarziten ein. Der hohe *A*-Wert dieser Gesteine ist die Folge reichlicheren *Albit-Oligoklas*gehaltes und mag die gewählte Bezeichnung *Feldspatquarzite* auch chemisch begründen.

Einen guten Einblick in die Einzelheiten der Unterschiede der sedimentären und eruptiven Gesteine des Kodrukristallin gewinnen wir auf Hand der graphischen Darstellung der NIGGLI'schen Zahlen. (S. Textfigur 9.) Die die einzelnen Orte verbindenden Linien lassen die chemischen Verschiedenheiten der beiden genetisch verschiedenen Gesteinsgruppen mit grösst erwünschter Deutlichkeit erkennen. Die Änderung der Zahlenwerte der Eruptivgesteine folgt naturgemäss den Gesetzen der magmatischen Differentiation: mit abnehmenden *Si*-Gehalt nimmt auch die Menge von *Al* und *Alk*, d. h. jene der Menge von Orthoklas und Albit ab, während jene von *C* und *Fm*, d. h. von Anorthit und femischen Gemengteilen zunimmt. Den Gesteinen sedimentären Ursprunges geht die Regelmässigkeit ab. Die Linien von *Alk* und *C* lassen einen nahezu parallelen Verlauf erkennen und beide Zahlen erreichen ihre Maximalwerte in den azidesten Gesteinen, den Feldspatquarziten und Gneisen. Infolge dieses abweichenden Verhaltens tritt bei den homologen Linien der beiden Gesteinsgruppen eine Kreuzung ein.

Die Verarmung an leichtlöslichen Basen und die Anreicherung der schwer- oder unlöslichen Bestandteile in den Gesteinen sedimentären Ursprungs ist in diesem Diagramm deutlich wiedergegeben. Insbesondere muss aber der hohe Gehalt an *Fm* und der geringe Wert von *C*/*Fm* auffallen und darin findet der allgemeine *Biotit*gehalt der Hüllgesteine seine natürliche Erklärung.

In dem Diagramm wurden auch die Daten eines roten permischen glimmerigen Sandsteins aufgenommen. Derselbe stellt ein Aufbereitungsprodukt des vorpermischen Grundgebirges dar und seine Projektionspunkte passen sich jenen der vorpermischen Hüllgesteine vollends an.

Von den OSANN—GRUBENMANN'schen Zahlen soll nur noch der meist beträchtliche Tonüberschuss hervorgehoben werden. Der Wert von *T* weist nur bei den Quarziten eine geringe Grösse auf, in den übrigen Gesteinen liegt er zwischen 5—11 und darin gelangt das reichliche Vorhandensein von Glimmern und das gelegentliche Auftreten von *Andalusit* zum Ausdruck.

Interessant gestaltet sich auch der Vergleich des *K*-Wertes im Sinne NIGGLI's. Bei den Eruptivgesteinen sind Typen mit Kalivormacht nur unter dem kieselsäurereichen Gesteinen anzutreffen. Die

BAUSCHANALYSEN DER HÜLLGESTEINE DES KODRUGEBIRGES. (ANALYTIKER: KOLOMAN EMSZT.)

Nr.	Gesteinsart	Fundort	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^{+110}	H_2O^{-110}	Summe
a	Glimmerquarzit	Nagymaros, V. mare unterhalb der Permgrenze	75·36	0·31	11·49	1·59	2·36	0·05	1·17	1·95	1·40	3·91	Sp.	1·10	0·09	100·78
b	Andalusit- und Granatporphyroblasten führender Glimmerquarzit	Szakács, vom Höhenpunkt 381 m abfliessender Nebenwasserriss des Szakácser Baches	60·93	0·51	18·98	2·84	4·31	Sp.	3·22	1·50	2·84	2·09	0·07	2·81	0·09	100·19
c	Biotitporphyroblasten führender Schieferhornfels	Bélörvényes, Vrf. Chicerii	71·37	0·51	14·35	2·63	2·99	Sp.	1·13	0·80	1·57	2·42	—	2·05	0·12 [1]	100·91
d	Andalusit führender Granat-Glimmerhornfelsschiefer	Bélörvényes (V. Orvisului unterhalb der Höhenkote 361 m)	56·08	0·63	23·63	5·34	2·49	0·02	1·96	0·59	2·31	2·91	Sp.	4·29	0·21	100·46
e	Biotitglimmerschiefer	Vom Piciorul Gărbei abfliessender Nebenwasserriss des Valea mare	57·08	0·71	20·31	5·59	3·48	0·15	3·18	1·41	2·49	4·35	Sp.	1·29	0·11	100·15
f	Biotitglimmerschiefer	Rakisabach	58·75	0·71	20·98	1·86	5·76	0·10	2·34	0·33	1·62	3·38	Sp.	3·59	0·17	99·59
g	Muskovitglimmerschiefer	Rakisabach	67·26	0·52	17·53	1·15	4·40	Sp.	1·74	1·02	1·03	2·99	Sp.	2·56	0·09	100·29
h	Gneisquarzit	Gross, V. Albului, in der Nähe der Höhenkote 500 m	83·13	0·29	8·52	1·05	1·69	0·02	0·73	1·16	1·97	1·37	—	0·52	0·05	100·50
i	Injizierter Glimmerschiefer	Oberer Abschnitt des Rakisabaches	68·89	0·56	16·37	0·87	3·06	Sp.	1·57	0·97	1·10	3·10	Sp.	2·21	0·11	98·89
j	Glimmer-Sandstein des unteren Perm	Tárkányka (Balanesku)	58·32	0·48	21·26	5·19	1·39	0·04	3·09	0·85	2·43	3·44	Sp.	3·50	0·15	100·14

[1] Ferner noch $CO_2 = 0·07$.

ZUSAMMENSTELLUNG DER KENNZAHLEN DER HÜLLGESTEINE NACH NIGGLI, OSANN UND BECKE.

Nr.	Spezifisches Gewicht	Kennzahlen nach NIGGLI									Kennzahlen nach OSANN						Kennzahlen nach BECKE		
		si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	*T*	*s*	*A*	*C*	*T*	*F*	*n*	*Si*	*U*	*L*
a	—	424	38·3	28·2	11·8	21·7	0·65	0·35	0·42	4·8	81·03	4·13	2·24	0·90	5·33	3·5	72·7	17·8	9·5
b	2·703	220	40·8	38·5	5·8	14·9	0·33	0·45	0·15	20·1	69·02	4·61	1·81	6·19	11·92	6·7	58·9	31·7	9·4
c	2·622	384	45·5	33·4	4·6	16·5	0·50	0·27	0·14	24·2	79·43	3·40	0·95	5·02	6·85	5·0	70·4	22·7	6·9
d	2·682	202	50·2	32·7	2·3	14·8	0·45	0·32	0·07	33·1	67·10	4·87	0·75	10·92	10·74	5·5	55·3	36·1	8·6
e	—	189	39	39·1	4·9	17	0·53	0·4	0·12	17·1	47·33	5·88	1·71	5·93	13·56	4·7	54·7	34·0	11·3
f	—	223	47·3	37·4	1·5	13·8	0·58	0·36	0·04	32·0	69·30	4·36	0·41	6·96	11·47	4·23	58·3	34·0	7·7
g	2·716	314	48·4	3·33	4·6	13·7	0·66	0·6	0·13	30·1	75·88	3·26	1·22	6·73	8·03	3·4	66·1	27·2	6·7
h	—	672	40·7	26·7	10·1	22·5	0·31	0·34	0·38	8·1	87·09	2·91	1·30	1·04	3·45	6·9	80·5	12·9	6·6
i	2·687	357	50·0	28·8	5·4	15·8	0·65	0·42	0·19	28·8	78·21	3·44	1·17	6·29	6·28	3·5	68·4	24·6	7·6
j	—	211	45·1	35·1	3·3	16·5	0·48	0·47	0·09	25·3	17·91	5·28	1·05	8·18	11·25	5·2	—	—	—

Hüllgesteine bekunden sich aber, mit zwei Ausnahmen, als entschiedene Vertreter der Kalivormacht und bestätigen den Erfahrungssatz, dass das Kali von den „tonigen Substanzen" hartnäckiger absorbiert und zurückgehalten wird.

Ein aufmerksames Betrachten des Diagrammes der NIGGLI'schen Kennzahlen muss uns auch darüber belehren, dass der Chemismus der Hüllgesteine keine Stoffzufuhr feststellen lässt. In meinem Aufnahmsberichte liess ich mich durch den Glimmerreichtum der Hüllgesteine dazu verleiten eine Kalizufuhr in Erwägung zu ziehen. Dies hat sich aber als ein Trugschluss erwiesen. Die analytischen Daten lassen es klar erkennen, dass der relativ höchste *Alkali-* und *Kalk*gehalt ebenso den auf der tiefsten Stufe der Metamorphose stehenden Glimmerquarzit als auch den eine hohe Stufe der Metamorphose darstellenden Gneisquarzit kennzeichnet. Von einem Ansteigen des Alkaligehaltes dem Intrusionsgebiet zu kann keine Rede sein und auch die dünnen Zwischenlagerungen des Intrusionsgebietes lassen nur einen derartigen Kaligehalt erkennen, wie er den Hüllgesteinen allgemein zukommt. Damit sollen freilich die Stofftransporte nicht gänzlich in Abrede gestellt werden, sondern wir beschränken uns nur auf jene Feststellung, dass dieselben kein nachweisbares Ausmass erreicht haben.

CHEMISMUS DER INTRUSIVGESTEINE.

Zur Kennzeichnung des Chemismus der verschiedenen Haupttypen von Intrusivgesteinen hat Kollege K. EMSZT 13 Analysen ausgeführt. (S. die tabellarische Zusammenstellung auf S. 112.) In der Tabelle S. 113. wurden die OSANN'schen und NIGGLI'schen Kennzahlen, in Tabelle S. 116. aber die normative Zusammensetzung nach dem C. I. P.W.-System dargestellt. Auf Hand dieser Daten und jenes des Variationsdiagrammes Fig. 10 gelangen wir bezüglich des Chemismus der Kodruintrusiva zu folgendem Bild.

1. Der kennzeichnendste Zug der Kodruintrusiva ist ihr *Reichtum an Tonerde*. Der Tonerdegehalt erweist sich nur in wenigen Gesteinen als ein normaler, bei der überwiegenden Anzahl der azideren Gesteine ist er höher.

2. Der Gehalt an Alkalien fällt nur bei einigen aziden Typen zu niedrig aus. Auffallend niedrig ist er in basischen Ganggesteinen (Analyse 12_{1-3}).

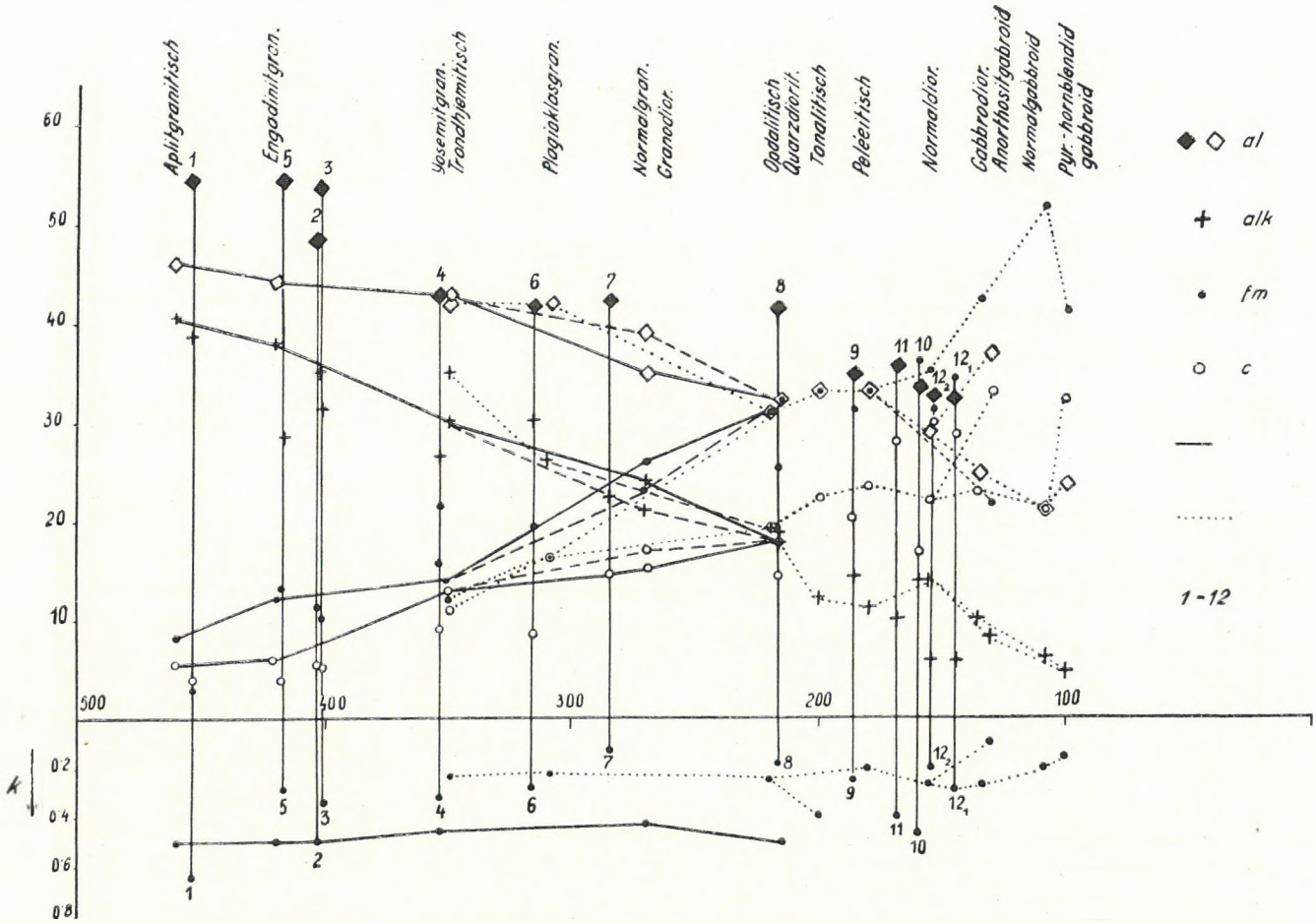
3. Der Kalkgehalt besitzt bei den meisten aziden und einigen intermediären Typen eine verhältnismässig geringe Grösse. In den meisten Analysen der an Amphibol reichen basischen Endglieder ist aber entgegengesetztes der Fall.

4. Der Gehalt an *Fm* kann im allgemeinen als ein normaler bezeichnet werden.

Es liegt also ein an Tonerde reiches, an Kalk und Alkalien ärmeres Magma vor, welche Umstände sich in ihrer Gesamtheit im Laufe der chemischen Berechnungen bei den azideren Gliedern in der Form eines mitunter nicht unbeträchtlichen Tonerdeüberschusses, beziehungsweise normativen Korundgehaltes bemerkbar machen.

Der bedeutendere Tonerdeüberschuss fällt mit der Verbreitung der Glimmers als ausschliessliches femisches Gemengteil zusammen. Er ist die notwendige Folge des Glimmergehaltes, hat aber fallweise eine Verschärfung durch die Ausbildung von Glimmerflasern, Entmischung der Plagioklase und auch durch die Chloritisierung des Biotits erfahren.

10. ábra. — Figur 10. A KODRUERUPTIVUSOK ($1-12_2$) VARIÄCIÓS DIAGRAMMJA.
VARIATIONSDIAGRAMM DER KODRUERUPTIVA ($1-12_2$).



——— *A granitos magmák vetületeinek összekötővonala. — Verbindungslinie der Orte der granitischen Magmen.*
..... *A dioritos, gabbroid és anortositos magmák vetületeinek összekötővonala.*
Verbindungslinie der Orte der dioritischen, gabbroiden und anorthositischen Magmen.
1—12. A Kodru-eruptivusok vetületei. — Orte der Kodrueruptiva.

Zur Veranschaulichung des Einflusses der hiebei in Betracht kommenden Mineralien betreffs Zustandekommen von Tonerdeüberschuss wurden in der beigefügten Tabelle ihre Kennzahlen im Sinne der NIGGLI'schen Berechnung zusammengestellt.

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*T*
Muskovit Paragonit	150	75	—	—	25	+50
Margarit	66·7	66·7	—	33·3	—	+33·4
Biotit	66·7	12·5	83·4	—	4·1	+ 8·4
Pennin	53·4	13·4	86·6	—	—	+13·4
Zoisit	85·8	42·8	—	57·2	—	−14·4
Epidot	60	36	24	40	—	−40·0

BAUSCHANALYSEN DER INTRUSIVGESTEINE DES KODRUGEBIRGES (ANALYTIKER: KOLOMAN EMSZT).

Nr.	Gesteinsart	Fundort	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^{+110}	H_2O^{-110}	Summe
1.	Aplitischer Muskovitgranit	Gross, V. Albului, unterhalb Höhenkote 572 m	74·61	Sp.	15·22	0·57	Sp.	0·02	0·03	0·51	3·00	5·48	Sp.	1·30	0·11	100·85
2.	Engadinitischer Muskovitgranit	V. Botfeiului	72·34	0·30	14·82	0·99	0·76	0·02	0·40	0·93	3·21	4·88	Sp.	1·02	0·11	99·78
3.	Saurer trondhjemitischer Granitit	V. Clitoului, südlich vom Locul la per	73·52	0·02	16·44	1·60	0·38	—	0·25	0·94	3·84	3·03	Sp.	0·29	0·05	100·37
4.	Trondhjemitischer Granitit	V. Botfeiului	70·92	0·28	14·44	3·09	0·24	—	1·21	1·69	3·73	2·67	0·08	1·40	0·07	99·82
5.	Saurer plagioklasgranitischer Zweiglimmer-Leukoquarzdiorit	Vom D. Bulzului abfliessender Nebenwasserriss des Rakisabaches	73·68	0·09	16·31	1·55	0·26	Sp.	0·52	0·67	3·65	2·22	Sp.	1·41	0·07	100·43
6.	Plagioklasgranitischer Granodiorit	Rakisabach 10-ter Lagergang	69·06	0·27	15·49	1·18	2·15	Sp.	1·03	1·75	4·83	2·88	Sp.	1·21	0·06	99·91
7.	Kalifeldspatfreier Quarzdiorit	Rakisabach 11-ter Lagergang	66·15	0·39	16·61	1·25	2·80	Sp.	1·10	3·13	4·49	1·07	Sp.	2·52	0·15	99·66
8.	Hornblende-führender Quarzdiorit	V. Orvisului, Bélörvényes	61·53	0·51	19·87	2·96	3·27	0·09	1·39	3·79	4·52	1·68	0·37	0·70	0·15	100·83
9.	Peléeitischer kalifeldspatführender Biotit-Amphibol-Quarzdiorit	Südlicher Anfangszweig des V. Hasmasului, Hagymás	57·24	0·67	18·19	3·42	4·11	0·09	2·21	5·80	3·40	1·73	0·27	2·34	0·15	99·62
10.	Basischer Tonalit	Gross (V. Osoiuli, unterhalb der Höhenkote 497 m)	55·14	0·61	19·81	3·73	3·37	0·03	4·67	5·38	2·52	3·54	0·44	0·71	0·16	100·11
11.	Basischer Tonalit	V. Chiecra-Pistelnitarücken (an der Südseite der Höhenkote 599 m)	54·47	0·50	19·63	4·46	3·95	0·04	1·36	8·44	2·03	2·05	0·14	2·39	0·20	99·66
12_1	Quarzführender anorthositgabbroider Amphibolgabbro	V. Osoiului, Gross	52·24	0·44	19·37	5·14	3·98	0·37	3·20	9·51	1·11	1·58	0·49	2·10	0·21	99·74
12_2	Quarzführender anorthositgabbroider Amphibolgabbro	Gross, V. Albului, in der Nähe der Höhenkote 460 m	52·88	0·38	18·93	2·59	6·63	0·18	3·67	9·41	1·45	0·60	0·56	2·04	0·27	99·61
12_3	?	Gross (V. Osouilui)	51·97	0·13	11·66	1·19	8·05	0·14	7·21	15·00	1·55	1·02	—	2·25		100·17

KENNZAHLEN DER KODRUERUPTIVA NACH OSANN–GRUBENMANN, BECKE UND NIGGLI.

Analysennummer	Muskovit	Biotit	Amphibol	Kalifeldspat	Anorthitgehalt der Plagioklase	Osann–Grubenmann'sche Kennzahlen						Becke'sche Zahlenwerte			Niggli'sche Kennzahlen									
						s	*A*	*C*	*T*	*F*	*M*	*Si*	*L*	*U*	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	$\frac{2\ alk^1}{al+alk}$	*T*	*qu z*
1.	v	—	—	v	10—12	81·96	7·05	0·59	2·22	0·54	—	70·1	12·6	17·3	454	54·7	3	3·3	39	0·64	0·09	1·1	0·96	+12·4	198
2.	v	—	—	g	—	80·15	6·89	1·10	1·67	2·20	—	68·8	12·8	18·4	403	48·5	11·1	5·5	35	0·50	0·3	0·5	0·93	+ 7·8	161
3.	u	v	—	r	—	80·07	6·18	1·09	3·29	2·10	—	68·7	11·6	19·7	402	53·3	10·0	5·5	31·0	0·34	0·21	0·55	0·92	+17·0	173
4.	u	v	—	r	—	78·03	5·85	1·99	1·51	4·76	—	67·8	11·9	20·3	353	42·5	21·7	9·1	26·7	0·32	0·42	0·42	0·85	+ 6·7	146
5.	g	g	—	—	20	80·69	5·43	0·78	4·31	2·56	—	69·6	10·0	20·4	417	54·6	13·1	4·0	28·3	0·29	0·33	0·31	0·93	+21·4	194
6.	v	u	—	u	22—25	76·07	7·19	2·07	0·77	4·64	—	64·9	14·0	21·1	316	41·9	19·5	8·6	30·0	0·28	0·37	0·45	0·87	+ 3·3	96
7.	v	u	—	—	17—27	74·16	5·63	3·76	1·55	5·51	—	63·6	12·9	23·5	285	42·3	21·3	14·6	21·8	0·13	0·33	0·69	0·75	+ 5·9	98
8.	—	v	u	—	27—29	68·62	6·04	4·50	2·42	7·88	—	57·7	13·9	28·4	217	41·2	25·1	14·4	19·3	0·19	0·29	0·57	0·73	+ 7·5	40
9.	—	v	u	u	24—32	65·34	4·97	7·02	0·07	10·59	—	55·9	14·5	29·6	186	34·8	30·6	20·3	14·3	0·25	0·35	0·66	0·58	+ 0·2	29
10.	—	u	v	u	29—30	61·35	5·2	6·38	1·32	13·97	—	52·2	14·2	33·6	158	33·6	36·3	16·6	13·5	0·48	0·52	0·46	0·62	+ 3·5	5
11.	—	u	v	—	31	62·64	3·74	9·48	—	10·85	0·88	53·8	15·1	31·2	168	35·6	26·7	27·7	10·0	0·4	0·23	1·04	0·44	— 2·1	28
12_1	—	—	v	—	—	59·19	2·35	10·52	—	14·84	0·99	51·7	14·0	34·3	145	31·7	34·2	28·3	5·8	0·3	—	0·83	0·44	— 2·4	22
12_2	—	—	v	—	—	61·02	2·04	10·73	—	12·60	0·83	—	—	—	154	32·7	32·3	29·7	5·3	0·21	0·50	0·92	0·18	— 1·22	32·8

[1] Beziehungsweise: $\frac{2\ alk}{c + 2\ alk}$

v = vorherrschend. r = reichlich. g = genug reichlich. u = untergeordnet.

Aus der Tabelle geht hervor, dass diesbezüglich die Alkali-Kalkglimmer die bedeutendste Rolle spielen. Der Biotit zeigt nur einen geringen Tonerdeüberschuss, der durch seine Zersetzung eventuell erhöht wird. Die Glieder der Zoisit-Epidot-Gruppe wirken im entgegengesetzten Sinn.

Wenn daher die Entmischung der Plagioklase zum Zustandekommen des Tonerdeüberschusses — entspechend der Häufigkeit der Glimmer ihrer Fülle — auch fallweise beigetragen hat, so müssen seine bedeutendsten Werte (1—5) im allgemeinen auf den primären Muskovit und die Glimmerflasern zurückgeführt werden. Die durch den Glimmergehalt der azideren Gesteine akzentuierte Eigenheit des Magmas (Tonerdreichtum und Hydroxydgehalt) findet in den basischen Typen in der reichlichen Hornblendeführung seine Fortsetzung.

Da die normativen femischen Silikate in unserer Gesteinsserie nicht vertreten sind, machen sich zwischen der normativen und modalen Zusammensetzung recht bedeutende Unterschiede bemerkbar. In den aziden Gesteinen ist der Anteil an femischen Gemengteilen auf Kosten des normativen Kalifeldspatgehaltes, in den basischen aber auf Kosten des normativen Plagioklasgehaltes zu vergrössern.

Bei Betrachtung des Variationsdiagrammes der Fig. 10, gelangen wir bezüglich Änderung des Chemismus der Kodruintrusiva zu folgendem Bild. Die Analyse 1. reiht sich im Einklang mit den petrographischen Befunden dem NIGGLI'schen Magmatypus der *Aplitgranite* ein. Bei nahezu typischen *Si*-Wert stempeln die niedrigen Zahlen von *Fm* und *C* verbunden mit dem hohen *K* unseres Gestein zu einem extremen Vertreter dieses Magmatypus.

Im *Muskovitgranit* der Analyse 2. spielt Plagioklas neben dem noch etwas vorherrschenden Alkalifeldspat (Mikroklin + Perthit) eine bedeutendere Rolle. Mit Ausnahme des hohen Aluminiumgehaltes schmiegen sich die Kennzahlen gut dem *enganiditischen* Magma an. Nur diese beiden Typen können als typische Vertreter der granitischen Magmen im Sinne NIGGLI-s gelten. Mit dem Erscheinen von Biotit gelangt Plagioklas etwas zur Vorherrschaft. Den Übergang in die dioritischen Magmen repräsentieren die Analysen 3 und 4 die Granitite im Sinne von ROSENBUSCH.

Der hohe Aluminiumüberschuss der Analyse 3 kann nur auf das Vorherrschen der Glimmermineralien unter den Entmischungsprodukten des meist entmischten Plagioklases zurückgeführt werden.

Die abnorme mineralogische Zusammensetzung des peraziden *Leukoquarzdiorits* der Analyse 5 spiegelt sich auch im Variationsdiagramm zurück. Trotz des bedeutenden normativen Quarzgehaltes lässt das Gestein im Schliff keinen Kalifeldspat mehr erkennen. Der abnorm hohe Tonerdeüberschuss findet in den grossen Glimmertafeln, Glimmerflasern und teilweise auch in der Chloritisierung des Biotits seine Erklärung. Mit dem *sauren Granodiorit* der Analyse 6 gelangen wir zu dem plagioklasgranitischen Magma von NIGGLI. Bei unserem Gestein kann nur der noch hohe Alkaligehalt und der niedrige Kalkgehalt vermerkt werden. Im mikroskopischen Bilde ist Kalifeldspat nur untergeordnet vorhanden.

Der *Quarzdiorit* der Analyse 7 steht, was Kieselsäuregehalt anbelangt, noch zwischen dem Plagioklasgranit und Granodiorit, erweist sich aber als kalifeldspatfrei. Der Kalkgehalt lässt eine nennenswerte Steigerung erkennen und besitzt eine normale Grösse. Der nur untergeordnet *hornblendeführende Quarzdiorit* der Analyse 8 kennzeichnet sich durch einen hohen Tonerdegehalt und ein niedriges *Fm* und *C*. Es hängt dies mit seinem reichlichen Biotitgehalt und mit der überwiegenden Chloritisierung derselben zusammen. Kalifeldspat ist nur als antiperthitische Verwachsung zugegen.

In den folgenden Typen gelangt unter den femischen Gemengteilen die Hornblende sukcessive

zur Vorherrschaft, beziehungsweise zur Alleinherrschaft. Chemisch wird dieser Vorgang mit einem rapiden Ansteigen des Kalkgehaltes und Fallen des Natrongehaltes begleitet. Der normative Quarzgehalt weist dabei eine ziemlich beständige Grösse auf.

Der noch einen geringen Hornblendegehalt aufweisende *Quarzdiorit* der Analyse 9 schmiegt sich gut dem peléeitischen Magma an.

Die tonalitischen Gesteine der Analysen 10 und 11 erweisen sich als basische Glieder diese Gruppe. Im Dünnschliff des Gesteins Nr. 10 ist Kalifeldspat nur als antiperthitische Verwachsung zu beobachten.

Mit dem Tonalit der Analyse 11 nimmt der übernormal hohe Kalkgehalt seinen Anfang und setzt sich in den Quarz-Amphibolgabbro der Analysen 12_{1-2} fort. Die NIGGLI'schen Kennzahlen dieser Analysen folgen nicht mehr dem durch das gabbrodioritische und normalgabbroide Magma vorgeschriebenen Verlauf, sondern lenken in eine etwa durch die Kombination der Kennzahlen des anorthosidgabbroiden und pyroxenit-hornblenditgabbroiden Magmas angedeutete Richtung ein, ohne aber die Basizität des anorthositgabbroiden Magmas ganz zu erreichen.

Die Unstimmigkeit, die sich zwischen den Zahlen der normativen und modalen Zusammensetzung ergibt, ist hier eine bedeutende. Wird doch im C. I. P. W.-System der in der dem Tonerdegehalt der Hornblende entsprechende Kalkgehalt als Anortit ausgewiesen. Der den analytischen Daten nach ursprünglich recht basische Plagioklas ist vollständig umgewandelt, vorherrschend verglimmert und die Folge all dieser Umstände ist, dass bei der normativen Berechnung als femisches Anteil nur ganz geringe *CaO SiO*-Mengen vermerkt werden können.

Bei einer makroskopischen Betrachtung möchte man den Hornblendegehalt auf $^3/_4$ des Gesteines schätzen. Da aber die grossen Hornblenden viel Plagioklaseinschlüsse bergen, kann die Menge der Hornblende nie bedeutend die Hälfte des Gesteines überschreiten.

Eine besondere Betonung verdient der niedrige Alkaliengehalt, in dem das Kali mit den Natron mitunter in ziemlich gleicher Menge vorhanden ist; infolge des geringen Alkaliengehaltes kann aber diesem Verhältnis keine besondere Bedeutung mehr zugeschrieben werden.

Wie erwähnt, liegt über das basische Ganggestein eine ältere Analyse vor (12_3), die von K. EMSZT seinerzeit für H. v. BOCKH durchgeführt wurde.[1] Dieselbe weicht von den neuangeführten nicht unerheblich ab. Dieser Umstand war es eben, der mich von dem fraglichen Gesteinstypus zwei verschiedene Gesteinsproben zu analysieren veranlasste (12_1 und 12_2). Die beiden Analysen lassen untereinander nur geringfügige Abweichungen erkennen. In Betrachtnahme dieser Übereinstimmung kann ich mich nicht jener Vermutung erwehren, dass als Material der älteren Analyse ein kleines Stück mit einer grossen Hornblende vorlag. Der Tonerdegehalt der Analyse kommt etwa jenem einer normalen Hornblende gleich. Ich glaube daher einstweilen diese Analyse unberücksichtigt lassen zu müssen.

Der Kieselsäuregehalt des basischsten Gesteins sinkt — entsprechend seiner Quarzführung — nicht einmal zu jenem des gabbrodioritischen Magmas hinab. Da aber der hohe Kalkgehalt in Verbindung mit dem niedrigen Natrongehalt auf einen basischen primären Plagioklas hinweist, wurde das Gestein als Quarzamphibolgabbro bezeichnet, doch könnte dafür ebensogut die Bezeichnung als Amphibolit in Betracht kommen.

[1] In der von H. v. BÖCKH publizierten Analyse sind einige Daten der Originalanalyse vertauscht (**71**, p. 158).

NORMATIVER MINERALBESTAND DER KODRU-ERUPTIVA NACH DEM C.I.P.W.-SYSTEM.

Gesteins-Nr.	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12_1	12_2	12_3
Qu. . . .	35·49	32·65	37·12	34·45	42·64	23·85	26·52	17·56	14·04	8·32	14·70	15·21	14·72	1·10
or. . . .	32·38	29·29	17·81	16·39	12·93	17·27	6·87	10·10	10·31	20·67	12·02	9·70	3·43	6·22
ab. . . .	25·26	27·61	31·49	31·95	30·72	40·41	39·41	38·62	29·70	21·07	17·26	9·68	12·37	13·31
an. . . .	2·51	4·79	4·46	7·35	3·64	8·63	15·76	18·51	29·48	25·99	39·58	43·94	44·23	22·32
c. . . .	3·68	2·48	5·21	2·68	6·78	2·38	2·42	2·93	0·21	2·46	—	—	0·10	—
di. . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1·86	0·36	—	42·02
hy. . . .	0·10	1·14	1·59	3·05	1·31	4·99	6·32	6·46	9·48	13·88	6·60	11·34	19·19	12·84
ti. . . .	—	—	—	0·20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
il. . . .	—	0·62	—	0·47	0·15	0·61	0·78	0·92	1·41	1·23	0·94	0·78	0·78	0·30
mt. . . .	—	1·39	2·32	—	0·70	1·86	1·92	4·22	5·02	5·36	6·69	7·62	3·82	1·89
hm. . . .	0·58	—	—	3·05	1·13	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ap. . . .	—	—	—	0·40	—	—	—	0·67	0·35	1·01	0·35	1·37	1·36	—
Summe	100·00	100·00	100·00	100·00	100·00	100·00	100·00	100·00	100·00	100·00	100·00	100·00	100·00	100·00

Die Verbreitung der einzelnen Gesteinstypen.

Die in den vorangehenden geschilderten Gesteinstypen besitzen eine ungleichmässige Verbreitung. Der Hauptanteil und die mächtigeren Lagergänge werden von den aplit-pegmatitischen Muskovitgraniten gebildet. Sie sind bereits in dem nördlichsten Aufschluss des Nagymaroser Baches (V. Mare) reichlich vertreten, überall anzutreffen und gelangen besonders im südlichen Anteile des Intrusivgebietes zur Vorherrschaft. Recht verbreitet sind noch die Granitite, besonders im Botfejer Bach (V. Botfeiului), im Bélörvényeser Bach (V. Orvisului) und Kliter-Bach (V. Clitoului). Es herrschen demnach die peraziden Typen bei weitem vor. Die übrigen aziden und neutralen Gesteine treten nur in schmaleren Lagergängen auf und wenn sie auch örtlich, wie im Profile des Rakisabaches, in grösserer Anzahl vorhanden sind, so muss doch ihr Gesamtanteil im Vergleich zu den peraziden Typen, also den eigentlichen Graniten als untergeordnet bezeichnet werden. Es kommt also ihnen die Rolle eines etwas reichlicheren Ganggefolges zu. Tatsächlich wird ja die westlichste Muskovitgranitmasse des V. Mare von einem Biotit-Amphibol-Quarzdioritgang durchsetzt.

Manche Lagergänge sind in ihrer Zusammensetzung nicht homogen, allerdings sind die Unter-

schiede nicht bedeutend. Die Liegendpartie des Granodioritlagerganges 8 erweist sich etwas basischer, die Hangendpartie des Granodioritganges Nr. 11 aber bereits als Quarzdiorit.

Der Werdegang des vorpermischen Kodru.

Was uns im vorpermischen Kodru vorliegt, ist das Bild eines sich faltenden Schiefergebirges, in dem am Ende des Faltungsprozesses durch Stauchungsvorgänge in streichender Richtung eine Lockerung des Schichtenverbandes eingetreten ist. Letzterer Vorgang war mit dem Eindringen wasserreicher Spaltungsprodukte eines granitischen Magmaherdes verbunden, wobei den vorherrschenden aplitgranitischen Spaltungsprodukten sukzessive immer mehr und mehr basische Nachschübe gefolgt sind. Der Seitendruck gelangte auch während der Erstarrung nicht völlig zur Ruhe und hat wohl bei ruckweiser Verstärkung sowohl den Intrusivgesteinen, als auch ihrer Hülle seine Kennzeichen aufgeprägt.

Die Kennzeichen der Schieferhülle weisen klar darauf hin, dass die Intrusion noch innerhalb der Epizone erfolgt ist. Die Tatsache, dass ein äusserer und ein innerer Kontakthof sich mit aller Deutlichkeit unterscheiden lässt und die intensivere Kontaktwirkung vom Intrusionsgebiet nach aussen zu ziemlich rasch abnimmt, gibt ferner zu erkennen, dass eine bedeutendere reichlichere Wärmezufuhr nicht stattfand. Immerhin war die Wärmezufuhr genügend um in Verein mit dem Seitendruck innerhalb des Intrusionsgebietes eine Kombination von normaler Kontaktmetamorphose, mit jener der Mesozone zu schaffen.

Auf den hohen Wassergehalt des intrudierenden Magmas und auf den Seitendruck müssen auch die Besonderheiten der Mineralgemeinschaft: das reichliche Vorhandensein von Myrmekit und Tropfenquarz, geringe Basizität der Plagioklase, das öftere Fehlen von Eisenerz und schliesslich auch jener Umstand zurückgeführt werden, dass als femische Gemengteile nur hydroxydhältige Mineralien vorhanden sind und Pyroxene gänzlich fehlen.

Es sind dies also wesentlich jene Vorbedingungen, die von GOLDSCHMIDT für die Metamorphose des Stavangergebietes gefordert worden sind (**140**, p. 137—140). Ein anderer Erklärungsversuch kann im Kodru schwer in Rede kommen, da ja z. B. bei einem Versenken der Gesteinsfolge in die Rindentiefe der Mesozone auch eine Umgestaltung des äusseren Kontakthofes erfolgt wäre.

Ein Seitendruck scheint besonders am Ende der Erstarrung gewirkt zu haben und auf diese Phase möchte ich die Ausbildung der Glimmerflasern zurückführen.

Von diesem vorpermischen Gebirge liegt uns gegenwärtig nur ein stark abgetragener Rumpf vor, so dass die basalen Permschichten im Süden unmittelbar auf die Intrusionsgesteine transgredieren. Der einstige Oberbau ist daher der Abtragung zum Opfer gefallen.

Der vorpermische Gebirgsrumpf ist den Beobachtungen nur auf einem kleinen Gebiete zugänglich und ist z. B. die Schieferhülle nur an der Nordostflanke in einem schmalen Teilstück zu studieren. Wir sind nicht einmal in der Lage die ganze Breitenausdehnung des Instrusionsgebietes zu umfassen.

Weitere Fragmente des Gebirgszuges sind durch die Forschungen von L. v. LÓCZY sen. an der Nordwestflanke des Hegyesgebirges in der Form einiger kleiner Granithorste bekannt geworden. Diese kleinen Granithorste weisen, so weit bekannt, keine Schieferzwischenlagerungen auf. Dieser Umstand in Verbindung mit jener Beobachtung, dass die Rolle der Zwischenlagerungen nach S zu abnimmt, könnte zur Voraussetzung einer einheitlichen und von Zwischenlagerungen nicht gegliederten

südlichen Intrusionsmasse führen. Jener Umstand aber, dass im Bereiche der versunkenen Verbindungsstücke des Südkodru und der kleinen Granithorste an der Nordflanke des Hegyesgebirges die Umstellung des Kodrustreichens in die erzgebirgische Richtung erfolgt ist, weist aber vielmehr darauf hin, dass das angedeutete Verbindungsstück durch bedeutendere Granitmassen nicht versteift war.

ZUR STELLUNG DES KODRUKRISTALLIN.

a) Petrographische Beziehungen.

Innerhalb der vorpermischen metamorphen Gebirge des Karpatenbogens liegt uns das Beispiel einer gewöhnlichen (thermischen) Kontaktmetamorphose nur im transdanubischen *Velence*-Gebirge vor. Dasselbe wurde bekanntlich von Prof. A. VENDL in einer ausgezeichneten Studie dargestellt (**127**). Der Kontakthof des mächtigen Granitmassivs von Velence kennzeichnet sich durch einen geringen Ausmass und Grad der Umkristallisation. Nur örtlich ist es am unmittelbaren Kontakt in einer Breite von 25—30 m zur Bildung von andalusitführenden Hornfelsen gekommen, ansonsten hat die Kontaktwirkung nur zur Bildung von Knoten- und Fruchtschiefern ausgereicht. Die dunklen Flecke erreichen die Dimensionen von 3—8 mm und weisen bei einem mit dem Hauptgestein gleichen Mineralbestand meist nur eine etwas intensivere Umkristallisation auf.

Verfasser konnte eine kleine Partie des Meleghegy im Laufe einer kurzdauernden Exkursion kennen lernen und möchte die Ausführungen von Prof. VENDL auf Hand einiger eingesammelten Handstücke mit folgenden Einzelheiten ergänzen.

Manche Knotenschiefer des Meleghegy lassen entlang den Schieferungsflächen sich bis 3 mm verdickende feinkörnige weisse oder hellgelblichbraun gefärbte Quarzlinsen und lentikuläre Lagen erkennen, die eine gleiche Rolle, wie die im Kodru als Injektionsquarz bezeichneten Bildungen zu spielen scheinen.

Andere Handstücke zeichnen sich dabei durch lokal erfolgte *Turmalinisierung* aus. Das Eindringen des Turmalins ist augenscheinlich entlang von Querklüften erfolgt. Derartige Gesteine lösen sich unter dem Hammerschlag oft entlang der Querklüfte ab und die so freigelegten Kluftflächen lassen ausserhalb stengeligen Turmalingruppen auch grössere bronzfarbene oder grünlichgraue Glimmertafeln erkennen; derartige grössere Glimmertafeln finden sich in den unmittelbar benachbarten Gesteinsstreifen in einer der Schieferungsfläche parallelen Anordnung vor.

Von den Querklüften ausgehend hat die Turmalinisierung seitlich in wechselnder Intensität stattgefunden. An manchen Stellen sind ihr mit Ausnahme des Injektionsquarzes alle Glimmerlagen nahezu vollständig zum Opfer gefallen und sie findet in etwa 2 cm Entfernung von der Querkluft ein mehr oder minder unvermitteltes Ende. An den meisten Stellen ist sie aber nur auf einzelne Lagen beschränkt und besitzt auch eine mindere Ausdehnung.

Von den Kennzeichen eines etwa in der Endigungszone der Turmalinisierung verfertigten Schliffes sollen folgende Einzelheiten Erwähnung finden.

Die *Injektionsquarz*linsen und Lagen heben sich von den Glimmerlagen durch ihre bedeutendere Korngrösse (0·1—0·3 mm) und ihre Reinheit ab und grenzen sich von den Glimmerlagen scharf ab. Die einzelnen Körner bergen Flüssigkeitseinschlüsse. Im allgemeinen bilden sie ein panallotriomorphes

Körneraggregat, deren Grenzen infolge von gelblich durchscheinenden und lappig begrenzten Eisenhydroxydinfiltrationen auch bei einem Nikol gut auffallen und in welchen die makroskopisch gelbliche Färbung ihre Erklärung findet. Die Quarzkörner wie das Gestein im allgemeinen lassen nicht die leisesten Anzeichen einer mechanischen Beeinflussung erkennen.

Von den turmalinisierten Lagen ist eine bis 3 mm dicke Lage in dem Schliff gelangt. Sie ergibt sich deutlich als die Fortsetzung einer Glimmerlage d. h. als auf Kosten derselben entstanden undzwar gelangt der Turmalin unvermittelt zur Vorherrschaft. Nur stellenweise sind zwischen den gröberen Turmalinstengeln zwickelförmiger Biotit oder auch feinschuppige helle Glimmeraggregate unverdrängt verblieben. Die Turmalinstengel erreichen eine Länge von 0·5—1 mm und lassen den Pleochroismus: bläulichgrün-hellgrün erkennen; fleckenweise stellen sich auch braune Farbentöne ein, die wenigsten teilweise durch eine Oxydation des Eisengehaltes bedingt sein mögen. In den anderen Lagen ist Turmalin stellenweise gruppiert anzutreffen.

In den Glimmerlagen herrscht meist der helle Glimmer (mit einer Korngrösse von 0·01—0·15 mm) vor, dem sich ein feines Quarzaggregat von 0·02—0·05 mm Korngrösse zugesellen kann. Die Glimmer sind richtungslos, sich unter 60° verquerend angeordnet. Die übrigen Einzelheiten stimmen mit den Prof. Vendl's überein und sollen daher nicht wiederholt werden.

Es mag nur noch hervorgehoben werden, dass eine nennenswerte Steigerung der Metamorphose trotz der Turmalinisierung im grösseren Masstabe nicht stattfand und die Kornvergrösserung der Glimmer auf eine schmale Salbandpartie der Kluft beschränkt bleibt. Es mag dies seinen Grund im jenem Umstand haben, dass die Turmalinisierung in einer späten Phase in dem bereits stark abgekühlten Nebengestein erfolgt ist.

Erwähnungswert erscheint mir noch jener Umstand, dass Prof. A. Vendl im Verlaufe seiner auf breiter Untersuchungsbasis erfolgten Untersuchungen nirgendswo von einer mechanischen Beeinflussung des Granits und seiner Kontaktprodukte Erwähnung tut. Alle diese Umstände weisen auf eine in *verhältnismässig geringer Rindentiefe* und posttektonisch erfolgte Instrusion hin. Das Velencegebirge war auch im Laufe der weiteren geologischen Geschichte keinem Seitendruck unterworfen und stellt uns die Scholle eines von der alpinen Faltung unbeeinflussten vorpermischen Gebirges dar (Magyarische Masse!).

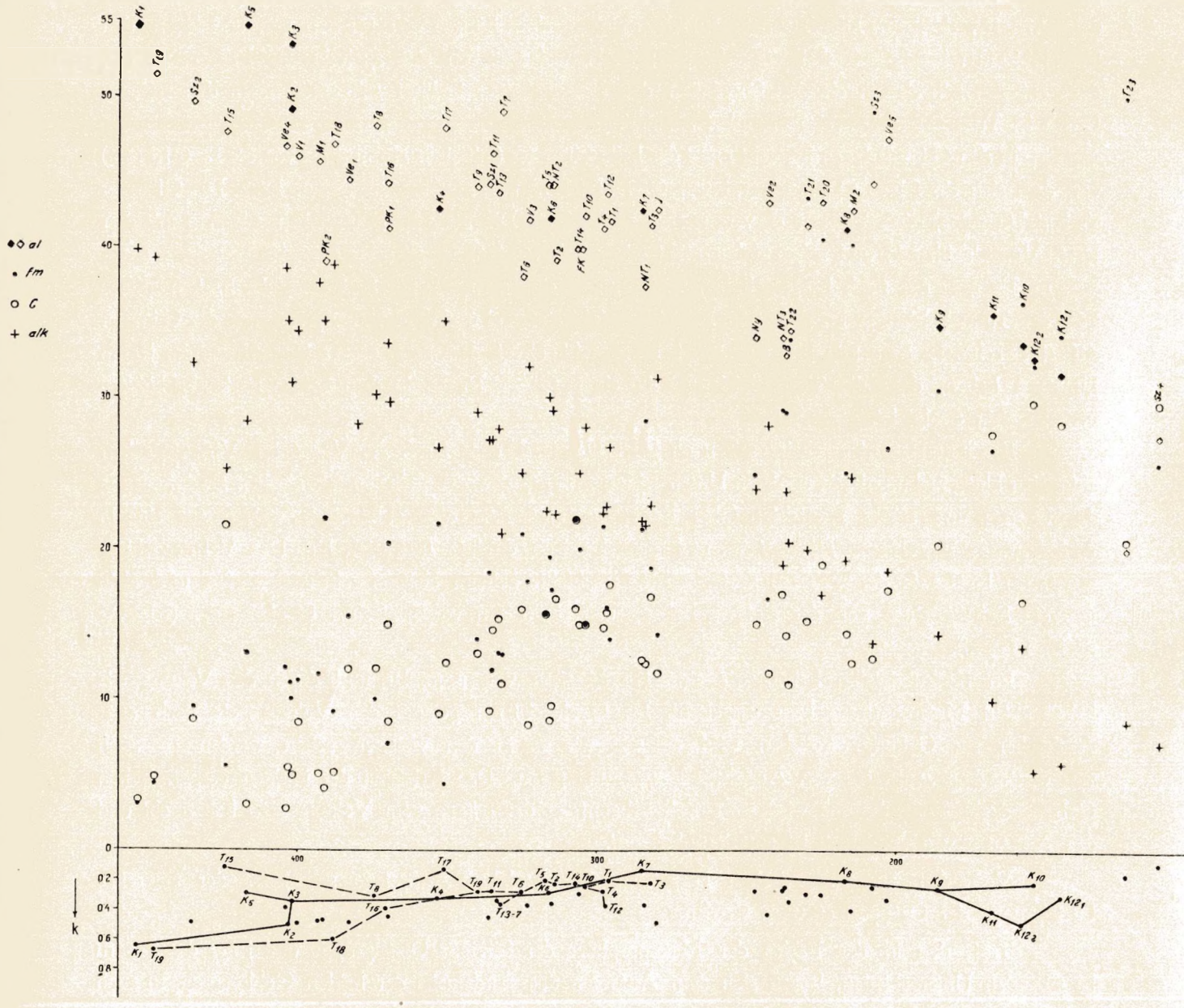
Im Kodrukristallin haben wir eine Kombination von normaler und durch das Volumgesetz beherrschten Metamorphose kennen gelernt. Im Gyalukristallin gelangt das Volumgesetz noch ausdrücklicher zur Geltung, trotzdem wird — wie wir es in den weiteren sehen werden — auch von vereinzelten Auftreten von Andalusit Erwähnung getan. Das Kristallin der übrigen vorpermischen Gebirge des Karpatenbogens wird — soweit bekannt — dann ganz vom Volumgesetzt beherrscht und das Auftreten von Andalusit ist zurzeit unbekannt.

Von den ausserkarpatischen Beispielen des Andalusit-Auftretens soll jenes der Silvretta-Ötztalgruppe der Ostalpen erwähnt werden.

Trotz den in der Fazies der Metamorphose der Silvretta-Ötztalgruppe und jener des Kodru bestehenden Unterschieden, lassen sich dem Auftreten des Andalusits der beiden Gebirgsgruppen auch viel gemeinsame Merkmale abgewinnen.

11. ábra. — Figur 11.

A KÁRPÁTOK PERMELŐTTI INTRUZIVUS KÖZETEINEK VARIÁCIÓS DIAGRAMMJA.
VARIATIONSDIAGRAMM DER PRÄPERMISCHEN INTRUSIVGESTEINE DER KARPATEN.



Eines der Haupteigentümlichkeiten der von A. Gramann, F. Escher, M. Blumenthal, H. P. Cornelius, W. Hammer und A. Streckeisen eingehend studierten Andalusitvorkommens der Silvretta-Ötztalgruppe ist die Paragenese von Andalusit mit Quarz in konkretioneren Knollen und Linsen, dem Nebengestein konkordant eingelagert, seltener auf Querklüften ausgeschieden. Ausserdem tritt aber der Andalusit recht häufig und oft sehr reichlich in den die Quarz-Andalusitlinsen umhüllenden Gneisen als Gesteinsgemengteil auf. In allen diesen von A. Streckeisen zusammengestellten Eigenschaften des Auftretens von Andalusit ist mit jenem der Kodrugesteine eine mehr oder minder ausgesprochene Analogie vorhanden. Gemeinsam den Andalusiten beider Gebirge ist ferner das massenförmige Auftreten und die Manigfaltigkeit der Einschlüsse, unter denen in der Silvretta-Ötztalgruppen auch der Staurolith nicht fehlt (**166**, p. 127); desgleichen weist der alpine Andalusit nur in vereinzelten Fällen einen Pleochroismus auf.

Was die Entstehung der Quarz-Andalusitlinsen anbelangt, gehen die diesbezüglichen Meinungen weit auseinander. Von den ersten Beobachtern wurden sie durch Katametamorphose, von H. P. Cornelius (**149**) und W. Hammer aber als pneumatolytischhydrothermale Gangbildungen gedeutet (**157**, p. 150). A. Streckeisen unterscheidet in der Metamorphose drei Phasen. Die ersten zwei davon waren Stressphasen, wobei die Bildung von Staurolith, Disthen und Granat u. s. w. in der zweiten Phase erfolgt ist. In der dritten, durch die Intrusion Granitmagmen gekennzeichneten Phase erfolgte dann die Bildung von Andalusit u. s. w. unter teilweiser Aufzehrung von Staurolith, Disthen, Silimanit u. a.

Die Verhältnisse im Kodrugebirge sind weniger grossartig, als jene der Silvretta-Ötztalgruppe und das Auseinanderhalten von zeitlich voneinander weit entfernten Phasen nicht gut möglich. In beachtungswerter Übereinstimmung zur Silvretta-Ötztalgruppe ist das Instrusionsfeld vorherrschend frei von Andalusit und letzterer ist eine ziemlich späte Bildung. Das Fehlen der Quarz-Andalusitlinsen am unmittelbaren Kontaktraum wird durch Streckeisen durch eine in dieser Zone stattgefundene Natronzufuhr erklärt (l. c. p. 141). Im Kodru muss zur Erklärung dieser Erscheinung der hohe Wassergehalt des intrudierenden Magmas herangezogen werden.

b) Chemische Beziehungen.

Recht interessant gestaltet sich ein Vergleich des Chemismus der Kodrueruptiva mit jenen der Westkarpaten, über deren Eruptiva uns besonders auf Grund der Bemühungen polnischer Fachgenossen ein ziemlich reichliches Analysenmaterial vorliegt. Ergänzen wir diese Daten mit jenen der ungarischen und tschechischen Analytiker, so entfaltet sich von N nach S schreitend uns etwa folgendes Bild. (S. die beigefügte Zusammenstellung und das Variationsdiagramm der Figur 11.)

1. Der Chemismus des Granits der *Präkarpaten* wurde von S. Kreutz auf Grund der im Flysch auftretenden „exotischen" Blöcke festgestellt. Die Präkarpatengranite kennzeichnen sich durch das Vorherrschen der Alkalifeldspäte und sie reihen sich chemisch in das *rapakiwitische* Magma ein.

2. Innerhalb der eigentlichen Karpaten ist uns der Chemismus der Granodiorite der Hohen-Tatra durch zahlreiche Analysen bekannt. S. Kreutz unterscheidet in der Hohen-Tatra:

a) Basische metamorphe Vorläufer, Granat-Amphibolite, deren Chemismus dem *normalgabbroiden* Magma entspricht (T_{23}).

b) Orthogneise mit *quarzdioritischem* Chemismus, wobei ein ziemlich hoher Wert von „*K*" betont werden kann ($T_{20}-T_{22}$).

c) Die eigentlichen „Granite", deren Hauptrepräsentanten in den plagioklasgranitischen und trondhjemitischen, also dioritischen Magmen ihren Platz finden. Nur ein geringerer Anteil spielt in die granitische: yosemitgranitische und normalgranitische Magmen über. Das pegmatitische Ganggefolge spaltet sich in zwei Zweige: der eine mit Oligoklas-Albit-Pegmatiten (T_{14} und T_{16}) ist kaliarm, der andere (T_{15}, T_{17} und T_{18}) an Kali reich.

Ein Vergleich der Kodrugesteine mit jenen der Hohen-Tatra zeigt folgendes. Die muskovitführenden Hauptrepräsentanten der Kodrueruptiva ($K_{1-3,\ 5}$) entsprechen bereits den Pegmatiten der Hohen-Tatra und liegen, was den Kaligehalt anbelangt, etwa zwischen den beiden Zweigen der Tatra-Pegmatite. Auch im Kalkgehalt liegen die zwei Gruppen einander nahe, der „*Fm*"-Gehalt aber ist in den Kodrueruptiva ein höherer. Es ist dies der Ausdruck dafür, dass die Kodrugesteine im allgemeinen kein aplitisches Endprodukt bilden, nur der aplitische Granit (*K*), stimmt mit dem azidesten Tatra-Pegmatit (T_{18}) nahezu genau überein. Das Material der biotit-führenden Kodrugesteine, die aber keine vorherrschende Rolle spielen, entsprechen dann dem Tatra-Haupttypus, während die kalireicheren Typen der Hohen-Tatra im Kodru fehlen. Die Tatragesteine lassen einen an „*Fm*" reicheren und einen an „*Fm*" ärmeren Zweig erkennen. Die Kodrugesteine schmiegen sich dem an „*Fm*" reicheren Zweig der Tatragesteine an, sind aber durchgehend ärmer an Kalk, als die Tatragesteine.

3. Die Eruptiva der *äusseren Kerngebirge* scheinen jenen der Tatra zu entsprechen.[1]

4. In den Gesteinen der *inneren Kerngebirge* (Nyitra-Gebirge, Niedere-Tatra, Vepor, Branisko) ist die bereits im Tatra-Gebirge angedeutete Zweiteilung besser ausgesprochen, es scheiden sich die azideren Vertreter granitischer (engadinitisch-, yosemitisch- und normalgranitischen) Magmen von den quarzdioritischen Magmen deutlich ab.

5. Diese Zweiteilung steigert sich im Szepes-Gömörer Erzgebirge, wo einesteils engadinitisch- und yosemitgranitische Typen (Aranyida), andererseits quarzdioritisch-normalgabbroide Diorite-Amphibolite (Dobsina) bekannt sind.

Überschreiten wir die Donau, so sind uns innerhalb der transdanubischen Magyarischen Zwischenmasse granitische Intrusivmassen im Velence-er und Fazekas-Moragyer-Gebirge zugänglich.

Die von Prof. VENDL studierten Granite aus dem *Velence-er Gebirge* erweisen sich als Vertreter des yosemitgranitischen Magmas. Spaltungsprodukte des Granits bilden engadinitgranitische Granitporphyre, azide Aplite und etwas kaliarme quarzmonzonitische Kersantite. Die Granitite des Velence-er Gebirges führen keinen Muskovit, sind reicher an „*C*" und ärmer an „*Fm*" als die Kodrugesteine. Bezüglich der Granitporphyre und Kersantite ist eine bessere Übereinstimmung festzustellen, immerhin bleibt der hohe Wert von „*Al*" und „*Fm*" für die Kodrugesteine kennzeichnend.

Aus dem *Fazekas-Moragyer* Gebirge ist uns die chemische Zusammensetzung eines Granitits und eines amphibolführenden Biotitgranits bekannt (**178**). Ersterer bildet einen quarzärmeren Typ des engadinitischen Magmas, letzterer steht in seinem Chemismus zwischen dem quarzmonzonitischen und monzonitsyenitischen Magma. Von den Kodrugesteinen unterscheiden sich beide Typen durch ein geringeres „*Al*" und höhere Werte von „*Alk*" und „*Fm*".

[1] Bei dem weiteren Vergleich werden die Granitgneise der Tatra naturgemäss nicht berücksichtigt.

ZUSAMMENSTELLUNG DER NIGGLI'SCHER KENNZAHLEN DER VOROBERKARBONISCHEN KARPATENINTRUSIVA.

Gebirge	Hohe-Tatra-Gebirge																		
	Eruptiva																		
	T_1	T_2	T_3	T_4	T_5	T_6	T_7	T_8	T_9	T_{10}	T_{11}	T_{12}	T_{13}	T_{14}	T_{15}	T_{16}	T_{17}	T_{18}	T_{19}
Fundstelle	Kosista	Rezioka	Uhrocie Kasprowe	Posredni Goryczkowy	Tryzdnowianski	Ornak	Koscielec Maly	Koscielec Maly	Zolta Turnia	Mieguszowieki	Granaty	Zlobisty	Miedziane	Smereczynsky-Spitze	Goryczkowa	Goryczkowa	Kasprowy-Wierh	Kasprowy-Wierh	Czuba Goryczkowa
si	296·0	314·0	282·0	298·0	317·0	325·0	332·0	374·0	340·0	304·0	335·0	297·0	333·0	307·0	424·0	370·0	351·0	388·0	448·0
al	41·7	39·1	41·5	41·3	44·1	38·0	49·0	48·0	44·0	42·0	46·2	43·6	43·6	40·0	47·6	44·3	48·0	46·9	51·6
fm	14·0	22·0	18·8	21·5	15·7	21·0	13·0	10·0	14·0	15·0	12·0	16·1	13·1	22·0	5·5	7·1	4·4	9·2	4·4
c	17·6	16·7	16·8	14·8	15·8	16·0	11·0	12·0	13·0	15·0	14·6	15·8	15·4	16·0	21·6	15·0	12·5	5·2	4·8
alk	26·7	22·2	22·9	22·4	24·4	25·0	21·0	30·0	29·0	28·0	27·2	24·8	27·9	22·0	25·3	33·6	35·1	38·7	39·2
mg	0·4	0·3	0·49	0·46	0·27	0·32	0·43	0·55	0·44	0·41	0·48	0·38	0·39	0·48	0·70	0·22	0·39	0·25	0·25
k	0·2	0·22	0·21	0·27	0·2	0·27	0·36	0·3	0·28	0·23	0·27	0·37	0·33	0·21	0·12	0·38	0·12	0·59	0·66
quz	89·2	125·2	90·4	108·4	119·4	135·4	146·0	154·0	124·0	92·0	126·2	99·0	121·4	119·0	213·0	145·6	110·6	133·0	191·0
Magmatypus	Plagioklasgranitisch	Plagioklasgranitisch	Plagioklasgranitisch	Plagioklasgranitisch	Plagioklasgranitisch	Plagioklasgranitisch	Yosemitgranitisch-trondhjemitisch	Yosemitgranitisch-trondhjemitisch	Trondhjemitisch	Plagioklasgranitisch	Trondhjemitisch	Normalgranitisch-plagioklasgran.	Yosemitgranitisch-plagioklasgran.	Plagioklasgranitisch	Trondhjemitisch	Yosemitgranitisch (aplitisch)	Trondhjemitisch	Yosemitgranitisch (aplitisch)	Aplitgranitisch
Analytiker	Dr. W. Pawlica (131, p. 303)	Dr. Z. Rozen (131, p. 303)	Dr. W. Pawlica (131, p. 309)	Z. Weyberg (131, p. 309)	S. Jaskolski (160, p. 471)	S. Jaskolski (160, p. 471.)	J. Tokarski (160, p. 471)	J. Tokarski (160, p. 471)	J. Rylski (161, p. 496)	J. Rylski (161, p. 496)	J. Tokarski (160, p. 471)	Hamerska-Witkiewiczowa (160, p. 471)	Hamerska Witkiewiczowa (160, p. 471)	St. Kreutz (160a, p. 441)	W. Pawlica (131, p. 322)	W. Pawlica (131, p. 322)	W. Pawlica (131, p. 324)	W. Pawlica (131, p. 324)	W. Pawlica (131, p. 324)

Gebirge	Hohe-Tatra-Gebirge				Aussere Kerngebirge		Präkarpaten	
	Gneis + Amphibolit							
	T_{20}	T_{21}	T_{22}	T_{23}	K. K.	F. K.	PK_1	PK_2
Fundstelle	Czuba Goryczkowa	Ornak	Raczkowa-Tal	Raczkowa-Tal	Kleine Karpaten Wolfsthal	Tátra-Krivan Kralovany	Bugój	Stare Bystre
si	225·0	230·0	236·0	122·5	308·0	306·0	370·0	391·0
al	33·0	31·5	34·5	20·0	39·9	40·0	41·5	39·0
fm	30·5	33·5	34·0	50·0	17·2	20·0	20·3	22·0
c	19·0	15·2	11·0	21·5	18·1	15·0	8·5	4·0
alk	17·0	20·0	20·5	8·5	24·8	25·0	29·7	35·0
mg	0·58	0·42	0·44	0·47	0·39	0·48	0·31	0·43
k	0·29	0·29	0·34	0·16	0·33	0·29	0·44	0·46
quz	57·0	56·0	54·0	−12·0	—	106·0	151·0	151·0
Magmatypus	Quarzdioritisch	Quarzdioritisch	Granodioritisch-quarzdioritisch	Normalgabbroid	Normalgranitisch plagioklasgranitisch	Plagioklasgranitisch	Rapakiwitisch	Rapakiwitisch
Analytiker	W. Pawlica (164, p. 440)	H. Kreutz (164, p. 440)	H. Kreutz (164, p. 440)	H. Kreutz (164, p. 440)	K. Losiowna (131, p. 336)	W. Pawlica (131, p. 336)	St. Kreutz (164, p. 441)	W. Burian (164, p. 441)

Gebirge	Innere Kerngebirgsreihe + Vepor								Szepes-Gömörer Erzgebirge				
		Niedere-Tatra				Vepor							
	Ny	NT_1	NT_2	NT_3	B	V_1	V_2	V_3	Sz_1	Sz_2	Sz_3	Sz_4	Sz_5
Fundstelle	Nyitra-Gebirge	Gyömbér	Prasiva	Boza	Branisko (Abos)	Typ. Hroncok	Typ. Sikla	Sajóréde (Rejdova)	Aranyida	Aranyida	Dobsina	Dobsina	Dobsina
si	247·0	283·6	315·9	238·0	237·0	400·0	243·0	323·0	336·0	435·0	208·0	112·0	99·0
al	34·0	37·4	44·0	34·0	32·8	46·0	38·2	41·8	44·2	49·7	34·3	27·5	19·5
fm	25·0	28·5	17·3	29·3	29·1	11·2	24·2	17·8	19·4	9·4	39·1	25·7	47·8
c	15·0	12·4	9·6	17·0	14·3	8·5	15·9	8·3	9·2	8·7	12·8	29·7	28·4
alk	24·0	21·7	29·1	19·0	23·8	34·3	21·7	32·1	27·2	32·2	13·9	7·1	4·3
mg	0·49	0·44	0·39	0·53	0·40	0·34	0·42	0·55	0·17	0·57	0·46	0·4	0·52
k	0·27	0·36	0·45	0·27	0·24	0·48	0·28	0·36	0·44	0·49	0·24	0·09	0·41
quz	51·0	96·8	99·5	62·0	41·8	162·8	56·2	104·6	127·8	206·2	52·4	−16·4	−18·2
Magmatypus	Quarzdioritisch	Normalgranitisch	Yosemitgranitisch-normalgranitisch	Quarzdioritisch	Quarzdioritisch	Engadinitgranitisch	Quarzdioritisch	Kalkarm yosemitgranitisch	Yosemitgranitisch	Engadinitgranitisch	Quarzdioritisch	Ossipitisch	Normalgabbroid
Analytiker	P. Radziszewski (164, p. 440)	V. Vesely (177, p. 540)	V. Vesely (177, p. 544)	H. Dluska (164, p. 440)	I. Stachiewicz (131, p. 336)	V. Vesely (193, p. 209)	V. Vesely (193, p. 209)	K. Emszt (188, p. 14)	B. v. Horváth (119, p. 286)	B. v. Horváth (119, p. 286)	K. Emszt (188, p. 43)	K. Emszt (188, p. 43)	A. Jilek (188, p. 43)

Gebirge	Velence-Gebirge					Fazekas-Moragyer-Gebirge		Gyaluer Gebirge	Süd-Karpaten							
									Eruptiva							
	Ve_1	Ve_2	Ve_3	Ve_4	Ve_5	M_1	M_2	J	Sk_1	Sk_2	Sk_3	Sk_4	Sk_5	Sk_6	Sk_7	Sk_8
Fundstelle	(Granit)	(Granit)	(Granitporphyr)	(Granitporphyr)	Kersantit	Granitit	Amphibol-Granitit	Irisora	V. Pârgavului	V. Susenilor	V. Jiului	V. Jiului	V. Jiului	Frumosul	V. Jiului	V. Jiului
si	383·0	323·0	335·0	404·0	203·0	393·0	213·0	280·0	455·0	387·0	377·0	305·0	294·0	229·0	233·0	282·0
al	44·3	43·2	43·5	46·7	37·3	45·6	32·5	42·6	43·8	40·7	44·8	48·5	38·3	37·0	29·7	39·6
fm	15·5	16·8	18·5	12·1	26·8	11·7	30·2	14·3	10·6	18·3	15·0	16·4	18·9	22·3	28·0	25·9
c	12·0	11·8	6·9	2·7	17·3	5·1	12·5	11·8	9·2	20·6	7·4	12·7	14·5	15·0	13·9	14·0
alk	28·2	28·2	31·1	38·5	18·6	37·6	24·8	31·3	36·4	20·4	32·8	22·4	28·3	25·7	28·4	20·5
mg	0·14	0·28	0·21	0·10	0·38	0·30	0·41	0·21	0·20	0·03	0·11	0·59	0·27	0·40	0·41	0·46
k	0·48	0·42	0·40	0·39	0·32	0·47	0·39	0·48	0·48	0·31	0·44	0·33	0·38	0·36	0·08	0·36
quz	170·2	110·2	110·6	150·0	28·6	142·6	14·0	54·8	210·0	205·4	145·8	115·4	80·8	26·2	20·0	60·0
Magmatypus	Yosemitgranitisch	Yosemitgranitisch	Engadinitgranitisch	Engadinitgranitisch	Quarzmonzonitisch	Engadinitgranitisch	Quarzmonzonitisch-monzonitisch	Normalgranitisch	Aplitgranitisch	Granitit, Typ. Susenilor	Engadinitgranitisch	Yosemitgranitisch	Normalgranitisch	Quarzmonzonitisch	Quarzdioritisch	Granodioritisch
Analytiker	A. Vendl (127, p. 97)	K. Emszt (127, p. 99)	A. Vendl (127, p. 116)	A. Vendl (127, p. 121)	K. Emszt (127, p. 147)	R. Reichert (178, p. 36)	R. Reichert (178, p. 38)	R. Lunzer (98, p. 269)	J. Bujor (124, p. 258)	J. Bujor (124, p. 258)	J. Bujor (124, p. 259)	G. Dumitrescu (124, p. 260)	G. Dumitrescu (124, p. 261)	G. Dumitrescu (124, p. 261)	G. Dumitrescu (124, p. 261)	G. Dumitrescu (124, p. 261)

Gebirge	Süd-Karpaten							Sebes-Zibinsgebirge (Granitgneise)					Fogaraser Geb.
	Gneis												
	Sk_9	Sk_{10}	Sk_{11}	Sk_{12}	Sk_{13}	Sk_{14}	Sk_{15}	Z_1	Z_2	Z_3	Z_4	Z_5	F
Fundstelle	V. Mircslarului	Brebina	D. Mare Radina	V. Cosustei	V. Oslei Românese	Oslea	Culmea Balmosul	Frumoasa-Tal	Petrila	Frumoasa-Tal	Frumoasa-Tal	Orlat	(Coziagneis)
si	323·0	310·0	260·0	259·0	219·0	116·0	94·0	254·0	202·0	281·0	315·0	398·0	327·0
al	42·4	42·2	40·5	39·5	39·3	24·6	19·6	38·0	37·5	38·0	45·5	45·5	37·7
fm	23·0	22·2	25·7	32·3	30·7	36·8	45·5	25·5	23·0	24·5	16·0	13·0	20·7
c	9·3	9·3	9·7	4·2	7·5	27·8	26·5	10·5	18·5	15·0	7·5	7·0	10·1
alk	25·3	26·3	24·3	24·0	22·5	10·8	8·5	26·0	21·0	22·5	31·0	34·5	31·5
mg	0·08	0·20	0·19	0·35	0·36	0·68	0·42	0·34	0·35	0·20	0·16	0·26	0·40
k	0·36	0·31	0·24	0·1	0·06	0·02	0·02	0·43	0·28	0·21	0·26	0·35	0·37
quz	121·8	104·8	62·8	59·0	29·0	−27·2	−40·0	50·0	18·0	91·0	91·0	160·0	101·0
Magmatypus	Yosemitgranitisch	Normalgranitisch	Plagioklasgranitisch-quarzdioritisch	Plagioklasgranitisch-quarzdioritisch	Quarzdioritisch	Ossipitisch-gabbroid	Normalgabbroid	Normalgranitisch	Quarzdioritisch	Plagioklasgranitisch	Plagioklasgranitisch	Engadinitgranitisch-trondhjemitisch	Adamellitisch
Analytiker	J. Bujor (124, p. 52)	J. Bujor (124, p. 51)	J. Bujor (124, p. 52)	J. Bujor (124, p. 53)	J. Bujor (124, p. 53)	J. Bujor (124, p. 54)	J. Bujor (124, p. 54)	A. Vendl (182, p. 73)	K. Emszt (182, p. 78)	K. Emszt (182, p. 87)	K. Emszt (182, p. 86)	K. Emszt (182, p. 137)	G. P. Pamfil (82, p. 63)

Inwiefern sich das Überspielen in ein syenitisches Magma im Fazekas-Moragyer-Gebirge bewahrheitet, wird aus der Veröffentlichung der weiteren Analysen hervorgehen. Es mag hier nur anbei erwähnt werden, dass die in der Nachbarschaft der Fazekas-Moragyer Granite im Mecsekgebirge auftretende mittelkretazäische Trachydoloritreihe, deren eingehende chemische Kennzeichnung wir B. Mauritz verdanken (Die Eruptionsgesteine des Mecsekgebirges. Mitt. a. d. Jahrbuch d. K. Ung. Geol. Anstalt XXI. Bd. 6-tes Heft) als ein Gegenstück der Teschenite betrachtet werden kann.

Kehren wir nach Siebenbürgen zurück! Über dem Granit des Gyaluer-Gebirges liegt nur die Analyse des Granits von Irisora vor, deren Chemismus einen aplitischen Vertreter des normalgranitischen Magmas vorzeigt. Wie wir es noch sehen werden, weisen die Intrusiva des Gyaluer-Gebirges eine bedeutende Variationsbreite auf.

Eine reichlichere Analysenreihe über die Südkarpaten finden wir in den zwei Arbeiten von Prof. I. Bujor. Wir finden dort Vertreter der aplitgranitischen bis opdalitischen Magmen.

Die peraziden Gesteine, der aplitische Granit (SK_1), und insbesondere der Granit vom Typus „Susenitor" weichen in ihrem Chemismus von jenem der normalen Granite gewissermassen ab. Namentlich das niedrige „*Al*", das hohe „*Fm*" und „*C*", beim Typus „Susenitor" auch das niedrige „*Alk*" verleihen ihnen ein eigentümliches Gepräge. Sieht man von dem hohen Wert des „*Fm*" ab, so könnte der Typ „Susenitor" noch am besten mit dem Oligoklaspegmatit der Hohen-Tatra verglichen werden. Den Kodrugesteinen stehen sie allenfalls fremd gegenüber.

Die Hornblendegranite (SK_3-SK_8) der Süd-Karpaten gehören im Mittel[1] dem normalgranitischen Magma an. Während in den Gesteinen des Kodru die Hornblende sich erst bei $Si = 217$ meldet, ist dies in den südostkarpatischen Graniten bereits bei $Si = 377$ der Fall und auch der am meisten basische Hornblendegranit weist nur ein $Si = 282$ auf. Wie es aus dem Gegenüberstellen folgender Mittelwerte unmittelbar hervorgeht, kennzeichnen sich die südostkarpatischen Hornblendegranite gegenüber den entsprechenden Kieselsäuregehalt aufweisenden Gesteinen des Kodru, durch ein niedrigeres *Al* und ein höheres *Alk*, *C* und *K*. (Bei der Berechnung des Mittelwertes wurde das abnorme Gestein Sk_7 nicht berücksichtigt). Es ist dies wiederum nur der chemische Ausdruck der ausschliesslichen Rolle der Glimmer als femisches Gemengteil in den entspechenden Gesteinen des Kodru.

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*T*
Mittelwerte der Analysen der Hornblendegranite der Südostkarpaten	287	39·7	21·1	13·0	26·2	0·37	+0·5
Mittelwerte der hornblendefreien Orthogneise der Südostkarpaten	274	40·7	26·8	8·0	24·5	0·21	+7·2
Mittelwerte der Analysen von vier Kodrugesteinen (mit $Si = 353$ bis $Si = 217$)	293	42·0	21·9	11·7	24·4	0·23	+5·9

[1] Eine Ausnahme bildet ein Gestein (SK_7) mit entschiedener Natronvormacht. Dasselbe zeichnet sich gleichzeitig durch einen ungewöhnlich niedrigen Tonerdegehalt aus. Nach Abzug der zur Sättigung des *Alk* notwendigen Tonerde erübrigt sich nur 1·3 *Al*, daher 12·6 von *C* an Tonerde ungesättigt verbleibt!

Was endlich die „granatischen Orthogneise" I. BUJOR's anbelangt, so weisen die hornblendefreien Typen ungefähr denselben Kieselsäuregehalt, wie die Hornblendegranite auf. Als femische Gemengteile sind aber, wie in den Kodrugesteinen nur Glimmer zugegen, undzwar ist die Menge des Biotits nahezu gleich jenem des Muskovits. Die granatisch-tonalitischen Gneise führen keinen Kalifeldspat, hingegen zeichnen sie sich durch einen Gehalt von GRANAT aus, der als Resorptionsrest von eingeschmolzenen Hüllschiefern gedeutet wird. Der Anorthitgehalt der Plagioklase wird mit 14—20% angegeben. Entsprechend diesen mineralogischen Kennzeichen, gelangen an den Orthogneisen der Südostkarpaten gewisse auch die Kodrugesteine kennzeichnende chemische Merkmale in einem gesteigerten Masse zur Geltung. Es sei nur auf die hohen Werte von *Fm* und *T* und den geringen Werte von *C* verwiesen. Während aber in den Kodrugesteinen mit sinkendem Kieselsäuregehalt sich ein ziemlich regelmässiges Ansteigen des Kalkgehaltes bemerkbar macht, ist dies bei den südostkarpatischen Orthogneisen nicht der Fall. Bei den Amphibolgneisen stellt sich dann ein plötzliches Ansteigen des Kalkgehaltes ein und man könnte sich versucht fühlen, dieselben für Produkte eines besonderen Intrusionsaktes zu halten. Sie besitzen einen gabbroiden Chemismus.

Die Granitgneise der Sebeser- und Zibinsgebirge sind infolge ihres Charakters mit den Kodrugesteinen nicht unmittelbar vergleichbar. Es sind darin sowohl Vertreter des granitischen als dioritischen Magmas vorhanden.

Die Analyse des Cosiagneises des Fogaraser-Gebirge reiht sich dem adamellitischen Magma ein. In dem zur Analyse gelangten Material sind aber die Mikroklinaugen nicht einbezogen worden. Die endgültige Stellung wird daher nur die Analyse des Durchschnittes eines grösseren Handstückes zeitigen.

Es ist daher als höchstwarscheinlich zu bezeichnen, dass durch weitere zahlreichere Analysen die in Umrissen bereits auftauchende Gesetzmässigkeit sich genauer erfassen lassen wird. Es ist aber dazu auch das genaue Erfassen der petrographischen Kennzeichen der ganzen Eruptivmassen und des Ganggefolges als auch ihrer tektonischen Position nötig, eine Aufgabe deren Erfüllung nur aus zahlreichen Detailstudien zu erhoffen ist.

GYALU-KRISTALLIN.

Der Hauptanteil des Grundgebirges der Schwellenfazies sondert sich orographisch als Gyaluer-Gebirge (Gilau) ab und dasselbe wurde nicht im Ramen unserer Reambulationen einbezogen. Ich selbst hatte nur allfällig einiger Gutachten Gelegenheit kleinere südliche Teile des Gebirges (Umgebung von Offenbánya, Borrév u. s. w.) kennen zu lernen, demzufolge nur eine kurze Anführung der kennzeichnendsten Züge auf Grund der literarischen Daten folgen soll.

Ältere zusammenfassende Beschreibungen finden wir in den Erläuterungen der geologischen Spezialkarten der Umgebung von Torda, Bánffy-Hunyad, Magura und Abrudbánya. Neuere Studien über das Gebiet der Hideg-Szamos verdanken wir J. v. SZÁDECZKY und seiner Schule.

Ich will mich vorerst auf die Beschreibung von M. v. PÁLFY (Blatt Magura und Abrudbánya) halten, da dieselbe den Hauptanteil des Gebirges umfasst (88 u. 93).

Der zentrale Teil des Gebirges wird nach M. v. PÁLFY von einem 5—11 km breiten *Granit-*

stock gebildet, der im allgemeinen von der Gruppe II. der Kristallinen Schiefer umsäumt wird, worauf randlich jene der Gruppe III. des älteren ungarischen geologischen Schrifttums folgen.

Als Hauptrepräsentanten der Gruppe II. gelten Zweiglimmergneise, insbesondere aber Glimmerschiefer, die sich oft durch Granatführung auszeichnen. Der Ostflügel der Gruppe II. kennzeichnet sich durch eine häufige Durchaderung von Pegmatitgranit, auch Granitgneise sind verbreitet. Schliesslich ist noch das Auftreten von Amphiboliten, rutil- und turmalinführender Schiefer zu erwähnen.

In der Zusammensetzung des Westflügels herrschen granatführende Glimmerschiefer vor. Pegmatitadern sind kaum zu beobachten, hingegen wird das ziemlich häufige Vorkommen von Amphiboliten und Amphibolgneisen und das gelegentliche Auftreten von Andalusit, Pistazit oder Zoisit führendem Schiefer hervorgehoben.

Die Gruppe III. der Kristallinen Schiefer setzt sich auf Blatt Magura nebst vorherrschenden Phylliten aus Amphiboliten, Graphit- und Serizitschiefern, kristallinen Kalken, im Westen auch aus Chloritschiefern zusammen. Auf dem Blatt Abrudbánya wird die schrittweise Ausbildung der Phyllite aus den Glimmerschiefern betont.

Was den zentralen Granit anbelangt, herrscht in demselben Zweiglimmergranit vor. Übrigens haben wir es nicht mit einem einheitlichen Granitstock zu tun, wie es aus folgenden Zeilen v. PÁLFY's erhellt wird: „Ausserdem ist der Granitstock in seinem ganzen Zuge feinschieferig, stellenweise finden wir zwischen die Granite auch ganz blätterige Gneise eingelagert und zwar nicht nur an den Rändern des Granitstockes, was aus dem späteren Aufbruch des Granites erklärlich wird, sondern auch im Inneren des Zuges. So finden wir zum Beispiel im Hidegszamostale, am Rande des Granitstockes — gegenüber der Einmündung des Nyagra-Baches eine cca 100 m mächtige Biotitgneiseinlagerung" (**88**, p. 16).

Über die südliche Endigung des Granitmassivs schreibt v. PÁLFY folgendes: „Die Ausbildung der Granite ist, mit Ausnahme von kaum ein-zwei Punkten, sehr gneisartig, stark kataklastisch und in denselben ist ein glimmerschiefer- oder gneisartiges Gestein sehr häufig" (l. c. p. 20). Aus dem Granit werden Pegmatit-Turmalingänge erwähnt. Am Blatt Abrudbánya wird südlich vom Granitstock eine 1·5 km breite basische Randfazies verzeichnet, die teilweise als Zweiglimmergranit, teils aber als tektonisch stark hergenommener quarzführender Diorit beschrieben.[1] Endlich hat v. PÁLFY innerhalb der Kristallinen Schieferinsel bei Offenbánya einen granitisch ausgebildeten Gneis besonders ausgeschieden, worunter eine pegmatitartig oder protoginartig ausgebildete und mit Phyllit wechsellagernde Fazies zu verstehen ist (**93**, p. 8).

Die älteren Untersuchungen von J. v. SZÁDECZKY beziehen sich auf die im Tale der Hideg-Szamos durch eine Kraftwasserleitung aufgeschlossene Gesteinsgruppe. v. SZÁDECZKY verdanken wir die mikroskopische und chemische Kennzeichnung des Irisora-Granits, eines Biotitgneises und eines Albitgneises, welch letzterer allerdings nur in einer einige Meter langen Linse auftritt. Schliesslich wird noch ein Klinozoisitamphibolit eingehender beschrieben. Die Bildung eines Teiles der Gesteine wird auf ein mit dem zentralen Granitmassiv übereinstimmendes Magma, jenes der Paragesteine auf Injektion und der damit verknüpften Prozesse zurückgeführt und der Zeitpunkt der Intrusion gegen das Ende des im paläozoischen Zeitalter weitverbreiteten Eruptionszyklus verlegt (**98**, p. 404—405).

[1] *v.* PÁLFY führt auch eine dritte Varietät auf, die eine Wechsellagerung von Quarz- und Cholorit-Epidotlagen erkennen lässt. Die eruptive Herkunft dieses Gesteins ist aber zumindest recht unwahrscheinlich.

Im nächsten Jahre wurde das Gebiet des Hideg-Szamos von einem Schüler v. SZÁDECZKY's, von S. PAPP eingehend kartiert und bearbeitet. S. PAPP bietet uns die mikroskopische und chemische Kennzeichnung einen Biotit- und Muskovitgneises, den Nachweis von *Staurolith* und *Disthen* in den granatführenden Glimmerschiefern und von *Chloritoid* in manchen Glimmerschiefern. Von den eingehend beschriebenen Gesteinen mögen turmalin- und granatführende Pegmatite, Biotit-Amphibolschiefer, Granat-Biotit-Amphibolgneise und Glimmerquarzite erwähnt werden (**101**).

Von einen anderen Schüler v. SZÁDECZKY's, von TÜSKE wurde die Umgebung von Offenbánya eingehender beschrieben. An dieser Stelle soll nur der Nachweis der allgemeinen Verbreitung der staurolithführenden Glimmerschiefer hervorgehoben werden (**104**, p. 8).

In einem die Eisen-Manganlagerstätten der Umgebung von Offenbánya behandelnden Aufsatz vom W. SCHOPPE finden wir eine eingehende, hauptsächlich auf literarischen Daten beruhende Schilderung der geologischen Verhältnisse der weiteren Umgebung von Offenbánya. Die Entstehung der Paralleltextur des Gyalugranits wird auf Piezokrystallisation im Sinne WEINSCHENK's zurückgeführt (**106**, p. 32).

In einer neueren Arbeit v. SZÁDECZKY werden als Glieder des zentralen Granitmassivs ausser Granit auch Albitgranite, Oligoklas- und Andesitdiorite, ferner Pegmatite und Aplite angegeben.

Wie erwähnt, wäre nach den letzten Ansichten von J. v. SZÁDECZKY's sowohl der Aufstieg sämtlicher normaler und metamorpher Eruptiva des Gyaluer-Gebirges, als auch die Bildung des ganzen Gyalu-Kristallins in der Kreide erfolgt (**163**).

Als Beweis für die posttithone Metamorphose wurde jene Behauptung in's Treffen geführt, dass der Tithonkalk des vom Gyaluer-Gebirge durch einen 3 km breiten und *nicht metamorphen* Kreidegebiet abgetrennten Bedellögebirges sich gegen sein Liegendes zu allmählich umkristallisiere. „Es ist daher unzweifelhaft — schreibt v. SZÁDECZKY — dass der Borrév-Okloser kristalline Zug in postjurassischer Zeit eine Metamorphose erlitten hat. Weiter nach Norden geht der Tithon-Kalk der Tordaer Kluft allmählich in einen kristallinischen Kalkstein über (speziell bei Magyarpéterd)".

Gegen diese neuere Ansicht v. SZÁDECZKY's wurde bereits von M. v. PÁLFY eine Reihe von Beobachtungen der das in Rede stehende Gebiet eingehend kartierenden Geologen zusammengestellt, wonach z. B. sowohl manche Tithonkalke des Hosszúkő, als auch das Neokomkonglomerat der Umgebung von Torockó nicht nur Gerölle fertiger kristallinen Schiefer, sondern auch solche des kristallinen Kalkes enthalten (**173**, p. 37). Von M. ILIE werden liasische Quarzkonglomerate mit Blöcken von kristallinen Schiefern angeführt (**185**, p. 45).

Verschiedengeartete Druckmetamorphosen und Kontaktmetamorphosen der mesozoischen Gesteine — letztere hervorgerufen durch die spätkretazäischen Granodiorite — sind ja auch in den hier behandelten Gebirgen langher bekannt. Die Produkte dieser Metamorphosen liegen aber von der Tracht der Kristallinen Schiefer fern. Entlang der Erstreckung des östlichen Erosionsrandes der permomesozoischen Schichtenfolge ist im Erhaltungszustand derselben und ihrer oft als typischer Glimmerschiefer ausgebildeten Unterlage ein gewaltiger Sprung im Grad der Metamorphose vorhanden. Die Glimmerschieferunterlage weist ausserdem eine, in die permmesozoische Schichtenfolge sich nicht fortsetzende Eigentektonik auf, demzufolge ihr Regionalmetamorphismus nur als Ergebnis eines vorpermischen Geschehens gelten kann.

Was nun den angeblichen Übergang des Tithonkalkes in einen kristallinen Kalk im Bedellögebirge anbelangt, sollen nur folgende Beobachtungen L. ROTH v. TELEGD's angeführt werden. v. ROTH,

der das Bedellögebirge seinerzeit eingehend kartierte, konnte im Tithonkalk in der Einsattelung des Plesu und Aszalos noch einen Ammonit einsammeln. „Nach West (gegen den Plesu hin) erscheint sehr bald seine kristallinische Kalkunterlage" schreibt v. Roth.[1]

Auch in der seit der Publikation der neueren Ansicht v. Szádeczky's durch M. Ilie durchgeführten Neukartierung des Bedellögebirges (Culmea Bedeleului) konnte der Tithonkalk von dem kristallinen Kalk genau geschieden werden und letzterer wird als Kristallin angeführt. Betrachten wir diese Karte, so sehen wir, dass der Tithonkalk nur im N direkt dem kristallinen Kalk auflagert, nach S zu sich aber zwischen die beiden Formationen ein Ophiolitzug einschiebt.[2]

Es liegt im Bedellögebirge ein augenscheinlich tektonisch kompliziert aufgebautes Gebiet vor. Es ist sehr recht möglich dass ähnliche Deckenschübe, wie sie im Südbihar vorgefunden wurden, sich auch am SO-Rand des kristallinen Gebietes des Gyaluer-Gebirges nachweisen lassen. Gelegentlich eines Besuches der Manganerzlagerstätte der Gemeinde Orest habe ich nordwestlich von Alsószolcsva ausser kristallinem Kalk auch eine aus Phylliten, graphitischem Kieselschiefer, Augengneissen, Porphyroiden und ausgewalzten Konglomeraten zusammengesetzte Gesteinsserie verquert (**146,** p. 128). Von der Tektonik des kristallinen Schiefergebietes wird daher nur dann die Rede sein können, wenn die eingehendere Untersuchung und die genaue Abgrenzung der verschiedenen metamorphen Faziese erfolgt sein wird.

Wenn ich nun doch von einen Gyalukristallin rede, so wird darunter der die Unterlage der Schwellenfazies bildende Nordanteil verstanden, der auch das Granitmassiv umfasst.

Aus den Schilderungen v. Pálfy's und Szádeczky's scheint es hervorzugehen, dass wir es im Gyaluer-Gebirge mit einen dem Kodru analogen Intrusionsverband zu tun haben und zwischen den verschiedenen Intrusionslagen auch nicht unbedeutende Unterschiede in der Zusammensetzung vorhanden sind. Die Verhältnisse des Gyaluer-Gebirges sind aber bedeutend grossartiger und die Durchschwärmung mit Pegmatitinjektionen weitverbreitet.

Die Schieferhülle besitzt auf grösserem Gebiet die Glimmerschieferfazies und letztere wird besonders durch das Auftreten von *Staurolith* und *Disthen* gekennzeichnet. Sowohl v. Pálfy als auch v. Szádeczky (**163,** p. 190) erwähnen das vereinzelte Auftreten von *Andalusit.* In einem, mir seinerzeit von v. Pálfy zur Verfügung gestellten Schliff konnte ich mich überzeugen, dass nur als Andalusit deutbare Pseudomorphosen vorliegen.

DIE KRISTALLINEN FAZIESE DES SÜDLICHEN BIHARS.

Wenn auch das Gyalukristallin das Kodrukristallin wie es vorangehend erörtert wurde, in der Grossartigkeit des Intrusionsvorganges, im Ausmass der Metamorphose und auch in der Rolle des Volumgesetzes übertrifft, so ist andererseits die grosse Verwandtschaft der beiden kristallinen Gebiete unverkennbar. Die kristallinen Faziese des Südbihar stehen aber jenen des Kodru- und Gyalu-Gebirges ganz fremd gegenüber.

Wie Verfasser vor kurzem ausführte, sind im Südbihar zwei kristalline Faziese zu unterscheiden, jene der nach *N überkippten Falte des Nagybihars* und jene der ihr von S her überschobenen Mylonitdecke der südlichsten Randpartie des Kristallingebietes (**185**), welch letztere kurz als Südbiharkristallin unterschieden werden soll.

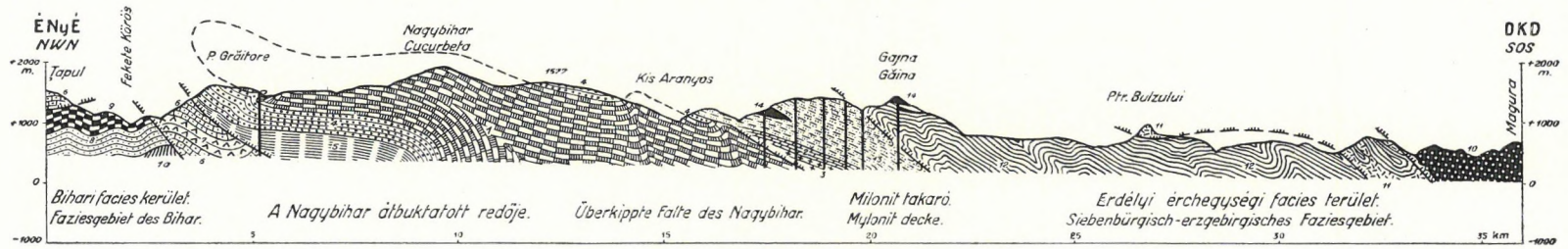
[1] L. Roth v. Telegd: Die Aranyos-Gruppe des siebenbürgischen Erzgebirges in der Umgebung von Nagy-Oklos, Bélavár, Lunka und Alsó-Szolcsva. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für **1899,** p. 70.

[2] M. Ilie: Recherches géologiques dans les Monts du Trascau etc. Annarul Inst. Geol. al Romaniei. Vol. XVII.

12. ábra. — Figur 12.

SZELVÉNY A NAGYBIHARON ÉS BULC-SZIKLÁN ÁT. (V. ö. 194, p. 61.)

PROFIL IN DER RICHTUNG DES NAGYBIHAR UND PIATRA BULZULUI. (Vergl. 194, p. 61.)[1]



1 = Albitos gneisz. — Albitgneis.
1/a = Kristályos pala. — Kristalliner Schiefer.
2 = Fillit. — Phyllit.
3 = Szemes gneisz. — Augengneis.
4 = Karbon konglomerát és homokkő. — Konglomerate und Sandsteine des Karbons.
5 = Karbon agyagpala. — Karboner Tonschiefer.
6 = Veres homokos pala. — Rote Sandschiefer.
7 = Kvarcos porfir és tufa. — Quarzporphyr und sein Tuff. } Alsóperm. — Unteres Perm.
8 = Felsőperm homokkő és pala. — Oberpermische Sandsteine und Schiefer.
9 = Középső triasz dolomit. — Mitteltriassischer Dolomit.
10 = Porfirit-diabáz és tufája. — Porphyrit-Diabas und ihr Tuff.
11 = Malm. — Malm.
12 = Kréta-flis. — Kreideflysch.
13 = Felsőkréta. — Obere Kreide.
14 = A granodioritsor kőzetei. — Gesteine der Granodioritserie.

[1] Im Profil wird das Südbiharkristallin (Mylonitdecke) durch die Obere Kreide verdeckt, daher ist es nur an der Basis der Oberen Kreide in rudimentärem Zustand angedeutet worden. Ein in anderer Richtung gelegtes Profil siehe 185, p. 82.

A) Nagybiharkristallin.

K. F. PETERS wollte im Nagybiharkristallin, als deren Glieder Glimmerschiefer, Glimmergneis Amphibolgneis, und Syenitschiefer angeführt wurden, die metamorphen Produkte der Karbon- und Permgesteine des Bihars erblicken, welche Metamorphose durch Syenitporphyrlagergänge, oder vielmehr durch die von ihnen ausgehenden Lösungen bewirkt wurde (**7**, p. 404).

Verfasser selbst hat in seinen Erstlingsarbeiten das ältere Kristallin vom Karbon abgegrenzt, die Glieder der beiden tektonischen Einheiten aber noch nicht auseinandergehalten (**81**).

Innerhalb des neuabgegrenzten Nagybihar-Kristallins wurde von mir seinerzeit eine *Albitgneis*-gruppe und eine grüne *Phyllitschiefer*gruppe unterschieden, beide Gruppen wurden als metamorphe Produkte von Sedimentgesteinen gedeutet. Nur den in den beiden unterschiedenen Gruppen aufsetzenden Amphiboliten wurde der Rang eines Orthogesteines eingeräumt. Zu dieser Stellungsnahme haben den Verfasser die oft bankweise Änderung in der prozentuarischen Zusammensetzung der Albitgneisserie und die spärlichen Zwischenlagerungen von Dolomit- und Epidotitbänken verleitet. Die von K. EMSZT durchgeführte Analyse eines Chlorit-Albitgneises wies zwar einen für klastische Gesteine ganz ungewohnt hohen Natrongehalt auf, doch glaubte ich denselben auf eine Natronzufuhr zürückführen zu dürfen, deren Quelle in den als metamorphe Diabase gedeuteten Amphiboliten zu suchen sei.

Die zur Überprüfung dieser Ansicht durchgeführte Analysenreihe hat aber dieselbe nicht bestätigt und wurde daher berichtigt (**128**, p. 249 u. 185). Mit Hinweis auf meine älteren und neueren Aufsätze soll dass Nagybiharkristallin an dieser Stelle nur zusammenfassend gekennzeichnet werden.

a) Albitgneisgruppe.

Albitgneisgruppe. An der Zusammensetzung dieser Gruppe nehmen ausser den überwiegenden Albitgneisen untergeordnet auch sedimentäre Glieder und Amphibolite teil.

Die *sedimentären* Glieder bilden feinzuckerkörnige *Dolomitbänke* mit einer Mächtigkeit von 2 m und eine ebensolche geringe Verbreitung aufweisende *Epidotite* und *Epidot-Augitfelsen.* Trotz ihrer geringen Verbreitung sind diese metamorphen Sedimente aus dem Grunde von Wichtigkeit, da sie eine marine Herkunft der Serie beweisen.

Die als Orthogesteine aufgefassten Albitgneise und Amphibolite scheinen eine zusammenhängende Eruptivfolge darzustellen.

Die peraziden *Quarz-Albit-Gneise* lassen an den unebenen Schichtflächen Muskovit und Chlorit bald nur in verstreuten Schuppen, bald in zusammenhängenden Membranen beobachten. Albit und Quarz sind des öfteren in gleicher Menge zugegen. Der 1—2 mm Korngrösse erreichende *Albit* ist nur selten verzwillingt und dann setzt er sich nur aus zwei gleichentwickelten Zwillingshälften zusammen. Kataklastische Erscheinungen gehen ihm völlig ab und er umschliesst nur spärliche Einschlüsse. Der *Quarz* ist oft unregelmässig verteilt und bildet quarzitartige Aggregate. Ausser dem normalen Typus finden sich auch an Muskovit und Chlorit reichere Varietäten, die mitunter Porphyroblasten von Granat oder Magnetit führen. In anderen selteneren Gesteinen spielt Pistazit eine bedeutende Rolle (**83**, p. 157).

Mit dem Ausbleiben des Quarzes stellen sich an Kieselsäure bedeutend ärmere Gesteine ein: die *Chlorit-Amphibol-Albit*-Gneise, deren Albit bereits reichlichere Einschlüsse von Amphibol, Muskovit, Epidot, Zoisit, Granat u. s. w. führt. Von der „echten" Fülle der entmischten Feldspäte der Kodru-intrusiva weichen diese Einschlüsse in ihrer bedeutenderen Grösse ab.

Die *Amphibolite* unterscheiden sich von den Albitgneissen durch ihr massiges Gefüge und weisen das normale Bild dieser metamorphen Fazies auf. Andere an Amphibol reichere Gesteine sind als *Amphibolschiefer* ausgebildet.

b) **Grünlichgraue Quarzitschiefergruppe.**

Das Nagybiharkristallin gelangt O-lich von der überkippten Falte des Nagybihars durch die Vermittlung eines Bruchsystems zwischen den Gemeinden Lepus und Felsővidra abermals an die Erdoberfläche. Der östliche Anteil dieses Kristallins wird von Albitgneis gebildet, der auch einzelne Amphibolitpartien umschliesst. Dem Albitgneis schliesst sich gegen W zu zwischen der Gemeinde Lepus und dem Hegerhaus Felsővidra (Cosoia Tivita) ein durchschnittlich 3 km breiter Streifen von Glimmer-Quarzitschiefer an.

Dieser Schieferzug wurde vom Verfasser als Grüner Phyllitschiefer beschrieben (**83,** p. 164), das grünlichgraue gut spaltende Gestein ist aber besser als Quarzitschiefer zu bezeichnen. Der Schiefer führt oft Pyrithexaeder, SW-lich von Felsőgirda auch kleine Quarzkörner. NW-lich von der Gemeinde Lepus am Negesci sind in einzelnen Lagen Quarzitgerölle zu beobachten es schalten sich daher Konglomeratbänke ein. Bei Lepus konnte auch eine Grünschieferlage aufgefunden werden (l. c. p. 166).

Die kennzeichnenden metamorphen Eruptiva der Serie sind aber Amphibolite. Verfasser hat vor Kurzem die Analyse zweier Typen derselben besprochen (**185,** p. 87), daher sei an dieser Stelle mit dem Hinweis auf meine ältere Arbeiten genüge geleistet.

Zur Altersfrage des Nagybiharkristallins.

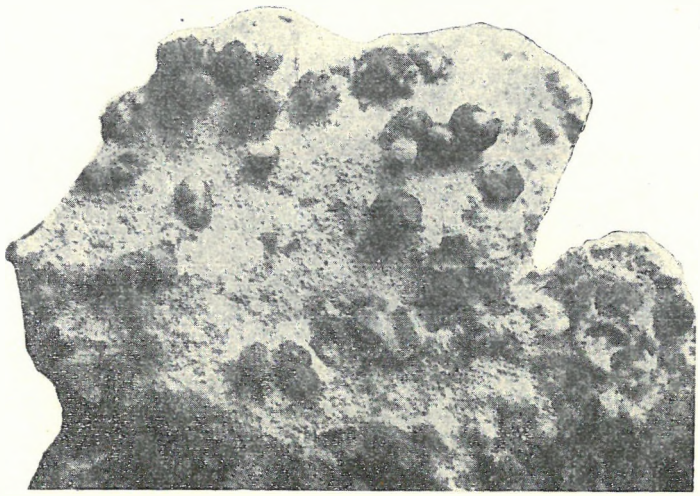
Das vorpermische Alter des Nagybiharkristallins wurde seinerzeit vom Verfasser einwandfrei bewiesen, indem im unterpermischen Grundkonglomerat sich z. B. W-lich von der Gemeinde Felsőgirda (Ghirda de susu) bereits Gerölle fertiger Albitgneise vorfinden (**83,** p. 181). Auf Grund dieses Befundes wurde 1905 die grünlichgraue Quarzitschiefergruppe mit dem Devon parallelisiert (**81,** p. 129). Diese Ansicht kann auch gegenwärtig als die meist wahrscheinliche bezeichnet werden.

Eine weitere Handhabe zur Feststellung des Alters des Nagybiharkristallin bieten die als oberkarbonisch gedeuteten Grundkonglomerate. Wie Verfasser darüber bereits kurz berichtete (**133,** p. 331), konnte er knapp vor dem — durch den Ausbruch des Weltkrieges verursachten — Abbrechen seiner Feldaufnahme im Sommer 1914 zwischen den beiden Anfangszweigen der Kis-Aranyos an der NO-Lehne des Piatra Molivisu (1555 m) eine, wohl entlang einer Querkluft zur Entwicklung gelangten Steilwand des oberkarbonen Grundkonglomerates auffinden, die den Geschiebebestand des Konglomerats uns instruktiv vor die Augen führt. Neben dem Hauptanteil des Geschiebebestandes bildenden Quarz fanden sich auch Gerölle, die aus dem Nagybiharkristallin abzuleiten sind.

Vorerst fallen limonitisch verwitternde, bis faustgrosse, feinkörnige Dolomit-Geschiebe auf. Dieselben haben teilweise ihre ursprünglich kantige, wenig abgerollte Gestalt beibehalten. Ein im Querschnitt parallelogrammförmig begrenztes Geschiebe ist z. B. 13 cm lang und 5—6 cm breit. An den Verwitterungsflächen der Dolomitgeschiebe fanden sich verkieselte Problematika.

Sie besitzen ein Grösse von 2—3 mm und lassen kugelige bis kirschkernförmige Gestalt erkennen. (S. Fig. 13, in dem ein Teil des Dolomits mit kochender Salzsäure aufgelöst wurde.) Eine Deutung dieser Problematika ist mir bisher nicht gelungen. Von den übrigen Geschieben verdient vorerst

ein Albitgneisgeschiebe Erwähnung. Das Gestein setzt sich vorherrschend aus unverzwillingtem *Albit* zusammen. Der Albit weist die normale Tracht der Albitgneise auf; er ist meist unverzwillingt, seltener bildet er Zwillingshälfler, äusserst selten aber zeigt er eine Zwillingslamellierung. Von den beschriebenen Albitgneisen unterscheidet er sich dadurch, dass er sich völlig einschlussfrei erweist. Entlang der ihn durchsetzenden Sprünge hat eine Verglimmerung eingesetzt, die aber kein besonderes Ausmass erreicht. Das Zement der Albitkörner bildet ein Ferritnetz dessen Maschen von farblosen Glimmerschüppchen erfüllt werden.



13. ábra. — Figur 13.

DOLOMITKAVICSON SÓSAVBAN VALÓ FŐZÉS ÁLTAL NYERT OLDÓDÁSI MARADVÁNYOK.

DURCH BEHANDLUNG MIT KOCHENDER SALZSÄURE ERHALTENE LÖSUNGSRESTE AM DOLOMITGESCHIEBE.

Recht interessant sind ferner Geschiebe von aplitischen *Granit*. Das leukokrate Gestein wird vorherrschend von Albit gebildet der in zweierlei Ausbildung auftritt. Die erste Ausbildungsform ist jene der gewöhnlichen *Granitplagioklase*, und auch in dieser Form steht seine Zusammensetzung entsprechend der Auslöschungsschiefe $-16°$ in Schnitten $\perp$ zu α dem Albit nahe. Entlang von Rissen hat eine Verglimmerung eingesetzt, die sich auf einen beträchtlichen Teil oder das ganze Plagioklasindividuum erstrecken kann. Die andere Art des Plagioklases weist die Ausbildung des *Schachbrettalbits* auf und weicht vom vorangehenden Granitplagioklas auch im Gefügebild scharf ab. Er spielt nämlich im hypidiomorphen Gefüge eine Rolle, die normalerweise dem Kalifeldspat zukommt: er ist xenomorph verglichen zum Granitplagioklas und umschliesst ausser Quarzeinschlüssen auch korrodierte Individuen von normalem Plagioklas. Der Schachbrettalbit lässt eine dünnlamellare Verzwillingung nach dem Albitgesetz erkennen. (S. Figur 6, Taf. V.) Sein optisch positiver Charakter und die negative Auslöschungsschiefe von $13-14°$ in $\perp \alpha$ getroffenen Schnitten stellt seine Albitnatur ausser allen Zweifel. In dem Dünnschliff eines stärker umgeformten Geschiebes, konnte auch die Anwesenheit einer Myrmekitwarze festgestellt werden.

Es hat daher den Anschein, dass ein bereits umgewandeltes Gestein vorliegt, indem der ursprüngliche Kalifeldspat in seiner Gänze unter Beibehalt der ursprünglichen Grenzen durch Schachbrettalbit verdrängt wurde. Der *Quarz* tritt in der Form der aplitischen Granite auf, die nicht selten einer korrodierten Dihaxaederform nahe steht. Als Einschlüsse im Quarz findet sich stark korrodierter Plagioklas. Der Quarz weist eine undulöse Auslöschung, mitunter einen beginnenden Zerfall in ein Mozaik auf. Vereinzelte spärliche Pseudomorphosen von farblosem Glimmer und Ferrit scheinen auf

Biotit als spärliches femisches Gemengteil hinzuweisen. In dem bereits erwähnten stärker umgewandelten Gestein gelangt die Druckmetamorphose nicht so sehr am Quarz, als am Albit zur Geltung. Abgesehen von der Verglimmerung, die den Albit ergriffen, wird das Gestein von einem Quetschzonennetz durchdrungen und entlang desselben ist der Albit mit mehr oder weniger breiten Streifen in ein mit Glimmerschüppchen vermengtes Albitmozaik übergangen. Bald herrscht das Albitmozaik, bald der helle Glimmer vor, wobei letzterer im ganzen Schliff eine parallele Anordnung erkennen lässt. Stellenweise sind ganze Albitindividuen in ein derartiges Mozaik überführt worden. Der Quarz hingegen lässt auch in diesem Gestein meist nur eine undulöse Auslöschung erkennen, seltener wird er von den Druckzonen durchsetzt und ist in ein gröberes Mozaik zerfallen. Limonitisch verwitterte Rhomboeder eines Karbonats treten vereinzelt auch auf.

Ein ähnlicher Granit findet sich auch als Geschiebe des Karbonkonglomerats der Umgebung des Piatra graitóre.[1]

In dem Schliff eines dieser Geschiebe erweist sich der den poikilitischen Untergrund bildende Albit als unverzwillingt und lässt nur eckig begrenzte Schachbrettalbitpartien erkennen. Bemerkenswert ist ferner das Auftreten von Mozaikplagioklaspartien, deren einzelne Individuen teilweise grobe Myrmekitstengel umschliessen. Pseudomorphosen von Chlorit und Pistazit weisen auf ursprünglichen Biotit hin.

Ein in der Umgebung der Gemeinde Felsővidra aufgesammeltes Stück, deren Herkunft nicht festgestellt werden konnte, weist ein porphyrartiges Gefüge auf. Porphyrartig heben sich sowohl Granitplagioklas als auch Schachbrettalbit hervor. Beide umschliessen Glimmerschüppchen, letzterer birgt auch Einschlüsse von korrodiertem Granitplagioklas. Der grundmasseartige Anteil erweist sich als ein Gemenge von vorherrschend gestrecktem Quarz und untergeordnetem Albit. Die starke Druckbeanspruchung ist auch an manchen Plagioklasen zu erkennen, deren Zwillingslamellen mitunter einen zick-zack-artigen Verlauf angenommen haben.

Die Granitgeschiebe, die aus dem vom Triangulierungspunkt 412 m des Moma-Rückens abfliessenden Wasserrissen auftretenden kleinen Partie des Karbonkonglomerats aufgesammelt wurden, stellen einen ganz anderen Typ dar. Sie erweisen sich als gestreckte-geflaserte Granite, die nur spärlichen Plagioklas führen und deren reichlicher Kalifeldspat partieweise eine mit seiner Deformation zusammenhängende Mikroklingitterung aufweist.

Kehren wir noch zu dem Karbongeschiebe des Piatra Molivisu zurück. Reichlicher vertreten finden wir Geschiebe deren Zusammensetzung zwischen einem grünlichgrauen Glimmerquarzit und einem feinkörnigen Sandstein variieren.

Am Querschnitt der *Glimmerquarzite* lassen sich helle Quarzitlagen eine geringe Streckung verratende helle Glimmerschüppchen-Membrane beobachen. Im mikroskopischen Bilde herrscht im allgemeinen das Quarzitaggregat mit einer Korngrösse von 0·01—0·025 mm vor. Der gleichfalls reichlich vorhandene helle Glimmer ist parallel angeordnet. Weitere Gemengteile bilden Tonschiefernädelchengruppen und ein ferritisches Pigment, das sich streifenweise gerüstartig aggregieren kann. Besonders auffallend sind *Turmalin*nädelchen, die sich des öfteren quer zur Schieferung anordnen und dadurch ihre spätere Bildung kundtun.

[1] In dem Sinne ist daher meine ältere Angabe zu ändern (83, p. 178).

Die *Quarzitsandstein*-Geschiebe lassen auch eine Schieferung erkennen. Die Quarzkörner besitzen eine Korngrösse von 0·07—0·4 mm, sind oft eckig-kantig begrenzt und weisen eine undulöse Auslöschung auf. Vereinzelt lassen sich auch Körner von Granitplagioklas und Schachbrettalbit, ferner auch Muskovitschuppen beobachten. Weitere Erwähnung verdienen eine Rhomboederform aufweisende, mit Ferrit erfüllte Pseudomorphosen nach einem Karbonat. Hämatittäfelchen und bis 0·2 mm grosse gedrungene Turmalinindividuen kommen auch vor. Das Zement entspricht dem Glimmerquarzit, ist aber etwas gröber (Korngrösse 0·02—0·05 mm). Um manche Quarzkörner hat sich eine durch die parallele Anordnung der Quarzitkörner ausgezeichnete Aureole ausgebildet.

Die Geschiebe der Sandsteine kennzeichnen sich dadurch, dass das Quarzitzement zu einem schmalen Gerüst sich vermindert und die 0·3—1·0 mm grossen Quarzkörner sich teilweise unmittelbar berühren.

Eine besondere Erwähnung verdient noch ein Geschiebe von *Turmalinquarzit*. In diesem Gestein ist Quarz und Turmalin in etwa gleicher Menge zugegen. Der Quarz besitzt eine Korngrösse von 0·2—0·3 mm. Der nicht besonders stark in grünlichblauen Farbentönen pleochroitische Turmalin ordnet sich in radialstengeligen Rosetten (Turmalin-Sonnen) von 1 mm Durchmesser an, wobei es aber nur zur Ausbildung einiger Sektore der vollständigen Rosetten gekommen ist.

Wir sehen daher, dass die Geschiebe von verschiedenen Gesteinsgruppen stammen. Inbetrachtnahme jenes Umstandes, dass der Geschiebebestand der Karbonkonglomerate sich vorherrschend nahezu rein aus Quarz zusammensetzt, ist es klar, das der Hauptanteil des Geschiebes einen Aufbereitungsprodukt darstellt, dessen Bezugsgebiet ursprünglich in grösserer Entfernung von dem Ablagerungsgebiet gelegen ist. Nur vereinzelte Geschiebe, z. B. die kantigen Dolomitgeschiebe können sich in der näheren Umgebung beigemischt haben.

Tatsächlich können die beschriebenen Geschiebe mit keinem durch mikroskopische Untersuchung mir bekannt gewordenem Nagybiharkristallintyp genau identifiziert werden. Bei dem Geschiebe-Albitgneis muss das Fehlen der „falschen Fülle" des Albits und das rein ferritische Bindemittel auffallen. Es ist freilich nicht ausgeschlossen, dass derartige Typen auch im Biharkristallin vorhanden sind und das rein ferritische Pigment kann eventuell auf eine Verwitterung und nachträgliche Infiltration der fertigen Geschiebe oder des sie resultierenden Schuttes zurückgeführt werden. Wie immer es auch sei, legt das Albitgneisgeschiebe davon Zeugenschaft ab, dass vor der Ablagerung des Karbonkonglomerates bereits fertige Albitgneise vorhanden waren.

Die Geschiebe der Glimmerquarzite und Sandsteine könnten auf härtere Bänke der als devonisch gedeuteten Glimmerquarzitserie zurückgeführt werden. Was endlich die Geschiebe des Schachbrettalbit führenden Granits anbelangt, sind derartige Gesteine zurzeit aus dem Bihar anstehend noch unbekannt. Die vereinzelten Schachbrettalbitkörner der Sandsteingeschiebe legen es nahe, dass ihr Detritus zur Bildung dieser Sandsteine beigetragen hat.

Es liegt im aplitischen Granit der Gerölle augenscheinlich ein polymetamorphes Gestein vor. In wiefern das Gyaluer-Gebirge als Bezugsquelle in Betracht kommen könnte, darüber soll im folgenden Abschnitt die Rede sein.

ANALYSEN DER HAUPTTYPEN DES SÜDBIHAR-KRISTALLINS.

Gesteinsart	Fundort	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	Summe	Analytiker
Quarz-Albitgneis	Pojana (Vrf. Tomnaticului)	77·65	0·05	12·55	0·74	0·80	Sp.	0·47	0·19	—	—	6·00	1·65	Sp.	0·81	0·06	100·97	Zs. Szinyei Merse (185, Taf. III. An. 1)
Chlorit-Albitgneis	Pojana (Nagybihar, Cucurbeta)	56·34	—	15·51	6·26	4·15	—	3·68	3·87	—	—	6·40	0·31	—	2·89		—	K. Emszt (83, p. 154)
Chlorit-Albitgneis	Pojana (Sattel beim Zanogagipfel)	48·74	0·53	22·87	2·08	6·94	0·11	4·89	8·49	—	—	2·62	1·01	0·03	2·63		100·94	K. Emszt (185, Taf. III. An. 3)
Amphibolit	Pojana (Rumuneasa)	48·38	0·34	16·60	2·04	5·63	Sp.	10·31	11·39	—	0·42	2·23	0·72	Sp.	2·11	0·10	100·22	Zs. Szinyei Merse (185, Taf. III. An. 6)
Amphibolit	Felsővidra (D. Petrilor)	50·68	0·43	8·13	1·44	7·45	Sp.	16·17	12·24	0·14	—	1·86	0·68	0·22	1·65	0·15	101·24	Zs. Szinyei Merse (185, Taf. III. An. 7)
Amphibol-Pistazit-Albitschiefer	Felsőgirda (V. Bucenisi)	48·76	1·54	15·28	2·52	9·97	Sp.	4·94	8·32	—	—	4·61	0·35	0·18	3·08	0·10	99·65	Zs. Szinyei Merse (185, Taf. III. An. 8)
Porphyroidähnlicher Mylonit	Bulzesd (V. Ricariului)	77·62	0·04	13·32	0·42	0·75	Sp.	—	0·20	—	—	2·63	4·56	Sp.	0·85	0·04	100·43	Zs. Szinyei Merse (185, Taf. III. An. 9)
ANALYSEN EINIGER GESCHIEBE DES KARBONKONGLOMERATS.																		
Ferritisierter Albitgneis	Felsővidra (Piatra Molivisu)	52·56	1·72	17·70	7·29	9·12	0·41	0·25	0·12	CO_2 =0·14	—	6·62	0·48	0·07	2·98	0·21	99·67	K. Emszt
Aplitischer albitisierter Granit	Felsővidra (Piatra Molivisu)	79·81	0·21	11·24	0·97	0·43	—	0·16	0·39	—	—	4·53	1·49	Sp.	1·09	0·11	100·43	K. Emszt
Glimmerquarzitschiefer	Felsővidra (Piatra Molivisu)	72·74	0·52	16·14	1·20	1·81	Sp.	0·21	0·11	—	—	0·60	4·26	—	2·24	0·09	99·92	K. Emszt
APLITARTIGER ALBITGNEIS DES GYALUER GEBIRGES.																		
—	Hideg-Szamos Tal	73·57	—	15·85	0·16	0·60	—	0·12	0·53	—	—	7·68	0·18	CO_2=0·72 S=0·12	0·31	0·01	99·85	P. Rusitska (98, p. 398)

Zum Chemismus der eruptiven Glieder der kristallinen Faziese des südlichen Bihar.

In der beiliegenden Tabelle wurden die über die eruptiven Glieder der Kristalline des Südbihars vorhandenen Analysen zusammengestellt. Die zweite Analyse wurde vom Verfasser bereits 1905 veröffentlicht (**83**, p. 152) während die übrigen vor kurzem besprochen wurden (**185**). Anhangsweise sind noch drei neuangefertigte Analysen dreier Geschiebe des Karbonkonglomerats und eine von J. Szádeczky veröffentlichte Analyse eines aplitartigen Albitgneises aus dem Gyaluer Gebirge beigefügt.

Infolge der tiefgreifenden Ummineralisierung der Gesteine können die Analysen nur zur Orientierung und nicht zu einem genauen Vergleich herangezogen werden. Der Quarz-Albitgneis könnte mit einen Natronryolith verglichen werden und auch in der zweiten Analyse des quarzfreien Albitgneises ist die Natronvormacht noch deutlich ausgesprochen. Mit der dritten Analyse eines basischeren Albitgneises gelangen wir bereits in das ossipit-gabbroide Magma Niggli's, während der im Albitgneis eingelagerte Amphibolit (Analyse 4.) in dem normalgabbroidnoritischen Magma seinen Platz finden könnte. Die Analyse 5. eines bereits in den grünen Quarzitschiefern auftretenden, an Amphibol reichen Gesteines reiht sich bereits dem pyroxenitischen Magma ein und die Analyse des letzten, gleichfalls im grünen Quarzitschiefer auftretenden Gesteines, entspricht einem basischen Gabbrodiorit.

ZUSAMMENSTELLUNG DER NIGGLI'SCHEN KENNZAHLEN.

Gesteinsart	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*
Quarz-Albitgneis	469	44·7	12·2	1·4	41·7	0·15	0·35
Chlorit-Albitgneis	169	27·4	41·0	12·4	19·2	0·03	0·40
Basischer Chlorit-Albitgneis . .	120	33·2	36·4	22·5	7·9	0·2	0·49
Amphibolit (Rumuneasa) . . .	103	20·0	46·5	26·8	5·7	0·17	0·71
Amphibolit (D. Petrilor)	97·8	9·3	60·9	25·5	4·3	0·19	0·76
Amphibol-Pistazit-Albitschiefer .	121	22·3	43·7	22·2	11·8	0·05	0·42
Ferritisierter Albitgneis (Geschiebe)	150	29·9	50·4	0·4	19·3	0·04	0·02
Aplitischer Albitgranit (Geschiebe)	570	47·2	11·5	3·0	38·3	0·18	0·15
Glimmerquarzitschiefer (Geschiebe)	443	58·2	20·5	0·7	20·6	6·82	0·10

Was die neuangefertigten Analysen der Geschiebe des Karbonkonglomerats anbelangt, rechtfertigen sie jene Schlüsse, die auf Grund ihrer petrographischen Kennzeichen gezogen werden konnten.

Die Analyse des ferritisierten *Albitgneises* schliesst sich eng jenen der Chlorit-Albitgneise an:

dasselbe starke Überwiegen des Natrons und derselbe niedrige Kaligehalt, wie in den Gesteinen der Umgebung des Nagybihars. Das Fehlen der Mineralien der Epidotgruppe gelangt in dem äusserst geringen Kalkgehalt, die Ferritisierung des nach den Albitkörnern erübrigenden Netzes in den abnormal niedrigen Magnesiagehalt zum Ausdruck.

Die Analyse des aplitischen albitisierten Granits weicht von dem Quarz-Albitgneis der Umgebung des Nagybihars eigentlich nur durch einen geringeren Natrongehalt ab. Dabei muss man aber bedenken, dass über die beiden Gesteinstypen nur je eine Analyse vorliegt und die Feldspäte des Granits teilweise der Verglimmerung erlegen sind. In der petrographischen Ausbildung der beiden Gesteinstypen ist aber ein bedeutungsvoller Unterschied vorhanden. Was das mikroskopische Bild anbelangt, ist jene Übereinstimmung bemerkenswert, die zwischen den von J. Szádeczky aus dem Hideg-Szamos-Tal des Gyaluer Hochgebirges gekennzeichneten „aplitartigen Albitgneis" und unseren albitisierten Granitgeschieben zu bestehen scheint (**98**). Das von J. Szádeczky beschriebene Gestein ist, wie es aus der anhangsweise angeführten Analyse erhellt wird, allerdings natronreicher und kaliärmer als unser Granitgeschiebe, es führt ferner auch Turmalin und Pyrit, in den Albiten der von v. Szádeczky beigefügten Photographie Fig. 4. der Tafelbeilage IV. erkennt man aber deutlich die Schachbrettalbitausbildung, die in den Granitgeschieben die nach unserer Ansicht neugebildeten Albite kennzeichnet.

v. Szádeczky hat den beschriebenen Albitgneis nur in der Form einer einiger Meter langen Linse im Biotitgneis eingelagert vorfinden können (**98**, p. 397). Es bleibt daher einer eingehenden petrographischen Durchforschung des Gyaluer Kristallin die Entscheidung jener Frage vorbehalten, inwiefern das Gyalukristallin als Bezugsgebiet der Karbongerölle in Betracht kommen könnte.

Die Analyse des Glimmerquarzit-Gerölles scheidet sich durch seinen überwiegenden Kaligehalt von den Albitgesteinen scharf ab.

B) Südbiharkristallin.

Diese Gesteinsserie hat im Laufe der Zeit verschiedene Deutungen erfahren.

Sie wird zuerst von Peters erwähnt, der südlich von den Gemeinden Felső- und Alsóvidr (Vidra de sus und V. de jos) auf Tonschiefer graue Kalkschiefer und kleinkörnige Kalksteinmassen folgen lässt (**9**, p. 406). In diesem Kalkstein sind laut Peters Spuren organischer Reste zu erkennen undwzar „nicht nur durch einen schwachen Bitumengehalt, sondern auch durch zahlreiche, mitunter scharf kontourierte Ausscheidungen von weissem und gelblichweissem Kalkspat" (l. c. p. 418). Peters setzte daher die Kristallinen Kalke mit Hinweis auf die kontaktmetamorphen Kalksteine von Rézbánya (Boica) und Vasaskőfalva (Petroc) vorläufig mit den übrigen Kalksteinen des Bihargebirges in Parallele welche Auffassung ein jurassisches Alter dieser Kalke involvieren würde.

Die Richtigkeit der Ansicht von Peters wurde bereits von C. Doelter bezweifelt. „Wenigstens — schreibt Doelter — sind der schwache Bitumengehalt, die hier und wieder darin vorkommenden Kalzitkristalle nicht ganz genügende Gründe dafür. Die Gesteine die ich sammelte, sind von grosskörniger Struktur und sind meist, abgesehen von dem hie und da vorkommenden schwachen Bitumengehalt, ziemlich rein; Höhlungen und so weiter, welche die Anwesenheit von Petrefakten beurkunden konnten, habe ich nirgends beobachtet" (**16**, p. 13).

Ich selbst habe 1906 die in Rede stehende Serie im Hangenden der Karbonschichten beschrieben obwohl die Abweichung der Charaktere von dem Karbon des Gebietes der Nagybihareinheit betont wird, wurde sie in Anlehnung an H. v. Böckh, der eine ähnliche Serie im Szepes-Gömörer Erzgebirge dem Karbon zuwies,[1] dem Karbon eingereiht (**90**, p. 81). Spätere Studien haben mich zu jener Auffassung geführt, dass wir in der phyllitischen Serie der Szepes-Gömörer Serie vielmehr ein älteres Paläozoikum zu erblicken haben (**188**, p. 110). Auch konnte sich Verfasser im Laufe der recambulierenden Streifzüge im Jahre 1914 überzeugen, dass unsere südliche Serie von jener des Nagybihar durch eine tektonische Fläche geschieden wird.

Als klastische Ursprungsglieder der Serie wurden vom Verfasser 1906 ausser den vorherrschenden *Phylliten* auch *Graphit-*, *Quarzit-* und *Serizit*schiefer beschrieben und dabei erwähnt, dass der im Osten im Hangenden auftretende und gestreckte Texturen aufweisende körnige Kalk untergeordnet auch Zwischenlagerungen von Phyllit beobachten lässt, welch letzterer sich örtlich durch einen Gehalt an *Magnetit-* und *Granat*körnchen auszeichnet (**90**, p. 81—82).

Als Glieder eruptiven Ursprungs wurden *Porphyroide* und ein *Augengneis* angegeben und letzterer als das druckmetamorphe Produkt von Granit oder Granitporphyr aufgefasst (l. c. p. 82—84). Bezüglich der Porphyroide wird hervorgehoben, dass sie sowohl ihrer stratigraphischen Stellung, als auch ihrem petrographischen Charakter nach, von den druckmetamorphen permischen Quarzporphyren des Bihar- und Bélergebirges völlig abweichen (l. c. p. 83). Es kann hinzugefügt werden, dass sie auch den Porphyroiden des Szepes-Gömörer Erzgebirges nicht entsprechen. Letztere tragen die ursprünglich quarzporphyrischen Charaktere oft mit aller Deutlichkeit noch zur Schau, während jene des Südbiharkristallin eine Einsprenglingsform der Quarze nur in vereinzelten Schliffen beobachtet werden konnte. Da sie sich ferner mit dem Augengneis vergesellschaftet vorfinden, ist bei ihnen die Entstehung aus Quarzporphyr nicht sicher zu behaupten und es kann als Ausgangsmaterial auch ein dem Augengneis ähnliches oder nur um wenig verschiedenes Gestein gedient haben. Wie Verfasser ferner in einem neueren Aufsatz dargetan hat, treten ähnliche Mylonite von Porphyroidtracht im Hegyes-Drócsagebirge entlang der Quetschzonen des Granites gangartig auf und stehen da mit Kupfererzlagerstätten in Verbindung (**185**, p. 88).

Die von S. Szinyei Merse durchgeführte Analyse einer Gesteinsprobe von Porphyroidtracht und dem Fundorte V. Ricariului bei Bulzesd, weicht von jener eines Quarzporphyros nicht ab, wie es folgende Niggli-Kennzahlen beweisen.[2]

$$si = 535,\ al = 54{\cdot}2,\ fm = 6{\cdot}6,\ c = 1{\cdot}5,\ alk = 37{\cdot}7,\ k = 0{\cdot}53.$$

Wir haben es daher mit dem Produkt eines aplitgranitischen Magmagliedes zu tun, infolge der Mylonitisierung des Gesteins können aber aus den Daten keine sichere Schlüsse gezogen werden.

Eine ähnliche Verknüpfung von Porphyroiden und Augengneisen konnte Verfasser auch im östlichen Teil der Radnaer Alpen beobachten (**100**, p. 130). Des weiteren könnten zum Vergleich die von M. v. Pálfy (**89**) und Baron Nopcsa (**75**, p. 117) aus dem Umgebung Algyógy, also vom kristallinen

[1] H. v. Böckh begründete seine Ansicht damit, dass in der mächtigen Schichtenfolge, die dem Karbon zukommt, Gesteinsserien von sehr verschiedener Ausbildung ihren Platz finden können.

[2] Die Analyse siehe in der vorangehenden Tabelle der Gesteine des Südbihars.

gegenüberliegenden Südrand des Siebenbürgisch-Erzgebirgischen mesozoischen Faziesgebietes herangezogen werden. Das Alter der Porphyroide wurde von Baron NOPCSA als Devon, von M. v. PÁLFY als Karbon gedeuten, beiden Forschern schwebten dabei die Porphyroide des Szepes-Gömörer Erzgebirges vor dem Auge.

Was den Vidraer Kristallinen Kalk anbelangt, ist die Versteinerungsnatur der von PETERS beschriebenen Kalzitnester zu mindest fraglich. Weder Verfasser, noch die die östliche Fortsetzung des Kalkzuges bearbeitenden Kollegen konnten darin etwas Versteinerungsähnliches auffinden.

Im Gegensatz zu den erwähnten Untersuchungen ist W. SCHOPPE zur älteren Meinung von PETERS zurückgekehrt, indem er schreibt: „Nach neueren Untersuchungen ist Verfasser zu der Annahme gelangt, dass in der Tat der grosse westlich von Topánfalva auftretende Kalkzug mesozoischen, kretazäischen oder oberjurassischen Alters sei und seine Ausbildung durch Kontaktmetamorphose an Tiefengestein erfahren habe. Näheres wird darüber an anderen Orten, mitgeteilt werden" (**106,** p. 9). Die angesagte Begründung ist niemals erschienen, daher die Gründe, die SCHOPPE zur obigen Annahme bewogen haben, unbekannt verblieben. Bei diesem Stand der Sachlage kann daher nur wiederholt werden, dass der Vidraer Kalk allenthalben das einheitliche Gepräge regionalmetamorpher Kristallinen Kalke aufweist und nirgends eine Abnahme des Kristallinitätsgrades erkennen lässt. Eine durch die Gesteine der Granodiorit-(Banatit)-Reihe bewirkte Kontaktmetamorphose könnte übrigens schon aus dem Grunde nicht in Frage kommen, da der kristalline Kalk, wie es auch SCHOPPE angiebt (l. c. p. 9) von nicht kontaktmetamorphen Gosaubildungen diskordant überlagert wird. Die Gesteine der Granodiorit- (Banatit)-Reihe aber haben am Südsaum des Südbiharkristallin auch die Gosauschichten durchbrochen und ihre Tiefengesteine die Gosauschichten z. B. südlich vom Waldhegerhaus Felsővidra intensiv der Kontaktmetamorphose unterzogen.

Mit dieser Feststellung soll naturgemäss nicht die sedimentäre Herkunft des Vidraer Kalkes bezweifelt werden. Die am Südrand der siebenbürgischerzgebirgischen Fazies auftretenden kristallinen Kalke wurden bekanntерweise von HALAVÁTS als Devon, von Baron NOPCSA aber als Trias gedeutet. Verfasser kann nicht umhin, die von NOPCSA betonte Diskordanz zwischen kristallinem Kalk und Phyllit als eine tektonische, durch das HEIM'sche Gesetz des Faltenwurfes bedingte zu halten. Dieselben faltenden Kräfte die die „Gleitbretter"-Struktur der Phyllite zeitigten, können in der mächtigen massigen Kalksteinlage nur weitspannige Wellen hervorgerufen haben. Solange daher das Vorhandensein einer metamorphen Fazies der Trias in Siebenbürgen nicht nachgewiesen ist, wird man auch in den Vidraer Kristallinen Kalken das metamorphe Produkt paläozoischer Kalke vermuten müssen.

KARBON (?).

Wie es mehrfach erwähnt wurde, war es K. J. PETERS, der „auf die nahe Verwandtschaft dieser Gebirge mit dem Banate" fussend eine mächtige metamorphe und nicht metamorphe Schichtenfolge der Umgebung des Nagybihars als fragliches Karbon ausschied (**7**, p. 400). Der metamorphe Anteil des Karbon von PETERS wurde bereits als Südbiharkristallin abgeschieden. Das nicht metamorphe Karbon von PETERS umfasste zwei Horizonte: jenen der Tonschiefer und jenen der körnigen Grauwacke. Letztere zwischen den Gemeinden Lepus und Felsőgirda (Ghirda de susu) verzeichnete „körnige Grauwacke"

muss, wie es bereits F. v. HAUER feststellte (**11**, p. 173 und 504), dem Perm eingereiht werden. Die als Karbon deutbare Schichtenfolge schrumpft daher auf die das Nagybihar-Kristallin unter- und überlagernde Schichtenfolge zusammen.

Dieselbe Schichtenfolge wurde von J. PETHÖ im Moma-Gebirge und in der Umgebung von Kristyor als „Phyllit und seine Akzessorien" bezeichnet (**44**, p. 58 und **50**, p. 49).

Bei seiner ersten Aufnahme 1905 ist Verfasser aus der Umgebung von Rézbánya ausgegangen. Das Karbon liegt SÖ-lich von Rézbánya und Ö-lich von der Gemeinde Pojana fast durchgehend nur in kontaktmetamorphem Zustand vor. Dieser Umstand hat Verfasser dazu verleitet, das kontaktmetamorphe Karbon unter dem Namen „Metamorphe Quarzkonglomerate, phyllitische Tonschiefer und Eisenmergelschiefer (Karbon ?)" als ein älteres Schichtenglied abzuscheiden, während der Platz der nicht kontaktmetamorphen Karbongesteine Ö-lich von Kristyor (Criscior din josu) in das „obere Karbon, oder in das unterste Perm" verlegt wurde (**83**, p. 167, bzw. p. 173). Jedoch erwiesen spätere Untersuchungen die Identität beider Gruppen.

Innerhalb des derartig begrenzten Karbons lässt sich eine basale *Konglomerat*gruppe und eine hangendere *Tonschiefer*gruppe unterscheiden. Sehen wir vorerst von den kontaktmetamorphen Gliedern ab, so bieten die Glieder der Gruppe folgendes Bild.

Alle Gesteine lassen eine intensive Druckbeeinflussung erkennen. Die *Konglomerate* sind ausgepresst und intensiv ausgewalzt. Die helle Farbentöne aufweisenden Typen werden an den Schichtflächen von Serizitmembranen verkleidet, weisen daher einen Seidenschimmer auf. Mit Zunahme des Gehaltes an färbendem Pigment, welcher Umstand in der Regel mit der Zunahme tonigen Zements verbunden ist, stellen sich aschgraue bis rötlichviolette Farben ein, die Gesteine gehen in Grauwacken-Konglomerate über. Die Grösse der Geschiebe und Gerölle schwankt in der Regel zwischen 1—10 mm, mit Ausbleiben der Gerölle entstehen grobkörnige serizitische Sandsteine und Grauwackensandsteine. In der Zusammensetzung des Geröllbestandes herrscht Quarz vor, die selteneren Gerölle von älteren Gesteinen wurden bereits bei der Behandlung des Nagybiharkristallin beschrieben. Mit Abnahme des Zements entwickeln sich die selteneren Arkosen-Konglomerate. Der Konglomeratserie schalten sich auch Serizitschiefer und Tonschieferzwischenlagen ein.

Die obere Tonschiefergruppe setzt sich in der Hauptsache aus violettgrauen, rötlichgrauen und aschgrauen Tonschiefern zusammen.

Die Tonschiefer besitzen in nicht kontaktmetamorphem Zustande eine geringe Bindigkeit, während das eine gut entwickelte Klüftung aufweisende Konglomerat an den Berglehnen öfters ruinenförmige mahlerische Felsengruppen bildet.

Sämtliche Glieder der Serie lassen einen geringen Karbonatgehalt erkennen. Der gewiss nicht besonders hohe Kalk- und Magnesiagehalt war doch genügend, um bei der kontaktmetamorphen Beeinflussung die Neubildung von Pistazit und grüner Hornblende zu vereinlassen. Die Neuprodukte häufen sich in Nestern, Linsen und Lagen an und verleihen den Gesteinen oft ein farbenreiches Bild. Die Tonschiefer verlieren ihre Spaltbarkeit und gewinnen eine massige, dickplattige Textur.

Was die Einzelheiten anbelangt, soll auf meine ältere Arbeiten verwiesen werden. Es mag daher nur erwähnt werden, dass die Auffassung der Metamorphose des Karbon als Kontaktmetamorphose sich aus dem Vergleich mit jenen kontaktmetamorphen Schichtfolgen ergeben hat, die im Kontakthe

der spätkretazäischen Granodiorite aufzufinden sind. Derartige Kontakthöfe sind im Mittelbihar und in dem sich dem Südbihar anschliessenden Kreidegebiet weitverbreitet. Die jüngeren Gesteine mit einer den Karbonschiefern analogen petrographischen Zusammensetzung z. B. die oberkretazäischen Tonmergel der Umgebung des Gaina-Gipfels S-lich vom Jägerhaus Felsővidra (Casoia Tivita) gewinnen, durch die Kontaktmetamorphose eine den kontaktmetamorphen Karbonschiefern sehr ähnlichen Habitus, doch konnte ihr Alter durch das Auffinden eines Riesen-Inoceramus sichergestellt werden. Bei der Karbonpartie S-lich von Lepus, an der Westlehne des Stenisioru-Gipfels ist die Kontaktmetamorphose leicht verständlich, da die Gipfelhöcker des Stenisioru den Teil eines spätkretazäischen Granodioritstockes bilden. Ö-lich und SÖ-lich von Rézbánya aber sind an der Erdoberfläche nur ganz vereinzelte Gänge des Ganggefolges der Granodioritserie anzutreffen, die eine derartig weitverbreitete Kontaktmetamorphose nicht bewirken konnten. Trotzdem sind auf diesem Gebiet sämtliche, auch mesozoische und permische Schichten derartig kontaktmetamorphosiert, dass man auf mächtige in der Tiefe verbliebene Stöcke des spätkretazäischen Granodiorits folgern muss.

Über die meist kontaktmetamorphen Karbongesteine liegen die drei beigefügten Analysen vor.

Die erste Analyse wurde von S. Szinyei Merse, die zwei übrigen von Koloman Emszt durchgeführt.

Wie es bereits an anderer Stelle ausgeführt wurde (**185**) trägt die erste Analyse deutlich den Charakter eines Sandsteines mit einem dolomitisch-tonigen Bindemittel zur Schau. Die chemische Zusammensetzung der Tonschiefer kommt, wie in vielen anderen Fällen, einzelnen Typen der opdalitischen und essexitischen Magmen sehr nahe, und bestätigt jene Erfahrung, dass die Tongesteine chemisch von den Eruptivgesteinen oft nicht sicher zu unterscheiden sind.

Was nun die Einreihung der Schichtenfolge in das Karbon anbelangt, beruht dieselbe einstweilen nur auf rein lithologischer Grundlage. In einer kontaktmetamorphen Varietät der Schiefergruppe wurden zwar an Korallen gemahnende sechseckige Querschnitte vorgefunden, da aber diese Bildungen unter dem Mikroskop sich als rein aus Amphibolsäulchen zusammensetzt erwiesen haben (**83**, p. 169), kann ihre organische Natur nicht als sicher-

Gesteinsart und Fundort	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	Summe
Kontaktmetamorpher Karbonsandstein. Pojana. V. Arsului. (**185**, Taf. III, An. 2)	79·28	0·10	6·44	2·35	1·26	Sp.	3·1	4·11	1·11	2·21	Sp.	0·79	0·15	100·81
Kontaktmetamorpher Karbonschiefer. Rézbánya. V. Blidarului. (**185**, Taf. III, An. 4)	65·09	0·51	15·06	1·40	3·56	0·02	2·87	4·95	3·17	3·25	0·24	0·39		100·57
Karbonschiefer. Rézbánya. Valea Mare. **185**, Taf. III, An. 5)	50·76	0·54	21·16	7·77	1·05	0·06	2·12	3·10	4·21	3·20	0·39	1·26		99·98

gestellt betrachtet werden, umsomehr, als in den nicht metamorphen Gliedern bisher keine Versteinerungen aufgefunden werden konnten.

Was die petrographische Tracht der Gesteinsfolge anbelangt, ist eine Ähnlichkeit mit der oberen Gruppe des Karbons der Umgebung von Dobsina unverkennbar. Allerdings muss das Fehlen der die obere Schichtenfolge des Karbons von Dobsina besonders charakterisierenden und durch das reichliche Vorhandensein von Muskovittäfelchen klastischen Ursprunges gekennzeichneten Sandsteine und sandiger Schiefer (**188**, p. 66) betont werden, auch ist die tiefere Versteinerungen führende Stufe des Dobsinaer Karbons im Bihar nicht entwickelt. Andererseits lässt jener Umstand, dass innerhalb des Karpatenbogens voroberkarbone Sedimente in unmetamorphem Zustande unbekannt sind, das spätoberkarbone Alter der Serie als höchstwarscheinlich erscheinen.

Tektonisch schliesst sich das Karbon streng dem Nagybiharkristallin an. Es unterlagert und überlagert das Nagybiharkristallin, dessen überkippte Faltentektonik eben mit Hilfe des Karbons nachgewiesen werden kann. Ausserhalb des Nagybihars ist das Karbon nur an der Südseite des Momagebirges, besonders NW-lich von Zimbro bekannt geworden, wo es gleichfalls in einer dem Moma-Perm überstürzten Lagerungsform anzutreffen ist. Das nach S zu erwartbare Nagybiharkristallin ist aber bereits im Bereiche des Neogenbeckens der Fehér-Kőrös (Crişul alb) in die Tiefe versunken.

In seiner Erstlingsarbeit hat Verfasser Uralitdiabas als kennzeichnendes Eruptivgestein des Karbons beschrieben (**83**, p. 171). Wie bereits erwähnt konnten aber bei dieser Aufnahme die permischen und karbonen Schiefer im kontaktmetamorphen Zustand nicht immer genau auseinandergehalten werden. In Handstücken sind sie ja auch tatsächlich nicht zu unterscheiden, nur bei der genauen Durchmusterung ganzer Serien finden sich einzelne Schichten, die auf Grund ihres reichlichen Glimmergehaltes oder der wulstige Hieroglyphen aufweisenden Schichtflächen ihre Zugehörigkeit zum Perm, oder auf Grund der Tonschiefertextur der Karbonschiefer eine solche zum Karbon erkennen lassen.

Nach den reambulierenden Aufnahmen tritt der bereits von Peters östlich von Rézbánya entdeckte Uralitdiabas im kontaktmetamorphen Perm auf, daher muss der Diabas, wie im Béler-Gebirge, so auch hier als ein Produkt der permischen vulkanischen Tätigkeit gelten.

DIE ABLAGERUNGEN DER PERMOMESOZOISCHEN GEOSYNKLINALE.

Mit dem Eintritt der permischen Epoche nimmt im Bereiche der hier behandelten Gebirge die Ablagerung einer scheinbar konkordanten Schichtfolge ihren Anfang, in der sich nur vorübergehende stratigraphische Lücken bemerkbar machen. Die stetige Sedimentation wird an der Wende der Unteren- und Oberen-Kreide im Laufe der austrischen Phase unterbrochen, demzufolge die Oberkreide bereits auf das aus der Teilgeosynklinale hervorgegangene Gebirge transgrediert.

DIE BILDUNGEN DES PERMS.

Wie es in der tektonischen Einleitung kurz gestreift wurde, lässt die postvaristische Senke des Bihar-Teiltroges in ihrer Anlage bereits jene Tiefenunterschiede erkennen, die dann später in den marinen Ablagerungen des Mesozoikums voll zur Geltung gelangen. Es soll daher das Perm der Béler Fazies der Schwellenfazies und des Südbihar abgesondert behandelt werden.

Das Perm der Béler Fazies.

Viele grundlegende Beobachtungen bezüglich der Gliederung des Perm des Béler-Gebirges wurden bereits durch J. Pethő niedergelegt und die hier befolgte Einteilung weicht von den in der geschichtlichen Einleitung zusammengestellten älteren Forschungsergebnissen Pethő's nur in den Einzelheiten ab. Mit der späteren Stellungsnahme Pethő's kann allerdings nicht übereingestimmt werden.

In Übereinstimmung mit H. v. Bockh unterschieden wir im Perm folgende drei Hauptglieder:

1. Grundkonglomerate und Brekzien, die noch keine Produkte der permischen Eruptivtätigkeit enthalten.

2. Sandsteine und Schiefer, mitunter auch Konglomerate die mit den Produkten der permischen Eruptivtätigkeit wechsellagern.

3. Grundkonglomerat (Verrucano), Quarzitsandstein (Nagyarader Sandstein) und Schiefer.

Die spätere Stellungsnahme Pethő's bezieht sich auf die Stellung der obersten Gruppe 3 und erhellt aus folgenden Zeilen: „Im wesentlichen ändert es nicht viel an der Sache, ist aber dennoch erwähnenswert, dass dieser lichtgraue Sandstein auf der Spitze des Nagy-Arad, einige Schritte vom höchsten Punkte entfernt, von einem bläulich-bräunlich-grauen, stellenweise gelblich fahlen, fein glimmerigen, sandigen, dünngeschichteten harten Schiefer überdeckt wird. Somit bildet der Nagy-Arader Sandstein, wie immer bedeutend auch seine Mächtigkeit sein mag, ebenfalls nur ein Zwischenglied der mächtigen Serie der unteren Dyas-Schiefer, Sandsteine und geschichteten Felsitporphyre und wäre seine Abtrennung auf der Karte — wenn auch stellenweise zulässig, wo er nämlich in grösseren zusammenhängenden Massen vorkommt — nicht ganz gerechtfertigt und auch nicht überall durchführbar" (**42**, p. 53). Auf das Nichterfassen des tektonischen Gebirgsaufbaus ist es auch zurückzuführen, wenn Pethő sich über das Alter der Quarzporphyre später folgendermassen äusserte: „Die Felsitporphyrmassen haben den Phyllit und den darauf gelagerten mit roten Schiefern wechsellagernden Quarzitsandstein fast überall durchbrochen" (**58**, p. 52).

In der Wirklichkeit hat Pethő auf seinen Aufnahmskarten innerhalb der Quarzitsandsteine nirgendswo Quarzporphyrdurchbrüche verzeichnet und solche konnten auch im Gelände nicht aufgefunden werden. In der Zusammensetzung des Nagyarader Sandsteins nehmen nur mehr die Aufbereitungsprodukte der Quarzporphyre teil. An den wenigen Stellen, wo wie in der Umgebung von Borz und im Momagebirge die Liegendschichten der Trias einigermassen studiert werden können, entwickelt sich die marine Trias aus den über dem Nagyarader Sandstein lagernden teilweise sandigen Schieferkomplex durch die Einschaltung von dolomitischen Bänken.

Da die im Momagebirge im *V. Printesi* aufgesammelten Myophorienreste nach A. Kutassy mit grosser Wahrscheinlichkeit den Campiler Schichten angehören (**170a**, p. 32), bleibt die Abgrenzung der Trias gegen das Liegende zu noch offen. Sichergestellt ist nur, dass der Nagyarader Sandstein höchstens dem Oberen Perm zugerechnet werden kann (**122**, p. 96).

Das als Verrucano bezeichnete Grundkonglomerat der Gruppe zeichnet sich, wie darauf H. v. Bockh hingewiesen (**71**, p. 162) durch eine Führung von Quarzporphyrgeröllen aus, welch letztere mitunter Kopfgrösse besitzen können.

In der Djevi-Scherdecke, wo konglomeratische Bildungen auch als Zwischenlagerung der

eruptiven Schichtenfolge eine gewisse Rolle spielen, sind in der etwa dem Verrucano der Nagyaradeinheit entsprechenden Schichtenfolge die letzten Zwischenlagerungen von Grünsteinen zu beobachten.

Das Alter der mit eruptivem Material wechsellagernden Schichtenfolge ergibt sich aus der Analogie mit den entsprechenden Bildungen des Krassószörényer Gebirges, woselbst L. Roth v. Telegd das unterpermische Alter derselben auf Grund von Pflanzenresten feststellen konnte.[1]

In der Zusammensetzung der permischen Schichtenfolge der verschiedenen tektonischen Einheiten der Béler Fazies machen sich, insbesondere was die eruptiven Glieder anbelangt, nicht unbedeutende Unterschiede bemerkbar, die bereits der Aufmerksamkeit Pethö's nicht entgangen sind (**42**, p. 54 und p. 57), aber noch nicht richtig gedeutet werden konnten.

In den folgenden soll vorerst die Ausbildung des Unteren Perm der am besten gegliederten Nagyaradeinheit besprochen werden und darauf die eingehende Beschreibung der permischen Eruptiva und zuletzt die Gliederung des Unteren Perm in den übrigen tektonischen Einheiten folgen. Das Obere Perm wird als Einleitung des Mesozoikums behandelt werden.

Die klastischen Glieder des unteren Perm der Nagyaradeinheit.

Die basalen Transgressionsbildungen des Unteren Perm finden sich vorzüglich in der Nordpartie des Nagyaradzuges, zwischen den Gemeinden Havas-Dombroviea und Nagymaros in bedeutender oberflächlichen Verbreitung vor. Die Verbreitung ist, wie es Verfasser in einem Profil klarlegte (**122**, p. 89), auf die Überfaltung des Unteren auf das Obere Perm zurückzuführen.

Nach S zu (s. die Skizze der Figur 4) nimmt die Breite des Unterperm-Zuges ab und W-lich vom Plesul ist er wie darauf bereits H. v. Böckh hingewiesen (**71**, p. 160), vorübergehend an der Erdoberfläche nicht nachzuweisen. Ob letzterer Umstand auf die Unzulänglichkeit der Aufschlüsse oder aber auf eine nahezu parallel den Schichtflächen erfolgte kleine Überschiebung der Quarzporphyrgruppe zurückzuführen ist, muss dahingestellt bleiben. Wie es ferner die Kartenskizze 4. (s. S. 65.) erhellt, lagert das Untere Perm dem Kodrukristallin mit einer klar ausgesprochenen Diskordanz auf.

Der Hauptrepräsentant der basalen Gruppe ist ein Konglomerat oder eine Brekzie mit einem glimmerigen roten Bindemittel. In der Zusammensetzung herrschen bald die Geschiebe, bald die Grundmasse vor und im letzteren Fall stellen sich Übergänge im roten Glimmersandstein ein. Die Geschiebe können Faustgrösse erreichen. In der Zusammensetzung der Geschiebe herrschen bald die kristallinen Schiefer, bald Quarz vor. Mit dem Vorherrschen der Quarzgeschiebe ist oft ein lichter Farbenton verbunden. Eine besondere Erwähnung verdient die O-lich von Tönköd (Gross) im V. Osoiului dem Granit direkt auflagernde Arkose, da dieselbe auch Geschiebe des aplitischen Granits einschliesst (**128**, p. 248).

Das Grundkonglomerat ist meist ungeschichtet und nur die zementreichen Übergangsglieder in den Sandstein lassen ein Einfallen messen. Das Konglomerat bildet daher an den Seiten der Täler oft bizarre Felsengruppen und neigt zur Blockbildung. Nicht selten weist er auch die Spuren einer intensiven Pressung auf.

[1] L. Roth v. Telegd: Der Abschnitt des Krassó-Szörényer Gebirges längs der Donau in der Umgebung des Jelisava und Staristye-Tales. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1892., p. 131.

Die Gruppe des Grundkonglomerats wurde von PETHŐ mit dem Verrucano, von H. v. BOCKH aber mit dem alpinen Sernifit parallelisiert (**71**, p. 189).

Mit dem Ausbleiben der Geschiebe entwickelt sich eine wenig mächtige Gruppe grellroter *glimmeriger-sandiger Schiefertone*, deren einzelne Glieder sich bald einem glimmerigen Sandstein, bald einem Schieferton nähern. Besonders kennzeichnend für die mehr sandigen Glieder ist ihre eigene Textur: das ganze Gestein setzt sich aus etwa abgeplatteten etwas gewunden verlaufenden dünnen astförmigen Gebilden zusammen. Es sind dies hieroglyphenartige Bildungen, die wir auch in den übrigen Verbreitungsgebieten des Perms wiederfinden werden.

Der sandige Schiefertonhorizont lässt sich im Kodru nur im Norden im geringer Verbreitung nachweisen (vergl. die geologische Skizze der Fig. 1) und wurde zuerst von H. v. BOCKH ausgeschieden. Eine besondere Bedeutung gewinnt die Schichtenfolge dadurch, dass sich in ihr einige Bänke von typischem Quarzporphyr-Kristalltuff eingelagert finden, wodurch der Beginn der unterpermischen vulkanischen Tätigkeit genau festgestellt werden kann (**122**, p. 94). Neben vorherrschendem Quarzporphyr-Material aber finden sich, wie es später eingehender beschrieben werden soll, auch vereinzelte Lapill eines in die Grünsteinporphyrite übergehenden Gesteines vor. Durch diese Beobachtung wird es offenbar dass die Quarzporhyre als erstes Produkt der permischen vulkanischen Tätigkeit zu betrachten sind.

In den Zusammensetzung des noch hangenderen Teiles des Unteren Perm der Nagyaradeinheit spielen nunmehr vulkanische Produkte eine ausschliessliche Rolle, während in den übrigen Einheiten sich auch noch klastische Glieder zwischenschalten und teilweise zur Vorherrschaft gelangen.

Wir wollen nun vorerst die petrographischen Kennzeichen der permischen Eruptiva und ihrer Tuffbildungen kennen lernen.

Die petrographischen Kennzeichen der permischen Eruptivgesteine.

Geschichtliche Daten.

Wie bereits erwähnt, ist es ein Verdienst von PETERS die eruptive Herkunft der druckmetamorph oft stark hergenommenen Quarzporphyre erkannt und dieselben als „geschichteter Quarzporphyr" beschrieben zu haben (**7**, p. 441—442). Weitere Daten verdanken wir FR. SCHAFARZIK auf Grund der Durchsichtung einiger Dünnschliffe der von J. PETHŐ eingesammelten Proben.

J. PETHŐ hat auch das Auftreten von Grünsteinen im Kodru entdeckt und dabei *Diabas-Grünsteine* und *Diabastuffe* unterschieden (**37**, p. 47). Die Gesteinsproben der Umgebung von Ravna und Menyháza (Monyásza) wurden von FR. SCHAFARZIK als feinkörnige Diabase bestimmt (l. c. p. 47—48), bezüglich der schieferigen Grünsteine drückt sich aber FR. SCHAFARZIK vorsichtiger aus: „Wenn diese Gesteine nicht von dynamischen Kräften zu Schiefer geplattete Diabase sind, so müssen dieselbe für primäre Diabastuffe gehalten werden" (l. c. p. 48).

Eine weitere Förderung unserer Kenntnisse über die Grünsteinserie des Kodru lieferte J. v. SZÁDECZKY, der auf Grund der von K. v. PAPP eingesandten Handstücke drei Haupttypen unterscheiden konnte, undzwar: *a) Diabas (Spilit) bzw. Diabas-Porphyrit, b) Porphyrit* und *c) Melaphyr*

(**76**, p. 73—75). SZÁDECZKY hat auch ein augitführendes Kontaktgestein des Diabases beschrieben, diese Handstücke haben sich aber gleichfalls als Diabase erwiesen.

Tatsächlich liegt in den Grünsteinen, wie ich es bereits 1912 kurz schilderte (**122**), eine von Diabas bis Quarzporphyrit reichende Eruptionsfolge vor, deren einzelne Glieder die mannigfaltigsten Stufen der Druckmetamorphose zeigen, wodurch diese äusserlich ziemlich eintönigen Gesteine im Dünnschliff eine ausserordentliche Mannigfaltigkeit bieten.

Allgemeine Gliederung und die Verfolgung der Hauptetappen der Druckmetamorphose.[1]

Von den verschiedenen Typen der permischen Eruptivgesteine tragen die Quarzporphyre einen deutlichen effusiven Charakter zur Schau, welcher Umstand auch durch das Auftreten typischer Quarzporphyrtuffgesteine unterstrichen wird. Im Kristallin treten die Quarzporphyre in Gangform auf. Die sich von den Quarzporphyren scharf scheidenden Grünsteine setzen im Kristallin gleichfalls in Gangform an und sollen als Gangdiabase unterschieden werden.

Innerhalb der permischen Schichtenfolge reihen sich die Grünsteinporphyrite als Lavaflüsse, die basischeren Gesteine wohl vorherrschend als kleine Lakkolithe und Lagergänge ein.

Die erwähnte basischere Gruppe umfasst feinkörnige Gesteine, die sich von den Grünsteinporphyriten auch im Felde auseinanderhalten lassen. Jener Umstand, dass die Grünsteinporphyrite einen etwa Quarzporphyriten entsprechenden Chemismus aufweisen und in der chemischen Zusammensetzung zwischen den Grünsteinporphyriten und körnigen Grünsteinen ein Sprung besteht, gewinnt diese Unterscheidung auch eine chemische Unterstützung.

Innerhalb der feinkörnigen basischeren Gruppe finden sich ausser den Chemismus der Diabase aufweisenden Typen auch Vertreter dioritischer Magmen. Ähnliches ist ja bekanntermeise auch im Rothliegenden von Deutschland der Fall und die azideren Typen wurden zur Unterscheidung von den eigentlichen Diabasen von K. A. LOSSEN als Mesodiabase und Mesodolerite, von LEPPLA als doleritische und diabasische Melaphyre (**48**) unterschieden.

Auch in den andesitischen Gebirgen Ungarns ist diese Erscheinung nicht unbekannt und Pyroxenandesitgänge mit doleritischen Gefüge wurden z. B. von F. SCHAFARZIK aus dem Cserhát beschrieben[2] und Verfasser konnte dasselbe Gefüge an Proxenandesitlagergängen des Nordabfalles der Mátra beobachten.

Die feinkörnige Gesteine des Béler-Gebirges vom dioritischen Chemismus weisen ein spilitisches Gefüge auf und sollen von den eigentlichen Spiliten vom gabbroiden Chemismus als Mesospilite unterschieden werden.

Bereits aus den Angeführten geht es hervor, dass das Béler-Gebirge — soweit bekannt — die mannigfaltigste Manifestation der permischen Eruptivtätigkeit innerhalb des Karpatenbogens darbietet und daher schon von diesem Gesichtspunkte aus ein allgemeineres Interesse verdient.

Andererseits bietet uns die Druckmetamorphose der permischen Eruptiva eine Handhabe zur

[1] Vergleiche **122**, p. 93.

[2] DR. F. SCHAFARZIK: Die Pyroxen-Andesite des Cserhát. Mitt. a. d. Jahrbuch der K. Ung. Geol. Anstalt IX. 1895, p. 362.

Feststellung der Verlaufes der Metamorphosen, die das Gebirge nach der permischen Eruptivtätigkeit erlitten hat und damit ein Hilfsmittel zur Scheidung der vor- und nachunterpermischen Metamorphose im Kristallin.

Die Druckmetamorphose der permischen Eruptiva lässt in den verschiedenen Getseinsgruppen folgenden Verlauf erkennen.

In der Gruppe der *Diabase* und *Mesospilite* macht sich auch in den besterhaltenen Gesteinen eine gewisse Ummineralisation bemerkbar.

Als das am meisten labile Glied der Mineralassotiation, erweist sich auch in diesem Fall der *Plagioklas*, indem unter 35 untersuchten Gesteinsproben nur in einem Diabas primärer Labrador-Bytownit vorgefunden werden konnte.

Widerstandsfähiger ist der *Diopsid*, der in einigen Gesteinsproben vorwiegend, oder teilweise erhalten blieb. Er lässt die Auslöschungsschiefen $c\,\gamma$ mit -39 bis $-45°$ (im Mittel mit 41·5°) und einen Achsenwinkel $2V$ mit $40-44°$ (im Mittel mit 43°) messen, reiht sich daher zwischen Magnesium-diopsid und diopsidischen Augit ein. Am besten entspricht er dem von A. SPITZ aus den Monzonit-diabasen der Kitzbüchler Alpen beschriebenen Magnesiumdiopsid (**105,** p. 499). Die frischen Diopside führenden Gesteine sollen als erste Gruppe beschrieben werden (Gruppe *a*).

Was die Umwandlung des Plagioklases anbelangt, so erscheint er vorerst von Neubildungen vollgespickt. Unter seinen Neubildungen herrscht öfters ein farblosen *Glimmer* vor, seine Schuppen erreichen mitunter 0·02—0·05 mm Länge. Der Glimmer ist optisch negativ, seine Dispersion ist $\varrho > v$ und der Achsenwinkel $2V$ schwankt zwischen 18—35°.

In all diesen Eigenschaften entspricht er am besten der von G. TSCHERMAK als *Phengite* unterschiedenen Gruppe der Muskovite. Da unseres Glimmermineral sich auf Kosten des Plagioklases gebildet hat und oft unter den Umwandlungsprodukten vorherrscht, dabei die Bauschanalysen nur einen untergeordneten Kaligehalt aufweisen, müssen in diesen Glimmeraggregaten, wie darauf bereits bei Besprechung der „gefüllten" Feldspäte der vorpermischen Eruptiva hingewiesen wurde, auch die *Kalk-Natronglimmer* vertreten sein.

Der Gang der weiteren Metamorphose gestaltet sich folgendermassen.

Nachdem auch der Diopsid der Ummineralisierung erlegen ist, bieten die Gesteine vorerst das bekannte Bild der uralitisierten-saussuritisierten Grünsteine mit einer reichlichen Beteiligung der Mineralien der *Strahlstein-*, *Epidot-* und *Zoisit*gruppe (Gruppe 2).

Die folgenden Stufen der Metamorphose werden durchgehend durch die meist völlige Abwesenheit der Mineralien der Hornblende—Epidot—Zoisitgruppe gekennzeichnet.

Der Diopsid ist völlig der *Chloritisierung* und *Ferritisierung* zum Opfer gefallen, welche Vorgänge übrigens auch bereits in den Gesteinen der vorangehenden Gruppe eine gewisse Rolle spielen.

Der Hauptanteil der Chlorite lässt sich ihrer Ausbildung und ihrem optischen Verhalten nach in folgende Gruppen teilen.

Die den Eisenerzen anhaftenden breiten und einheitlichen Schuppen lassen die für *Pennin* kennzeichnende anormale Interferenzfarben beobachten. Der eine optisch positive Hauptzone besitzende Hauptanteil weist eine tiefblaue-, die eingeschalteten optisch negativen Lamellen aber rostbraune Interferenzfarben auf. Die in den Zwickeln auftretenden und den Feldspat verdrängenden Chlorite scheiden sich in zwei Gruppen. Der eine negative Hauptzone aufweisende Chlorit zeigt ständig rostbraune oder

bräunlichgraue Interferenzfarben, ist schuppenförmig ausgebildet und mitunter gitterförmig angeordnet. Es dürfte *Prochlorit* vorliegen. Der eine optisch positive Hauptzone besitzende Chlorit lässt bläulichgraue Interferenzfarben erkennen, weist eine eher feinfaserige Ausbildung auf, und bildet in der Regel sphärulitisch, ellipsoidisch und bänderförmig sich aggregierende Bildungen. Letztere Variätet stimmt wohl mit dem *Delessit* überein. Von diesen beiden Hauptvariäteten herrscht oft eine in je einem Zwickelraum vor, können aber auch in den konzentrischen Bildungen miteinander wechsellagern. Der den Feldspat verdrängende Chlorit gehört in der Regel dem Prochlorit an und lässt oft eine helminthartige Aggregierung erkennen.

Unter *Ferritisierung* sollen folgende Erscheinungen zusammengefasst werden. Das primäre Erz ist in leistenförmigen Durchschnitten erscheinendes *Titaneisen.* Mit dem Einsetzen der Ummineralisierung geht das Titaneisen randständig und entlang der Spaltrisse in Leukoxen über. In den ferritisierten Gesteinen ist das Titaneisen unter Beibehaltung seiner Tafelform in ein opakes Eisenerz übergangen, dem diese Leukoxensäume abgehen. Leukoxengruppen und Titanit treten bereits abgesondert auf. Es erscheint ferner — insbesondere in den Zwickelräumen — Eisenerz in netz- bis schwammgerüstförmiger Anordnung, wobei die Maschen des Netzes von Chlorit und Quarz, seltener auch von Strahlstein, Pistazit, Glimmer oder Kalzit erfüllt werden. Das Eisenerz ist im Schliff undurchsichtig, weist einen Metallglanz auf, wird in einzelnen dünneren Partien und randlich mitunter in blutroten Farbentönen durchscheinend, es mag also in der Hauptmasse *Roteisenerz* vorliegen. Man hat es demnach mit einer Anhäufung des den Augit und Titaneisen entstammenden Eisengehaltes zu tun.

Die Vorgänge der Chloritisierung und Ferritisierung deuten chemisch eine Abfuhr des Kalkgehaltes an. Die gleiche Tendenz macht sich auch am *Plagioklas* bemerkbar. Bei einer weitverbreiteten Gruppe der Gesteine (Gruppe *c*) ist der Plagioklas *unter Beibehaltung der Gesteins- und Kristallstruktur in Albit übergangen.* Wenngleich der Albit noch kleinere Glimmer- und Chloritschüppchen beherbergt, ist die Menge der Einschlüsse eine derart geringe, dass durch dieselben die Einheitlichkeit der Interferenzfarbe, oder jene des optischen Achsenbildes nicht gestört wird.

Mit Steigerung der Stärke der mechanischen Wirkung der Druckmetamorphose geht auch die Kristallstruktur der Plagioklase verloren. Je nach dem Vorherrschen der Art der Ummineralisation kann eine Gruppe mit vorherrschender Ferritisierung (Gruppe *d*), eine solche mit teilweise erfolgter Kalzitisierung (Gruppe *e*) und mit vorherrschender Chloritisierung (Gruppe *f*) unterschieden werden. Was nun die Textur der Grünsteine anbelangt, sind massige Texturen nur untergeordnet vorhanden. Eine parallele Anordnung macht sich vorerst durch einen Wechsel von verschieden gefärbten Lagen bemerkbar, des öfteren haben sich lentikulär-flaserige Texturen ausgebildet und schliesslich ist eine mehr oder minder ausgeprägte Schieferung auch ziemlich verbreitet.

Von den *Grünsteinporphyriten* sind mir Gesteine mit erhaltenem primären Mineralbestand nicht bekannt. Sie weisen durchwegs jene Umwandlung auf, die wir bei den albitisierten Grünsteinen kennen gelernt haben und besitzen vorwiegend eine massige Textur.

Als Einsprenglinge dürften ausser Plagioklas ursprünglich Biotit, Amphibol und Diopsid zugegen gewesen sein. Quarz ist nur ganz vereinzelt als Einsprengling zu beobachten und der Quarzgehalt steckt oft zur Gänze in dem Granophyrgehalt der Grundmasse. Die abweichende Ausbildung des Granophyrs gestattet die Gesteine der zwei Hauptverbreitungsgebiete auseinanderzuhalten.

Gemeinsam allen Porphyriten ist der Hang zur Bildung holokristalliner Ausscheidungen, der in gewissen Gesteinen der Nagyaradeinheit voll zur Herrschaft gelangt und ein recht interessantes schlieriges Gestein zeitigt.

In den Haupttypen herrscht die makroskopisch dichte Grundmasse vor, deren Grünsteinhabitus von den gleichmässig verteilten Chlorittupfen bedingt wird. Ob diese Chlorittupfen ihr Dasein ausser den femischen Gemengteilen nicht etwa einer glasigen Zwischenklemmungsmasse verdanken, ist zurzeit nicht mehr entscheidbar. In den weit überwiegenden Fällen möchte man eine ursprünglich holokristalline Grundmasse vermuten und nur ganz vereinzelte Proben lassen die Anzeichen einer glasführenden Grundmasse erkennen.

Die geringe Rolle des Chlorit im mikroskopischen Bilde lässt die bedeutendere Azidität des Gesteins erkennen. Der Zusammenhang mit der basischen Gruppe wird dadurch dokumentiert, dass eine geringe *Quarz-* und *Granophyr*führung sich bereits in gewissen basischen Typen bemerkbar macht.

In vereinzelten Gesteinsproben gelangt auch der Übergang in Quarzporphyre zum Ausdruck. Die eine Gesteinsprobe der Nagyaradeinheit unterscheidet sich von dem Grünsteinporphyrit nur dadurch, dass er bei sonst gleicher Grundmasse nebst Albit auch Einsprenglinge von *Orthoklas* und *Quarz* führt

Eine andere Gesteinsprobe die gleichfalls der Nagyaradeinheit entstammt, weist u. d. M. das Bild der Quarzporphyrite auf führt auch keine Quarzeinsprenglinge, nur wird die Rolle des Albits völlig vom Orthoklas übernommen. Das Gestein wird als granophyrischer Orthoklasporphyr beschrieben werden.

PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNGEN DER HAUPTTYPEN.

A) GRÜNSTEINE.

a) Frischen Augit führende Gesteine.

1. Feinkörnige Diabase mit divergentstrahligem Gefüge.

Die Fundorte der untersuchten Proben sind folgende: *Menyháza* (Monyásza), linke Tallehne gegenüber der unteren Kirche; *Kisróna* (Ravna), Vrf. Cretiu; Köszvényes (Cusiisu), V. Cuiisului und *Tárkányka* (Tarkaica), Westabhang des Vrf. Dievii.

Die beste Erhaltung und eine noch massige Textur weist das Gestein der ersten Fundortes aus. Der Plagioklas ist zwar glanzlos, grünlichgrau, der die Restzwickel ausfüllende Augit lässt aber mitunter bis aus 10 mm Länge einen einheitlichen Reflex erkennen. Die übrigen Gesteine besitzen bereits groblentikuläre Textur.

U. d. M. Die Struktur ist eine *divergenstrahlig-körnige*. Die nach *(M)* tafelförmig ausgebildeten und 0·4—1·4 mm langen Plagioklasindividuen kreuzen sich etwa unter 60°, die sich derart erübrigenden Räume werden entweder von auf eine gewisse Entfernung hin die gleiche optische Orientierung aufweisendem *Augit*, oder aber bereits von Zersetzungsprodukten erfüllt.

Der Diopsid besitzt eine Auslöschungsschiefe von −39° und eine augitische Dispersion (in Schnitten senkrecht zu B-Achse ist $\varrho > \nu$). Sein Pleochroismus ist schwach ausgebildet (β = rötlich-

braun, α = gelblichgrün) und er lässt ausser den obligaten Spaltrissen nach dem Prisma auch solche nach (010) und absonderungsähnliche Sprungrisse nach (100) erkennen. Der Augit wird bereits oft von hellgrünen oder nahezu farblosen Strahlsteinsäumen umgeben, die in die benachbarten Plagioklasindividuen überwachsen und dieselben partieweise verdrängen können. Hin und wieder haben sich derartige Strahlsteinsäume dem scharfe Konturen aufweisenden unzersetzten Augit unter einer Verdrängung der entsprechenden Plagioklassubstanz angelagert und endlich können sie in homoaxer Anordnung einzelne Partien des Augits ersetzen.

Andere Zwickelräume werden, wie erwähnt von Zersetzungsprodukten undzwar vorwiegend von *Chlorit*, spärlichen Strahlsteinnädelchen, hin und wieder von *Pistazit* und vereinzelt von *Quarz* ausgefüllt. Diese Zersetzungsprodukte haben sich zweifelsohne grösstenteils auf Kosten des Augits gebildet; ob aber teilweise nicht etwa auch eine Glasmesostase vorhanden war, die dann von Zersetzungsprodukten ersetzt wurde, ist zurzeit nicht mehr zu entscheiden. Wo sich innerhalb der von Zersetzungsprodukten erfüllten Zwickeln noch frische Augitkerne vorfinden, werden sie in der Regel vom Chlorit durch einen Strahlsteinsaum geschieden. Ausser dem in allen Gesteinen weitverbreiteten hellgrünen Chlorit, über welchen bereits die Rede war, findet sich im Gestein ersten Fundortes noch ein bräunlicher *Chlorit*, der oft eine an jene des Antigorit gemahnende Gitterstruktur erkennen lässt. $\gamma = \beta$ = gelblichbraun, α = hellgelblichbraun, er ist optisch negativ und weist einen kleinen optischen Achsenwinkel auf. Seine im Vergleich zum Kanadabalsam höhere Lichtbrechung lässt eine Zugehörigkeit zur Serpentingruppe nicht in Frage kommen. Dieser bräunliche Chlorit tritt meist in den von Zersetzungsprodukten erfüllten Zwickeln auf, doch kann er auch die inneren Partien der Augitindividuen einnehmen.

In den Gesteinen des dritten und vierten Fundortes macht sich bereits eine *Ferritisierung* bemerkbar.

Im Gestein des dritten Fundortes wird der Plagioklas von den Ferritgruppen oft durch von feinen Roteisensteinstaub erfüllten und Strahlsteinnädelchen durchschwärmten Albitsäumen getrennt. Der *Plagioklas* ist einer vollständigen Ummineralisierung zum Opfer gefallen. In der Regel ist nur ein schmaler Randsaum von Neubildungen frei, der Hauptanteil wird von letzteren vollends ersetzt. Unter den Neubildungen herrscht ein farbloser *Glimmer* vor, der auch in grösseren Partien eine einheitliche Orientierung aufweisen kann. Neben dem vorherrschenden Glimmer sind ausser den bereits erwähnten Strahlsteinnädelchen noch spärlicher *Zoisit*, *Chlorit* und winzige Körnchen eines lichtbraunen isotropen und hohe Lichtbrechung aufweisenden Minerals (Granat ?) zu erkennen. Die Kristallstruktur der Plagioklasindividuen ist überwiegend verschwunden; das die Neubildungen einschliessende spärliche Netz scheint Albit zu sein.

Im Gestein des zweiten Fundortes sind Glimmerneubildungen nur spärlich vorhanden und es herrscht eine Verdrängung des Plagioklases durch *Chlorit* vor, dem sich auch Epidot zugesellt. Die Kristallstruktur ist noch teilweise vorhanden. In Schnitten $\perp \alpha$ liess sich eine Auslöschungsschiefe von 14° messen und diese Date kombiniert mit der niedrigen Lichtbrechung als jene des Kanadabalsams setzt die *Albit*natur des Plagioklases ausser allen Zweifel.

Als akzessorisches Gemengteil ist noch *Apatit*, als Neubildung im Gestein des ersten Fundortes *Pyritkörnchen* zu verzeichnen.

2. Feinkörniger Diabas von tholeiitischem Gefüge.

Diese Gesteinsvariätet liegt mir in frischerem Zustand nur vom Fundort: Sust, Wasserriss an der Nordwestlehne des Osoi, vor.

Das dunkle Gestein ist mit unbewaffnetem Auge nicht mehr auflösbar. Es besitzt eine grob-flaserige Textur, die Texturflächen sind mit Kalzit inkrustiert.

U. d. M. löst sich das Gestein in frische und zersetzte Partien auf. Die frischerhaltenen Partien lassen eine bei den Tholeiten oft beobachtbare Struktur erkennen: grössere *Augit*individuen umschliessen 0·05—0·03 mm lange *Plagioklas*leisten, ohne das letztere sich gegenseitig berühren. Zwischen einzelnen Augitindividuen treten aber auch grössere 0·15—0·2 mm lange Plagioklasindividuen auf. Der Plagioklas zeichnet sich durchgehend durch seine schmalleistenförmige Durchschnitte aus, und ist nach dem Albit- und Karlsbader-Gesetz verzwillingt. Der grösste Wert der symmetrischen Auslöschungen könnte mit 34·5° gemessen werden, die symmetrische Auslöschungen eines Karlsbader Doppelzwillings erwiesen sich 1 und $1' = \pm 13°$, 2 und $2' = \pm 32·5°$, es liegt daher offenkundig *Labrador-Bytownit* vor. *Es ist dies — abgesehen von einem Gangdiabas — das einzige Gestein der Grünsteinserie, in welchem das Vorhandsein des primären Feldspates nachgewiesen werden konnte.* Die frischeren Plagioklas-individuen finden sich meist im Diopsid, die übrigen Plagioklasindividuen sind öfters verglimmert oder von Chlorit verdrängt. Als Erz findet sich teilweise in Leukoxen übergangenes *Titaneisen*, vereinzelt titanhältiger *Magnetit* und *Apatit*; ferner kommen auch *Hämatit*schuppen vor.

In den zersetzten Partien herrscht die Chloritisierung vor. Einzelne Zwickel werden von einheitlichen *Quarz* erfüllt, dessen primäre Natur nicht ausgeschlossen erscheint. Kleine Mandelräume werden von Chlorit, Kalzit und einer radialfaserigen Kieselsäuremodifikation mit positiver Hauptzone eingenommen.

Ein ähnliches Gestein mit gleichfalls tholeiitischem Gefüge und massiger Textur wurde auch im ersten Wasserriss des Valea lu Sasza bei Menyháza (Monyásza) vorgefunden. Die Länge der im Diopsid sitzenden Plagioklasleisten beträgt 0·1—0·6 mm, sie sind aber völlig zersetzt. Nebst den obligaten Umwandlungserscheinungen macht sich örtlich auch eine Ferritisierung bemerkbar.

* * *

Zwischen den gekennzeichneten Haupttypen gruppieren sind zwei Gesteine der Fundorte: *Menyháza* Monyásza), Tirszebach gegenüber der Cserbászakuppe und *Tárkányka* (Tarkaica) südlich vom Balanescu.

Das erste Gestein ist etwas geschiefert, das zweite grobgeflasert, ihr Gefüge liegt etwa zwischen divergentstrahligem und tholeiitischem Gefüge. In den Zwickelräumen treten als Zersetzungsprodukte Chlorit, Pistazit, vereinzelt auch Kalzit, Quarz und Albit auf. Die Plagioklasleisten erreichen eine Länge von 0·3—1·3 mm, sind völlig zersetzt, besonders verglimmert, dem Glimmer gesellen sich in wechselnder Menge Pistazit, Chlorit, Stahlstein, Zoisit vereinzelt auch Kalzit zu. Mitunter ist auch Ferritisierung zu beobachten.

3. Gangdiabase.

Ein Vorkommen des Gangdiabases war bereits J. Pethö bekannt und er schreibt darüber folgendes: „Dieses Gestein beisst nur an einer einzigen Stelle, in einem grösseren Seitenzweige des Szakácser Haupttales aus, wo es stark in Grünstein umgeändert vorkommt und Intrusionen in den quarzführenden Phyllit bildet" (**51**, p. 54).

Ich selber konnte derartige Gesteine an folgenden Punkten vorfinden: *Szakács*, linke Seite des V. Socaciului, vor dem Höhenpunkte 415 m, *Szakács*, vor dem von Straja-Gipfel nach NWN führenden Waldweg, wo derselbe nach WSW abbiegt, *Botfej*, vom Höhenpunkt 562 m des Hodilegipfel; *Klitipuszta*, mittlerer Abschnitt des V. Clitoului und *Klitipuszta*, Anfangsabschnitt des unterhalb des Höhenpunktes 281 m mündenden rechtseitigen Wasserrisses des V. Clitoului. Es sind dies alle feinkörnige, dunkelgrüne Gesteine. Sie besitzen eine massige Textur und lassen als Kluftausfüllung Kalzit, Epidot und auch Pyrit erkennen.

U. d. M. Das Gefüge der ersten beiden Gesteine ist ein eher spilitisches, das durch die nahezu gleichzeitige Bildung der beiden Hauptbestandteile: *Diopsid* und *Plagioklas* bedingt wird. Der *Diopsid* weist nämlich gegenüber dem Plagioklas teilweise automorphe Konturen auf und seine kleinen Individuen können Einschlüsse im Plagioklas bilden; andererseits werden die zusammenhängenden *Diopsid*individuen durch die Plagioklasleisten zerstückelt und es finden sich kleinere *Plagioklas*einschlüsse im Diopsid vor. Das Gefüge der beiden letztangeführten Gesteine kann bereits eher als diabaskörnig bezeichnet werden.

Der überwiegende Teil der eingesammelten Proben ist intensiv zersetzt, die verhältnismässig meist frische Erhaltung weist das Gestein des ersten Fundortes auf. Frischer *Diopsid* ist in den ersten 3 Gesteinen noch anzutreffen. Sein Pleochroismus ist der folgende: $\beta = \gamma =$ rötlichviolett, $\alpha =$ grünlich; $c\,\gamma = 40-42°$, $2\,E = 73-74°$ ($2\,V = 42°$). In all' diesen Eigenschaften entspricht er dem Diopsid der permischen basischen Eruptivgesteine. Manche Individuen sind nach (**100**) verzwillingt und gehen randlich und entlang der Spaltrisse öfters in hellgrünen, oft nahezu farblosen und die Auslöschungsschiefe $14-16°$ aufweisenden Uralith über. Ein anderer Teil der Diopsidindividuen ist in Pistazit-Chlorit-Pseudomorphosen übergangen, den letzten zwei Gesteinen geht frischer Diopsid völlig ab und es finden sich nur *Strahlstein*nädelchen umschliessende und von Limonit bräunlich gefärbte *Chlorit*pseudomorphosen vor. Im Gestein des dritten Fundortes finden sich auch rundlich begrenzte und auch mit freiem Auge erkennbare mandelförmige Bildungen auf, die randlich von *Epidot*, im Innern von *Kalzit* ausgefüllt werden.

Frische *Plagioklas*individuen treten nur im ersten Gestein auf und sie lassen die Zwillingsbildungen nach den üblichen drei Hauptgesetzen erkennen. Die Auslöschungsschiefe $\perp \alpha = +30-+32°$ und die maximalen symmetrischen Auslöschungsschiefen von $38-39°$ lassen einen Anortitgehalt von $An_{62}-An_{68}$ vermuten. Der Plagioklas zeigt einen normalen für die Eruptivgesteine kennzeichnenden Zonenaufbau. Ein Teil des Plagioklases ist bereits im ersten Gestein zersetzt, in den übrigen ist er gänzlich der Verglimmerung zum Opfer gefallen. In den Gesteinen, wo der Augit mehr zersetzt ist, kann der Plagioklas stellenweise auch durch *Chlorit* oder *Pistazit*, mitunter auch durch *Kalzit* verdrängt werden und all' diese Neubildungen können durch *Albit*schnüre gegliedert werden.

Als letzte Restzwickelausfüllung tritt in den ersten zwei Gesteinen auch *Quarz* auf. In den übrigen stärker zersetzten Gesteinen kann zwischen primärem und sekundärem Quarz kein Unterschied mehr gezogen werden.

Das reichlich vorhandene Erz ist teils *Titaneisen*, teils *Magnetit*. Beide lassen randliche Neubildungen von Leukoxen und *Titanit* erkennen. Im ersten Gestein können auch in der Regel Erzkörner umsäumend kleine *Biotit*schüppchen, die teilweise gebleicht oder in Chlorit übergangen sind, beobachtet werden. Feine *Apatit*nadeln ergänzen die mineralogische Zusammensetzung.

Ein etwas abweichendes Bild bietet das Gestein des Fundortes: Hagymás, südlich des an der Nordostflanke des von Nagyarad (Plesul) abfliessenden Anfangszweiges des V. Socaciului, nahe zur Vereinigung mit dem anderen Anfangszweig. Dasselbe lässt eine porphyrische Struktur erkennen, undzwar heben sich einer hellgrünlichgrauen dichten Grundmasse grössere bis 8 mm Dimensionen erreichende und korrodiert erscheinende Plagioklasindividuen porphyrartig hervor; in konstanter Verteilung sind ferner *Quarz*körner von etwa 1 mm Korngrösse zugegen.

U. d. M. Die Korngrösse der Grundmasse schwankt zwischen 0·1—0·4 mm und dieselbe setzt sich aus verglimmerten *Plagioklas,* in Chlorit und Epidot umgewandeltem *Diopsid,* aus leukoxenisiertem *Titaneisen* und die Restzwickel ausfüllendem *Quarz* zusammen. Der Einsprenglinge bildende *Plagioklas* ist auch verglimmert. Die in konstanter Verteilung auftretende *Quarz*einsprenglinge werden ständig von schön ausgebildeten *Augitmikrolith-Kränzen* umgeben, daher sie als fremde Einschlüsse aufzufassen sind.

4. Mesospilite.

Besser erhaltene Gesteinsproben von diesem Typ haben sich zwischen Berhény (Briheny) und Vaskóh undzwar am rechten Ufer des Valea Popi, vor der Grenze des Triaskalkes, ferner aus dem gegenüber dem Dâmpu Ciursi einmündenden Nebenwasserriss des Valea Reu und schliesslich NW-lich vom Osoiiul (Padure Osoi) vorgefunden.

Es sind dies grünlichgraue, massige feinkörnige Gesteine, die eine starke Zerklüftung erkennen lassen.

U. d. M. spielt in diesen vollkörnigen Gesteinen *Plagioklas* bereits eine bedeutendere Rolle. Die Anordnung der 0·1—0·6 mm langen *Plagioklas*leisten neigt bereits in das parallel-fluidale und seine Anordnung könnte am besten mit jener der von Wasser bewegten und sich gegenseitig stauenden Holzscheite verglichen werden. Gleichzeitig hat auch der Diopsid einen anderen Habitus angenommen. Obwohl er gleichfalls in den sich nach den Plagioklasleisten erübrigenden dreieckigen Rüumen eingezwängt erscheint, geht seinen einzelnen Körnern die parallele Orientierung völlig ab und es sind in der Regel in einem Zwickel mehrere optisch abweichend orientierte Diopsidkörner zugegen. Dabei können einzelne Diopsidkörner in den Plagioklas mit automorphen Grenzen hineinragen, hin und wieder denselben durchkreuzen. Kleine Diopsidindividuen sind im Plagioklas auch als Einschlüsse anzutreffen. Auch das Titaneisen weist eine besondere Anordnung auf, indem sich seine leistenförmigen Querschnitte, mehrfach von den Plagioklasleisten unterbrochen, dieselben in einer transversalen Richtung verqueren. Im Gestein des ersten Fundortes heben sich einige grössere Diopsidindividuen porphyrartig hervor, im Gesteinsschliff des letzten Fundortes hingegen hat sich ein grösserer Plagioklaseinsprengling vorgefunden.

Die beschriebene Struktur kann vielleicht am besten mit der *Spilit*struktur der Melaphyre und Diabase[1] verglichen werden. Über die Ausbildung der einzelnen Gemengteile kann folgendes vermerkt werden.

An dem *Diopsid* sind Zwillingsbildungen nach (**100**) verbreitet. Er besitzt einen Achsenwinkel von $2V = 40—44°$. Der Diopsid des ersten Gesteins ist meist frisch, die Umwandlungserscheinungen beschränken sich nur auf schmale Strahlsteinsäume, ferner wird das Innere der grösseren sich porphyrartig hervorhebenden Individuen von bräunlich-grünem Chlorit ersetzt. In den übrigen Gesteinen ist seine Umwandlung in Strahlstein, Epidot und Chlorit häufig anzutreffen. Ausser dem frischen und teilweise

[1] H. Rosenbusch: Mikroskopische Physiographie. II. Hälfte. Ergussgesteine. IV. Auflage, p. 1209. und 1271.

zersetzten Diopsid sind in einem jeden Gesteine auch rein von emwandlungsprodukten erfüllte Zwickel zu beobachten, an deren Ausfüllung sich vorherrschend der bräunlichgrüne *Chlorit*, ferner *Epidot*, *Leukoxen*, *Strahlstein*nädelchen und untergeordnet auch *Quarz* beteiligen.

Der nach dem Albitgesetz fein lamellierte *Plagioklas* ist meist vollgepfropt mit winzigen Glimmertäfelchen, im Gestein des letzten Fundortes ist seine Verdrängung von Chlorit die vorherrschende. Im Gestein des zweiten Fundortes hat er die Zwillingslamellierung gänzlich verloren und den erwähnten Zersetzungsprodukten gesellen sich noch *Strahlstein*, *Pistazit* und *Zoisit* zu. Seine Bestimmung ist daher nicht gut möglich; in einen senkrecht zu α orientierten Schnitte ergab sich eine Auslöschungsschiefe von 16°, an anderen Individuen erwies sich seine Lichtbrechung als eine niedrigere als jene des Kanadabalsams, welche Daten auf *Albit* hinweisen.

Das reichlich vorhandene *Titaneisen* wird oft von Leukoxen umsäumt, an anderen Stellen wird er teilweise von *Titanit* ersetzt. Bemerkenswert ist es noch, dass bei seinen die Plagioklase verquerenden und von ihnen unterbrochenen Täfelchen dieselben noch eine Strecke weit in die Plagioklase hineinragen. All diese Erscheinungen scheinen auf eine stürmisch erfolgte Kristallisation hinzuweisen, bei der sich die Kristallisierungsintervalle der einzelnen Komponenten überdeckten.

* * *

Ein bei der Gemeinde *Ravna* (Höhenpunkt 526 m des Karrenweges N-lich vom Friedhof aufgesammeltes Gestein lässt einen gewissen Übergang in Diabas erkennen, da nebst der ein spilitisch-fluidales Gefüge aufweisenden Hauptmasse auch Plagioklasleisten umschliessende grössere Diopsidindividuen vorkommen.

5. Augitporphyrit-Schiefer.

Ein bei Menyháza (Monyásza) im Tirszetal, N-lich vom Höhenpunkt 561 m von K. v. Papp eingesammeltes aphanitisches Gestein lässt sich nach Schieferungsflächen spalten und entlang derselben treten rundliche, einen Fettglanz aufweisende Ch'oritflecken auf.

U. d. M. Aus dem Grundgewebe heben sich einige frischerhaltene randlich uralisierte *Diopsit*individuen porphyrartig hervor.

In der Hauptmasse ist die primäre Struktur völlig verwischt und dieselbe ist mit der Ausnahme einiger automorphen *Diopsid*säulchen einer vollkommenen Ummineralisierung erlegen. Zwischen den Neubildungen ist spärlich Grundalbit zu finden, der aber von zusammenhängenden grösseren *Pistazit*aggregaten, reichlichen *Strahlstein*nädelchen, ferner von *Zoisit*, *Chlorit* und *Glimmer*täfelchen erfüllt wird

b) **Druckmetamorphe saussuritische Grünsteine**, die keinen frischen Augit mehr erkennen lassen.

6. Albitgranophyr- und quarzführender Mesospilit.

Von diesem Typ liegt mir nur eine Probe vom rechten Ufer des Brihenyes-Tales (bei den Ruinen des einstigen Eisenhammers) vor. Das dunkelgrüne intensiv zerklüftete Gestein lässt eine massige Textur erkennen.

U. d. M. Das färbige Gemengteil wird bereits völlig von *Chlorit* und *Pistazit* ersetzt und das eben nicht reichliche Vorhandensein dieser Umwandlungsprodukte lässt auf einen geringeren primären Gehalt an femischen Gemengteilen schliessen.

Die 0·15—0·45 mm langen Leisten des vorherrschenden *Plagioklas*es lassen im ganzen-grossen eine parallel-fluidale Anordnung erkennen. Er ist nach dem Albitgesetz fein verzwillingt, die in ihm reichlich vorhandenen Neubildungen von farblosem *Glimmer* und Chlorit, ferner auch von *Pistazit* und *Zoisit* lassen eine optische Bestimmung nicht zu. In den dreieckigen Räumen, die sich nach den Plagioklasen erübrigen ist in ziemlich konstanter Verteilung *Albit-Granophyr* und *Quarz* anzutreffen Die Ausbildung der Albit-Granophyre ist dieselbe, wie sie bei den quarzführenden porphyrischen azideren Grünsteinen anzutreffen ist und daher dort eingehender beschrieben werden soll. Es ist dies jedenfalls ein Dokument der Blutsverwandtschaft der basischen und azideren Gruppe. Hin und wieder werden vom Albit-Granophyr auch die zwischen den parallelen Plagioklasen liegenden schmalen Räume erfüllt und die Konturen des Plagioklases werden oft durch die Quarzblätter des Granophyrs fixiert. In den Quarzzwickeln finden sich meist Korrosionsreste von Plagioklas und auch die benachbarten Plagioklasindividuen lassen in der Regel gegen dem Quarz zu korrodierte Konturen erkennen. Durch diese Umstände wird die primäre Natur des Quarzes über alle Zweifel gestellt.

Als Erz ist teils *Titaneisen*, teils titanhältiger *Magnetit* verbreitet, beide sind öfters zu Leukoxen zersetzt. Dünne Nädelchen von *Apatit* besitzen eine allgemeine Verbreitung.

Die den Schliff durchquerenden breiten Adern werden von *Quarz*, reichlichem und teilweise verbogene Zwillingslamellen aufweisendem *Albit*, partieweise auch von *Chlorit* mit *Albit*salbändern erfüllt.

7. Saussuritisch ummineralisierte Diabase und Mesospilite. (Grünsteine und Grünschiefer.)

Zwei der untersuchten Proben entstammen der Umgebung der Gemeinde *Ravna* (W-lich von der Kote 587 des Funurigipfels und Ravnaer Tal, gegenüber der Umbeugung in das V. Funilor), zwei aus jener von Menyháza (Gemarkung der Gemeinden Menyháza und Ravna vom Sattel zwischen dem Deu Ursului und dem Höhenpunkt 526 m, die zweite südlich vom Höhenpunkt 519 m des Vrf. Cerbasa) und eine aus der Umgebung von Köszvényes, V. Mare, beim Einmünden des von N zwischen den Höhenpunkten 489 und 427 kommenden Wasserrisses. All' diese Gesteine lassen eine mehr oder minder ausgeprägte lentikulär-langenförmige Textur, oder zumindest einen Wechsel von gelblichen und grünlichen Streifen erkennen.

U. d. M. Andeutungen des primären Gefüges sind nur in zwei Proben zu beobachten, ansonsten ist dasselbe durch die Ummineralisierung völlig verwischt worden.

Die Stellen des Plagioklases nimmt ein von Neubildungen vollgespicktes *Albitmozaik* ein. Unte den Neubildungen herrscht der farblose Glimmer vor und nur im Gestein des Vrf. Cerbasa spielt der Chlorit eine vorherrschende Rolle. Weitere Neubildungen sind nahezu farblose *Tremolit*nädelchen, Zoisit, Pistazit und winzige Körnchen eines *granat*artigen Minerals. Der Pistazit bildet meist trübe Aggregate, nur im Gestein Nr 15. findet er sich in 3—23 μ langen scharf begrenzten Säulchen vor.

Die dem farbigen Gemengteil entsprechenden Neubildungen erfüllen teils zwickelförmige, teils gestreckte linsenförmige Räume. Letztere mögen wenigstens teilweise wohl aus porphyrartig sich hervorhebenden Individuen entstanden sein. Die häufigste Neubildung ist der *Chlorit*, ferner ist auch *Aktinolith* weit verbreitet. Der Aktinolith haftet mit Vorliebe dem Erz an und weist dann eine dunklere Färbung auf. Er ist öfters parallel angeordnet, doch kann er auch die gestreckten Chloritlinsen verqueren.

Der Aktinolith tritt in der Regel in feinen Nädelchen auf, doch bildet er auch grössere terminal nicht begrenzte Indidviduen. Die Auslöschungsschiefe beträgt +14, +16°; γ = bläulichgrün, β = dunkelgrün und α = hellgelb. Die farblosen Hornblendenädelchen besitzen eine Auslöschungsschiefe + 17, + 18°. Dem Chlorit gesellt sich hin und wieder *Pistazit* zu.

In einigen Gesteinen tritt als Zwickelausfüllung auch *Quarz* auf. Er ist mitunter zweifellos sekundärer Herkunft, da er *Zoisit*säulchen und zerbrochene *Apatit*nadeln umschliesst, wobei die einzelnen Bruchstücke der Apatitnadeln gegeneinander verschoben sind. Im Gestein des Ravnaer Tales hingegen scheint er ein primäres Gemengteil zu repräsentieren, da sich in ihm Einschlüsse von korrodiertem Plagioklas beobachten lassen.

Kleine Mandelräume finden sich in zwei Gesteinen und werden von *Chlorit* und *Quarz* erfüllt. Die eventuell auftretenden Kluftspältchen lassen als Ausfüllung *Quarz* und *Albit* erkennen.

c) **Grünsteine** in denen der Plagioklas unter Beibehaltung seiner Kristallstruktur in Albit übergangen ist.

8. Albitisierte Diabase.

Die sieben untersuchten Gesteinsproben wurden von folgenden Fundorten aufgesammelt: *Vaskoh* (linkes Kőrösufer, oberhalb des Höhenpunktes 279 m), *Tárkányka* (Tarkaica, Valea cea mica, unterhalb des Höhenpunktes 579, Intrusion im Schiefer), *Menyháza* (Monyásza, Eisenbahnstation oberhalb des alten Hochofens, ferner vom Wilhelmweg und endlich vom Strikoi), *Berhény* (Briheny, Valea izbucului) und *Gyigyisen* (aus dem vom Vrf. Răhiții abfliessenden Nebenzweige des V. Voenilor).

Es handelt sich daher um eine verbreitete Art der Gesteinsmetamorphose.

Alle angeführten Gesteine weisen ein divergentstrahliges Gefüge auf, sind also wohl auf Diabas als Ausgangsgestein zurückzuführen. Nur das erstangeführte Gestein ist von massiger Textur, die übrigen lassen lentikulär-lagenförmige-schieferige Texturen erkennen. Die Schieferungsflächen werden von Chlorit-schüppchen verkleidet und es sind auf ihnen öfters bis 10 mm lange dunkelgrüne oder lauchgrüne Flatschen, gestreckte Linsen oder Membrane von reinem Chlorit zu beobachten.

Im mikroskopischen Bilde sind die 0·6—3·0 mm langen und schmalen *Plagioklas*leisten unter 60° angeordnet, in den sich erübrigenden Räumen finden wir 0·1—0·3 mm lange Plagioklasleisten in gleicher Anordnung.

Der Plagioklas erwies sich durchgehend als *Albit* (Auslöschungsschiefe $\perp \alpha = -14{\cdot}5° - 18°$, $\perp \gamma = +16$ bis 18°, in Karlsbader Zwillingen ist $\omega = 163°$). Die einzelnen Albitindividuen sind nach dem Albit-, Perikliner- und Karlsbader-Gesetz, hin und wieder auch nach der Basis verzwillingt. Sie werden in der Regel von Drucksprüngen durchsetzt und entlang derselben haben sich oft auf grössere Strecken hin parallel angeordnete *Chlorit*schüppchen angesiedelt. Der Chlorit wird des öfteren von Eisenerzen begleitet und kann von den Drucksprüngen ausgehend einzelne Lamellen oder das Innere einzelner Albitindividuen verdrängen. In zwei reichlicher Kalzit führenden Gesteinen ist auch die Verdrängung des Albits durch Kalzit verbreitet, welcher auch als Ausfüllung von Drucksprüngen auftritt.

Der überwiegende Teil des sich nach dem Albit erübrigenden Räumen ist der Ferritisierung zum Opfer gefallen und es ist meist nicht mehr möglich das primäre Erz von den sekundären zu unterscheiden. In einigen Gesteinen werden die Stellen des primären Titaneisens von leistenförmig begrenztem

Leukoxen fixiert, welcher Umstand wohl auf eine gänzliche Umgruppierung des Eisengehaltes hinweist. Die Maschen der Ferritneubildungen werden in der Regel von Chlorit erfüllt.

Ein anderer Teil der Zwickelräume wird von Titanitkörnchen bergendem *Chlorit*, in der beiden reichlicher Kalzit führenden Gesteinen öfters auch von *Kalzit* und *Quarz* erfüllt, der Kalzit umschliesst winzige *Titan*mineralien und Eisenerzskelettbildungen. Ellyptisch gestreckte Mandelräume endlich lassen als Ausfüllung Chlorit, Kalzit und Quarz erkennen.

9. Albitisierte Mesospilite.

Hieher gehören die Gesteinsproben der Fundorte: *Gyigyisen* (Oberer Abschn. des vom Vrf. Răchiţii abfliessenden Nebenzweige des V. Voenilor) und Sust (Brihenyer Tal, bei der Mündung des V. Voenilor).

Beide grünlichgrauen Gesteine sind aphanitisch, das erste besitzt noch eine massige Textur, das zweite eine groblentikuläre.

U. d. M. Beide Gesteine zeichnen sich durch eine völlige Erhaltung der Gesteinsstruktur und Kristallstruktur des Plagioklases aus. Die Struktur ist eine spilitische angezeigt durch die fluidale Anordnunng 0·1—0·5 mm langer Plagioklasleisten. Die Häufigkeit von senkrecht zu γ orientierten Schnitten weist auf eine teilweise parallele Anordnung nach *M* tafelförmig ausgebildete Individuen hin. Hin und wieder kommen auch nach der Achse „*a*" gestreckte Individuen vor, die nach der Basis einfache Zwillinge bilden und in Schnitten senkrecht zu γ mit den Spaltrissen nach der Basis die Auslöschungsschiefen $+15°$ und $+18°$ messen lassen. In Schnitten senkrecht zu *M* lässt der Albit ausser einer feinen Albitlamellierung auch Zwillingsbildungen nach dem Perikliner und Karlsbader-Gesetz erkennen. Die Albitnatur des Plagioklases geht aus folgenden Messungen hervor: die Auslöschungschiefe $\perp \alpha = 17·5° - 19°$, ω ist in Karlsbader Zwillingen 166°. Der Albit umschliesst nur spärliche farblose Glimmerblättchen, hier und da treten entlang der Zwillingsgrenzen Verdrängungen durch *Chlorit* und *Leukoxen* auf. Im ersten Gestein hebt sich ein korrodiertes grösseres Albitindividium einsprenglingsartig hervor.

In den sich zwischen den fluidal-gestauten Albitleisten erübrigenden kleinen Räumen findet sich mit Erzstaub erfüllter *Chlorit* vor, in dem ersten Gestein sind auch konstate *Quarz*zwickelausfüllungen vorhanden.

Das Erz ist teils als primäres *Titaneisen* zu erkennen, häufiger aber als Ferritaggregate mit Chloritmaschenausfüllungen. Die Konturen einzelner Ferritpseudomorphosen lassen primären automorphen Augit vermuten.

Eine ähmliche Metamorphose weist auch ein im Valea cea mica, unterhalb der Kote 579 m bei *Tárkányka* (Tarkaica) aufgesammeltes Gestein auf.

Die Albitleisten umschliessen aber eine beträchtlichere Menge von farblosem *Glimmer*- und *Chlorit*schuppen. Es findet sich ein einziger intakt verbliebener *Augit*kern vor, ansonsten sind nebst Chlorit, Kalzit und Ferritgruppen, auch trübe Epidotgruppen vorhanden.

d) **Ferritisierte Gesteine,** bei denen die Kristallstruktur der Plagioklase in Verlust geraten ist.

10. Ferritisierter Diabas.

Von diesem stark druckmetamorphen Typ wurde nur ein Gestein vom Fundorte: *Menyháza* (Borojbach, unterhalb des Höhenpunktes 421 m) untersucht.

Das völlig schieferige Gestein lässt an den Schieferungsflächen ausser Chloritschuppen auch Hämatitmembrane erkennen. Schief zur Schieferungsfläche treten mit Kalzit erfüllte Klüfte auf.

U. d. M. weist das Gestein intensive Deformationen auf. Nur an einigen Stellen ist eine divergentstrahlige Primärstruktur zu erkennen. Ansonsten wird das Albitmozaik von parallel angeordneten *Chlorit*- und farblosen *Glimmer*schuppenzügen durchschwärmt. In den sich erübrigenden Räumen finden sich Ferritanhäufungen, die von spärlichem *Chlorit*, kataklastischem *Quarz*, hier und da auch von Albit begleitet werden.

e) **Teilweise kalzitisierte Gesteine.**

11. Teilweise kalzitisierte Diabase und Mesospilite.

Einen reichlicheren Gehalt an Kalzit lassen die Gesteinsproben von den Fundorten: *Menyháza* (Wilhelmweg), *Köszvényes* (Cusiisu, V. Goiutilor), *Berhény* (Briheny, linkes Ufer des Valea Izbucului), *Határ* oberer Abschnitt des Wasserrisses W-lich der Gemeinde.

Es sind dies alles mehr oder minder intensiv geschieferte Gesteine, das erste Gestein lässt dabei auch eine Kreuzfältelung erkennen.

U. d. M. Die Struktur wird durch das Auftreten grösserer *Kalzit*partien stark verschleiert. Der *Plagioklas* ist einer intensiven Umwandlung erlegen und zwischen den Neubildungen ist das Vorhandensein eines mozaikartigen Albituntergrundes nur eben konstatierbar. Die vorherrschende Neubildung ist der farblose *Glimmer*. Daneben besitzen aber auch *Chlorit* und *Kalzit* eine weite Verbreitung. Als Zwickelausfüllungen treten am häufigsten von winzigen Titanmineralien (Titanit und Rutil) erfüllter *Chlorit* und *Kalzit* auf, weniger verbreitet sind *Quarz* und *Albit*, im ersten Gestein vereinzelt auch *Pistazit*. Als Erz findet sich leukoxenisiertes *Titaneisen*, Roteisenerz kommt gelegentlich vor.

Während die vorher geschilderten Gesteine wohl durchgehend aus *Diabasen* entstanden sein dürften, sind zwei aus der Umgebung von Tárkányka (Tarkaica) vom Dealul Feiului und vom Ostabhang des Vrf. Cornile eingesammelte Proben, die eine gleiche Metamorphose erfahren haben, auf *Mesospilit* zurückzuführen. Beide Gesteine besitzen eine massige Textur und es sollen nur die mit Quarz und gelegentlich auch mit Roteisenerz erfüllten Mandeln erwähnt werden.

Einen Übergang zwischen ferritisierten und kalzitisierten *Mesospiliten* bilden die im Tarkaicabach, oberhalb des Höhenpunktes 419 m und aus der Umgebung von Menyháza (Monyásza), zwischen dem Vfr. Poplesa und D. Ursului eingesammelten schieferigen Gesteinsproben.

Die Kalzitaggregate weisen mitunter stengelige Querschnitte auf, an deren Trennungsflächen sich in blutroten Farbentönen durchsichtiger Hämatit angesiedelt hat. Bei dem Gestein des ersten Fundortes kann das Auftreten kleiner Mandeln, bei jenem der zweiten Fundstelle die grössere Rolle von Pistazit vermerkt werden.

f) **Rein chloritisierte Typen.**

12. Chloritische Grünschiefer.

Fundorte dieses Typus sind: *Urzest* (V. Urzescilor), gegenüber dem Zglamon-Gipfel, oberes Ende der Gemeinde *Ravna* und *Tárkányka* (Tarkaica) O-lich der Gemeinde.

Alle Gesteine lassen eine mehr oder minder ausgesprochene Schieferung erkennen.

U. d. M. Von der Kristallstruktur des Plagioklases ist schon kaum etwas zu erkennen. Derselbe wird ganz von Chlorit durchtränkt, wobei die Verdrängung entlang der Sprungrisse und den Zwillingsgrenzen vorangegangen ist. Der farblose Glimmer und Kalzit treten nur untergeordnet auf. In den Zwickelräumen tritt ausser dem noch reichlich vorhandenen leukoxenisierten Titaneisen Chlorit auf; an den Zwickelgrenzen ist hin und wieder ein Wechseln von Albit- und Chloritbändern zu beobachten. Als Mandelausfüllung findet sich winzige Kalzitrhomboeder umschliessender Quarz. Eine ähnliche Metamorphose weist auch das Gestein „*Briheny* Mündung des Tales unterhalb der Kirche" auf, nur halten unter den Neubildungsprodukten des Plagioklases Chlorit und der farblose Glimmer das Gleichgewicht.

g) **Azider Mesospilitporphyrit.** *(13.)* Von diesem azideren Typ liegt mir nur eine Probestück vor, das von M. v. PÁLFY in der Umgebung von Fenes (Halászpatak) eingesammelt wurde.

Das Gestein ist von massiger Textur. Aus der feinkörnig vollkristallinen Grundmasse heben sich nur einige *Plagioklas*einsprenglinge hervor. Dieselben bergen in ansehnlicher Menge Glimmerblättchen, die Plagioklassubstanz selbst aber erweist sich auf Grund der $-16°$ betragenden Auslöschungsschiefe im Schnitte $\perp \alpha$ als *Albit*.

Der Hauptteil der Grundmasse setzt sich aus 0·15—0·3 mm langen *Plagioklas*leisten zusammen, die sich noch gleichfalls durch einen reichlichen Gehalt an Glimmerschüppchen auszeichnen. Eine ziemlich bedeutende Rolle spielen ferner Pseudomorphosen nach *Diopsid*, die von *Ferrit*, *Chlorit* und spärlichem *Epidot* erfüllt werden. Die Diopsidpseudomorphosen zeichnen sich durch eine automorphere Begrenzung aus, wodurch sich ein mikrospilitisches Gefüge resultiert. Als Restzwickelausfüllung findet sich *Granophyr* und des öfteren auch *Quarz*. Der Feldspat der Granophyre lässt keine Zwillingslamellierung erkennen und ist von winzigen Zersetzungsprodukten erfüllt. Erz ist auch vorhanden, es ist aber unmöglich zwischen primären Erz und sekundären Ferrit zu unterscheiden.

B) GRÜNSTEINPORPHYRITE.

Wie es einleitend erwähnt wurde, lassen sich die Grünsteinporphyrite der verschiedenen tektonischen Einheiten auf Grund gewisser Einzelheiten auseinanderhalten.

I. Die Grünsteinporphyrite der Nagyaradeinheit.

a) Gesteine mit normaler Grundmasse.

Es wurden 12 Proben, die von den verschiedensten Stellen der Grünsteinporphyritzwischenlagerung der Nagyaradeinheit entstammen, untersucht und dieselben weisen u. d. M. folgendes Bild auf.

Die *Plagioklas*-Einsprenglinge entsprechen in ihrer Zusammensetzung auf Grund zahlreicher Messungen dem *Albit*. Die Auslöschungsschiefe in Schnitten senkrecht zu α beträgt $-13°$ bis $-17°$, der optische Charakter ist ständig positiv, $v > \varrho$. Die Albiteinsprenglinge weisen in dem einen Teil der untersuchten Handstücke automorphe, in dem anderen Teil korrodierte Grenzen auf. Die korrodierten Konturen hängen meist mit der Granophyrbildungen der Grundmasse zusammen. Die Korrosionsbuchten der Albitindividuen werden nämlich von Granophyr ausgefüllt, oder aber ragen die Quarzblätter der Granophyre in den Albit hinein, wodurch die Konturen einen zackigen Verlauf gewinnen.

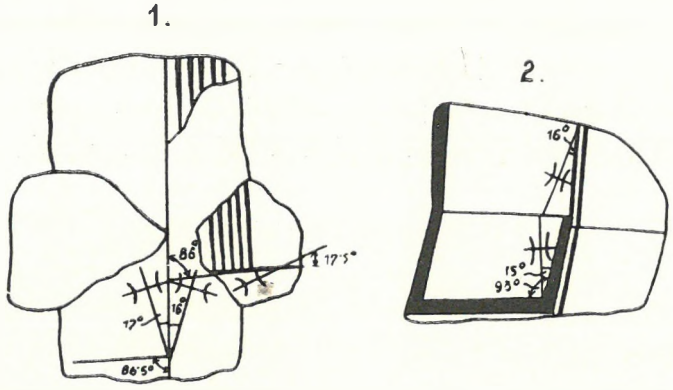
Allerdings können sich die Quarzblätter der Granophyre auch parallel den Konturen des Albits anordnen und dieselben gleichfalls fixieren.

Die automorphen Albiteinsprenglinge lassen in Schnitten $\perp \alpha$ oft isometrische Durchschnitte erkennen, sie weisen daher eine zur Kante M/P gestreckte Kristalltracht auf. In anderen Fällen sind sie tafelförmig nach der M-Fläche ausgebildet. Zwillingsbildungen nach dem Albit-, Perikliner- und Karlsbader-Gesetz, ferner auch solche nach der Basis sind verbreitet. Als besonders kennzeichnend kann die Abwesenheit einer durchgreifenden Albitlamellierung bezeichnet werden, manche schmale Leistendurchschnitte stellen z. B. nur einfache Zwillinge noch dem Karlsbader-Gesetz dar. Einige besonders kennzeichnende Zwillingsbildungen sind in der Figur 14, dargestellt.

14. ábra. — Figur 14.

1. *Bázis szerinti áthatolású albitiker. — Durchdringungszwilling des Albit nach der Basis.*

2. *Albitiker a karlsbadi, albit- és periklin-törvény szerint. — Albitzwilling nach dem Karlsbader-, Albit- und Perikliner-Gesetz.*



In zwei Gesteinen finden sich vereinzelt auch grössere nach dem kombinierten Albit-Periklin-Gesetz feinlamellierte Albitindividuen. Dieselben weisen teils korrodierte, teils stufenförmige Konturen auf, in welche die Quarzleisten des Granophyrs hineinragen. Die Granophyrbildungen durchdringen ausserdem entlang eines sich fein verzweigenden Netzes das ganze Albitindividuum und entlang dieses Netzes haben sich auch Erze und Chlorit angesiedelt. Diese Umstände scheinen dafür zu sprechen, dass wir es in diesen vereinzelten abweichend ausgebildeten Albitindividuen mit fremden Einschlüssen zu tun haben.

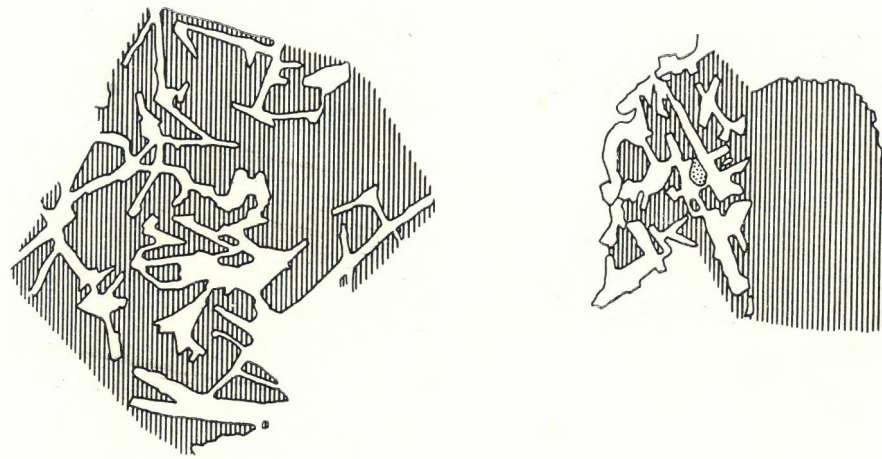
Die Albiteinsprenglinge wachsen oft knäuelförmig zusammen und dieselben werden in der Regel von Anhäufungen des Erzes und der femischen Einsprenglinge begleitet. Diese Anhäufungen führen gewissermassen in die holokristallinen Ausscheidungen über, von denen noch weiter unten Rede sein soll.

Die femischen Einsprenglinge sind durchgehend völlig zersetzt. Ein Teil der Pseudomorphosen weist auf *Biotit*-Einsprenglinge hin. Die leistenförmigen Durchschnitte lassen homoaxische Pseudomorphosen von *Chlorit* erkennen, der deutlichen Pleochroismus (dunkelgrün oder bräunlichgrün und hellgelblichgrün) aufweist; die tafelförmigen Durchschnitte nach der Basis geben den verschwommenen Austritt einer negativen Bisektrix.

Eine allgemeinere Verbreitung besitzen säulchenförmige Längsschnitte aufweisende Chloritpseudomorphosen, deren Querschnitte sowohl auch *Augit*, als auch auf *Hornblende* hinweisen. Die Längsschnitte nach der c-Achse lassen in der Regel folgenden Aufbau beobachten: zusammenhängendes Netz wird von einheitlich orientiertem und eine positive Hauptzone besitzendem sattgrünem *Chlorit* eingenommen, während die Maschen des Netzes von sphärulithisch angeordnetem Chlorit erfüllt werden.

Der Chlorit ist dann und wann isotrop, sonst weist er bläulichgraue Interferenzfarben auf. Ausser Chlorit treten in den Pseudomorphosen meist in gitterförmiger Anordnung noch *Hämatit, Leukoxen* etc. in einzelnen Gesteinen auch *Kalzit* auf. Die Pseudomorphosen nach den femischen Gemengteilen sind am reichlichsten in den holokristallinen Ausscheidungen vorhanden.

Ein ungemein charakteristischer Zug des Quarzporphyrites vom Typus Nagyarad ist nämlich das häufige Auftreten von *holokristallinen Ausscheidungen*, demzufolge nahezu in einem jeden Dünnschliffe eine holokristalline Ausscheidung anzutreffen ist. Den Hauptanteil derselben bilden die unter 60° angeordneten *Albit*individuen, während die Restzwickel von den Chloritpseudomorphosen nach femischen Gemengteilen, Apatit und Erz erfüllt werden. Von den grösseren Erzindividuen mag der Hauptanteil den Querschnitten nach zu urteilen dem *Titaneisen*, der andere Teil titanhältigem Magnetit entsprechen. Das Titaneisen ist in der Regel randlich und entlang einiger Lamellen in Leukoxen übergangen, in einem der Gesteine hat sich auf seine Kosten ein lebhafte Interferenzfarben aufweisendes Titanmineral (Anatas?) gebildet. Die gedrungenen Säulchen des *Apatit* gesellen sich meist dem Erzen zu und treten in den Pseudomorphosen nach färbigen Gemengteilen auf. *Zirkon* ist gleichfalls vorhanden.



15. ábra. — Figur 15.

LEVELES GRANOFIR.

BLÄTTER-GRANOPHYR.

Die Grundmasse setzt sich abgesehen von den akzessorischen Gemengteilen aus Plagioklas, Granophyr und Zersetzungsprodukten zusammen. Den eigentlichen Untergrund bildet ein *Granophyr*-mozaik, wobei die einzelnen 0·05—0·3 mm Dimensionen aufweisenden Granophyrbildungen sich mit unregelmässigen Konturen berühren. (S. Fig. 3, Taf. 5.) Die Natur des Feldspates der Granophyrbildungen ist infolge der Zartheit der Verwachsung und der grossen Menge der ihn erfüllenden Neubildungen nicht immer genau entscheidbar, er lässt aber öfters eine Albitlamellierung erkennen. Andererseits muss infolge des nicht unbedeutenden Kaligehaltes der Analyse auch ein Kalifeldspat darin vertreten sein. Der Quarz der Granophyrbildungen lässt konstant feinleistenförmige Durchschnitte erkennen, wir haben es also mit Blättergranophyr zu tun. Die einzelnen Quarzblätter besitzen eine Dicke von 2—20 μ und sie lassen in ein und derselben Granophyrbildung die gleiche optische Orientierung erkennen. Der Feldspatuntergrund der Granophyre wird durch die verzweigenden Quarzblätter völlig zerstückelt, wobei die Konturen der Quarzblätter in ihren Details einen ungleichförmigen Verlauf aufweisen können. Die am schönsten und gröbsten entwickelten derartigen Granophyrbildungen finden sich als Umrandungen der Plagioklaseinsprenglinge. (Fig. 15.)

In dem Granophyruntergrund sitzen dann kleinere *Albit*individuen, die bald gedrungene, bald nach *M* schmalleistenförmige Durchschnitte aufweisen; die schmalleistenförmigen Individuen setzen sich oft nur aus zwei Zwillingshälften zusammen. Der Grundmassenalbit weist teils automorphe, teils korrodierte Konturen auf, die von korrodierten Konturen begrenzten Individuen zeichnen sich oft durch eine feine Albitlamellierung aus. Auch der Grundmassenalbit birgt eine wechselnde Menge von Glimmerschüppchen.

Einen weiteren Bestandteil der Grundmasse bilden teils gleichmässig verteilte, teils in der Nachbarschaft der Pseudomorphosen der femischen Einsprenglinge auftretende *Chlorit*felder, die ebensol wie die Granophyrbildungen, Individuen des Grundmassenalbites umschliessen können. Das Materia, der Chloritfelder ist eine hellgrüne Chloritvarietät, die sich scharf von der sattgrünen der Einsprenglings-Pseudomorphosen unterscheidet. Einem Gestein gehen die grösseren Chloritfelder ab und winzige Chloritschüppchen von Erzpigment begleitet finden sich in gleichmässiger Verteilung zerstreut in der Grundmasse. Als primärer Gemengteil der Grundmasse finden wir noch in ziemlich ansehnlicher Menge *Titaneisen* und *Titanomagnetit*, beziehungsweise ihre Zersetzungsprodukte: Leukoxen, Hämatit und Limonit. Als unregelmässig zerstreute Neubildungen tritt ein *Karbonat*, seltener *Epidot*, in einzelnen Nestern *Quarz* auf.

Als Risspaltenausfüllungen finden sich *Quarz*, *Chlorit* und *Kalzit*.

Die Grundmasse einer Probe, die im rechtseitigen Wasserriss des V. Ceresagului bei Sólyom eingesammelt wurde, unterscheidet sich von der Beschriebenen nur darin, dass die Granophyrbildungen zum Teil von einem mikropoikilitischem Quarzgemenge abgelöst werden. Die einzelnen grösseren Quarzuntergrundmassen umschliessen dabei zahlreiche verschieden orientierte, teils automorph begrenzte, teils intensiv korrodierte Grundmassealbitindividuen von verschiedener Grösse, dazwischen lassen sich aber auch einschlussfreie Quarzindividuen beobachten. Auch lässt das Gestein örtliche Anhäufungen von Chlorit und Erz, ferner stark korrodierte Quarzeinsprenglinge erkennen. Endlich spielt unter den Zersetzungsprodukten auch Kalzit, der von einem Hämatitgerüst durchwoben wird, eine Hauptrolle.

b) Gesteine mit abweichender Grundmasse.

Ein *S-lich der Gemeinde Sólyom in Anfangsabschnitt des V. Ceresagului* gesammeltes Gestein unterscheidet sich von dem normalen Typus dadurch, dass die Grundmasse mehr keine Granophyrbildungen enthält. An ihrer Zusammensetzung nimmt teils ein mit *Chlorit* und feinen Erzstaub durchtränktes Quarzmozaik teil, in anderen Partien ist sie mikropoikilitisch ausgebildet, d. h. in grösseren poikilitisch begrenzten *Quarz*untergründen finden sich eine verschiedene Orientierung aufweisende korrodiert begrenzte *Plagioklas*fetzen eingeschlossen. Daneben sind aber auch 0·1 mm lange gedrungene Individuen von Plagioklas mit automorpher Begrenzung vorhanden. Als Zersetzungsprodukt ist in der Grundmasse ausser dem Chlorit auch Kalzit ziemlich verbreitet.

Die Einsprenglinge sind die normalen: 1—3 mm grosse zahlreiche *Albit*einsprenglinge und chloritische Pseudomorphosen nach femischen Gemengteilen. Ferner zeichnet sich das Gestein noch durch mit Quarz, Chlorit und auch spärlichem Eisenkies erfüllten Mandeln aus. Wenn das Gestein eine ursprünglich reichlicher glasführende Basis vermuten lässt, so ist dies noch viel mehr bei den folgenden zwei Gesteinsproben der Fall.

Beide Proben wurden im *Anfangsabschnitt des V. Soimului* gesammelt. Beide Gesteine führen

die normalen Einsprenglinge und auch die obligaten holokristallinen Ausscheidungen. Bemerkenswert scheinen die in einem Gesteinsschliffe auftretenden Quarz-Chloritpseudomorphosen, deren Konturen auf primären Augit hinweisen.

Die eigentliche Grundmasse erweist sich in dem einen Gestein als ein feines mit gezähnelten Grenzen ineinandergreifendes Quarzaggregat, dass auch bei gesenktem Kondensor keine Verschiedenheiten in der Lichtbrechung erkennen lässt. Dieses Quarzaggregat wird nun durch sich linear aggregierende Chlorit-Ferrit-Kurven durchzogen, deren Analogie mit den die perlitische Feinabsonderung und die Fluidalstruktur der glasigen Grundmassen kennzeichnende Bahnen auf den ersten Blick auffallen muss. (S. Fig. 2, Taf. V.) Albit in breitleistenförmigen Durchschnitten besitzt in der Grundmasse eine geringe Verbreitung. Ein weiteres Charakteristikum der Grundmasse sind bizarr begrenzte längliche Gebilde, die — was ihre Begrenzung anbelangt — ihr Analogon gleichfalls in den fluidal gestreckten Felsosphäriten im Sinne ROSENBUSCH's finden, deren Inneres aber gänzlich von Neubildungen erfüllt wird. Unter den Neubildungen herrscht der *Quarz* vor, dem sich wechselnde Mengen von *Albit*, *Chlorit* und ein farbloser *Glimmer* zugesellen. Der Albit kann entweder die randlichen oder die zentralen Partien einnehmen. Mitunter vermengt sich der Quarz mit einem grünen, deutlichen Pleochroismus und lebhafte Interferenzfarben aufweisenden Mineral, das einem wenig gebleichtem Biotit entspricht.

Die zweite Gesteinsprobe unterscheidet sich von der vorangehenden nur durch den reichlicheren Gehalt an *Kalzit*. Schon einzelne Partien der Albiteinsprenglinge werden von Kalzit ersetzt und er spielt auch in der Grundmasse eine bedeutendere Rolle. Einzelne der länglichen Felsosphäriten ähnlichen Räume werden von einem einheitlichen verzwillingten *Kalzit*individuum eingenommen, welches von Albitindividuen durchlöchert wird; die Albiteinschlüsse bilden teils sich einem Andreaskreuz ähnlich kreuzende Zwillinge, teils werden sie nur von zwei Zwillingshälften zusammengesetzt und lassen in der Regel einen von feinem Erzstaub erfüllten Kern erkennen. Weitere Kombinationen der Ausfüllungen sind folgende: randliche Quarzkristall-Lage, im Inneren von Quarzkristallen durchlöcherter Kalzit; randlich Quarz, dann Albit, im Inneren Kalzit und helle Glimmerblättchen; Quarz, dann heller Glimmer und im Inneren wieder Quarz etc. Erwähnenswert sind noch die unter den Neubildungen auftretenden grösseren Albitindividuen, die eine kammähnliche Zwillingslamellierung aufweisen.

c) Schlierige Grünsteinporphyrite.

Von diesem Typ liegen mir nur zwei Gesteinsproben von den Fundorten: Botfej, Anfang des V. Botfeiului, in 540 m Höhe o. d. M. und *Sólyom*, Anfang des V. Soimului vor.

Beide Gesteine besitzen eine massige Textur. Das zweite Gestein ist intensiver zersetzt, demzufolge der Unterschied zwischen den schlierigen Entmischungsprodukten schärfer zum Ausdruck gelangt. In einer helleren Kittsubstanz sitzen dicht gedrängt 16—70 mm Grösse erreichende und durch ihre dünklere Färbung sich abhebende feinkörnige Ausscheidungen; dieselben weisen eine korrodierte Begrenzung auf und die hellere Hauptmasse frisst sich stellenweise in Korrosionsbuchten in sie herein. Die basischen Ausscheidungen lassen nur vereinzelte *Quarz*einsprenglinge erkennen, die in der Hauptsache auf die Nähe der Grenzen beschränkt sind. Die Kittsubstanz ist dicht, hellgrau gefärbt und lässt zahlreiche Einsprenglinge von *Quarz* und einen glanzlosen zersetzten *Plagioklas* erkennen.

Das erste Gestein weist einen frischen Habitus auf, demzufolge die schlierige Entmischung nur

bei aufmerksamer Untersuchung zu erkennen ist. Ansonsten entspricht es völlig dem vorangehenden Gestein, nur besitzt auch die Kittsubstanz eine dunkelbraunrote Färbung, ferner treten auch einige Kalzitgeoden auf.

U. d. M. Die *basischen Ausscheidungen* besitzen ein feinkörnig divergentstrahliges Gefüge. Der unter 60° angeordnete *Plagioklas* erweist sich als *Albit* (die Auslöschungsschiefe in Schnitten $\perp \alpha$ ist $-16{\cdot}5°$, $-17°$). Er weist schmalleistenförmige Durchschnitte und eine gut ausgebildete Albitlamellierung auf, Zwillingsbildungen nach dem Perikliner-Gesetz kommen nur vereinzelt vor. Im zweiten Gestein ist der Plagioklas stark verglimmert und solche verglimmerte Plagioklase heben sich auch einsprenglingsartig hervor und häufen sich zu holokristallinen Ausscheidungen an.

Die grösseren Plagioklase werden teilweise von linsenförmig sich erweiternden Klüften durchsetzt, die von einem undulöse Auslöschung aufweisenden Quarzmozaik erfüllt sind.

Von den *Quarz*einsprenglingen gelangte nur ein grösseres Korn im Schliff und dasselbe lässt die intensivsten Korrosionserscheinungen erkennen. Als femisches Gemengteil findet sich ferritisierter *Biotit*, dessen Blättchen die Plagioklase durchqueren können. Ferritische Substanzen und Leukoxen haben sich auch in den Restzwickeln angesiedelt, können manche derselben völlig erfüllen und bedingen die dunkelbraune Färbung des Ausscheidungen. (S. Figur 3, Tafel V.) Andere Restzwickel sind völlig verglimmert und mögen sich auf Kosten des *Kalifeldspats* gebildet haben. Als letzte Zwickelausfüllung tritt schliesslich *Quarz* auf.

Die *hellere Verkittungsmasse* lässt ein deutliches porphyrisches Gefüge mit Einsprenglingen von Albit, Quarz und Biotit erkennen. Die *Albit*einsprenglinge weisen knäuelförmige Verwachsungen auf. Der *Quarz* lässt nur vereinzelt eine idiomorphe Begrenzung beobachten, in der Regel ist er intensiv korrodiert. Die *Biotit*einsprenglinge sind meist völlig ferritisiert und nur hier und da lassen einzelne Lamellen noch einen schwachen Pleochroismus erkennen. Die Grösse der Biotitblättchen kann bis zur Korngrösse der Grundmassenbestandteile herabsinken.

Die Grundmasse lässt fluidalangeordnete und im Mittel 0·06 mm lange Albitleistchen erkennen, dazwischen finden sich Serizitschüppchen und ferritische Substanzen, die das Zersetzungprodukt von Orthoklas und einer Glasbasis repräsentieren können. Im zweiten stärker zersetzten Gestein sind in der Grundmasse auch ferritisierte Biotitschüppchen zugegen und auch Chlorit spielt in derselben eine Rolle. *Apatit*nädelchen sind sowohl in den basichen Ausscheidungen als auch in der Kittmasse vorhanden.

d) Übergangsgestein zum Quarzporphyr.

Die einzige Gesteinsprobe von diesem Typ wurde unter dem Marisoara-Gipfel aufgesammelt. Dieselbe führt Einsprenglinge von *Orthoklas, Albit* und *Quarz*, wobei der *Orthoklas* unter den Einsprenglingen etwas überwiegt.

Die Plagioklas-Einsprenglinge weisen korrodierte Grenzen auf und werden mitunter auf enizelnen Seiten von Orthoklas umsäumt.

In der Zusammensetzung der Grundmasse ist gegenüber jenen der Grünsteinporphyrite kein Unterschied zu vermerken.

II. Grünsteinporphyrite der Djevi-Scherdecke.

Wie im vorangehenden Teil sollen auch hier vorerst die Gesteinsproben mit der kennzeichnenden Grundmasse beschrieben werden.

a) Grünsteinsporphyrite mit typischer Grundmasse.

Die Fundorte der Gesteinsproben ist die Umgebung von Tárkányka (Tarkaica), undzwar: V. Rîpoasă, D. Răjnitzii und Tarkaicatal zwischen den Höhenpunkten 419 und 480 m.

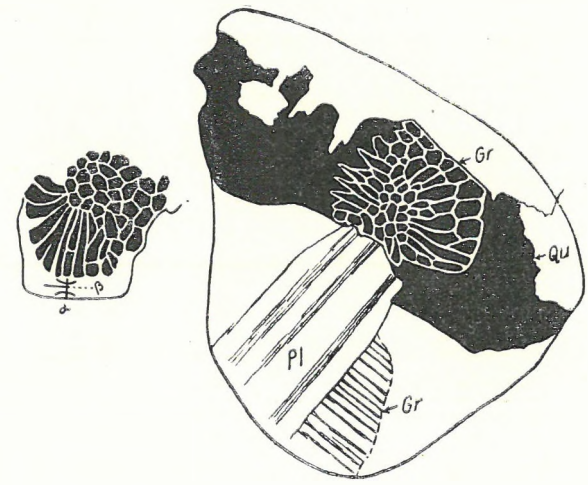
Es sind dies Gesteine von massiger Textur, die nur wenige Plagioklas-Einsprenglinge erkennen lassen.

U. d. M. Die Anzahl der Einsprenglinge ist eine spärliche. Die femischen Einsprenglinge sind stets völlig zersetzt, ihre Querschnitte lassen sowohl *Augit* als auch *Amphibol* als primäres Gemengteil vermuten. Die Pseudomorphosen lassen in der Regel ein opakes Ferritnetz erkennen, deren Maschen meist von tiefgrüngefärbten *Chlorit*, seltener von *Epidot* erfüllt werden. Die *Albit*einsprenglinge weisen dünnleistenförmige Querschnitte auf und lassen in der Regel knäuelartige Verwachsungen erkennen. *Holokristalline Ausscheidungen* sind auch vorhanden.

Das Gefüge der den überwiegenden Anteil des Gesteins bildenden Grundmasse ist das folgende. Die 0·1—0·2 mm langen, mehr oder minder gedrungen säulenförmige Querschnitte aufweisenden *Albit*leisten sind fluidal angeordnet; als Zwischenklemmungsmasse finden sich *Granophyr*tupfen und als Restzwickelausfüllungen *Quarz*. Partie- oder tupfenweise wird die Granophyr-Quarz-Zwischenklemmungsmasse von *Chlorit* ersetzt, dem sich *Erz*körnchen, Leukoxen-, vereinzelt auch *Epidot*körnchen zugesellen. Über die Ausbildung der Gemengteile der Grundmasse soll folgendes vermerkt werden.

Die *Albit*leisten haben ihre Kristallstruktur gut erhalten, bergen aber dabei in reichlicher Menge winzige Glimmerschüppchen und Erzstaub. Querschnitte senkrecht zur Zone *MP* lassen die Auslöschungsschiefen −15°, −16° messen, im Vergleich zum Quarz ist $\gamma' < \omega$, $\alpha' < \varepsilon$.

Der Typus der *Granophyr*bildungen wird aus den beigefügten zwei Zeichnungen erhellt (S. Fig. 16). Der Quarz durchdringt den Feldspat in Stengelform, undzwar ist die *c*-Achse des Quarzes parallell der *b*-Achse des Feldspats. Die Quarzstengel lassen eine radial-konzentrische Anordnung



16. ábra. — Figur 16.

SZÁLAS GRANOFIR. — STENGEL-GRANOPHYR.

Pl. = *Plagioklász. — Plagioklas.*
Gr. = *Granofir. — Granophyr.*
Qu. = *Kvarc. — Quarz.*

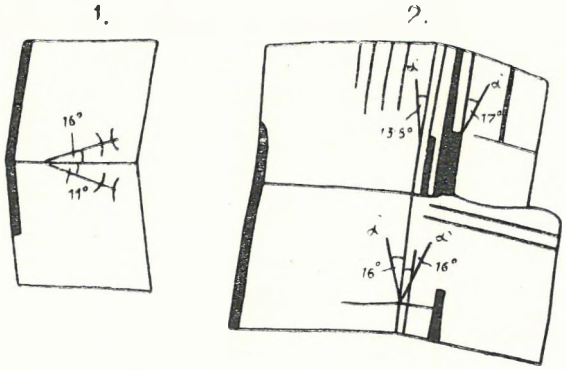
erkennen, daher die einzelnen Stengel in einer Richtung fortschreitend, die Schliffebene unter einem immer mehr und mehr schiefen Winkel schneiden, wobei aber die optische Orientation dieselbe bleibt. In nicht orientierten Schnitten kommt die granophyrische Verwachsung in Form einer Schraffierung oder schwammnetzförmiger Verwachsung zur Geltung. Die Quarzstengel hängen zuweilen mit dem Restzwickelquarz zusammen und beide lassen dann die gleiche optische Orientierung erkennen. Wie es auch den beiden Skizzen hervorgeht, bleibt nach den Quarzstengeln nur ein äusserst feines Feldspatnetz übrig, deren Natur nicht zu bestimmen ist. Der Kaligehalt der Analyse aber lässt darin uns einen Kalifeldspat vermuten. Er ist von feinem Staub erfüllt. Bemerkenswert ist noch, dass in den Granophyrbildungen öfters schmale, stark korrodierte *Albit*leisten eingebettet sind.

Das in der Grundmasse reichlich und in gleichmässiger Verteilung vorhandene Erz besitzt eine Korngrösse von 0·01—0·03 mm und ist hauptsächlich *Titanomagnetit*,[1] untergeordnet auch leukoxenisiertes *Titaneisen*. Feine Nadeln von *Apatit* sind auch nicht eben selten. Kleinere, von Quarz erfüllte Hämatitnetze können auf Kosten der femischen Gemengteile der Grundmasse sich gebildet haben. Eventuelle Klüfte werden von *Chlorit* und *Ferrit* erfüllt.

b) Gesteine mit abweichender Grundmasse.

Die zwei untersuchten Gesteinsproben wurden bei Tárkányka (Tarkaica) im Valea cea mica, unterhalb des Höhenpunktes 579 m und SÖ-lich vom D. Rosici aufgesammelt.

Bei sonst ähnlicher Ausbildung des Gesteins lassen die nur spärliche Glimmerschüppchen bergenden und 0·3—1·2 mm langen *Albit*einsprenglinge Zwillingsbildungen nach dem Albit-, Karlsbader- und Perikliner-Gesetz und nach der Basis erkennen. (S. Figur 17.) Die Albitlamellierung kommt oft nur in vereinzelten Lamellen zur Geltung.



17. ábra. — Figur 17.

1. *Periklintörvény szerinti egyszerű Albitiker. — Einfacher Zwilling nach dem Periklin-Gesetz.*

2. *Albitiker a basis és a karlsbadi-törvény szerint. — Albitzwilling nach der Basis und dem Karlsbader-Gesetz.*

Den Hauptanteil der Grundmasse bilden 0·02—0·1 mm lange *Albit*individuen von gedrungener Leistenform, die sich unter 60° anordnen. Sie sind verzwillingt nach dem Karlsbader-, Albit- und Perikliner-Gesetz, vereinzelt kommen auch schmalleistenförmige Schnitte vor, die sich nur aus zwe Zwillingshälften zusammensetzen. Die Auslöschungsschiefen in Schnitten $\perp \alpha = -17$, in solchen $\perp \gamma = -18°$ Die sonstige Struktur der Grundmasse ist wie jene der vorangehenden Typen, nur scheinen die Granophyrbildungen zersetzt zu sein. An ihrer Stelle erscheinen 0·05—0·6 mm Korngrösse erreichende Quarz-

[1] Bei der Behandlung mit Salzsäure löst sich der Hauptanteil auf, es bleibt nur ein Skelett zurück, daher man es mit einer Verwachsung von Magnetit mit Titaneisen zu tun hat.

untergründe, die teils von feinem Staub, teils von winzigen Glimmerschüppchen, denen sich auch Chlorit zugesellen kann, erfüllt sind und wohl aus der Zersetzung der Granophyrbildungen entstanden sind. Der gleichfalls vorhandene Restzwickelquarz ist von diesen Neubildungen völlig frei.

III. Albitporphyrit der Tárkánykadecke.

Von dieser Abart liegt mir nur ein Gestein von der Fundstelle Ravna, oberhalb der Kote 326 m des V. Cretiu, gegenüber des D. Cretiu mica vor.

Das hellrötliche massige Gestein lässt eingesprengt kleine Körner von Chalkopyrit und entlang der es durchsetzenden Klüften *Chrysocolla*bestege erkennen.

U. d. M. fällt vor allem die Abwesenheit der primären Eisenerzkörner auf, welcher Umstand bereits auf thermale Einwirkungen schliessen lässt. Schlanke *Apatit*nadeln besitzen eine allgemeine Verbreitung.

Als Einsprenglinge sind im ganzen Schliff nur zwei *Albit*individuen vorhanden, von denen eines im Schnitte $\perp \alpha$ die Auslöschungsschiefe $-17°$ messen lässt. In dem Albiteinsprenglingen sind vereinzelte *Kalzit*tupfen, zackig begrenzte *Chlorit*partien und in einer schwammgerüstartigen Verteilung=t Anhäufungen von feinem Erzstaub zu beobachten. Hier und da sind auch grössere Kalzitindividuen anzutreffen, die sich eventuell auf Kosten femischer Einsprenglinge gebildet haben können, indessen kann diese Annahme, infolge des Fehlens einer auf femische Einsprenglinge hinweisenden Begrenzung nicht als gesichert bezeichnet werden.

Die Hauptmasse einnehmende Grundmasse ist nahezu holokristallin, undzwar kann ihr Gefüge infolge der Aneinandergruppierung von sich kreuzenden langleistenförmigen Albitpartien, die sich mit=einander mit zackigen Konturen berühren, als eisblumenartig bezeichnet werden. Hin und wieder können sich in einer solchen Gruppe auch vier Albitleisten durchkreuzen und die einzelnen Leistenhälften können sich von der Kreuzungstelle ausgehend eventuell pinselförmig verdicken. Die Länge der einzelnen Albit=leisten schwankt zwischen 0·06—0·2 mm und variiert partieweise. Im allgemeinen schauen sie infolge der in ihnen fein verteilten und dicht gruppierten Erzpartikelchen wie bestäubt aus. Interessant ist, dass die Endigungen dieser rosettenartigen Durchkreuzungen mit äusserst intensiv korrodierten Grenzen in gleich=falls stark bestäubte Individuen hineinragen, die $\perp \gamma$ orientiert sind und nach ihrer bei dieser Orientierung 18—19° betragenden Auslöschungsschiefe gleichfalls als *Albit* zu bezeichnen sind. Ob der Albitisierung hier nicht etwa auch Kalifeldspat zum Opfer gefallen ist, mag dahingestellt bleiben, scheint aber auf Grund der korrodierten Grenzen der Rosettenalbite sehr wahrscheinlich.

Ausser Albit sind nur winzige und von einem optisch positiven *Chlorit* erfüllte Restzwickel zu beobachten. Chloritschüppchen sind auch an den Grenzlinien der Albitindividuen allgemein verbreitet und dadurch wird der Effekt ihrer zackigen Begrenzung noch gesteigert. Kleine Karbonattupfen sind auch in der Grundmasse weitverbreitet, hier und da treten auch Pistazitgruppen auf. Einzelne Restzwickel werden von staubfreiem, kaum verzwillingten Albit erfüllt.

Die den Schliff durchsetzenden feinen Klüfte werden von Albit verheilt, der jeweilig mit dem benachbarten Albitindividuen die gleiche Orientierung erkennen lässt und sich von denselben durch seine Wasserklarheit unterscheidet. Breitere Risse werden von Albit, einem Karbonat und Kupfererz=körnchen erfüllt.

C) DIE PRODUKTE DER QUARZPORPHYRVULKANE.

Bei der Beschreibung der verschiedenen Produkte des quarzporphyrischen Vulkanismus wollen wir aus den übersichtlichen Verhältnissen der Nagyaradeinheit ausgehen. Es lässt sich hier nämlich der bereits erwähnte *liegende Tuffhorizont* und ein *liegender Quarzporhyr,* ferner ein *mittlerer Tuffhorizont* und ein *Hangendquarzporhyr* unterscheiden und diese vier Bildungen sind auch petrographisch auseinanderzuhalten. Der Quarzporhyr bildet auch vereinzelte Gänge im Kodrukristallin und dieselben sollen als Gangquarzporphyre unterschieden werden.

Wir wollen vorerst die Ausbildung der Massengesteine kennen lernen.

1. Liegendquarzporphyre.

Die Liegendquarzporphyre werden im allgemeinen durch die *bedeutendere Grösse der Einsprenglinge,* meist auch durch eine *granophyrische Grundmasse* gekennzeichnet. Eine Sonderstellung nehmen die intrusionsförmig auftretenden Quarzporphyre auf.

a) Typen mit granophyrischer Grundmasse.

Als Einsprenglinge finden sich *Quarz,* glanzloser weisser *Feldspat* und bronzefarbener *Biotit,* die reichlich vorhandenen Einsprenglinge von Quarz erreichen eine Korngrösse von 5—7 mm.

Die untersuchten Proben wurden S-lich von der Gemeinde *Poklusa* (Höhenpunkt 306 des mittleren nach O fliessenden Wasserrisses) NO-lich vom *Museci,* vom D. ples (687 m) und bei Barzesd (SW-lich vom Plesu, Höhenpunkt 498 m) aufgesammelt.

Alle Gesteine weisen noch eine ziemlich massige Textur auf.

Unter den Feldspateinsprenglingen spielt der Plagioklas in der Regel eine nur untergeordnete Rolle, nur in einem Gestein ist er mit Orthoklas in gleicher Menge vorhanden. Der Plagioklas ist aber stets stark verglimmert und limonitisch braun gefärbt. Hin und wieder wird er von Orthoklas umsäumt welch letzterer aber stark von Schachbrettalbit verdrängt wird.

Die *Orthoklas*einsprenglinge lassen auch starke Umwandlungen erkennen. Im besten Fall ist ein Netz von getrübter Orthoklassubstanz vorhanden, deren Maschen von *Schachbrettalbit* erfüllt sind. Meist ist auch die Orthoklassubstanz serizitisiert, dem Serizit gesellen sich Kalzittupfen zu, auch wird der Orthoklas durch ein Gemenge von Quarz und Albit verdrängt. Vereinzelt sind mehrere Orthoklasindividuen in knäuelförmiger Verwachsung anzutreffen.

Die *Quarz*einsprenglinge weisen die üblichen Korrosionserscheinungen auf und werden mitunter von Granophyraureolen umsäumt. Eine undulöse Auslöschung ist an den Quarzeinsprenglingen nur vereinzelt zu beobachten.

Die *Biotit*einsprenglinge lassen nur in einzelnen weniger zersetzten Lamellen einen Pleochroismus erkennen. Sonst ist er unter Ausscheidung von Leukoxen völlig gebleicht, oder ferritisiert, oder aber in ein Gemenge von Sericit, Hämatit und Leukoxen zersetzt. Akzesorisch treten *Zirkon, Apatit, Magnetit* und *Titaneisen* auf.

Die Grundmasse ist nur in einem Gestein besser erhalten und setzt sich hauptsächlich aus einem *Orthoklasgranophyr* mit einer Korngrösse von 0·03—0·1 mm zusammen. Da der Orthoklas öfters

von kleinen Glimmerschüppchen erfüllt wird, ist die Rolle des von Quarzstengeln freien Orthoklases nicht mehr festzustellen. Dünne *Plagioklas*leisten besitzen eine geringe Verbreitung, freier *Quarz* ist auch nur untergeordnet zugegen. Seltener sind auch Sphärolithe vorhanden. In einzelnen Gesteinen sind auch kleine Biotittäfelchen und Erzpartikelchen verbreitet, denen die Gesteine ihre rötliche Färbung verdanken. In den meisten Gesteinen ist die Grundmasse stark zersetzt und eben nur feststellbar, dass sie der vorangehenden entsprochen haben mag. In einem Gestein sind grobe Mandelräume von einem groben Quarzmozaik erfüllt.

b) Typen mit ursprünglich glasiger Grundmasse.

Beide untersuchten Gesteine wurden S-lich von *Poklusa* im V. Poklusi aufgesammelt. Bei sonst ähnlicher Ausbildung besitzen sie eine dunkelrötliche Grundmasse und sind tektonisch besser beeinflusst. Die rötliche Grundmasse wird von grünen Serizitflatschen und Quarzadern durchsetzt.

Was die Ausbildung der Einsprenglinge anbelangt, schliesst sich das Gestein dem vorangehenden an. Erwähnung verdient, dass der Einsprenglingsorthoklas vereinzelt pegmatitisch von Quarz durchwachsen wird. Der Einsprenglingsquarz lässt striemenförmig eine Druckbeeinflussung und auch die Anfangsstadien einer Druckzwillingsbildung erkennen.

Die Grundmasse lässt in Einklang mit dem dunkleren makroskopischen Farbenton reichliches ferritisches Pigment erkennen. Letzteres erweist sich teilweise als *Hämatit,* teils als ferritisierte Biotitschüppchen. Die von Ferrit durchtränkte Hauptmasse ist ein sehr feinkörniges Quarz-Serizitaggregat, wobei sich der Serizit in wellig verlaufenden Strähnen anordnet.

Eine ähnliche Ausbildung weist der Liegendporphyr der Djevidecke auf.

Eine ursprünglich glasige Grundmasse können auch die *Granat*körner führenden Quarzporphyre besessen haben. Gesteine von diesem Typ wurden von J. Pethö in der Umgebung der Gemeinden Nadalbest und Szuszány aufgesammelt (**42,** p. 56). Verfasser konnte sie bei Nadalbest auf dem Bergrücken des Goronul-Gipfels, nach dem Verlassen des von dem erwähnten Gipfel Ö-lich liegenden Sattels im Liegenden des Grünsteinporphyritzuges auffinden.

Das U. d. M. untersuchte Gestein entstammt der Sammlung von Pethö (Fundstelle Pareau la Prislop). Das lichte Gestein lässt nur eine schwach entwickelte Druckmetamorphose erkennen und weist sonst das gewohnte Bild der lichten Quarzporphyre mit einer in das Gemenge von Serizitschüppchen und feinen Quarzaggregaten übergangenen Grundmasse auf. Es kann höchstens die starke Korrosion der Orthoklaseinsprenglinge und ihre häufige Verdrängung durch Schachbrettalbit hervorgehoben werden.

Der Granat tritt in Perimorphosen auf. Die durch die Konturen des Granats umgrenzten Räume werden von einem aus hellem Glimmer und zersetztem Biotit zusammengesetzten Netz erfüllt und in disem Netz sitzen, gleichsam die Maschen des Netzes bildend 4—5 Körner des in hellrötlichen Farbentönen durchscheinende, optisch isotropen Granats.

c) Die hypoabyssische Fazies des Quarzporphyrs.

Die Sonderstellung dieses Typus wurde bereits v. J. Pethö erkannt und seine „erstaunliche Frische" und völlig massige Textur voll gewürdigt (**58,** p. 54). Pethö vermutete in ihm eine in der Tiefe verbliebene Fazies des Quarzporphyrs, eine Ansicht, der ich mich auch anschliesse.

Die untersuchten Proben stammen aus der Umgebung von *Csontaháza*, aus dem rechtem, vom Padure Dosutz abfliessenden Nebenzweig des V. Goretzului Borolui.

Der äussere Habitus des Gesteins gemahnt tatsächlich eher an jenen der Granitporphyre. Die flachtafelförmigen Feldspateinsprenglinge können 20 mm Länge und 6 mm Tafeldicke erreichen, die Grösse der Quarzeinsprenglinge verbleibt aber unterhalb 5 mm. Die Grundmasse ist dicht und hellgrünlichgrau. Die Textur des Gesteines ist eine völlig massige.

Die Gesteinsproben sind aber nur tektonisch intakt, sonst stark zersetzt und intensiv karbonatisiert. Die grossen *Plagioklas*-Einsprenglinge, die auch knäuelförmige Anhäufungen bilden, sind völlig verglimmert, dem Glimmer gesellen sich grössere Kalzittupfen zu. Auf *Orthoklas*einsprenglinge weisen nur einige völlig durch Schachbrettalbit verdrängte Individuen hin. In einem Fall bildet die Hälfte der Pseudomorphosen ein schwammartiges Gerüst von Kalzit, die *Maschen* desselben werden durch Albi erfüllt. Die reichlichen *Quarz*einsprenglinge lassen unbeschadet von der massigen Textur eine undulöse Auslöschung erkennen.

Die Auflösung der Grundmasse wird durch zahlreiche Kalzittupfen und verstreute Serizitschuppen erschwert.

Man sieht nur *Quarz*lagunen in die *Plagioklas*leistchen hineinragen, dabei trübe Körnchen, in denen man *Orthoklas* oder *Granophyr* vermuten kann und *Leukoxen*tupfen. Als Spaltenausfüllung tritt Quarz und Kalzit auf.

Infolge der intensiven Kalzitisierung wurde das Gestein nicht analysiert. Augenscheinlich liegt aber keine Fazies des normalen Quarzporphyrs, sondern solche eines in Quarzporphyrite übergänglichen Typus vor.

d) Granophyrischer Orthoklasporphyr.

Von diesem interessanten Gestein liegt mir nur eine Probe vom Fundort: *Pusztahodysel* (Wasserriss am Westabhang des Osoi) vor.

Als Einsprengling ist nur *Orthoklas* vorhanden. Er bildet Karlsbader Zwillinge, lässt ein scheckige Ausbildung erkennen und weist ähnlich dem Orthoklas der Quarzporphyre einen mässig grossen Axenwinkel auf. Dabei ist er oft in Serizit übergangen, meist aber derart, dass der grössere Teil der einzelnen Individuen intakt verblieben ist.

Die Grundmasse setzt sich teilweise aus Blättergranophyr zusammen.

In gleichmässiger Verteilung sind der Grundmasse auch Magnetitkörnchen und Titaneisenerzstäbchen beigemengt.

Holokristalline Ausscheidungen sind gleichfalls vorhanden. Den Hauptanteil bildet *Orthoklas*, die Zwischenräume werden von limonitisch gefärbten und Eisenerzskelette umschliessenden hellen *Glimmer*schüppchen erfüllt, dem sich noch grössere Körner vom leukoxenisch zersetzten titanhältigen *Magnetit* zugesellen.

2. Gangquarzporphyre.

Die beschriebenen drei Proben wurden von den Fundorten *Szakács* (vom Strajagipfel nach W abfliessender Nebenwasserriss des V. Socaciului), *Bélörvényes* (V. Orvisului, N-lich von der Poena Purcareţului) und *Gross* (V. Archisel, N-lich vom Vrf. Jidovina) aufgesammelt.

Die hellen dichten Gesteine lassen hauptsächlich Quarzeinsprenglinge, mitunter auch solche von glanzlosem Plagioklas erkennen. Im ersten Gestein erreichen die Quarzeinsprenglinge eine Korngrösse von 5—13 mm, in den anderen zwei Gesteinen verbleibt ihre Grösse oft unterhalb den 1 mm. Sämtliche Gesteine besitzen eine massige Textur.

U. d. M. Die *Quarz*einsprenglinge lassen keine kataklastische Beeinflussung erkennen. Im dritten Gestein werden sie von Aureolen eines groben Granophyrs umsäumt.

Die *Plagioklas*einsprenglinge sind nach den üblichen drei Zwillingsgesetzen verzwillingt und können miteinander knäuelförmig verwachsen. In den ersten zwei Gesteinen sind sie meist verglimmert, im dritten Gestein nahezu frisch und lassen in Schnitten $\perp \alpha$ die Auslöschungschiefe $-17°$ messen, es liegt daher *Albit* vor.

Im ersten Gestein treten auch einige Einsprenglinge von *Orthoklas* auf, die vom Granophyr der Grundmasse stark korrodiert wurden. In ihnen sind flockenförmige Entmischungen von *Albit*, *Karbonat*tupfen und möglicherweise von Biotiteinschlüssen herrührenden Chloritschüppchen zu beobachten.

An der Zusammensetzung der Grundmasse nehmen Granophyr und Plagioklas, untergeordnet auch Quarz und Orthoklas teil. Im ersten Gestein herrscht der Granophyr mit einer Korngrösse von 0·1—0·2 mm vor. Plagioklas ist in der Grundmasse nicht vorhanden. In der Grundmasse des zweiten Gesteines erscheinen auch Plagioklas-Leistchen, die aber nur im letzten Gestein eine bedeutendere Rolle spielen. Im zweiten und dritten Gestein haben sich in der Grundmasse auch farblose Glimmerschüppchen unter rosettenförmiger Aggregierung ausgebildet.

Jedenfalls scheint ein jedes der drei angeführten Granophyre eine etwas abweichende Zusammensetzung zu besitzen.

3. Hangendquarzporphyr.

Der Hangendquarzporphyr der Nagyaradeinheit kennzeichnet sich durch seine spärliche und eine geringe Korngrösse aufweisende Einsprenglinge. Meist fallen nur die Quarzeinsprenglinge auf und dieselben besitzen eine mittlere Korngrösse von 1 mm. Die vorherrschende hellgrünlichgraue Grundmasse erscheint des öfteren wie verquarzt.

Die unter dem Mikroskop untersuchten 10 Proben lassen eine starke Zersetzung erkennen.

Die *Quarz*einsprenglinge weisen in der Regel nur eine ganz schwache undulöse Auslöschung auf. Die *Orthoklas*einsprenglinge werden teils zur Gänze von Quarz verdrängt, teils sind sie serizitisiert und die Maschen des Serizitnetzes werden von einem Gemenge von Quarz und unverzwillingten Albit erfüllt. In manchen Gesteinen wird der Orthoklas von Schachbrettalbit verdrängt. Nach Plagioklas liegen nur Glimmerpseudomorphosen vor. Biotiteinsprenglinge sind nur vereinzelt zu beobachten, wobei von der ursprünglichen Substanz nur einzelne gebleichte und von Eisenerz oder Rutil erfüllte Lamellen verblieben sind, den Raum zwischen den Lamellen nimmt ein Quarzmozaik ein.

Was die Grundmasse anbelangt, scheint durchgehend eine Glasbasis vorhanden gewesen zu sein, die gegenwärtig völlig zersetzt ist. Durch die parallel-wellige, oder bogen-kreisförmige Anordnung der Serizitschuppen scheint in einigen Gesteinen die ursprünglich glasig *fluidale*, *perlitische* Struktur, mitunter Lithophysen fixiert zu werden. (S. Fig. 5, Taf. II.) Nebst dem Serizit liegt ein feines Quarzmozaik vor, dem sich örtlich auch Albit zugesellt. Im Falle einer perlitischen Grundmasse können die

Perlitbahnen von einem Quarz-Albitgemenge umrandet werden, während die Korngrösse der Hauptmasse bis zu adiagnostischer Feinheit herabsinken kann.

4. Die Quarzporphyrtuffablagerungen der Nagyaradeinheit.

a) Kristalltuffablagerungem im Liegenden des Quarzporphyrs.

α) Typen mit vorherrschendem Kristallmaterial.

Die im Liegenden des Quarzporphyrs der Nagyaradeinheit den glimmerigen sandigen Schiefertonen eingelagerten Tuffbildungen haben sich als typische *Kristalltuff*gesteine erwiesen. Die beiden untersuchten Proben wurden im *V. Ceresagului*, unterhalb des Höhenpunktes 451 m und im V. Botfeiului, oberhalb des Höhenpunktes 492 m eingesammelt. Es sind dies massige Gesteine, die im ersten Augenblick an einen Granitporphyr oder einsprenglingsreichen Quarzporphyr gemahnen. In erster Reihe fallen 1—3 mm grosse hellrötliche *Orthoklas*kristalle ins Auge, auch sind Quarzdyhexaeder reichlich zugegen, die dann von einer grünlichgrauen Masse verkittet werden. Stellenweise fallen noch eisenschüssig verwitternde Nester auf.

Entsprechend dem makroskopischen Bilde, überwiegt die Menge der Kristalle auch im Dünnschliff. Die vorherrschenden *Orthoklas*individuen sind bald idiomorph, bald weisen sie korrodierte, oder bogenförmig verlaufende Grenzen auf. Die Zwillingsbildung nach dem Karlsbader-Gesetz ist verbreitetd Der Orthoklas ist optisch negativ, lässt einen kleinen optischen Winkel erkennen, der in zwei Fällen mil $2E = 22{\cdot}5°$ und 43° gemessen werden konnte. Als Einschlüsse konnten kleine Plagioklasindividuen beobachtet werden. Die Verdrängung der Orthoklassubstanz durch Albit mit teils gröberer, teils feinerer Schachbrettstruktur ist verbreitet. Der Orthoklas lässt in unzersetztem Zustand eine feine Trübung erkennen, oft aber ist er zersetzt.

Eine geringere Verbreitung besitzt auch der *Albit* ($\perp \alpha = -16{\cdot}5°, 15{\cdot}3°$), der die drei üblichen Zwillingsgesetzte erkennen lässt. Der Plagioklas ist teils frisch mit nur vereinzelten Glimmerschüppchen, teils aber entlang den ihn durchdrigenden Sprüngen verglimmert. *Quarz* ist unter der Kristallen reichlich vertreten und weist teilweise eine scharf begrenzte Dyhexaederform auf. Er lässt in der Regel keine undulöse Auslöschung erkennen, stellenweise aber haben sich parallel mit den Serizitsträhnen der Kittmasse Bruchzonen ausgebildet.

Endlich sind unter den Kristallen noch einige *Biotite* im frischen oder ferritisierten Zustan. und einige *Magnetit*körner zugegen.

Die Kittmasse ist adiagnostisch, wohl ein äusserst feines Serizit-Quarzaggregat. Stellenweise stellt sich ein gröberes Quarzmozaik ein, das bänderartig von einem ferritischen Pigment durchwoben wird. Um die Grenzen der Kristalle haben sich dieselben wellenförmig umfliessende Serizitsträhne ausgebildet.

Fremdes Material ist im Kristalltuff wenig verbreitet. Es konnten nur einige Bruchstücke von *Glimmerschiefer*, eines kataklastischen *Quarzits* und einige *Muskovit*-Täfelchen beobachtet werden.

β) Typen mit vorherrschender, eine Aschenstruktur aufweisenden Hauptmasse.

Es liegt mir nur ein Probestück vor, das bei *Sólyom* im Anfangsabschnitt des *V. Ceresagului* aufgesammelt wurde. Die Kristallgemengteile weisen dieselbe Ausbildung, wie im vorangehenden Gestein auf, nur lassen sie besser bogenförmige Konturen erkennen.

Die vorherrschende Hauptmasse lässt eine ursprüngliche *Aschenstruktur* deutlich erkennen. Die ursprünglichen Glassplitter sind zwar in ein Gemenge von Quarz und Albit übergangen, sind aber wasserklar durchsichtig und einschlussfrei, demzufolge die ursprüngliche Aschenstruktur beim gesenkten Kondensor deutlich zum Ausdruck gelangt. (S. Tafel V, Fig. 1.) Das Bindemittel der einstigen Glassplitter ist trübe, feinserizitisch. Kleine Körner von *Magnetit* und leukoxenisierten Titaneisenerz besitzen eine ziemliche Verbreitung. An manchen Stellen vermeint man auf Grund der Reliktstruktur auf kleine Bimssteinbrocken folgern zu dürfen. Wie in den vorangehend beschriebenen Typen, so werden auch hier die Feldspatkristalle von Serizitsträhnen umwoben.

Von besonderem Interesse sind einige kleine Lapilli, *die bei einem holokristallinen Gefüge sich vorherrschend aus 0·25 mm Länge erreichendem Albit zusammensetzen.* Die spärlichen Mesostasen werden von Quarz erfüllt, kleine Erzkörnchen sind auch verbreitet. In einem Fall ist auch eine *Orthoklas*-Einsprengling vorhanden. Die kleinen Lapillis sind teilweise kalzitisiert. Man kann diesen Lapilli etwa mit jenem Gestein in Zusammenhang bringen, das bei den Grünsteinporphyriten als Übergangsgestein zu dem Quarzporphyr beschrieben wurde.

Von den fremden Lapillis soll ein 0·5 m grosses Granatkorn ewähnt werden.

b) Agglomerattuffe des mittleren Tuffhorizontes.

Typische Agglomerattuffe sind mir im Norden des Nagyaradzuges südlich von Havasdombrovica aus der Umgebung der Gipfel Raguri, Osoiul und Magura bekannt geworden.

U. d. M. bieten diese Gesteine folgendes Bild.

Nebst den vorwiegenden Lapillis sind in wechselnder Menge auch Kristallsplitter von Quarz, Orthoklas und Biotit zugegen. Kittmasse ist in der Regel spärlich vorhanden, sie lässt mitunter Aschenstruktur erkennen. Die Ausbildung der erwähnten Komponenten gleicht jener des beschriebene Kristalltuffs, daher soll nur die Kennzeichen der Lapillis beschrieben werden. Dieselben wechseln je nach den einzelnen Proben ihren Charakter.

In einer Probe herrschen *Bimssteinlapilli* vor. Die Hauptmasse der Lapilli ist in ein mikropoikilisches Quarzgemenge umkristallisiert, die ursprüngliche Bimssteinstruktur wird durch fein verteilten Serizitschüppchen fixiert und ist bei gesenktem Kondensor oft recht deutlich zu erkennen. Sonst umschliessen die Bimssteinlapilli nur vereinzelte und kleine Einsprenglinge von *Orthoklas, Quarz* und *Biotit.*

Andere *Quarzporphyrlapilli* lassen auf Grund der Reliktstrukturen auf fluidale oder perlitische glasige Grundmasse folgern, mitunter sind auch Lapilli mit granophyrischer Grundmasse zu beobachten. Sie führen meist nur kleine Einsprenglinge, nur in einem grosseren Lapilli konnten einige Quarzeinsprenglinge von normaler Grösse aufgefunden werden.

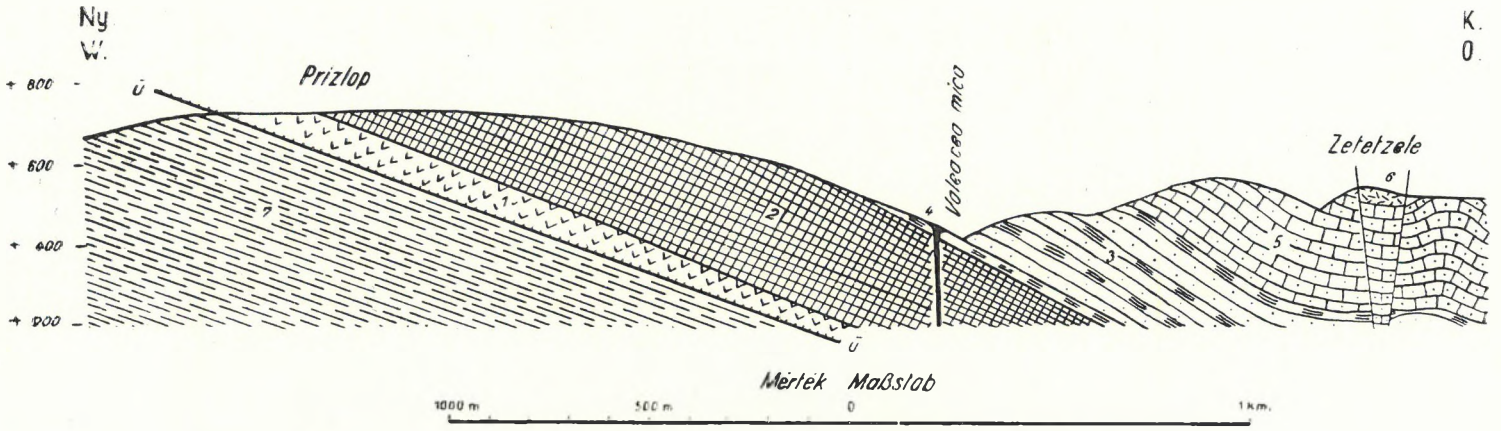
In zwei Proben konnten auch einige typische Lapilli des *Grünsteinsporphyrits* aufgefunden werden.

Grundgebirgslapilli fehlen in einigen Proben, in mancher Probe sind sie reichlicher vorhanden. Es sind darunter Muskovitglimmerschiefer und Glimmerquarzit vertreten. Dem Quarzit letzteren Gesteins gesellt sich ausser Albit mitunter auch Mikroklin zu.

Schliesslich hat sich auch ein Lapilli eines der Intrusivgesteine vorgefunden. Im Lapilli ist nur Quarz und völlig verglimmerter Plagioklas und Muskovit vorhanden. Die Anordnung des Quarzes als letzte Ausscheidung weist auf eine eruptive Herkunft des Lapillis hin. Der Quarz ist übrigens in ein kataklastisches Mozaik zerfallen.

18. ábra. — Figur 18.

SZELVÉNY A PRIZLOPON KERESZTÜL. — PROFIL DURCH DEN PRIZLOP.



1 = *Kvarcosporphyr. — Quarzporphyr.*
2 = *Zöldkőporphyrit. — Grünsteinporphyrit.*
3 = *Verrucano és pala. — Verrucano u. Schiefertone.*
4 = *Diabáz. — Diabas.*
5 = *Felsőperm. — Oberes Perm.*
6 = *Triász. — Trias.*
7 = *Malmkorú márgapala. — Mergelschiefer des Malm.*
ü=ü = *Áttolódás. — Überschiebung.*

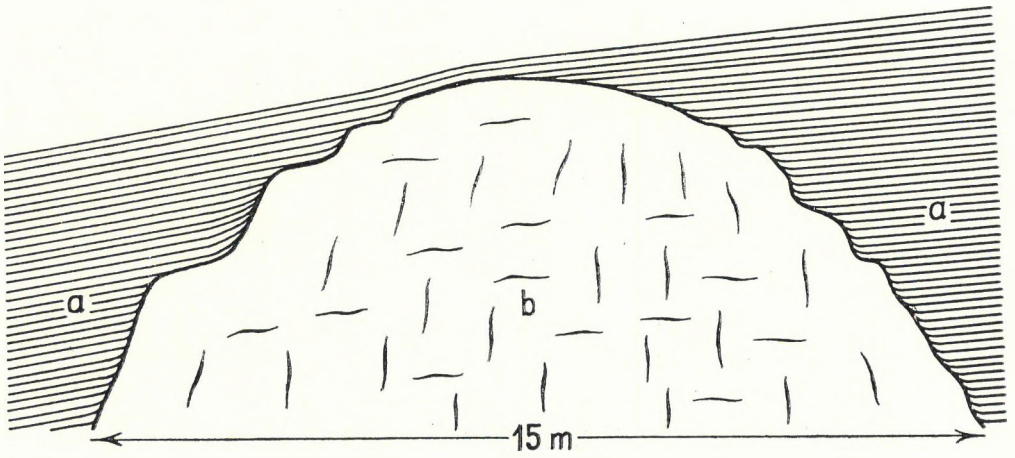
19. ábra. — Figur 19.

DIABÁZINTRÚZIÓ.
Valea cea mica, 478 m t. f. m.

DIABASINTRUSION.
Valea cea mica, 478 m ü. d. M.

a = *Violaszínű perm pala.*
Violette Permschiefer.

b = *Diabáz. — Diabas.*



Das untere Perm der Djevi-Scherdecke.

Entsprechend der Fig. 18. folgen hier folgende Glieder aufeinander.

a) Liegendquarzporphyr. Die Scherdecke beginnt mit einem violetten Quarzporphyr, der dem Liegendquarzporphyr der Nagyaradeinheit gleichgestellt werden kann. Der Quarzporphyr weist teilweise die Porphyroidtracht auf, besitzt oft einen violetten Farbenton. Klastische Zwischenlagerungen (rote glimmerige Sandschiefer) sind nur vereinzelt anzutreffen.

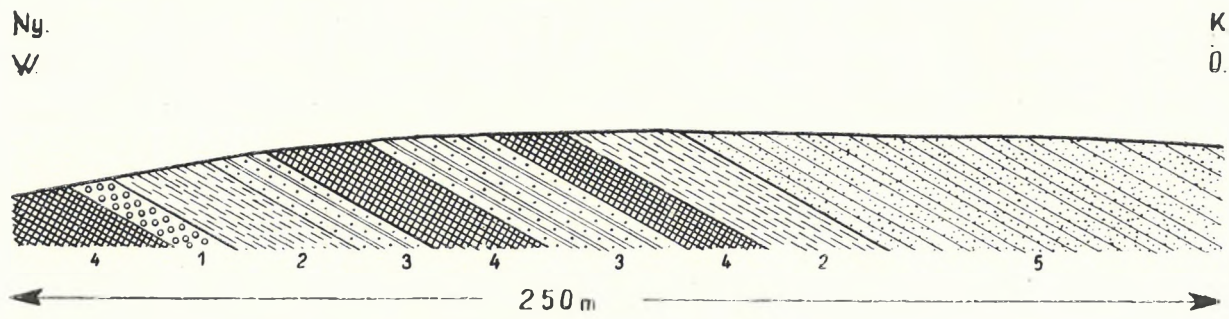
b) Hierauf folgt ein zusammenhängender *Grünsteinporphyritzug*, der in der petrographischen Beschreibung eingehend kennzeichnet wurde. Der Grünsteinporphyrit lässt hin und wieder auch schiefrige Texturen erkennen und wird mitunter von roten Jaspisbildungen begleitet. Der Grünsteinporphyr kann im Hangenden mit lilafarbenem Schiefer wechsellagern.

c) Quarzporphyrkonglomerat, Schiefertone und Diabasintrusionen. In der Djevischerdecke ist ein dem Hangend-Quarzporphyr der Nagyaradeinheit gleichzustellendes Glied nicht ausgebildet und die nächstfolgende Schichtgruppe bildet ein Verrucanokonglomerat, das von roten violetten und aschgrauen Schiefertonen und örtlich auch von Quarzporphyrmaterial enthaltende Sandsteinen überlagert wird. Das Konglomerat führt reichliche Geschiebe von Quarzporphyr und dieselben erreichen mitunter die Kopfgrösse. Seltener finden sich Geschiebe von Granit und von rotem Schiefer. In dem violetten Schiefern sind örtlich Intrusionen von Diabas zu beobachten. (S. beiliegende Figur 19.)

Südlich von Sonkolyos, am Aszajos*gipfel* konnte das Profil der Figur 20 beobachtet werden

20. ábra. — Figur 20.

SZELVÉNY AZ ASZALYOS-CSÚCSON KERESZTÜL. — PROFIL DES ASZALYOS-GIPFELS.



1 = *Kvarcosporfir konglomeratum. — Quarzporphyr-Konglomerat.*
2 = *Veres lila színű pala. — Rot und lilafarbene Schiefertone.*
3 = *Veres pala s tufás homokkő. — Rote Schiefertone und tufföse Sandsteine.*
4 = *Zöldkő. — Grünstein.*
5 = *Arkozás homokkő. — Arkosensandsteine.*

Die Ausbildung des unteren Perms der Tárkányka-Scherdecke.

Die permische Schichtenfoge spielt in der Zusammensetzung dieser ausgedehnten Scherdecke eine vorherrschende Rolle, besitzt daher eine bedeutende oberflächliche Verbreitung.

Entsprechend dem Scherdeckencharakter, ist das unterste Glied nicht vorhanden, die Schichtenfolge nimmt mit der mittleren Gruppe der Nagyaradeinheit ihren Anfang. Die die Djevi-Scherdecke von der Nagyaradeinheit trennenden Unterscheidungsmerkmale gelangen hier in verschärftem Mass zur Geltung. Es liegt ein mannigfacher Wechsel von Schichten sedimentärer und eruptiver Herkunft vor und in Ermangelung eines Normalprofils ist man nicht in der Lage zu entscheiden, ob wir in den wiederkehrenden, analog zusammengesetzten Gruppen eine Überlagerung, oder eine isoklinale Faltung zu betrachten haben.

Die prozentuelle Beteiligung der *sedimentären Glieder* hat bedeutend zugenommen. Es sind darunter Serizitquarzitschiefer, Serizitquarzite, lila- und rotgefärbte, mitunter sandige Schiefertone und besonders rötliche glimmerige Sandsteine vertreten, untergeordnet treten Quarzporphyrkonglomerate auf. Die Sandsteine werden mitunter von Quarz- oder Kalzitadern durchsetzt.

Was den eruptiven Anteil anbelangt, kann vor allem die verhältnismässig geringe Beteiligung der Produkte der quarzporphyrischen vulkanischen Tätigkeit und die bedeutende Rolle der Grünsteine Diabase und Mesospilite) betont werden. Grünsteinporphyrite spielen eine ganz untergeordnete Rolle (Albit-Porphyrit von Ravna). Der Quarzporphyr erscheint in dünneren Lagen, die in der ganzen Schichtenfolge verteilt sind.

Auch die Quarzporphyre der beiden vorangehenden liegenden Einheiten lassen des öfteren Anklänge an eine flaserige Paralleltextur erkennen, die aber nur mehr untergeordnet ein stärkeres Ausmass gewinnt. Bei den Quarzporphyr- und Quarzporphyrtuff-Lagen der Tárkányka-Scherdecke aber gelangt eine stärkere Druckschieferung zur Vorherrschaft. Infolge dieser starken Schieferung ist die Unterscheidung von Laven und Tuffmaterial nicht immer möglich. Das Auftreten von *Quarzporphyrkristalltuff* konnte im Dünnschliff sichergestellt werden; die Beteiligung von Tuffmaterialen in der Zusammensetzung der öfters tuffös aussehenden grobkörnigen Sandsteine und Quarzporphyr-Geschiebe führenden Konglomerate ist schwer zu entscheiden, da der Quarzporphyr, wie in der Djevi-Decke bereits in abgerollter Gestalt vorkommt. Die ganz hellen weisslich- und grünlichgrauen Serizit-Schiefer, die keine Einsprenglinge führen, können — wenigstens teilweise — aus Aschentuffen entstanden sein. Andererseits ist ein scheinbarer Übergang von auf verschieden Stufen der Schieferung stehenden Massengesteine in Serizitschiefer zu verfolgen. Derartige Gesteine sind z. B. am Steilufer der Fekete-Kőrös zwischen Vaskóh und Barest ausgezeichnet zu studieren. Die Grundmasse dieser Gesteine ist stark geflasert oder bereits feinschieferig. Unter den Einsprenglingen ist bald nur Orthoklas, bald nur Quarz vertreten. In manchen Proben sind die Feldspattafeln senkrecht zur Schieferung angeordnet anzutreffen. Andere geschieferte Quarzporphyre (z. B. jene N-lich vom Friedhof der Gemeinde Vaskóh) zeichnen sich dadurch aus, dass sie senkrecht zur Schieferung stehende Biotittafeln führen. In noch stärker geschieferten Gesteinen sind nur vereinzelte kleine Quarzeinsprenglinge zu beobachten. Auf Feldspat weisen eventuell weissliche Pseudomorphosen, die dann auch verschwinden. Manche grünlich durchscheinende Serizit-Flatschen scheinen aus Feldspat entstanden zu sein; sie melden sich aber bereits in Gesteinen mit noch gut erhaltenem Orthoklas.

Das untere Perm der Deckschollen des Mittleren-Bihars und des Királyerdő.

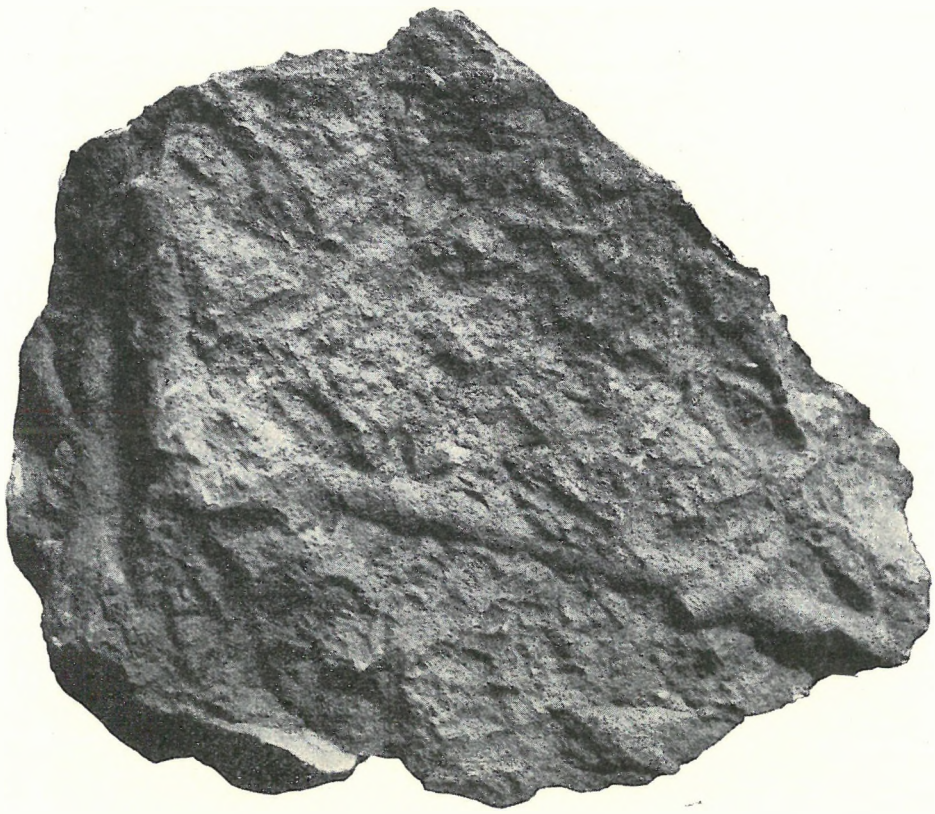
Das Untere Perm der überschobenen Deckschollen des Bihar und des Királyerdő lässt in seiner Zusammensetzung im Vergleich zu jener der Tárkánykaer Decke einen merklichen Sprung erkennen. Die Produkte der unterpermischen vulkanischen Tätigkeit spielen in der Zusammensetzung bereits eine untergeordnete Rolle. Was den Quarzporphyr anbelangt, ist derselbe sowohl im massigen Zustand, wie auch als Tuff vorhanden, die in der Tárkánya-Decke vorherrschenden Grünsteine aber treten nur spärlich als schmale Lagergänge auf. In allen diesen Kennzeichen lässt das Perm der Deckschollen mit jenem der überstürzten Falte des Nagybihar eine weitgehende Übereinstimmung erkennen. Die zwischen den Gemeinden Kiskóh und Rézbánya auftretenden permischen Deckschollen könnten auf Grund dieser Übereinstimmung und auch der räumlichen Verhältnisse allerdings ebensogut von der Einheit des Nagybihar als vom Kodru abgeleitet werden. Die wenigen Daten, die über das überschobene Untere Perm des Királyerdő vorliegen, lassen aber auf eine gleiche Ausbildung desselben folgern. Im nördlichen Teil der Gemeinde Lunkasprie wird das Westufer des Vida-Baches von einer 10 m hohen Steilwand des Quarzporphyrs gebildet. Nördlich von der Gemeinde schneidet dann der Vida-Bach in die roten Glimmersandsteine und sandigen Hieroglyphen-Schiefer des Unteren Perm ein. Von v. SZONTÁGH wurde der Quarzporphyr auch nahe zum Westende des Királyerdő in dem Tasádfő-Szarander-Tal, an beiden Seiten des Tales aufgeschlossen, nachgewiesen (**49**, p. 45).

Das untere Perm der überkippten Falte des Nagybihar.

Das Untere Perm besitzt im Gebiete zwischen Vaskóh und Felsőgirda eine nennenswerte Verbreitung. An der Zusammensetzung des Südflügels der überkippten Falte des Nagybihar nehmen permische Ablagerungen nicht mehr teil, da das Kristallin des Südbihar unmittelbar dem Karbon überschoben ist.

Die vollständigste Entwicklung finden wir zwischen den Gemeinden Lepus und Felsőgirda. Die den phyllitischen Quarzitschiefern auflagernden roten Grundkonglomerate umschliessen faust- bis kopfgrosse Geschiebe des Kristallin, die Geschiebe erweisen sich teilweise als Albitgneise. Ansonsten wird das untere Perm, wie bereits erwähnt, durch das Zurücktreten der eruptiven Glieder und die reichliche Beteiligung von klastischen Gliedern gekennzeichnet. Mit Verweis auf meine ältere Arbeiten (**83**, p. 173), soll hier nur angeführt werden, dass an der Zusammensetzung des mittleren Perm sowohl Quarzporphyr als sein Tuff teilnehmen und Diabase vereinzelt auch anzutreffen sind. Die Quarzporphyre sind wenig mächtig und wechsellagern mit ihren Tuffen und roten tuffösen Sandsteinschiefern. Rote Glimmersandsteine und rote oder violette Sandschiefer sind auch weitverbreitet. Ihre Schichtflächen weisen oft die bereits erwähnten Hieroglyphen auf. (S. Fig. 21.)

Südlich und südöstlich von Rézbánya (Boica) ist das Untere Perm — wie erwähnt — der Kontaktmetamorphose erlegen, besitzt eine dunkle Farbe und wird von Epidot-Quarzadern durchsetzt. In den Quarzporphyren und ihren Tuffen erscheinen kleine Turmalinnädelchen, die Diabase aber sind als Uralitdiabase entwickelt.



21. ábra. — Fig. 21.

A PERMI HOMOKOSPALA RÉTEGFELÜLETÉNEK FÉNYKÉPE.

SCHICHTFLÄCHE EINES PERMISCHEN SANDSCHIEFERS.

ZUR FRAGE DER ERUPTIONSFOLGE DER PERMISCHEN ERUPTIVA.

Bezüglich der Aufeinanderfolge der permischen Eruptiva des Béler-Gebirges sind J. Pethő und H. v. Bockh zu miteinander diametral gegenüberstehenden Ansichten gelangt.

Was die wechselnden Ansichten Pethő's anbelangt, möchte ich an dieser Stelle seine älteren Stellungsnahme wiedergeben, die am prägnantesten in den folgenden Zeilen zum Ausdruck gelangt: „Die Lagergänge der Felsitporphyre und die Schichten ihrer Tuffe, sowie die schieferigen Lagen der Diabastuffe lagern vollkommen konkordant zwischen den roten Schiefern, während die Gänge der Diabase beziehungsweise der Diabasgrünsteine, sowohl die Schiefer als auch die Felsitporphyre durchbrechend, auf den Rücken und Bergabhängen zu Tage treten" (**37**, p. 33).

Im Gegensatz dazu gelangte H. v. Bockh am Balaniesku, Ö-lich von Tárkányka (Tarkaica) zu dem Ergebnis, „dass der Quarzporphyrtuff auf dem Diabas und Diabastuff gelagert ist, während der Quarzporphyr wieder seine Tuffe überlagert" (**71**, p. 160).

Unsere Untersuchungen haben diesbezüglich zu einer vermittelnden Stellungsnahme geführt. Sowohl Pethő's als auch v. Bockh's zitierte Zeilen beziehen sich auf das Perm der obersten Scherdecke des Béler-Gebirges (Tárkányka-Scherdecke).

Nun lassen es die übersichtlichen Verhältnisse der Nagyaradeinheit klar erkennen (s. die geologische Skizze der Figur 4), dass die vulkanische Tätigkeit durch die Quarzporphyre eingeleitet wurde und wir es im allgemeinen mit Quarzporphyr-Strömen zu tun haben. Durch die Zwischenschaltung

des Grünsteinporphyrit-Stromes erfährt die Tätigkeit des Quarzporphyr-Vulkanismus eine Zweiteilung und eben durch diesen Umstand wird die Unterscheidung des oberen- und unteren Quarzporphyrs ermöglicht. Der mittlere Quarzporphyrtuffhorizont konnte nur im Norden der Nagyaradeinheit nachgewiesen werden und sein Hauptverbreitungsgebiet fällt mit dem nördlichen Überfaltungsgebiet von Poklusa zusammen.

Die Grünsteinporphyrit-Lapilli der mittleren Quarzporphyrtuffe legen es ausser allen Zweifel, dass wir es im Emporquellen des Grünsteinporphyrits nur eine den Quarzporphyr-Vulkanismus unterbrechende Episode zu betrachten haben. Der Grünsteinporphyritzug lässt sich in der ganzen streichenden Länge der Nagyaradeinheit verfolgen, nur in der mittleren Partie derselben bleibt er auf eine längere Strecke aus.

Analoge Verhältnisse haben wir auch in der Djevidecke kennen gelernt, nur bleibt hier der Obere Quarzporphyr aus und es erscheinen im Hangenden des Grünsteinporphyrit auch Intrusionen von Diabas.

In der Tárkányka-Scherdecke konnten wir sowohl im Profil des Balanyesku, als auch Ö-lich von Menyháza (Monyásza) in den untersten Lagen das Auftreten von Quarzporhpyrmaterial feststellen, es ist daher diesbezüglich auch hier kein Unterschied vorhanden. In manchen Profilen Ö-lich von Menyháza nimmt die Menge an Quarzporphyr-Lagen nach dem Hangenden zu, es scheint daher hier die Tätigkeit der Quarzporphyr-Vulkane bis zum Ende des Unteren Perm angehalten zu haben.

Was nun die Lagerungsform der körnigen Grünsteine anbelangt, ob abgesehen von den stellenweise beobachtbaren kleinen Lakkolithen ihre Hauptlagerungsform als Ströme oder Lagergänge aufzufassen sind, konnte infolge des Fehlens von günstigen Aufschlüssen nicht entschieden werden. Dem Kartenbilde ncah zu urteilen, sind beide Lagerungsformen vorhanden.

Wie es aus den angeführten Zitaten zu ersehen ist, wird seit Pethö aus der Béler-Gebirge auch von Diabastuffen Erwähnung getan. Pethö selbst hat als Tuff Schalsteine und Schalsteinschiefer verstanden. Die mikroskopische Untersuchung einiger von Pethö als Diabastuff bezeichneten Proben hat Pethö's Ansicht nicht bestätigt, die Proben haben sich nur als stärker geschieferte oder eine Mandelsteinstruktur aufweisende Diabase erwiesen.

Die Entscheidung ist naturgemäss nur bei Gesteinen mit erhaltener Gesteinsstruktur sicher möglich. Was nun die Gesteine mit nicht erhaltener Gesteinsstruktur anbelangt, kann nur betont werden, dass ich nirgendswo auf Anzeichen gestossen bin, die auf einen Tuffcharakter der Diabasschiefer hinweisen würden.

Bei der Untersuchung der Quarzporphyrtuffe konnte festgestellt werden, dass in denselben auch Brocken des Grünsteinporphyrits auftreten. In den tuffösen Quarzporhpyr-Konglomeraten der Djevi-Scherdecke kommen gelegentlich auch grössere Porphyrit-Geschiebe vor.

Wenn daher die Beteiligung der Grünsteinserie an der Zusammensetzung der Tuffgesteine nich verneint werden soll, mag andererseits hervorgehoben werden, dass reiner Porphyrit-Diabastuff in dem studierten Gebiete nicht aufgefunden werden konnte.

BAUSCHANALYSEN DER PERMISCHEN ERUPTIVGESTEINE.

(Analytiker: Koloman Emszt.)

Nr.	Gesteinsart	Fundort	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	H_2O+	H_2O-	Summe
	Diabase:																
1.	Feinkörniger Diabas mit frischem Augit (divergentstrahlig)	*Menyháza*, linke Tallehne, gegenüber der Kirche	47·39	1·12	18·10	2·15	7·85	Sp.	6·88	9·69	3·12	0·50	0·12	—	3·25	0·14	100·31
2.	Albitisierter ferritisierter Diabas	*Menyháza*, Eisenbahnstation, oberhalb des alten Hochofens	46·91	1·46	17·84	8·20	2·48	Sp.	10·98	1·53	5·12	0·12	0·19	—	4·65	0·20	99·68
3.	Quarzführender Diabas mit frischem Augit (tholeitisches Gefüge)	*Sust*, Wasserriss an der Nordwestlehne des Osoi	48·52	1·58	19·77	6·11	5·60	Sp.	5·04	7·20	3·44	0·76	Sp.	—	2·29	0·23	99·94
4.	Kalzitisierter Diabasschiefer	*Menyháza*, Wilhelmweg	44·81	1·18	24·99	2·07	9·02	Sp.	4·23	3·65	2·20	0·22	0·18	3·28	3·61	0·13	99·57
5.	Gangdiabas mit frischem Augit	*Szakács*, V. Socaciului, vor dem Höhenpunkt 415 m	49·09	1·08	22·64	2·88	6·36	0·10	2·16	9·97	2·10	0·42	0·12	0·25	4·62	0·11	99·78
	Mesospilite:																
6.	Mesospilit mit frischem Augit	*Berhény*, rechtes Ufer des Valea Popi	55·23	1·83	16·17	4·92	4·77	—	4·17	5·75	6·03	1·17	0·11	—	0·51	0·05	100·71
7.	Augitporphyritschiefer mit frischem Augit	*Menyháza*, Tirszetal NO-lich der Kote 561 m	53·87	1·32	18·52	5·31	4·79	Sp.	5·05	3·56	3·71	1·52	0·21	0·12	2·29	0·26	100·20
8.	Saussuritisierter Mesospilit	*Ravna*, W-lich von der Kote 587 m des Fumuri-Gipfels	52·99	1·84	18·19	9·31	2·91	Sp.	3·28	4·13	4·71	0·72	0·19	Sp.	1·90	0·15	100·13
9.	Chloritisierter Mesospilitschiefer	*Urzest*, V. Urzestilor, gegenüber dem Zglamongipfel	51·31	1·46	21·84	4·67	6·31	—	3·70	1·30	3·41	0·47	0·15	1·02	4·67	0·12	100·43
10.	Albitisierter Mesospilit	*Gyigyisen*, Nebenzweig des V. Voenilor	53·25	1·33	21·81	3·29	4·84	—	2·89	1·42	6·06	2·46	0·12	—	2·70	0·17	100·30
11.	Saussuritisierter albitgranophyr- und quarzführender Mesospilit	*Berhény*, rechtes Ufer des Brihenyer-Tales	55·22	1·02	18·03	8·00	3·26	0·16	2·93	2·30	4·41	1·82	0·22	—	2·14	0·70	100·21
12.	Azider Mesospilitporphyrit (saussuritisiert)	*Halászpatak*	57·75	0·99	15·24	9·76	3·04	0·06	2·31	2·41	4·07	2·05	0·06	—	2·12	0·07	99·93
	Grünsteinporphyrite:																
13.	Grünsteinporphyrit (Nagyaradeinheit)	*Nadalbest*, Vrf. Cernului	66·20	0·57	15·71	3·89	2·19	Sp.	1·62	0·84	4·15	3·45	0·14	—	1·39	0·11	100·26
14.	Schlieriger Diabasporphyrit: Basische Knolle	*Botfej*, Anfang des V. Botfeiului	63·66	0·94	15·21	9·17	0·52	0·05	1·41	1.51	4 52	2·28	Sp.	—	1·21	0·12	100·80
	Schlieriger Diabasporphyrit: Helle Kittmasse	—	68·94	0·44	13·69	4·47	0·47	0·04	1·01	1·49	4·50	2·75	0·22	—	2·50	0·19	100·71
15.	Grünsteinporphyrit (Dievieinheit)	*Tárkányka*, Dr. Rajnitzii	65·11	1·18	13·72	6·92	1·99	Sp.	1·09	1·05	4·92	2·82	0·23	—	1·15	0·05	100·37
16.	Grünsteinporphyrit (Dievieinheit)	*Tárkányka*, Valea cea mica	66·67	0·39	14·66	5·49	2·27	—	1·50	0·42	3·61	3·30	0·28	—	1·56	0·13	100·28
	Quarzporphyre:																
17.	Granophyrischer Orthoklasporphyr	*Pusztahodysel*, Wasserriss am Westabhang des Osoi	71·75	0·43	17·40	1·04	1·86	0·02	0·03	0·67	0·25	6·70	Sp.	—	0·61	0·09	100·85
18.	Quarzporphyr[1]	*Rézbánya, Pregna*	71·78	0·15	15·56	0·85	1·17	Sp.	1·59	0·54	2·03	4·79	Sp.	—	1·90	0·29	100·65
19.	Unterer Quarzporphyr	*Tárkányka*, V. Rossie	73·72	0·14	15·48	0·38	0·47	—	0·41	—	0·85	6·86	Sp.	—	1·51	0·03	99·85
20.	Unterer Quarzporphyr	*D. Ples* (687 m)	76·23	0·18	12·45	0·57	0·87	—	0·12	0·02	2·14	5·24	Sp.	—	2·25	0·12	100·19
21.	Oberer Quarzporphyr	*Szuszány*, Pareu la Prizlop	77·59	0·12	12·47	1·16	0·49	Sp.	0·31	0·31	2·38	4·81	Sp.	—	0·71	0·03	99·38
22.	Quarzporphyr mit Granat	*Nadalbest*, zwischen dem Gipfel Prizlop und Frunzse	78·12	0·16	12·24	0·80	0·52	Sp.	0·22	0·26	2·39	4·63	—	—	0·71	0·05	100·10

[1] Analyse von S. Szinyei Merse (185, Taf. III. An. 10).

CHEMISMUS DER PERMISCHEN ERUPTIVA.

Die Zuvorkommenheit des Kollegen K. Emszt erlaubt die Haupttypen der permischen Eruptiva auch durch Analysen zu belegen. (S. beiliegende die Analysentabelle). Die Analysen beziehen sich in der Hauptsache auf die vollständiger entwickelten Gesteine des Béler-Gebirges (Kodru-Moma).

Da auch die besterhaltenen Gesteine bereits eine nicht zu unterschätzende Ummineralisierung erkennen lassen, kann von einer Zuweisung unserer Gesteine in eine enger umgrenzte chemische Gruppe nicht gut die Rede sein. Die Analysen können nur zur allgemeinen Orientierung dienen. Die Analyse des *Diabases mit divergentstrahliger Struktur* reiht sich ziemlich gut dem Chemismus der Diabase ein. Etwas azider gestaltet sich der *Diabas mit tholeitischem Gefüge*, entsprechend den Quarzrestzwickeln des mikroskopischen Bildes. Im letzteren Gestein ist der Augit teilweise der Chloritisierung zum Opfer gefallen und der niedere *c*-Wert verbunden mit dem Tonerdeüberschuss, lässt die stattgefundene Kalkabfuhr klar erkennen.

Die Analyse des *Mesospilits* trägt in den niedrigen Werten von Al_2O_3 und H_2O ein ziemlich unverändertes Gepräge zur Schau. Auffallend hoch ist der Natrongehalt, der bereits eine gewisse Natronanreicherung vermuten lässt. Der Augitporphyrit schliesst sich dem Mesospilit eng an, nur zeitigt die überwiegende Ummineralisation bereits einen Tonerdeüberschuss und ein niedriges „c".

Die *Grünsteinporphyrite* gewinnen infolge der Albitisierung einen gewissen pseudokeratophyrischen Charakter. Da primärerhaltene Gesteine nicht aufgefunden werden konnten, lässt sich die chemische Umwandlung nicht einschätzen. Wir sind aber nirgends auf ein Mineral gestossen, das die Zugehörigkeit eines der Gesteine in die atlantische Sippe wahrscheinlich machen würde. Alle unsere Gesteine gehören daher der *pazifischen* Sippe an. Was den schlierigen Grünsteinporphyrit anbelangt, so entspricht das Mittel der Kittmasse und der basischen Schliere gut dem Grünsteinporphyrit. Die Zusammensetzung der holokristallinen Schliere ist merklich azider, als jene der azidesten Grünsteine.

Auf Hand unseres reichlicheren Analysenmaterials soll versucht werden, die im Laufe der Ummineralisation stattgefundenen chemischen Umlagerungen zu verfolgen. Letztere wurden, wie bekannt, mehrfach untersucht, ohne dass sich genau gültige Gesetze feststellen lassen konnten. Es ist dies ja übrigens selbstverständlich, da die chemischen Vorgänge naturgemäss eine Funktion der während der Druckmetamorphose obwaltenden Druck- und Temperaturverhältnisse und manch anderer lokaler Verhältnisse darstellen.

Von A. Milch z. B. wurde bei der Verschieferung der Diabase des Taunus als allgemein gültig, nur: *die Abnahme der zweiwertigen Metalle und eine Zunahme von Alkalien* festgestellt (Milch: Die Diabasschiefer des Taunus, p. 436).

Was die Kodrugesteine anbelangt, ist die Verfolgung der chemischen Umwandlungen nur bei den Grünsteinen möglich, da nur in dieser Gruppe einigermassen erhaltene Ausgangsgesteine vorliegen. A priori ist es freilich nicht mit Sicherheit zu behaupten, dass im Kodru nur einige Haupttypen mit gleichem Chemismus vorliegen, und die im Chemismus der verschieden druckmetamorphen Gesteine auftretenden Unterschiede nur durch die im Laufe der Druckmetamorphose stattgefundenen Ummineralisationen zurückzuführen sind.

ZUSAMMENSTELLUNG DER OSANN'SCHEN UND NIGGLI'SCHEN KENNZAHLEN DER PERMISCHEN ERUPTIVA.

Nr.	Gesteinsart	Erhaltungszustand	*s*	*A*	*n*	*C*	*M*	*T*	*MgO*	*FeO*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	Spezif. Gewicht
1.	Divergentstrahliger Diabas	Frischer Augit	52·92	3·69	9·0	8·02	3·4	—	11·27	8·99	24·8	43·1	24·3	7·8	110	0·13	0·55	2·972
2.	Quarzführend. Diabas mit tholeitischem Gefüge	Albitisiert	54·32	5·61	9·8	1·82	—	4·44	18·21	9·17	25·4	58·7	3·9	12·0	112	0·02	0·67	2·7489
3.	Quarzführender Diabas (tholeitisches Gefüge)	Frischer Augit	55·36	4·26	8·7	8·62	—	0·11	8·40	10·37	29·1	42·1	19·3	9·5	121	0·13	0·45	2·822
4.	Diabasschiefer	Kalzitisiert	55·69	2·77	9·4	4·64	—	10·56	7·71	11·13	40·6	42·6	10·5	6·3	123	0·61	0·41	2·708
5.	Gangdiabas	Frischer Augit	56·38	2·70	8·9	12·58	—	0·31	3·79	12·58	36·0	29·1	28·7	6·2	127	0·15	0·31	2·876
6.	Mesospilit	Frischer Augit	60·96	7·11	8·9	3·15	3·5	—	6·71	8·31	26·3	38·5	17·0	18·2	152	0·11	0·45	2·831
7.	Augitporphyritschiefer	Frischer Augit	61·07	5·09	7·9	4·26	—	2·81	8·40	8·93	31·3	44·6	11·0	13·1	154	0·22	0·48	2·803
8.	Mesospilit	Saussuritisiert	61·07	5·65	9·1	4·99	—	1·41	5·51	10.64	31·0	41·5	12·9	14·6	153	0·09	0·34	2·824
9.	Mesospilitschiefer	Chloritisiert	61·87	4·27	9·2	1·64	—	9·30	6·53	10·41	40·0	44·5	4·3	11·2	159	0·08	0·39	2·702
10.	Mesospilit	Albitisiert	62·33	8·58	7·9	1·75	—	4·45	4·96	14·78	39·3	33·2	4·7	22·8	163	0·21	0·40	2·731
11.	Granophyr- und quarzführender Mesospilit	Saussuritisiert	63·68	6·20	7·9	2·81	—	3·09	4·98	9·98	33·5	41·7	7·7	17·1	173	1·21	0·33	2·773
12.	Azider Mesospilitporphyrit	Saussuritisiert	65·89	5·93	7·5	2·91	—	3·33	3·89	11·17	29·7	44·4	8·5	17·4	191	0·35	0·26	2·723
13.	Grünsteinporphyrit (Nadalbest)	Albitisiert	73·79	6·91	6·5	1·00	—	2·26	2·68	5·28	39·3	30·5	3·8	26·4	280	0·35	0·34	—
14.	Schlieriger Grünsteinporphyrit: Helle Kittmasse	Albitisiert	76·58	6·77	7·2	1·77	—	0·39	1·67	4·16	38·3	25·1	7·6	29·0	327	0·29	0·29	—
	Schlieriger Grünsteinporphyrit: Basische Ausscheidung	Albitisiert	71·17	6·61	7·3	1·79	—	1·52	2·33	8·13	34·2	36·8	6·2	22·8	243	0·26	0·22	—
	Schlieriger Grünsteinporphyrit: Mittel	—	73·87	6·69	7·25	1·78	—	0·95	2·00	6·2	36·2	31·0	6·9	25·9	285	0·275	0·25	—
15.	Grünsteinporphyrit (D. Rajnitzi)	Albitisiert	73·74	7·34	7·2	1·25	—	0·40	1·02	7·66	34·2	33·0	4·9	27·9	275	0·27	0·12	2·608
16.	Grünsteinporphyrit (valea cea mica)	Albitisiert	74·33	6·24	6·2	0·49	—	2·87	2·50	6·71	37·6	36·1	1·9	24·4	290	0·37	0·27	—
17.	Granophyrischer Orth.-porph. (Pusztahodysel)	—	80·00	5·15	0·08	0·79	—	2·67	0·05	2·60	56·9	13·3	4·0	25·8	387	0·93	0·01	—
18.	Quarzporphyr (Pregna)	—	79·27	5·55	3·9	0·64	—	3·94	3·94	2·69	48·8	21·3	3·1	26·8	382	0·61	0·59	—
19.	Unterer Quarzporphyr (Tárkányka)	—	82·54	5·83	1·6	—	—	4·36	0·67	0·75	58·6	8·1	—	33·3	472	0·84	0·47	2·557
20.	Unterer Quarzporphyr (D. Ples. 687 m)	—	84·44	5·98	—	0·01	—	2·11	0·20	1·27	52·0	9·4	0·13	38·5	540	0·61	0·05	—
21.	Oberer Quarzporhyr (Szuszány)	—	83·97	5·80	4·3	0·36	—	1·76	0·50	1·39	49·6	11·8	2·2	36·4	522	0·57	0·24	—
22.	Quarzporhyr mit Granat (Nadalbest)	—	84·67	5·73	4·4	0·30	—	1·79	0·36	1·12	51·0	9·7	1·9	37·4	552	0·56	0·24	2·584

Ein Blick auf unsere Analysenreihe, beziehungsweise auf die Kennzahlen nach OSANN und NIGGLI lässt aber folgende Gesetzmässigkeit erkennen:

Die relative Menge von $SiO_2 + TiO_2$ scheint unverändert geblieben zu sein. Dies geht am deutlichsten beim Vergleich der „*s*" Zahl OSANN's oder der „*si*"-Zahl NIGGLI's hervor. Die „*si*"-Werte der Diabase und quarzführenden Diabase varriiert zwischen 110—123, erreicht beim Gangdiabas den Wert 127, die „*si*"-Werte der Mesospilite wechseln zwischen 152—163, steigt in dem granophyr-quarzführenden Mesospilit auf 173 und im aziden Mesospilitporphyrit auf 191. Der „*si*"-Wert der Grünsteinporphyrite lässt einen bedeutenden Sprung erkennen (275—290).

Die „*si*"-Werte der petrographisch einheitlichen Gesteine variieren daher zwischen engen Grenzen und die unterscheidbaren Typen sind durch deutliche Sprünge voneinander geschieden.

Bei der weiteren Verfolgung der durch die Druckmetamorphose verursachten Stoffumlagerungen wurde der von E. TROGER ausgearbeitete Vorgang benutzt und derselbe auf die Glieder der Mesospilit-Reihe ausgedehnt. Die TROGER'schen Untersuchungen basieren auf den Kennzahlen von NIGGLI. Als Ausgangsprodukt diente der allerdings auch schon etwas ummineralisierte und an Natron schon sicherlich etwas angereicherte Mesospilit mit erhaltenem Augit (Spalte 1). Es wird vorausgesetzt, dass während der Stoffmetamorphose, die die grösste Substanzzunahme aufweisende Tonerde-Molekulgruppe sich konstant erhalten habe. Die Analysenwerte des Druckproduktes (Spalte 2) werden daher derartig reduziert dass der Tonerdegehalt des Druckproduktes mit jenem des Ausgangsgesteines gleich komme (Spalte 3, reduzierte Werte). Die Unterschiede der Spalten 1 und 3 geben die absoluten Verluste an (Spalte 4) und auf Grund derselben lassen sich die relativen Verluste berechnen (Spalte 5).

Die stofflichen Veränderungen bei dem saussuritisierten Mesospilit gestalten sich z. B. folgendermassen:

	Ausgangs-produkt	Druck-metamo-phes Produkt	Reduzierte Werte	Absolute Verluste	Relative Verluste %
si	152	153	132	20	13·2
me	100	100	85	15	15·0 } 14 %[1]
al	*26·3*	31	*26·3*	—	—
fm	38·5	41·5	35·3	3·2	8·3
c	17·0	12·9	11·0	6·0	35·3
alk	18·2	14·6	12·4	5·8	20·0

[1] Letzter Wert bezeichnet den durchschnittlichen relativen Verlust, der naturgemäss kein arithmetisches Mittel der beiden Einzelwerte bildet, sondern durch die Division der Summe der absoluten Verluste von *si* + *me* (= 20 + 15) durch die Summe von *si* + *me* (152 + 100) erhalten wird.

In folgender Tabelle sind die relativen Verluste zusammengestellt, wobei in der letzten Spalte die von TROGER berechneten Werte der Umwandlung des Tarandter Diabases zu Hornblendeschiefer aufgenommen wurde (**176**, p. 78).

	Saussuritisierter	Chloritisierter	Albitisierter	Tarandter
	Mesospilit			Diabas
si	13·2 } 14%	31·0 } 32·8	28·0 } 30·2	19—28
me . . .	15·0 }	36·0 }	33·0 }	9—14
al	—	—	—	—
fm . . .	8·3	21	42	—
c	35·3	89·4	87	48
alk . . .	20·0	58·3	16·5	9—19

Bei der Verwertung obiger Zahlenwerte muss man im klaren sein dass keine Molekülgruppe als absolut stabil gelten könne; das örtliche Anhäufen von Pistazit, die Chlorit- und Pistazitadern weisen darauf hin, dass auch Tonerde abwandert.

Immerhin scheint es mir, dass die obigen Zahlen recht gut geeignet sind uns manche, durch allgemeinere Betrachtungen gewonnene Befunde besser zu beleuchten.

Die schon vor Jahren dem Verfasser aufgefallene Konstanz des Kieselsäuregehaltes im Laufe der Kodrumetamorphose findet in diesen Zahlenwerten eine gute Bestätigung. Die Verlustprozente der Kieselsäure weichen nämlich von jenen der durchschnittlichen Gesammtverluste nur geringfügig mit kaum 1—2 % ab. Es ist dies ein kennzeichnender Zug der Kodrumetamorphose. Einen zweiten kennzeichnender Zug bildet die bedeutendere Abfuhr dar Metallmolekülgruppen, die die Intensität der Kieselsäureabfuhr übertrifft. Bei der Metamorphose des Tarandter Diabases ist das entgegensetzte der Fall, und der Prozentsatz der Kieselsäureverluste ist zweimal so hoch, als jener der Metallmolekülgruppen-Verluste.

Die Stoffabfuhr der Kodrumetamorphose erreicht daher sowohl was Menge, als auch Prozentzahl anbelangt ein bedeutenderes Ausmass. Es wurden nicht nur die Alkalien sondern auch Eisen und Magnesia abgetragen und die Kalkabfuhr erreicht — entsprechend den petrographischen Befunden — recht extreme Werte. In dem saussuritisierten Gestein wird durch die Mineralien der Hornblende- und Epidotgruppe noch ein mässiger Kalkgehalt zurückgehalten, mit Verschwinden dieser Mineralien aber sinkt der Kalkgehalt auf ein Minimum herab. Der Verlust an Alkalien spielt bei der Chloritisierung eine nennenswerte Rolle.

Bei einem Vergleich des kalzitisierten Diabases mit dem divergentstrahligen Diabas ergiebt sich der Verlust an Kieselsäure mit 32%, an „*me*" mit 39%, an „*fm*" mit 40%, an „*c*" mit 74% und jener an „*alk*" mit 51%. Es ist dies gleichfalls eine tiefgründige chemische Metamorphose.

Die TRÖGER'schen Zahlenwerte lassen es erkennen, dass die Albitisierung der Plagioklase keine besondere Natronzufuhr benötige. Wenn auch wir z. B. beim Mesospilit aus einem an Natron eventuell bereits etwas angereicherten Gestein ausgegangen sind, so ergab sich bei einem rein albitisierten Gestein doch ein Alkalienverlust und kein Alkalienplus!

Ferner wird uns durch diese Zahlenwerte die ungeahnt hohe Stoffabfuhr bei der Kodrumetamorphose zahlenmässig vor die Augen geführt. Der Verlust an Molekularprozenten schwankt durchschnittlich zwischen 14—34% und diesem Verlust steht nur der Gewinn an Wasser, Kohlensäure und mitunter an Schwefelsäure gegenüber. Der Verlust ist zwar für die Schichtenfolge kein absoluter, da ein Teil der abgewanderten Stoffe sich in Adern ablagerte oder in epidotisierten Gesteinen anhäufte. Immerhin müssen gewaltige Stoffmengen abgewandert sein, ein Befund, in dem ich mit E. TRÖGER völlig übereinstimme.

IRODALOM. — SCHRIFTTUM.

1. 1822. Beudant F. S.: Voyage mineralogique et géologique en Hongrie pendant l'anné 1818. Vol. I—III et Atlas. Paris.
2. 1852. v. Hauer Fr.: Über die geologische Beschaffenheit des Kőröstales im östlichen Teile des Biharer-Komitates in Ungarn. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt.. Wien, III., p. 15.
3. 1855. v. Hauer Fr. und Foetterle F.: Geologische Übersicht der Bergbaue der österreichischen Monarchie. Wien, p. 99.
4. 1859. Kéry J.: Honunk legkeletibb, Arad-vármegyéhez tartozó hegyes vidékének leírása. Magyar Akadémiai Értesítő, 1859-ről, Bpest.
5. 1860. Wolf H.: Übersicht der geologischen Verhältnisse von Ostungarn an der Grenze von Siebenbürgen. Verh. d. K. K. Geol. Reichsanstalt 1860. Wien, p. 147.
6. 1861. Wolf H.: Über die Aufnahme im Kőröstal im Sommer 1860. Verh. d. K. K. Geol. Reichsanstalt 1861. Wien, p. 14.
7. 1861. Peters K. F.: Geologische und min. Studien aus dem südöstlichen Ungarn. I. Teil. Sitzungsb. d. K. Akad. d. Wissenschaften. Wien, XLIII. p. 385.
8. 1861. Peters K. F.: II. Teil. Sitzungsb. d. K. Akad. d. Wissenschaften. Wien, XLIV. p. 81.
9. 1863. Schmidt A.: Das Bihargebirge an der Grenze von Ungarn und Siebenbürgen. Wien.
10. 1863. v. Hauer C.: Die wichtigeren Eisenerzvorkommen in der Österreichischen Monarchie. Wien, p. 151.
11. 1863. v. Hauer Fr. und Stache G.: Geologie Siebenbürgens. Wien.
12. 1863. Peters K. F.: Bemerkungen über die Bedeutung der Balkanhalbinsel als Festland in der Liasperiode. Sitzungsb. d. K. Akad. d. Wissenschaften. Wien, XLVIII. I. Abt. V. p. 418.
13. 1864. Hunfalvy J.: A magyar birodalom természeti viszonyainak leírása. Budapest.
14. 1868. Stur D.: Die geologische Beschaffenheit der Herrschaft Halmagy im Zarander Komitate in Ungarn. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt. XVIII. Wien, p. 399.
15. 1873. Döelter C.: Zur Kenntnis der quarzführenden Andesite in Siebenbürgen und Ungarn. Tschermak's Min. Mitteilungen. Wien, p. 51.
16. 1874. Doelter C.: Aus dem Siebenbürgischen Erzgebirge. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt. XXIV. Wien, p. 7.
17. 1874. Posepny F.: Geologisch-montanistische Studie der Erzlagerstätten von Rézbánya in SO-Ungarn. Budapest.
18. 1874. Szabó J.: Adatok Magyar- és Erdélyország határhegysége trachytképleteinek ismeretéhez. Földt. Közlöny. IV. Budapest, p. 186.

19. 1876. Lóczy L.: Jel. a Hegyes-Drócsahegységben tett földt. kirándulásról. Földt. Közl. VI. Bpest, p. 105.
20. 1876. Szabó J.: Adatok magyarhoni ásványok újabb előfordulásáról. Ibidem, p. 253.
21. 1876. Koch A.: A Vlegyásza hegytömegének kőzettani szerkezetéről és tektonikai viszonyairól. Kolozsvári Orv. Term. Társ. Értesítője. Kolozsvár (okt. 20-i ülés).
22. 1877. Koch A.: Az Oncsásza csontbarlangnak és vidékének helyrajzi és földtani leírása. Erd. Múzeum-Egylet Évkönyvei. U. F. II. Kolozsvár, p. 99. Bericht über einen Besuch der Knochenhöhle Oncsásza, u. s. w., l. c. p. 130.
23. 1877. Koch A. és Kurthy S.: A Vlegyásza és a szomszéd területek trachytjainak kőzettani és hegyszerkezeti viszonyai. Ibidem, p. 271. Petrogr. und tektonische Verhältnisse der trachytischen Gesteine des Vlegyásza-Stockes und der benachbarten Gebiete. L. c. p. 361.
24. 1877. Lóczy L.: A Biharhegység egy sajátos völgyalakjáról. Föld. Közlöny, VII. Bpest, p. 181.
25. 1879. Primics Gy.: Adatok az Erdélyi Érchegység s a Biharhegység tömeges kőzeteinek ismeretéhez. Orv. Természettud. Értesítő I. Kolozsvár, p. 139.
26. 1880. v. Mojsisovics E.: Grundlinien der Geologie von West-Bosnien und Türkisch-Kroatien. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt. XXX., p. 167.
27. 1883. Cathrein: Über Saussurit. Zeitschrift f. Kryst. u. Min. XVII., p. 234.
28. 1883—1909. Suess E.: Das Antlitz der Erde. Prag—Leipzig. I—III.
29. 1884. Krenner S.: Emplectit és az ú. n. tremolith Rézbányáról. Földtani Közlöny XIV., p. 519.
30. 1886. Pethő Gy.: A Fehér-Kőrös völgyének harmadkori képződményei a Hegyes-Drócsa és a Pless-Kodru között. A M. Kir. Földtani Intézet Évi Jelentése 1885-ről, p. 93. Die Tertiärbildungen des Fehér-Kőrös-Tales zwischen dem Hegyes-Drócsa und Pless-Kodru-Gebirge. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1885, p. 108.
31. 1887. Márki S.: Dézna és vidéke. Földr. Közl. XV., p. 329.
32. 1887. Pethő Gy. Borosjenő, Apatelek és Béel környékének geológiai viszonyai a Fehér-Kőrös völgyében. A M. Kir. Földtani Intézet Évi Jelentése 1886-ról, p. 80. Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Borosjenő, Apatelek, Buttyin und Béel im Fehér-Kőröstale. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1886, p. 91.
33. 1887. Lóczy L.: Jelentés az 1886. év nyarán Arad-, Csanád- és Temesmegyékben eszközölt földtani részletes felvételekről. U. o. p. 109. Bericht über die geologische Detailaufnahme im Arader-, Csanáder- und Temeser-Komitate im Sommer des Jahres 1886. Ibidem, p. 114.
34. 1887. Bockh J.: Igazgatósági jelentés. U. o. p. 16. Direktionsbericht. Ibidem, p. 18.
35. ? Szontágh T.: Nagyvárad és környékének geológiai leírása.
36. 1889. Pethő Gy.: Kiegészítő felvételek a Fehér-Kőrös völgyének jobb- és balparti részén. II. Béel környéke s a Kodruhegység délnyugati lejtője alatt elterülő vidék. A M. Kir. Földtani Intézet Évi Jelentése 1888-ról, p. 49. Ergänzungs-Aufnahmen in den rechts- und linksuferigen Teilen des Fehér-Kőrös-Tales. II. Die Umgebung von Béel und die unter dem südwestlichen Abhange des Kodru-Gebirges gelegene Gegend. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1888, p. 57.
37. 1890. Pethő Gy.: Néhány adat a Kodruhegység geológiájához. A M. Kir. Földt. Intézet Évi Jelentése 1889-ről, p. 25. Einige Beiträge zur Geologie des Kodru-Gebirges. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1889, p. 28.

38. 1890. Szontagh T.: Geológiai tanulmányok Nagyvárad, a Püspök- és Félixfürdők környékén; valamint a Sebes-Kőrös balpartján Krajnikfalvától Nagyváradig húzódó hegység- és dombvidéken. U. o. p. 46. Geologische Studien in der Umgebung von Grosswardein, Püspök- und Félixbad, sowie in dem Gebirge- und Hügelland am linken Ufer der Schnellen-Kőrös von Krajnikfalva, bis Grosswardein. Ibidem, p. 52.

39. 1890. Primics Gy.: Jelentés a kolozs-bihari hegység Vlegyásza hegyvonulatában 1889. évben végzett részletes geológiai felvételeimről. U. o. p. 58. Bericht über die geol. Detailaufnahme im Vlegyásza-Gebirgszuge des Kolozs-Biharer Gebirges. Ibidem, 66.

40. 1891. Primics Gy.: Vázlatos jelentés a Biharhegység északi felében 1890 évben végzett részletes geológiai felvételről. A M. Kir. Földtani Intézet Évi Jelentése 1890-ről, p. 38. Skizzenhafter Bericht über die im nördlichen Teile des Bihargebirges im Jahre 1890 bewerkstelligte geol. Detailaufnahme. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1890, p. 44.

41. 1891. Jankó J.: Magyarország hegyvidékeinek csoportosítása. Budapest.

42. 1892. Pethő Gy.: A Kodruhegység főtömegének jellemzéséhez. A M. Kir. Földtani Intézet Évi Jelentése 1891-ről, p. 42. Zur Charakteristik der Hauptmasse des Kodru-Gebirges. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1891, p. 42.

43. 1893. Szontagh T.: Geológiai tanulmányok a biharvármegyei Királyerdő-hegység északnyugati részében. A M. Kir. Földtani Intézet Évi Jelentése 1892-ről, p. 56. Geologische Studien in dem nordwestlichen Teile des Biharer Királyerdő-Gebirges. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1892, p. 60.

44. 1893. Pethő Gy.: Vaskóh környékének geológiai viszonyai. A M. Kir. Földtani Intézet Évi Jelentése 1892-ről, p. 63. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Vaskóh. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1892, p. 69.

45. 1894. Pethő Gy.: A Kodru-Móma és a Hegyes-Drócsa keleti találkozása Aradvármegyében. A M. Kir. Földtani Int. Évi Jelentése 1893-ról, p. 49. Das östliche Zusammentreffen des Kodru-Móma- und Hegyes-Drócsa-Gebirges im Komitate Arad. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1893, p. 55.

46. 1894. Phillippson A.: Europa. I. T. (Übersicht, Oberflächengestalt, Klima). Leipzig und Wien.

47. 1894. Szontagh T.: Geológiai tanulmányok a biharmegyei „Királyerdő" előhegységében, Dobrest—Szombatság és Hollód környékén. A M. Kir. Földtani Intézet Évi Jelentése 1893-ról, p. 44. Geologische Studien in den Vorbergen des biharer „Királyerdő" in der Umgebung von Dobrest—Szombatság und Hollód. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1893, p. 50.

48. 1894. Leppla A.: Die oberpermischen eruptiven Ergussgesteine im SO-Flügel des pfälzischen Sattels. Jahresb. d. K. Preuss. Geol. Landesanstalt etc. XIV. Berlin, p. 134.

49. 1895. Szontagh T.: Geológiai tanulmányok a biharmegyei „Királyerdő" déli előhegységeiben stb. A M. Kir. Földtani Intézet Évi Jelentése 1894-ről, p, 40. Geologische Studien in den S-lichen Vorbergen des biharer „Királyerdő" u. s. w. Jahresb. d. K. Ung. Landesanstalt für 1894, p. 44.

50. 1895. Pethő Gy.: Nagyhalmágy környékének geológiai viszonyai. U. o. p. 44. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Nagyhalmágy, p. 49.

51. 1896. Pethő Gy.: A Kodruhegység Ny-i lejtője Biharvármegyében. A M. Kir. Földtani Intézet Évi Jelentése 1895-ről, p. 42. Der Westabfall des Kodru-Gebirges im Komitate Bihar. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1895, p. 45.

52. 1896. Pethő Gy.: A Háromkőrös és a Berettyó vízkörnyékének geográfiai és geológiai alkotása. A Kőrös—Berettyóvölgy ármentesítésének és ezen völgyben alakult vízrendező társulatok monografiája. I. k. Nagyvárad.

53. 1896. Gschwantner G.: A rézbányai bismuthércek kohósítása. Bány. és Koh. Lapok. XXIX., p. 155.

54. 1896. Pethő Gy.: A Kodruhegység É-i lejtője és a Fekete-Kőrös völgye Belényestől Urszádig Biharvármegyében. A M. Kir. Földt. Int. Évi Jelentése 1896-ról, p. 39. Der Nordabfall des Kodrugebirges und das Tal der Schwarzen-Kőrös von Belényes bis Urszád im Komitate Bihar. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1896, p. 41.

55. 1896. Pompeczky I. F.: Pal. u. stratigraphische Notizen aus Anatolien. Zeitschrift d. Deutsch. Geol. Gesellschaft. 1897, p. 713.

56. 1896. Szontágh T.: Mikló-Lázur, Nyárló, Almamező, Harangmező és Magyar-Gyepes biharmegyei községek környékének geológiai viszonyai. A M. Kir. Földt. Int. Évi Jelentése 1897-ről, p. 47. Die geologischen Verhältnisse der Gemeinden Mikló-Lázur, Nyárló, Almamező, Harangmező und Magyar-Gyepes im Komitate Bihar. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1897, p. 50.

57. 1899. Czirbusz G.: Balbi Adorján Egyetemes Földrajza. V. 1. rész. Európa. Az Alpok és Kárpátok hegyvidéke. Nagybecskerek.

58. 1899. Pethő Gy.: Geológiai adatok Fenes, Sólyom és Urszád környékéről Biharvármegyében. A M. Kir. Földt. Int. Évi Jelentése 1898-ról, p. 42. Geologische Beiträge über die Umgebung von Fenes, Sólyom und Urszád im Komitate Bihar. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1898, p. 44.

59. 1899. Szontágh T.: A biharmegyei Királyerdő. Hofmann Károly dr. utolsó geológiai felvétele. U. o. p. 217. Der Királyerdő im Komitate Bihar. Die letzte geologische Aufnahme dr. Karl Hofmann's. Ibidem, p. 245.

60. 1900. Siegmeth K.: Utazások az Erdélyi Érchegységben és a Bihar-Kodruhegységben. A Magyarországi Kárpátegyesület Évkönyve. XXVII., p. 30.

61. 1901. Szádeczky Gy.: A Vlegyásza félreismert kőzeteiről. Orvostermészettudományi Értesítő. XXIII. Kolozsvár, p. 47. Über einige verkannte Gesteine des Vlegyásza-Bihargebirges, l. c. Naturwissenschaftliche Mitteilungen, p. 17.

62. 1901. György A.: A Biharhegység. Az osztrák-magyar monarchia írásban és képben. VII. Budapest, p. 145.

63. 1902. Papp K.: A triászkorú tabulátákról. Földt. Közlöny, XXXII., p. 197. Über triadische Tabulaten, l. c. p. 197.

64. 1902. Weinschenk E.: Grundzüge der Gesteinskunde. I. T. Allgemeine Gesteinskunde. Freiburg.

65. 1903. Weinschenk E.: Beiträge zur Petrographie des östlichen Zentralalpen, speziell des Gross-Venedigerstockes. III. Abh. d. math. phys. Klasse d. K. Bayr. Akademie d. Wissenschaften. XXII. II. Abt. München, p. 326.

66. 1903. Szádeczky Gy.: A Vlegyásza-Biharhegységben tett földtani kirándulásaimról. Orvos-Természettudományi Értesítő. Kolozsvár. XXV., p. 53. Meine geologischen Exkursionen ins Vlegyásza-Bihargebirge. L. c. Naturwissenschaftliche Mitteilungen, p. 70.

67. 1903. Szádeczky Gy.: A nagybáródi rhyolithról, mint a Vlegyásza-Biharhegység É-i folytatásáról. U. o. p. 171. Das Rhyolithvorkommen von Nagybáród, als die nördliche Fortsetzung des Vlegyásza-Biharer Eruptivstockes. Ibidem, p. 55.

68. 1904. Szádeczky Gy.: Adatok a Vlegyásza-Biharhegység geológiájához. Földt. Közl. XXXIV., p 2. Beiträge zur Geologie des Vlegyásza-Bihargebirges. L. c. 115.

69. 1904. Milch L.: Über homogene Deformation von Quarz- und Piezokristallisation. Zentralblatt f. Min., Geol. und Paläontologie. 1904, p. 189.

70. 1904. Suess Fr.: Über Perthitfeldspäte aus kristallinischen Schiefergesteinen. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt. LIV., p. 419.

71. 1904. Bockh H.: Adatok a Kodru geológiájához. A M. Kir. Földt. Intézet Évi Jelentése 1903-ról, p. 138. Beiträge zur Geologie des Kodru-Gebirges. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1903, p. 155.

72. 1904. Szontágh T.: Rév-Biharkalota és a vidavölgyi telep (Királyerdő) geológiai viszonyai. U. o. p. 58. Die geologischen Verhältnisse im Vidatal (Királyerdő). Ibidem, p. 63.

73. 1904. Mihutia S.: A vaskóhi mészkőfensík hydrographiai viszonyai. Földr. Közl. XXXII., p. 1.

74. 1904. Petraschek W.: Über Gesteine der Brixener Masse und ihre Randbildungen. Über Myrmekit. Jahrb. der K. K. Geol. Reichsanstalt. LIV., p. 70.

75. 1905. ifj. báró Nopcsa Ferenc: A Gyulafehérvár, Déva, Ruszkabánya és a romániai határ közé eső vidék geológiája. A M. K. Földtani Intézet Évkönyve. XIV., p. 81. Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár, Déva, Ruszkabánya und der rumänischen Landesgrenze. Mitt. aus d. Jahrb. d. K. Ung. Geol. Anstalt.

75a. 1905. Szontágh T.: Rossia és a Sclavatanya (Lunkaspri község) környékének geológiája. A M. Kir. Földt. Intézet Évi Jelentése 1904-ről, p. 52. Über die Geologie der Umgebung von Rossia und der Sclavatanya (Gemeinde Lunkaspri). Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1904, p. 58.

76. 1905. Papp K.: Menyháza vidékeinek geológiai viszonyai. U. o. p. 55. Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Menyháza. Ibidem, p. 62.

77. 1905. Szádeczky Gy.: A Biharhegység Rézbánya—Petrosz—Szkerisora közötti részének geológiai szerkezeteiről. U. o. p. 142. Über den geologischen Aufbau des Bihargebirges zwischen den Gemeinden Rézbánya, Petrosz und Szkerisora. Ibidem, XXXV., p. 214.

78. 1905. Szádeczky Gy.: A Biharhegység aluminiumérceiről. Földt. Közlöny, XXXV., p. 214. Die Aluminiumerze des Bihargebirges. L. c. p. 247.

78a. 1905. Szádeczky Gy.: A remecvidéki aluminiumkőzet geol. viszonyairól. A társulat tájékoztatójával.

79. 1906. Papp K.: Időszakos-e a kalugyeri Dagadóforrás? Földr. Közl. XXXIV., p. 22.

80. 1906. Szádeczky Gy.: Jelentés a Biharhegység középső részében az 1905-ben végzett földtani felvételemről. A M. Kir. Földtani Intézet Évi Jelentése 1905-ről, p. 123. Bericht über die im Jahre 1905 im Bihargebirge durchgeführte geologische Aufnahme. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1905, p. 144.

81. 1906. Rozlozsnik P.: Adatok a Nagybihar környékének geológiájához. U. o. p. 104. Beiträge zur Geologie der Umgebung des Nagybihar. Ibidem, p. 122.

82. 1906. Reinhard M.: Der Coziagneiszug in den rumänischen Karpaten. Bul. Soc. de Sciente. Bucureşti. XV., p. 113.

83. 1906. Rozlozsnik P.: A Nagybihar metamorph és palcozoós kőzetei. A M. Kir. Földtani Intézet Évkönyve. XV., p. 125. Über die metamorphen und paläozoischen Gesteine des Nagybihar. Mitt. a. d. Jahrbuch d. K. Ung. Geol. Austalt. XV., p. 143.

84. 1906. Kadić O.: A Fekete-Kőrös völgyének geológiai viszonyai Vaskóh és Belényes között. A M. Kir. Földt. Intézet Évi Jelentése 1905-ről, p. 96. Die geologischen Verhältnisse des Fekete-Kőröstales zwischen Vaskóh u. Belényes. Jahresb. d. K. Ung Geol. Anstalt für 1905, p. 112.

85. 1906. Szontágh T.: Rossia, Lázur, Szohodol és Kebesd biharvármegyei község határának geológiai viszonyairól. U. o. p. 46. Über die geologischen Verhältnisse der Gemarkungen von Rossia, Lázur, Szohodol und Kebesd im Komitate Bihar. Ibidem, p. 54.

86. 1906. Szádeczky Gy.: Gleccsernyomok a Biharhegységben. Földr. Közlemények. XXXIV., p. 299. Gletscherspuren im Bihargebirge. L. c. p. 131.

86a. 1906. Szádeczky Gy.: A Szárazvölgy (Vale Száka) geológiája Rézbánya vidékén. Múz. Füzetek. Kolozsvár, I., p. 50. Geologie des Szárazvölgy (Valea Saca) bei Rézbánya. Naturw. Museums-hefte. Kolozsvár, I,, p. 94.

87. 1907. Uhlig V.: Über die Tektonik der Karpaten. Sitzungsb. d. K. Akad. d. Wissenschaften. CXVI. Abt. I. 2. Wien, p. 871.

88. 1907. v. Pálfy M.: Magura környéke. Magyarázatok a Magy. Korona Országainak geol. térképéhez. Die Umgebung von Magura. Erläuterungen z. Geol. Spezialkarte d. Länder d. Ung. Krone.

89. 1907. v. Pálfy M.: A Marosvölgy jobboldalának geológiai alkotása Algyógy környékén. Földt. Közlöny. XXXVII., p. 468, Über den geologischen Bau der rechten Seite des Marostales in der Umgebung von Algyógy. L. c. p. 537.

89a. 1907. v. Pálfy M.: A Maros völgyének jobboldala Algyógy környékén. A M. Kir. Földtani Intézet Évi Jelentése 1907-ről, p. 81. Das rechte Ufer des Marostales in der Umgebung von Algyógy. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1907, p. 91.

90. 1907. Rozlozsnik P.: A Biharhegység déli részének geológiai viszonyai Nagyhalmágy és Felsővidra között. U. o. p. 69. Die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Bihargebirges zwischen Nagyhalmágy und Felsővidra. Ibidem, p. 78.

91. 1907. Szádeczky Gy.: A Biharhegység középső részének kőzettani és tektonikai viszonyairól. Földt. Közlöny. XXXVII., p. 1. Über die petrographischen und tektonischen Charaktere des mittleren Teiles des Bihargebirges. L. c. p. 77.

92. 1907. Szádeczky Gy.: A Biharhegységben és a Vlegyászán 1906. évben végzett geológiai reambulatióim. A M. Kir. Földt. Intézet Évi jelentése 1906-ról, p. 51. Über meine im Bihargebirge und in der Vlegyásza im Jahre 1906 vorgenommenen geol. Reambulationen. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1906, p. 56.

93. 1907. Pálfy M.: Abrudbánya környéke. Magyarázatok a Magy. Korona Orsz. részl. geol. térképéhez. Die Umgebung von Abrudbánya. Erläuterungen z. Geol. Spezialkarte d. Länder d. Ung. Krone.

94. 1908. Becke F.: Über Myrmekit. Tschermaks Min. u. Petr. Mitteilungen. XXVII. Wien, p. 377.
95. 1908. Lachmann R.: Neue ostungarische Bauxitkörper und Bauxitbildung überhaupt. Zeitschr. f. prakt. Geologie. 1908, p. 353.
96. 1908. v. Szádeczky J.: Bemerkungen zu „Neue ostungarische Bauxitkörper und Bauxitbildung überhaupt", l. c. p. 504 und Entgegnung von R. Lachmann, p. 505.
97. 1908. Apor E.: A magyarországi aluminiumércekről. Vegyészeti Lapok. 1908, p. 48.
97a. 1908. Rozlozsnik P. és Emszt K.: Adatok Krassó-Szörény-vármegye banatitjainak pontosabb petr. és chem. ismereteihez. A M. Kir. Földt. Intézet Évkönyve. XVI.
98. 1908. Szádeczky Gy.: Adatok a Hideg-Szamos kristályos paláinak ismeretéhez. Földt. Közlöny. XXXVIII., p. 257. Zur Kenntnis der kristallinen Schiefer der Hidegszamos. L. c. p. 382.
99. 1909. Bujor D. I.: Granitul de Susita. Bucureşti.
100. 1909. Rozlozsnik P.: Az Ujradna, Nagyilva és Kosna községek között elterülő hegyvidék földtani viszonyai. A M. Kir. Földtani Intézet Évi Jelentése 1908-ról, p. 118. Die geologischen Verhältnisse der Gebirgsgegend zwischen den Gemeinden Ujradna, Nagyilva, u. Kosna. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1908, p. 129.
101. 1909. Papp S.: A Gyalui Havasok Cervul Dubrinului, Marisel, Prislop és a Vrf. Cheruluj közötti részének kőzettani és geol. viszonyai. Közlemény a kolozsvári M. Kir. Tudományegyetem ásvány- és földtani intézetéből.
102. 1909. Becke F.: Die Entstehung des kristallinen Gebirges. Ges. Deutscher Naturforscher und Ärzte. Verhandlungen. Leipzig.
103. 1909. v. Papp K.: Die im ungarischen Staatsgebiete vorhandenen Eisenerzvorräte. The Iron Ore Resources of the World. Stockholm, p. 177.
104. 1909. Tuske B.: Offenbánya környékének geológiai és petrographiai viszonyai. Közlemény a kolozsvári M. Kir. Tudományegyetem Ásvány- és Földtani Intézetéből.
105. 1909. Spitz A.: Basische Eruptivgesteine aus den Kitzbüchler Alpen. Tschermaks Min. u. Petr. Mitteilungen. XXVIII, p. 294.
106. 1910. Schoppe W.: Über Kontaktmetamorphe Eisen-Mangen-Lagerstätten am Aranyos-Flusse in Siebenbürgen. Zeitschrift f. prakt. Geologie. 1910, p. 309.
107. 1910. Grubenmann M.: Kristalline Schiefer. II. Auflage. Berlin.
108. 1910. Rozlozsnik P.: Néhány adat a riskulica-tomnateki szirtes mészkővonulat geológiájához. A M. Kir. Földt. Intézet Évi Jelentése 1909-ről, p. 45. Einige Beiträge zur Geologie des Klippenkalkzuges von Riskulica und Tomnatek. Jahresbuch d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1909, p. 49.
109. 1910. Szontágh—Palfy—Rozlozsnik: A Kodru—Móma mezozoós területe. U. o. p. 113. Das mesozoische Gebiet des Kodru-Móma. L. c. p. 129.
110. 1910. Cholnoky J.: Magyarország hegyeinek csoportosítása. Földr. Közlemények. XXXVIII., p. 129.
111. 1910. Sawicki Ludomir: A vaskóhi Karszt morfológiai tényezői. U. o. p. 282.
112. 1910. Sawicky Ludomir: Morfológiai kérdések Erdélyben. U. o. p. 317.
113. 1910. Lóczy L.: A magyar birodalom hegységeinek, dombvidékeinek és síkságainak csoportosítása. Vezető a M. Kir. Földt. Intézet múzeumába, p. 64. Gruppierung der Gebirgs-, Hügel- und Flachländer des Ung. Reiches. Führer durch das Mus. d. K. Ung. Geol. Reichsanstalt, p. 62.

114. 1910. Erdmannsdorfer O. H.: Neuere Untersuchungen über Kontaktmetamorphismus. Geol. Rundschau. I., p. 18.

115. 1911. Goldschmidt M.: Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet.

116. 1911. Becke F.: Fortschritte auf dem Gebiete der Metamorphose. Fortschritte d. Min. Krist. und Petrographie. I., p. 2.

117. 1911. Szontágh—Pálfy—Rozlozsnik: Geológiai jegyzetek a Biharhegységből. A M. Kir. Földt. Intézet Évi Jelentése 1910-ről, p. 79. Geologische Notizen aus dem Bihargebirge. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1910, p. 84.

118. 1911. Krusch P.: Die Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten. II. Auflage, p. 417.

119. 1912. Rozlozsnik P.: Aranyida bányaföldtani viszonyai. A M. Kir. Földtani Intézet Évkönyve. XIX., p. 235. Die montangeologischen Verhältnisse von Aranyida. Mitt. a. d. Jahrb. d. K. Ung. Geol. Anstalt. XIX. 265.

120. 1912. Szontágh—Pálfy—Rozlozsnik: Adatok a Biharhegység középső részletes földtani ismeretéhez. A M. Kir. Földt. Intézet Évi Jelentése 1911-ről, p. 99. Beiträge zur geologischen Kenntnis des centralen Teiles des Bihargebirges. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1911, p. 107.

121. 1913. Becke F.: Zur Physiographie der Gemengteile der kristallinen Schiefer. Denkschriften d. K. Akademie d. Wissenschaften, 75, p. 2.

122. 1913. Rozlozsnik P.: A Béli-hegység triászkorú és triásznál idősebb rétegei. A M. Kir. Földt. Intézet Évi jelentése 1912-ről, p. 80. Die triadischen und prätriadischen Schichten des Gebirges von Bél. Jahresb. d. K. Geol. Anstalt für 1912, p. 87.

123. 1913. Pálfy M.: Geológiai jegyzetek a Béli-hegységből. U. o. p. 94. Beiträge zur Geologie des Gebirges von Bél. Ibidem, p. 102.

124. 1913. Bujor D. I.: Studiul geol. petr. şi chimic al reg. cut. massivului granitic „de Şuşiţa" in jud. mehedinti. Bucureşti.

125. 1913. Szinyei Merse Zs.: Jelentés 1912-ről. A M. Kir. Földt. Intézet Évi Jelentése 1912-ről, p. 306. Jahresbericht für 1912. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1912, p. 351.

126. 1913. Pauls O.: Die Aluminiumerze des Bihargebirges und ihre Entstehung. Zeitschrift f. prakt. Geologie 1913, p. 521.

127. 1914. Vendl A.: A Velencei hegység geológiai és petrografiai viszonyai. A M. Kir. Földtani Intézet Évkönyve. XXII., p. 1. Die geol. u. petr. Verhältnisse des Gebirges von Velence. Mitt. a. d. Jahrb. d. K. Ung. Geol. Anstalt. XII., p. 1.

128. 1914. Rozlozsnik P.: Jelentés az 1913. év nyarán végzett felvételekről. A M. Kir. Földt. Intézet Évi Jelentése 1913-ról, p. 221 Bericht über meine Aufnahmen im Sommer 1913. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1913, p. 247.

129. 1914. Szontágh T.: A biharvármegyei Bokorvány, Vércsorog, Hollószeg és Felsőtopa község közé eső hegyvidék geológiai viszonyairól. U. o. p. 200. Über die geologischen Verhältnisse des zwischen den Gemeinden Bokorvány, Vércsorog, Hollószeg und Felsőtopa gelegenen Berglandes im Komitate Bihar. Ibidem, p. 222.

130. 1914. Pálfy M.: Geológiai jegyzetek a Bihar-hegységből. U. o. p. 207. Geologische Notizen aus dem Bihargebirge. Ibidem, p. 231.

131. 1914. Morozevicz: Über die Tatragranite. Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. B. B. XXXIX. (Festband Bauer), p. 290.

132. 1914. Szádeczky Gy.: A Vlegyásza-Biharhegység eruptikus kőzetei ujabb irodalmának kritikai átnézete. Múzeumi Füzetek. Kolozsvár. III., p. 30. Kritische Übersicht der neueren Literatur über die Eruptivgesteine des Vlegyásza-Bihargebirges. Naturwissenschaftliche Museumshefte. Kolozsvár. III., p. 107.

133. 1915. Rozlozsnik P.: Földtani megfigyelések a tágabb értelemben vett Bihar-hegycsoport különböző tagjaiban. A M. Kir. Földt. Intézet Évi Jelentése 1914-ről, p. 287. Geologische Beobachtungen in verschiedenen Gliedern der im weiteren Sinne genommenen Bihar-Gebirgsgruppe. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1914, p. 326.

134. 1915. Pálfy M.: Geológiai jegyzetek a Bihar-hegységből és a Vlegyásza keleti oldaláról. U. o. p. 293. Geologische Notizen aus dem Bihargebirge und Ostlehne des Vlegyásza-Gebirges. Ibidem, p. 333.

135. 1915. Szontágh T.: Biharrossa (Rossia) környéke. U. o. p. 302. Die Umgebung von Biharrossa (Rossia). Ibidem, p. 345.

136. 1915. Horváth B.: Az aluminium nyers anyagai Magyarországon. Természettud. Közl., 1915, p. 1.

137. 1915. Szontágh T.: Geológiai felvétel Biharrossa, Bihardobrosd és Vércsorog között. A M Kir. Földt. Intézet Évi Jelentése 1915-ről, p. 295. Geologische Aufnahmen zwischen Biharrossa, Bihardobrosd und Vércsorog. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1915, p. 321.

138. 1916. Pálfy M.: Geológiai jegyzetek a Biharhegység és a Királyerdő csatlakozásáról. U. o. p. 296. Geologische Notizen über den Zusammenhang des Bihargebirges mit dem Királyerdő. Ibidem, p. 303.

139. 1916. Korbély I.: A Kőrösök és a Berettyó szabályozása és vízjárása. Vízügyi Közlemények, p. 172.

140. 1916. Goldschmidt V. M.: Geologisch-petrografische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. IV. Übersicht der Eruptivgesteine im Kaledonischen Gebirge zwischen Stawanger und Trondhjem. Vidensk. Skrifter. I. Kristiania.

141. 1916. Papp K.: A magyar birodalom vasérc- és kőszénkészlete. A M. Kir. Földtani Intézet kiadványai.

141a. 1916. Sederholm: On synantetic Minerals and related phenomena. Bull. Comm. géol. de Finnlande. No 48. Helsinki.

142. 1917. Rozlozsnik P.: Előzetes jelentés a bauxit előfordulási körülményeiről az északi Biharban (Királyerdőben). A M. Kir. Földt. Intézet Évi Jelentése 1916-ról, p. 450. Vorläufiger Bericht über die Art des Auftretens der Bauxite im nördlichen Bihar (Királyerdő). Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1916., p. 506.

143. 1917. ifj. Lóczy L.: Adatok az Aranyos gosaui és flys képződményeinek ismeretéhez. U. o. p. 267. Beiträge zur Kenntnis der Gosau- und Flyschbildungen des Aranyostales. Ibidem, p. 300.

144. 1918. Beyschlag F.: Neuere Beobachtungen an den Bauxitlagerstätten des Bihargebirges in Ungarn. Zeitschrift f. prakt. Geologie. XXVI., p. 35.

145. 1918. Finkey J. és Jakoby J.: A magyarországi bauxitércbányászat és aluminiumipar jövője és közgazdasági jelentősége. A Magyar Mérnök- és Építészegylet Közlönye. XLII., p. 350.

146. 1918. Rozlozsnik P.: A „Macskamező"-típusú vasmangánércek elterjedése Erdélyben. Földtani Közlöny. XLIX., p. 21. Über die Verbreitung des Erzlagerstättentypus „Macskamező" in Siebenbürgen. L. c. p. 122.

147. 1919. Szádeczky Gy.: Felsőkréta eljegesedés és rátolás kérdése Erdély nyugati határhegységeiben. Múzeumi Füzetek. Kolozsvár. V., p. 1.

148. 1919. Rozlozsnik P.: Jegyzetek a bauxit előfordulásáról a Pojana-Ruszkában és a D-i Biharban. A M. Kir. Földt. Intézet Évi Jelentése 1917—1919-ről, p. 261. Notizen über das Vorkommen von Bauxit im Pojana-Ruszka und im südlichen Bibargebirge. Jahresb. d. K. Ung. Geol. Anstalt für 1917—1924, p. 201.

149. 1921. Cornelius H. P.: Über ein neues Andalusitvorkommen in der Firwallgruppe (Vorarlberg) und seine regionalgeologische Bedeutung. Zentralblatt f. Min. Geol. u. Paläontologie, p. 290.

150. 1921. Heim A.: Geologie der Schweiz. Bd. II., I. H.

151. 1922. Voitesti J. P.: Grundzuüge der Geologie Rumäniens mit besonderer Berücksichtigung der östlichen Karpaten. Petroleum. Wien. XVIII., p. 533.

152. 1923. Ampferer O.: Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. Jahrb. der Geol. Bundesanstalt. LXXIII., p. 99.

153. 1923. Niggli P.: Gesteins- und Mineralprovinzen. Bd. I. Berlin.

154. 1924. Grubenmann M. und Niggli P.: Die Gesteinsmetamorphose I. T. Berlin.

155. 1924. Stille H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin.

156. 1924. Fisch W.: Beiträge zur Geologie des Bihargebirges. Jahrb. d. Phil. Fakultät d. Univ. Bern. IV., p. 129.

156a. 1924. Erdmannsdorfer O. H.: Grundlagen der Petrographie. Stuttgart.

157. 1925. Hammer W.: Einige Ergebnisse der Geologischen Landesaufnahme in den Westlicher Zentralalpen. Geologische Rundschau. XIV., p. 147.

158. 1926. Pálfy M.: A kösseni rétegek facieskifejlődései és sztratigrafiai helyzete a Bihar- és Béli-hegységben. Matematikai és Természett. Értesítő. XLIII., p. 469. Die Faziesentwickelung und die stratigraphische Position der Kössenerschichten des Bihar- und Bélergebirges. Math. u. Naturwiss. Anzeiger. XLIII. Budapest, 458.

159. 1926. Pávai Vajna F.: A magyar szénhidrogénkutatások eddigi tudományos eredményei. Bányászati és Kohászati Lapok. LIX. 74., p. 376.

160. 1926. Tokarski J.: Versuch einer Synthese bisheriger Ergebnisse der petr. Untersuchung des Tatragranites. Kosmos LI. Lwów., p. 485.

161. 1926. Rylski J.: Sur le granit de Zolta Turnia et Mieguszowieczki. Ibidem, p. 488.

162. 1927. Niggli P.: Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen auf Grund der Molekularwerte. Schweiz. Min. u. Petr. Mitteilungen. VII.

163. 1927. Szádeczky Gy.: Erdély nyugati határhegységeinek képződése és kora. Földtani Közlöny. LVII., p. 188. Die Bildung und das Alter des westsiebenbürgischen Grenzgebirge. Földtani Közlöny. LVII., p. 236.

164. 1927. Kreutz J.: Der Granit der Präkarpaten Südwestpolens u. seine Beziehungen zu den benachbarten Granitmassiven. Bull. Int. de l'Academie Polonaise des Scienc. etc. 1927. A., p. 396.

165. 1928. Staub R.: Der Bewegungsmechanismus der Erde, u. s. w. Berlin.

166. 1928. Streckeisen A.: Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden), Schweiz. Min. u. Petr. Mitteilungen. VIII., p. 87.

167. 1928. Spengler E.: Über die Länge und Schubweite der Decken in der nördlichen Kalkalpen. Geol. Rundschau. XIX., p. 1.

168. 1928. Christa E.: Über Myrmekit in zentralalpinen Gesteinen. N. Jahrb. f. Min. Petr. u. Pal. B. B. LVII. Abt. A., p. 320.

169. 1928. Kutassy A.: Die Ausbildung der Trias im Moma-Gebirge (Ungarn—Siebenbürgen). Zentralb. f. Min. Abl. B., p. 320. Triászkorú faunák a Béli- és Biharhegységből. Matematikai és Természett. Értesítő. XLV., p. 527. Triadische Faunen aus dem Béler- und dem Bihar-Gebirge. Math. u. Naturwissenschaftlicher Anzeiger. LVI. Bpest., p. 539.

170. 1928. Kutassy A.: Die Triasschichten des Béler- und Bihargebirges (Siebenbürgen, Ungarn), mit besonderer Rücksicht auf die stratigraphische Lage ihres Rätikums. Verh. der Geol. Bundesanstalt. Wien, p. 217.

171. 1928. telegdi Roth K.: A magyar föld és az azt környező területek hegyszerkezetének kialakulása. Pécs.

172. 1929. Voitesti P.: Aperçu synthétique sur la structure des regions carpatiques. Revista Muz. Geol. Min. al. Univ. din. Cluj. III., p. 15.

173. 1929. Pálfy M.: Krétakorú-e a Gyalui Havasok kristályos paláinak metamorfózisa. F. Közl. LVIII., p. 35. Pálfy M.: Ist die Metamorphose der Kristallinen Schiefer der Gyalui-Havasok kretazeisch? Földt. Közlöny. LVIII., p. 167.

174. 1930. Angel Fr.: Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung. Mitt. des Naturw. Vereines für Steiermark. Bd. 67. Graz, p. 36.

175. 1930. Draghiceanu: Tectonica Transilvaniei. Dari d. Seama ale Sed. Inst. Geologie. XII. Bucureşti.

176. 1930. Träger E.: Chemismus u. provinziale Verhältnisse der variskischen Gesteine Mitteldeutschland. N. Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. LX. A. BB. Stuttgart, p. 1.

177. 1930. Koutek J.: Etudes géologiques dans le partie nordouest de la Basse Tatra. Sbornik. Praha.

178. 1930. Papp F. és Reichart R.: A mórágyvidéki gránitok. Földt. Közlöny. LIX., p. 35.

179. 1931. Christa E.: Das Gebiet des Oberen Lemmgrundes in den Zillertaler Alpen. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt. LXXXI., p. 543.

180. 1931. Kober L.: Das alpine Europa. Berlin.

181. 1932. Vendl A.: A Szászvárosi és Szebeni Havasok kristályos területe. Geol. Hungarica. Ser. geol. IV.

182. 1932. Kolbl L.: Das Nordostende des Grosswenedigermassivs. Sitzungsb. d. Akad. d. Wiss. in Wien. Bd. 141. Abt. I., p. 141.

183. 1933. Mrazek L.: L'état de nos connaissances actuelles sur le structure des Carpathes roumaines. Sbornik. X., p. 1.

184. 1934. Ilie M.: Allgemeiner Überblick über die Geologie des Siebenbürgischen Erzgebirges und der Berge von Trascau. Bul. Soc. Romane de Geologie. II., p. 44.

185. 1935. Rozlozsnik P.: Új adatok a Nagybihar (Cucurbeta) metamorf kőzeteinek ismeretéhez. Földt. Közl. LXV., p. 81. Neue Beiträge zur Kenntnis der metamorphen Gesteine der Umgebung des Nagybihar (Cucurbeta). L. c. p. 81.

186. 1935. Cornelius H. P.: Zur Deutung gefüllter Feldspäte. Schweizer Min. u. Petr. Mitt. XV., p. 4.

187. 1935. Pauca M.: Le bassin neogéne de Beins. Annar. Inst. Geol. al Romanie. XVII. Bucureşti.

188. 1935. Rozlozsnik P.: Dobsina környékének földtani viszonyai. Geol. Hung. Ser. geol. V. Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobsina. Ibidem.

189. 1935. Kutassy E.: Két új Indopecten faj az erdélyi triászból. Mat. és Természett. Értesítő. LIII., p. 499. Zwei neue Indopecten-Arten aus der siebenbürgischen Trias. Math. u. Naturwissenschaftlicher Anzeiger. LIII. Bpest, p. 503.

190. 1935. Kutassy E.: Adatok a Lovčenipora kérdéséhez. U. o. p. 489. Beiträge zur Lovčenipora-Frage. Ibidem, p. 498.

191. 1935. Troger W. E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin.

192. 1935. Streckeisen A.: Tektonik des Karpatenbogens. Geologie in Mijnbouw. XIII.

193. 1936. Zoubek Vl.: Bemerkungen über das Kristallin des Westkarpaten. Vestnik. XII. Praha, p. 227.

194. 1936. Rozlozsnik P.: A Bihar-hegycsoport tektonikai helyzete a Kárpátok rendszerében. Mat. és Természettud. Értesítő LV., p. 46. Die tektonische Stellung der Bihargebirgsgruppe (Mtii Apuseni) im Karpatensystem. Math. u. Naturwissenschaftlicher Anzeiger. LV. Bpest, p. 69.

195. 1936. Kraus E.: Der Abbau der Gebirge. Bd. I. Der alpine Bauplan. Berlin.

196. 1936. Boncev E.: Versuche einer tektonischen Synthese Westbulgariens. Geologica balcanica. II. Sofia, p. 5.

197. 1936. Bakalov P.: Fauna der Trias und des Jura von Kotel (Bulgarien). L. c. p. 1.

198. 1936. Bončev E.: Beitrag zur Frage der tektonischen Verbindung zwischen Karpaten und den Balkaniden. L. c. p. 69.

199. 1936. Gróf Teleki G.: Adatok Litér és környékének sztratigrafiájához és tektonikájához. A M. Kir Földt. Intézet Évkönyve. XXXII,, p. 3. Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Umgebung von Litér im Balaton-Gebirge. Mitt. a. d. Jahrb. d. K. Ung. Geol. Anstalt XXXII., p. 11.

200. 1937. Suess Ed.: Bausteine zu einem System der Tektogenese. Fortschr. d. Geol. u. Pal. XIII. H. 2. Berlin.

201. 1937. Richter G.: Die Rolle der epirogenen Schwelle im Faltengebirge. Geol. Rundschau. XXVIII., p. 425.

202. 1937. Brinkmann—Gundlach—Loegters—Richter: Mesozoische Epirogenese u. Paläogeographie in der österr. Nordalpen. Ibidem, p. 438.

203. 1937. Kutassy E.: Triászkorú faunák a Biharhegységből. I. rész. Gastropodák. Triadische Faunen aus dem Bihargebirge. I. Teil. Gastropoden.

INHALTSVERZEICHNIS.

Seite

Vorwort 49
Geographische Abgrenzung 51
Geschichte der geologischen Erforschung des Bihar- und Béler-Gebirges 52
Tektonische Übersicht 58
Tektonische Gliederung 59
Das voroberkarbonische Grundgebirge 60

Kodrukristallin 60
Geschichtliche Daten 60
Abtrennung des Kristallins 61
Intrusionsverband und Gliederung 61
Allgemeine Bemerkungen über die Metamorphose des vorpermischen Gebirges 62
Die petrographischen Kennzeichnen der klastischen Anteile des Kodrukristallin 66
a) Glimmer-Feldspat-Quarzite 66
b) Andalusitpseudomorphosen- und Granatporphyroblasten führende Glimmerquarzite . 68
c) Biotitporphyroblasten führende Schieferhornfelse 72
d) Hornblende- und Granatporphyroblasten führende Feldspatquarzite 73
e) Andalusitführende Granatglimmerhornfelsschiefer 74
f) Glimmerschiefer 74
g) Gneisquarzit 75
h) Injektionsgesteine 76

Intrusivgesteine 78
Texturelle und strukturelle Kennzeichnen 78
Mineralogische Kennzeichnen 79
A) Allgemeines 79
B) Kalifeldspat 79
C) Plagioklas 80
a) Primärerhaltener Plagioklas 80
b) Antiperthitische Verwachsungen 81
c) Basizität 85

Seite

d) Myrmekit und Mozaikplagioklas 87
α) Saummyrmekit 88
β) Warzenmyrmekit 88
e) Die Entmischung der Plagioklase (Gefüllte Feldspäte) 90
D) Muskovit und Biotit 95
E) Hornblende 97

Die Druckumformung der Hauptgemengteile 98
Die Entstehung der groblentikulären Textur 98
Die petrographische Kennzeichnung der Haupttypen der Intrusivgesteine 99
1. Aplitische Muskovitgranite 99
2. Engadinische Muskovitgranite 100
3. Saurer trondhjemitischer Granitit 101
4. Trondhjemitischer Granitit 101
5. Saurer plagioklasgranitischer Zweiglimmerleukoquarzdiorit 101
6. Plagioklasgranitischer Granodiorit 102
7. Kalifeldspatfreier Quarzdiorit 103
8. Hornblende-führender Quarzdiorit 103
9. Peléeitischer Kalifeldspat-führender Biotit-Amphibol-Quarzdiorit 104
10—11. Quarzführende basische Tonalite 104
12. Quarzführender anorthositgabbroider Amphibolgabbro (Amphibolit) 105

Die chemischen Verhältnisse des Kodrukristallin 107
Chemismus der Hüllgesteine 107
Chemismus der Intrusivgesteine 110
Die Verbreitung der einzelnen Gesteinstypen 116
Der Werdegang des vorpermischen Kodru 117

Zur Stellung des Kodrukristallin:
a) Petrographische Beziehungen 118
b) Chemische Beziehungen 121

Gyalukristallin 124
Die kristallinen Faziese des südlichen Bihar 127
A) Nagybiharkristallin 129
a) Albitgneisgruppe 129
b) Grünlichgraue Quarzitschiefergruppe 130
Zur Frage des Alters des Nagybiharkristallin 130
Zum Chemismus der eruptiven Glieder der kristallinen Faziese des südlichen Bihar . 135
B) Südbiharkristallin 136

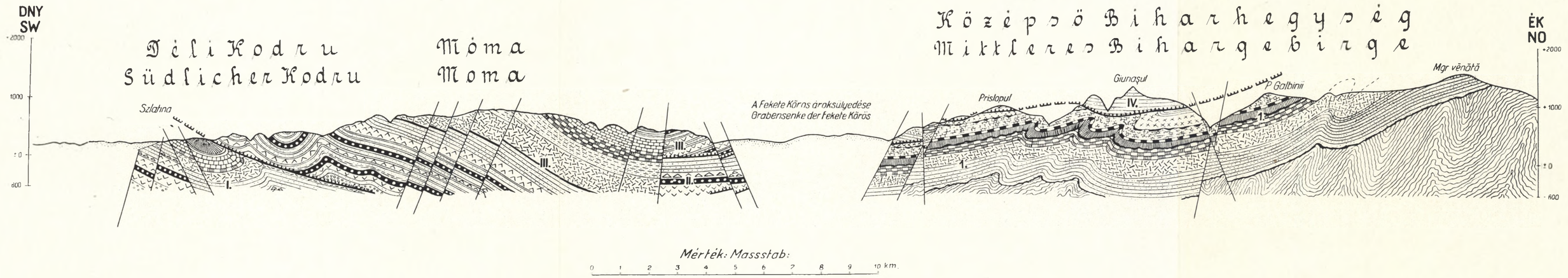
Seite
Karbon (?) 138
Die Ablagerungen der permomesozoischen Geosynklinale 141
Die Bildungen des Perms 141
Das Perm der Béler Fazies 142
Die klastischen Glieder des unteren Perm der Nagyaradeinheit 143
Die petrographische Kennzeichen der permischen Eruptivgesteine 144
Geschichtliche Daten 144
Allgemeine Gliederung und Verfolgung der Hauptetappen der Druckmetamorphose . 145
Petrographische Beschreibung der Haupttypen 148
A) Grünsteine 148
a) Frischen Augit führende Gesteine 148
1. Feinkörnige Diabase mit divergentstrahligem Gefüge 148
2. Feinkörniger Diabas von tholeitischem Gefüge 150
3. Gangdiabase 150
4. Mesospilite 152
5. Augitporphyritschiefer 153
b) Druckmetamorphe saussuritische Grünsteine 153
6. Albitgranophyr- und Quarzführender Mesospilit 153
7. Saussiritisch ummineralisierte Diabase und Mesospilite 154
c) Grünsteine. 155
8. Albitisierte Diabase 155
9. Albitisierte Mesospilite 156
d) Ferritisierte Gesteine 156
10. Ferritisierter Diabas 156
e) Teilweise kalzitisierte Gesteine 157
11. Teilweise kalzitisierte Diabase und Mesospilite 157
f) Rein chloritisierte Typen 157
12. Chloritische Grünschiefer 157
g) Azider Mesospilitporphyrit (13.) 158
B) Grünsteinporphyrite 158
I. Die Grünsteinporphyrite der Nagyaradeinheit 158
a) Gesteine mit normaler Grundmasse 158
b) Gesteine mit abweichender Grundmasse 161
c) Schlierige Grünsteinporphyrite 162
d) Übergangsgesteine zum Quarzporphyr 163
II. Grünsteinporphyrite der Djevi-Scherdecke 164
a) Grünsteinporphyrite mit typischer Grundmasse 164
b) Gesteine mit abweichender Grundmasse 165
III. Albitporphyrit der Tárkánykadecke 166

Seite

C) Die Produkte der Quarzporphyrvulkane 167
1. Liegendquarzporphyre 167
a) Typen mit granophyrischer Grundmasse 167
b) Typen mit ursprünglich glasiger Grundmasse 168
c) Die hypoabyssische Fazies des Quarzporphyrs 168
d) Granophyrischer Orthoklasporphyr 169
2. Gangquarzporphyre 169
3. Hangendquarzporphyr 170
4. Die Quarzporphyrtuffablagerungen der Nagyaradeinheit 171
a) Kristalltuffablagerungen im Liegenden des Quarzporphyrs 171
α) Typen mit vorherrschendem Kristallmaterial 171
β) Typen mit vorherrschender, eine Aschenstruktur aufweisenden Hauptmasse . 171
b) Agglomerattuffe des mittleren Tuffhorizontes 172
Das untere Perm der Djevi-Scherdecke 174
Die Ausbildung des unteren Perms der Tárkányka-Scherdecke 175
Das untere Perm der Deckschollen des Mittleren-Bihar und des Királyerdő 176
Das untere Perm der überkippten Falte des Nagybihar 176
Zur Frage der Eruptionsfolge der permischen Eruptiva 177
Chemismus der permischen Eruptiva 179

Schrifttum 185

Tafel I—V.





Kristályos pala
Kristalline Schiefer

Gránit
Granit

Alsóperm konglomerát
Unterpermisches Konglomerat

Alsóperm homokkö és pala
Unterpermische Sandsteine u. Schiefer

Alsó kvarcos porfir
Unterer Quarzporphyr

Felsö kvarcos porfir
Oberer Quarzporphyr

Kvarcos porfirit-diabáz
Quarzporphyrit-Diabas

Felsöperm konglomerát
Oberpermisches Konglomerat

Felsöperm homokkö és pala
Oberpermische Sandsteine u. Schiefer

Alsó triász pala és dolomitos pala
Untertriassische Schiefer u. Dolomit Schiefer

Szürke dolomit és sötét meszkö
Grauer Dolomit und dunkler Kalk

Dolomit és fehér meszkö
Dolomit und heller Kalk

Anizuzi emelet
Anisische Stufe

Felsö anizuzi s ladin emelet
Ober anisische u. ladinische Stufe

Karni emelet
Karnische Stufe

Nori emelet
Norische Stufe

Felsö norikum és reticum
Oberes Noricum und Rhät

Liasz (Kodru), liasz + dogger (Bihar)
Lias im Kodru, Lias + Dogger im Bihar

Dogger + malm a Béli hegységben
Dogger + Malm im Beler Gebirge

Malm a Biharban
Malm des Bihar

Bauxit szint
Bauxitniveau

Alsó kréta
Untere Kreide

Biharfüredi breccsa
Breccie von Biharfüred

Erupcios közetek
Eruptiva

Felsö kréta
Obere Kreide

Pannoniai s negyedkori üledékek
Pannonische u. quartäre Ablagerungen

Áttolodások
Überschiebungen

Vetödések
Verwerfungen

1. Bihari facies
Fazies des Bihar

I. Nagyaradi egység
Einheit des Nagyarad

II. Tárkánykai lenyesett takaró
Scherdecke von Tárkányka

III. Mómai lenyesett takaró
Scherdecke der Móma

IV-V Fericsei lenyesett takarók
Scherdecken von Fericse

Béli fácies egységek
Einheiten der Beler Fazies

TÁBLAMAGYARÁZAT. — TAFELERKLÄRUNG.

1. ábra. Figur 1. — Pisztacitos harántér. Látjuk, hogy a harántér képződése a rétegfekvetek közvetlenül szomszédos részeinek vonszolásával volt egybekötve s hogy a pisztacit az értől balra a rétegzés mentén is behatolt. 1 nikol. 16-szoros nagyítás. Csillámos-földpátos kvarcit. Nagymaros, a Valea mare felső szakaszából, a permhatár alatt.

Pistazitquerader. Man sieht die Schleppung der unmittelbar benachbarten Teile der Gesteinslagen, an der linken Seite ist der Pistazit auch in einige Schichtfugen eingedrungen. Ein Nikol. 16-fache Vergrösserung. Glimmerfeldspatquarzit. Nagymaros, oberer Abschnitt des Valea mare, unterhalb der Permgrenze. (S. p. 67.)

2. ábra. Figur 2. — Muszkovitzárványok a plagioklászban. A zárványos plagioklász kioltódási helyzetben van, minélfogva a muszkovitzárványok jól felismerhetők. A plagioklászon kevéssé kifejlődött szétesési folyamat által keletkezett csillám stb. mikrolit sokkal kisebb szemnagyságú s csak zavarodás képében jut kifejezésre. A plagioklász széli részlete teljesen eredeti megtartású. Keresztezett nikolok. 23-szoros nagyítás. Kvarcos diorit. Botfej, Rakisa-patak, 16. telér.

Muskoviteinschlüsse im Plagioklas. Das die Einschlüsse bergende Plagioklasindividuum befindet sich in Dunkelstellung, daher die Muskoviteinschlüsse sich scharf abheben. Die durch die im Plagioklas nur untergeordnet stattgefundene Entmischung entstandenen Mikrolithe von Glimmer u. s. w. besitzen eine geringere Grösse und machen sich im Bilde nur in der Form einer Trübung bemerkbar. Die Randpartie des Plagioklases ist in seiner Gänze primärerhalten. Gekreuzte Nikols. 23-fache Vergrösserung. Quarzdiorit. Botfej, Rakisa-Bach, 16-ter Lagergang. (S. p. 81.)

3. ábra. Figur 3. — Mozaikplagioklászhalmazok széles érszerű áthatolása kálifölдpáton keresztül. A mozaikplagioklász egyes egyénei zavarosak, teljesen szétestek. Keresztezett nikolok. 16-szoros nagyítás. Savanyú trondhjemites granitit. Klitipuszta, Klitivölgy, a Locul la per-től D-re.

Mozaikplagioklashaufwerke, den Kalifeldspat in breiter Aderform durchdringend. Die einzelnen Mozaikplagioklaskörner sind trübe, vollständig entmischt. Gekreuzte Nikols. 16-fache Vergrösserung. Saurer trondhjemitischer Granitit. Klitipuszta, V. Clitoului, S-lich vom Locul la per. (S. p. 89.)

4. ábra. Figur 4. — Zónásan elrendezett kvarccseppek. A kvarccseppeket körülzáró s a kép középső részét elfoglaló plagioklászegyén kioltódási helyzetben van s túlnyomórészt eredeti megtartású. Keresztezett nikolok. 23-szoros nagyítás. Granodiorit. Botfej, Rakisa-patak, II. telér.

Zonär abgeordnete Tropfenquarze. Das sie bergende und die Mitte des Bildes einnehmende Plagioklasindividuum befindet sich in Dunkelstellung und ist weit überwiegend primärerhalten. Gekreuzte Nikols. 23-fache Vergrösserung. Granodiorit. Botfej, Rakisa-Bach, II-ter Gang. (S. p. 80.)

5. ábra. Figur 5. — Injekciós kvarcfekvet kiékelődése. Az injekciós kvarcfekvetet mindkét oldal felé, de különösen lefelé durván leveles biotitos szegély övezi. Egy nikol. 16-szoros nagyítás. Biotitporfiroblasztos palás szaruszirt. Puszta-Klit. Kliti-patak felső szakasza, a permhatár alatt.

Auskeilung einer Injektionsquarzlage. Die Injektionsquarzlage wird beiderseits, insbesonders an der unteren Seite von einem grobblätterigen Biotitsaum begleitet. Ein Nikol. 16-fache Vergrösserung. Biotitporphyroblasten führender Schieferhornfels. Puszta-Klit, oberer Abschnitt des V. Clitoului, unterhalb der Permgrenze. (S. p. 73.)

6. ábra. Figur 6. — Összetört torlasztott vastag muszkovittábla. Keresztezett nikolok. 23-szoros nagyítás. Csillámpala. Botfej, Rakisa-patak, a 11-ik Muskovitgranittelér által körüljárt 1 m vastag csillámpalapadból.

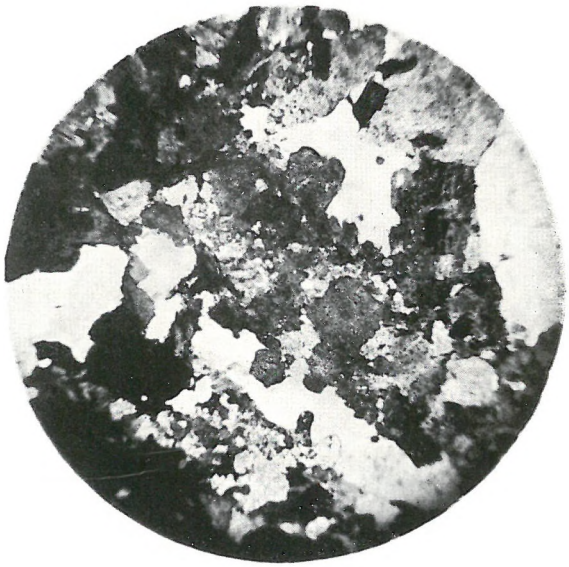
Geknickte-gestauchte Muskovittafel. Gekreuzte Nikols. 23-fache Vergrösserung. Glimmerschiefer. Botfej. Rakisa-Bach, 1 m mächtige Zwischenlagerung des Muskovitgranitganges No. 11. (S. p. 75.)



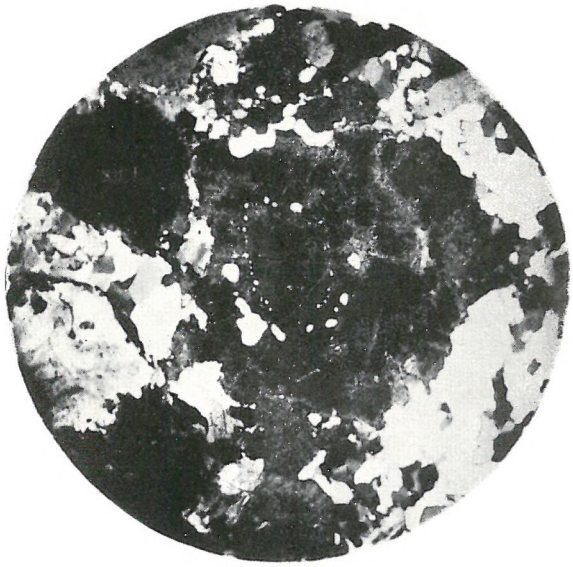
1



2



3



4



5



6

TÁBLAMAGYARÁZAT. — TAFELERKLÄRUNG.

1—3. ábra. Figur 1—3. — Átgyűrődés által létrejött másodlagos rétegesség. Csillámos fillit. Bélörvényesi patak baloldali mellékárkából, a permhatár alatt. Egy nikol. A 3 ábrában kisebb nagyítás mellett látjuk a biotitban s vasércben gazdag szabálytalan lefutású keskeny mezőknek hirtelen irányváltozással bekövetkezett, de egymásközt párvonalas meredekre állítását (16-szoros nagyítás). A ráncolódás finomabb részleteit 40-szeres nagyítás mellett a 2. ábra mutatja, amelyben a biotit keresztmetszetei finom vonalkázás alakjában tünnek elő. Az 1. ábra alsó felében végül az átgyűrődés folyamán csipkés ívekre tagolt réteglap mentén behatolt injekciós kvarcfekvet látható (16-szoros nagyítás).

Umfaltungsschieferung. Glimmerphyllit. Bélörvényeser-Bach (V. Orvisului), linksseitiger Nebenwasserriss, unterhalb der Permgrenze. Figur 3 zeigt uns bei geringerer Vergrösserung das knickförmig erfolgte, untereinander aber parallele Steilstellen der unregelmässig verlaufenden, an Biotit und Eisenerz reichen schmalen Felder (16-fache Vergrösserung). Die feineren Einzelheiten der Umfaltung erhellen aus Fig. 2 bei 40-facher Vergrösserung, die Querschnitte der Biotittäfelchen erscheinen in der Form einer feinen Strichulierung. Im unteren Teil der Fig. 1 sehen wir eine Injektionsquarzlage, die entlang einer im Laufe der Umfaltung in zackige Einzelbögen zerlegten Schichtfuge eingedrungen ist (16-fache Vergrösserung). Vergleiche p. 70—72.

4. ábra. Figur 4. — Szitásszövetű kloritosodott **biotitos porfiroblasztok.** Egy nikol. 16-szoros nagyítás. Biotitporfiroblasztos palás szaruszirt. Kliti-puszta, Kliti-patak felső szakasza, a permhatár alatt.

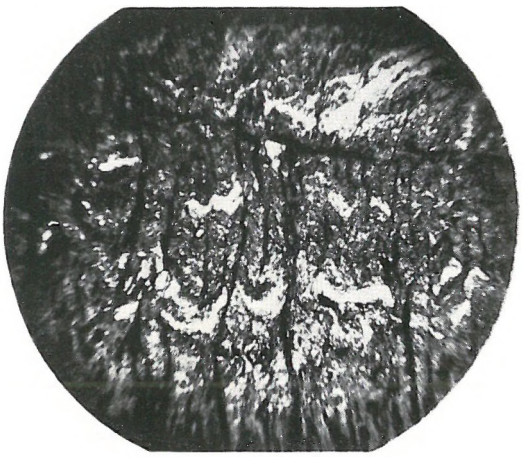
Chloritisierte **Biotitporphyroblasten** mit Siebstruktur. Ein Nikol. 16-fache Vergrösserung. Biotitporphyroblasten führender Schieferhornfels. Puszta-Klit. Kliter-Bach. V. Clitoului, unterhalb der Permgrenze. (S. p. 72.)

5. ábra. Figur 5. — Klorit-ferritszemcsék által megtartottt **litofizás szerkezet.** Egy nikol, süllyesztett világítókészülék. 40-szeres nagyítás. Kvarcos porfir. A Bélörvényesi-patak felső szakaszából.

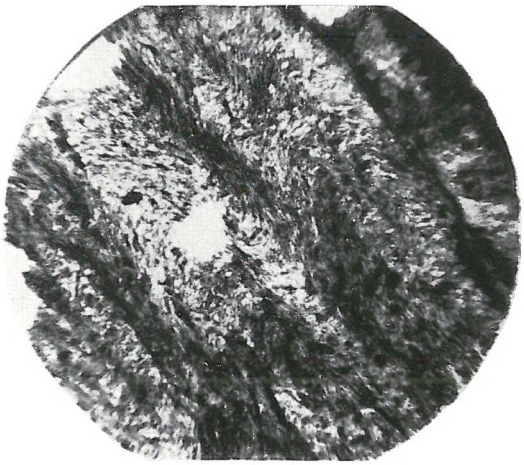
Lithophysenstruktur durch Chlorit-Ferritpartikelchen erhalten. Ein Nikol, gesenktes Beleuchtungsapparat. 40-fache Vergrösserung. Quarzporphyr. Oberer Abschnitt des Bélörvényeser-Baches (V. Orvisuliui). Vergleiche p. 170.

6. ábra. Figur 6. — Magnetittal és biotittal pegmatitosan átnőtt andaluzit. Az andaluzit még nagyrészt ép, elbontása azonban már hálózatosan megindult. Egy nikol, 40-szeres nagyítás. Andaluzitos-gránátos palás csillámos szaruszirt. Bélörvényesi-patak a 361 m magassági pont közelében.

Von Magnetit und Biotit pegmatitartig durchwachsener Andalusit. Der Andalusit ist überwiegend noch frisch, entlang eines Netzes hat aber bereits seine Zersetzung eingesetzt. Ein Nikol. 40-fache Vergrösserung. Bélörvényeser-Bach. V. Orvisului, unterhalb des Höhenpunktes 361 m. (S. p. 74.)



1



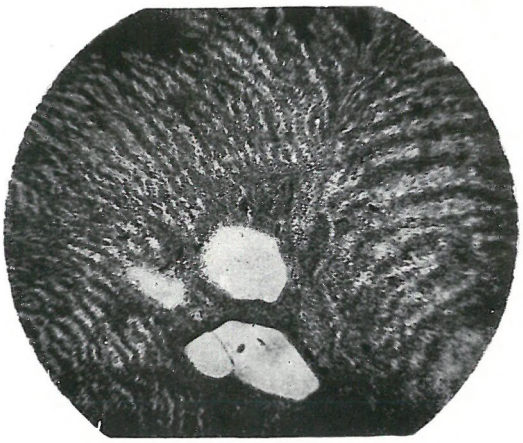
2



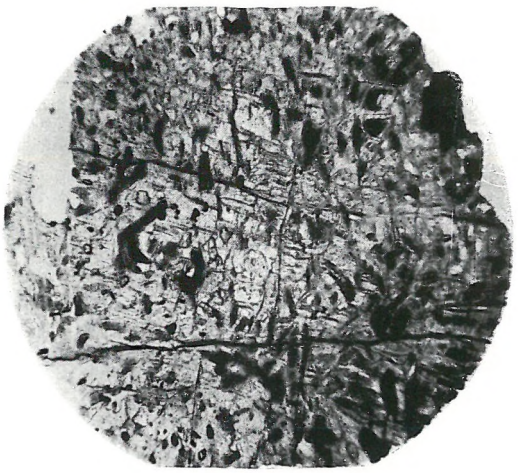
3



4



5



6

TÁBLAMAGYARÁZAT. — TAFELERKLÄRUNG.

A tábla összes fényképe egy s ugyanazon csiszolatnak különböző részleteit ábrázolja. A csiszolat kőzete andaluzitporfiroblasztos s kvarccal injiciált csillámos kvarcit. Lelőhelye: Botfeji-völgy, a 225 m kóta mellől.

Sämtliche Figuren der Tafel stellen die verschiedenen Partien ein und desselben Schliffes dar. Das Gestein des Schliffes ist ein Andalusitporphyroblasten führender, mit Quarz injizierter Glimmerquarzit. Fundstelle: Botfejer-Bach, bei Kote 225 m. (S. p. 68—69.) Die Vergrösserung sämmtlicher Figuren ist eine 16-fache.

1. ábra. Fig. 1. — A kép felső részében hullámosan vagy zeg-zugos lefutású biotitfekvetek jelzik az eredeti rétegességet. Erre merőlegesen rendezkednek a vastagabb s szitásszövetű harántbiotittáblák. Lefelé haladva erre injekciós kvarcnak szélesebb fekvete következik, amelyet lefelé durvábban leveles biotitfekvet szegélyez. Egy nikol.

Im oberen Teil des Bildes wird die primäre Schichtung durch wellenförmig bis zick-zackförmig verlaufende Biotitlagen veranschaulicht. Auf diese Lagen senkrecht stellen sich die dicken und eine Siebstruktur aufweisenden Querbiotite. Hierauf folgt nach unten eine breitere Injektionsquarzlage, die unten von einer grobblätterigen Biotitlage begrenzt wird. Ein Nikol.

2. ábra. Figur 2. — Az ábrázolt csiszolatrészlet közvetlenül az 1. ábra alatt következik. Az előbbi kép alsó részét elfoglaló biotitfekvet a második ábra felső részében láthatóval azonos. A kép alsó részében az előzővel párvonalas biotitfekvet fut le, a két fekvetet átlós irányú biotitcsík köti össze. Egy nikol.

Die Schliffpartie der Fig. 2 folgt unmittelbar unterhalb jener der Fig. 1. Die den unteren Teil der vorangehenden Figur einnehmende Biotitlage ist im oberen Teil der Fig. 2. zu sehen, im unteren Teil verläuft eine zweite parallele Biotitlage und beide wurden durch einen Biotitdiagonalzug verbunden. Ein Nikol.

3. ábra. Figur 3. — A harmadik képben ábrázolt csiszolatrészlet az előbbi képben ábrázolttól jobbra s kissé lefelé következik. Az előző ábra két biotitfekvete között lefutó biotitban gazdagabb réteget jobbfelé új biotitos átlóscsík vágja el s lépcsősen lesüllyeszti. A biotitos átlós csík képünkre fent balra fut le s azonnal a levetett lépcső hosszúságában a rétegzés irányába befordul, majd a kép jobb részében átlós irányba átcsapva a biotitban dúsabb réteget véglegesen elvágja. A kép középső részét elfoglaló lépcsőt lefelé az előbbi ábra alsó biotitos fekvetének folytatása határolja, a lépcső feletti és alatti részt injekciós kvarc tölti ki. Egy nikol.

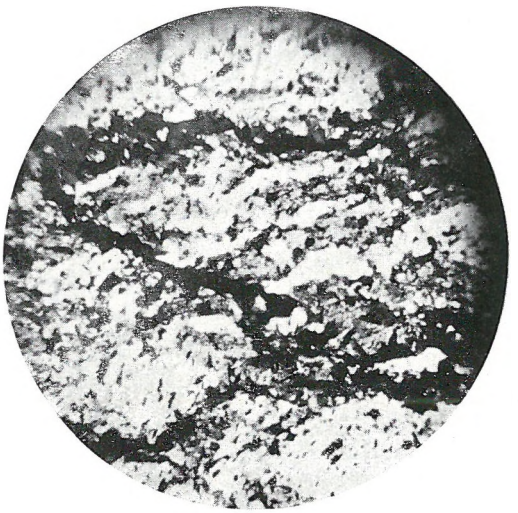
Die Partie der Fig. 3 folgt rechts und unterwärts von jener der vorangehenden Mikrophotographie. Die zwischen den beiden Biotitlagen der vorangehenden Mikrophotographie sich befindende und an Biotit reichere Lage wird rechts von einer zweiten Biotitdiagonallage abgeschnitten und staffelförmig abgesenkt. Dieser zweite Biotitdiagonalzug gelangt oben links in die Mikrophotographie, biegt aber — die Staffel oben begrenzend — in die Schichtungsrichtung ein, lenkt im rechten Teile des Bildes abermals in die Diagonalrichtung ein und schneiden die Staffel endgültig ab. Die Staffel wird gegen unten zu von der Fortsetzung der unteren Biotitlage des vorangehenden Bildes begrenzt, ausserhalb der Staffel wird das Bild vom Injektionsquarz eingenommen. Ein Nikol.

4—6. ábra. Fig. 4—6. — A 4. ábra csiszolatrészlete közvetlenül az előző képben ábrázolttól lefelé következik s az előbbi ábra lépcsőjét jobbra elvágó átlós biotitcsík további lefutását mutatja. Az átlós biotitcsík a kép alsó részében redőbe megy át, amely redőt a 6. kép ábrázolja. A biotitredőt lefelé az injekciós kvarcnak vastagabb sávja kíséri, míg a biotitban dús főanyag a kép bal alsó részében a redő alakjához idomulva ívesen nyúlik be. Az 5. ábra a 6. ábra csiszolatrészletét keresztezett nikolok között mutatja. Látjuk benne az injekciós kvarc durvább szemnagyságát, az egyes kvarcszemek hosszúkás alakját s hogy ezek hosszúkás tengelyükkel túlnyomóan a redőtengely irányában helyezkednek el.

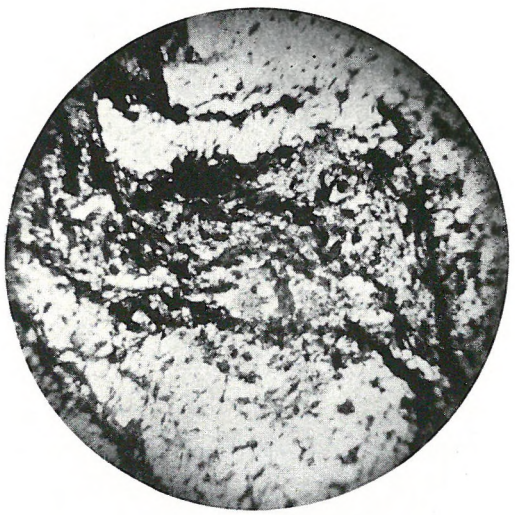
Die Schliffpartie der Fig. 4 folgt unmittelbar unterhalb jener der Fig. 3 und zeigt den weiteren Verlauf des die Staffel im vorigen Bild rechts abschneidenden Biotitdiagonalzuges. Letzterer geht unten in eine Falte über, die dann in der Mikrophotographie 6 abgebildet ist. Der Biotitfaltenzug wird nach unten von einer breiten Injektionsquarzlage begleitet, links-unten greift die biotitreiche Hauptmasse sich der Falte anpassend zackenförmig hinein. Fig. 5 zeigt uns endlich die Gesteinspartie der Fig. 6 unter gekreuzten Nikols. Wir erkennen darin die gröbere Korngrösse und die längliche Form der Injektionsquarzkörner, die sich mit ihrer Längsachse überwiegend in Richtung der Faltenachse eingestellt haben.



1



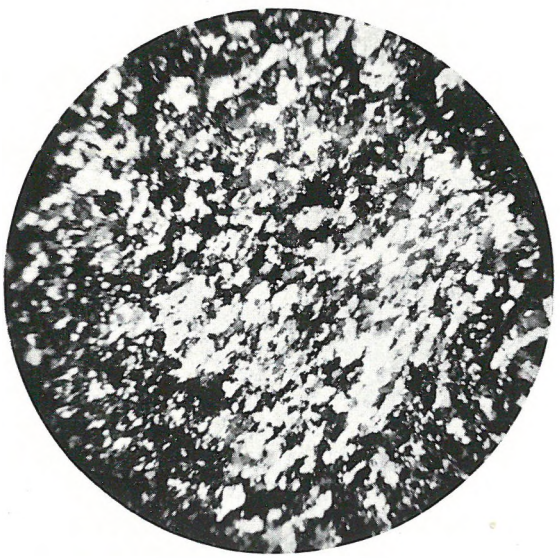
2



3



4



5



6

TÁBLAMAGYARÁZAT. — TAFELERKLÄRUNG.

1. ábra. Figur 1. — **Kvarcporfirtufa megmaradt hamuszövettel.** A nagyobb kristályszilánkok közül a zavarosak ortoklászok, az átlátszók kvarcok. Egy nikol, mélyesztett világítókészülék. 40-szeres nagyítás. Sólyom. A V. Ceresagului kezdőszakaszából.

Quarzporphyrtuff mit erhaltener Aschenstruktur. Von den grösseren Kristallsplittern gehören die getrübten dem Orthoklas, die ungetrübten dem Quarz an. Ein Nikol, gesenktes Beleuchtungsapparat. 40-fache Vergrösserung. Sólyom. Anfangsabschnitt des Valea Ceresagului. (S. p. 172.)

2. ábra. Figur 2. — Eredetileg üveges alapanyag, melynek perlites elválását klorit-ferritszemcsék tartották meg. Egy nikol, süllyesztett világítókészülék. 40-szeres nagyítás. Zöldkőporfirit, a Solymosi-völgy kezdőszakaszából.

Ursprünglich glasige Grundmasse mit durch Chlorit-Ferrit-Partikelchen erhaltenen perlitischen Feinabsonderung. Ein Nikol, gesenkter Beleuchtungsapparat. 40-fache Vergrösserung. Grünsteinporphyrit, Anfangsabschnitt des Valea Soimusului. (S. p. 162.)

3. ábra. Figur 3. — A kép alsó felében holokristályos kiválás látszik, a kép többi részét a főanyag alapanyaga tölti ki. A kőzet a ferritesedési folyamatnak is kitűnő példája. Egy nikol. 23-szoros nagyítás. Slíres zöldkőporfirit bázisos része. Botfeji-patak kezdőszakasza, 540 m magasságból.

Im unteren Teile des Bildes sehen wir eine grobkristalline Ausscheidung, während der übrige Teil desselben von der Hauptmasse eingenommen wird. Der Schliff bietet auch ein ausgezeichnetes Beispiel eines ferritisierten Gesteines. Ein Nikol. 23-fache Vergrösserung. Schlieriger Grünstein-porphyrit, basischer Anteil. Anfang des Botfejer-Baches (V. Botfeiului), in 540 m Höhe. (S. p. 163.)

4. ábra. Figur 4. — Leveles-granofiros alapanyag. Keresztezett nikol. 23-szoros nagyítás. Zöldkőporphyrit.

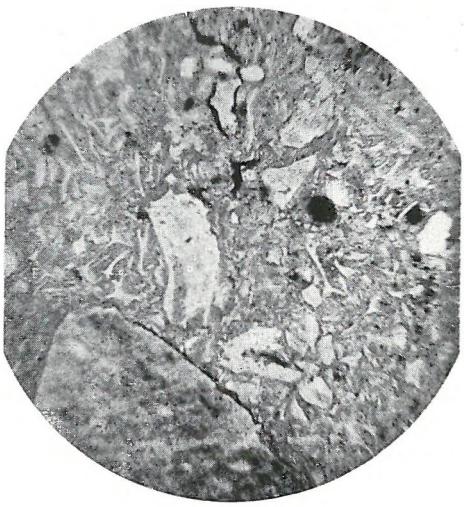
Blätter-granophyrische Grundmasse. Gekreuzte Nikol. 23-fache Vergrösserung. Grünsteinporphyrit. (S. p. 160.)

5. ábra. Figur 5. — Szericitvonulatok, melyeknek finom rostjai a kvarcba átnőttek. Keresztezett nikolok. 23-szoros nagyítás. Botfej, Rakisa-patak.

Serizitsträhne, derer feine Pseudofasern den Quarz überwuchern. Gekreuzte Nikol. 23-fache Vergrösserung. Botfej. Rakisa-Bach. (S. p. 75.)

6. ábra. Figur 6. — Sakktáblás albit. Aplitos albitosgránitzárvány karbonkonglomerátból. Felsővidra, a Piatra Molivisu ÉK-i lejtője. Keresztezett nikolok, 23-szoros nagyítás.

Schachbrettalbit. Geschiebe von aplitischen Albitgranit aus dem Karbonkonglomerat. Felsővidra, NO-Lehne des Piatra Molivisu. Gekreuzte Nikol. 23-fache Vergrösserung. (S. p. 131.)



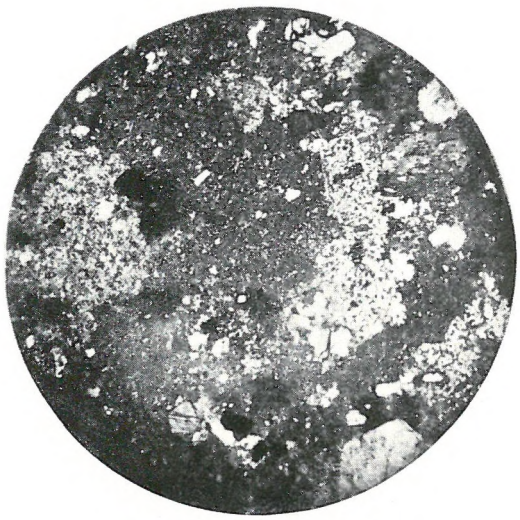
1



2



3



4



5



6