

SONDERABDRUCK

AUS

•MATHEMATISCHE UND NATURWISSENSCHAFTLICHE BERICHTE
AUS UNGARN•

Band XXXVIII. Budapest 1931.

OLIGOKLASGESTEINE AUS DER BERGGEGEND VON SZARVASKŐ.

Von S. v. SZENTPÉTERY (aus Szeged).

(Mit 5 Textfiguren und 3 Tafeln.)

Vorgelegt der III. Klasse der Ungarischen Akademie der Wissenschaften in der Sitzung
vom 14. April 1930.

Die Szarvaskőer Oligoklasgesteine bestehen grösstenteils aus Oligoklas-Feldspat. Ausser dem Feldspat besitzen sie kein wesentliches Mineral. Die Menge der femischen Bestandteile ist — die Randfazien ausgenommen — immer sehr gering; am beständigsten ist der Biotit, seltener der Amphibol und der Augit. Der Diallag kommt etwas häufiger vor, man kann aber immer nachweisen, dass er aus den durchbrochenen gabbroidalen Gesteinen stammt. Die Menge des Eisenerzes ist oft bedeutend. Der Quarz ist sehr selten. Orthoklas habe ich in gar keinem Falle gefunden. Die laut der Analyse in ihnen enthaltene geringe Menge Kali gehört wahrscheinlich zum Oligoklas.

Vorkommensverhältnisse.

Im südlichen Teile des Bükkgebirges, in den Gegenden der Gemeinden Szarvaskő, Mónosbél und Bélapátfalva liegt ein beträchtliches mesozoisches (triadisches?) gabbroidales Gebiet, welches sozusagen eine unerschöpfliche Fundstätte der verschiedenen Gesteinsarten darstellt. Aus den petrologischen Verhältnissen folgt, dass dieser, hauptsächlich in NO—SW-licher Klufflinie aufgebaute Zug sich im Grossen gleichzeitig bildete; grössere Zeitunterschiede

in der Bildung der einzelnen Gesteinsarten können wir nicht annehmen.¹

Die Oligoklasgesteine stehen überall im engsten Zusammenhange mit der gabbroidalen Masse. Ihre Menge ist aber sehr untergeordnet, weshalb man sie geologisch vielleicht nicht wesentlich nennen kann, umso interessanter sind sie aber aus petrologischem Gesichtspunkte und eine besondere Wichtigkeit besitzen sie in petrogenetischer Hinsicht. Sie erscheinen teils in einzelnen Gängen, teils in Schlieren.

Wenn wir die Erscheinungsverhältnisse der Gänge untersuchen, so ergibt sich, wie ich auch von sämtlichen hierortigen zahlreichen Gängen sagen kann, dass ihre Bildung nur teilweise nach der vollständigen Erstarrung der Magmaoberfläche erfolgen konnte. Ihre Grenzen sind nämlich gegen das Nebengestein sehr abwechselnd scharf und übergehen häufig auch in dasselbe. Besonders die mächtigen Gänge sind derart entwickelt. Die Mächtigkeit ist ebenfalls sehr verschieden. Es giebt darunter auch einen halben Meter mächtige, aber auch solche, die nur einige Millimeter dünn sind und die man kaum mehr Gänge nennen kann. Diese sehr häufigen dünnen Adern bestehen meist beinahe oder ganz nur aus Natronfeldspaten und werden fast immer von Prehnitadern und Gängen begleitet.

In diesen Gängen finden wir die apitisch und pegmatitisch ausgebildeten Oligoklasgesteine mit allen möglichen Übergängen; manchmal unterscheiden sie sich nur durch die Korngrösse. Spärlich kommen auch granitoporphyrische Gänge vor.

Der wichtigste Fundort liegt O-lich von Szarvaskő, in dem mannigfaltigen *Aufschluss von Ujhatár-Tal*. Schon am Unterteil des Baches, zwischen der Siroker Grube und Tólápa sehen wir an vielen Orten dünne und kleine Äderchen, deren einzelne hauptsäch-

¹ Die geologischen, petrogenetischen und petrochemischen Verhältnisse der gabbroidalen Masse habe ich bereits in mehreren Abhandlungen besprochen: Jahresberichte d. k. ung. Geolog. Anstalt für 1917—1919, p. 75—88. Acta . . . Sectio Nat. Tom. I, p. 113—114. — Földt. Közl. Bd. LVI, p. 200—216 und Bd. LVIII, p. 216—222. Betreffs der einzelnen Details berufe ich mich auf jene Daten, die an den angegebenen Stellen angeführt sind.

lich aus Oligoklas bestehen. Etwas mächtigere Gänge erscheinen zuerst ober Tólápa in einer Entfernung von zirka 200 m im Hauptgraben, wo das Muttergestein Hypersthenamphibolgabbro ist. Spärlich finden wir aber solche sowohl in der Siroker Grube, als auch im oberen Teil der Tólápa. Ungefähr 400 m aufwärts von der Tólápa findet sich ein wahrhaftiger Gangschwarm, in welchem Oligoklasaplite-Pegmatite, Albitgranitaplite-Pegmatite, Gabbrodioritaplite, Gabbropegmatite und Aplite in solcher Mannigfaltigkeit vorkommen, dass man sie kaum folgen kann; stellenweise finden sich mächtige Prehnitadern. Das Nebengestein ist Hypersthendiallaggabbro, der hier ebenso zersetzt ist, wie in der Gegend des Gangnetzes beim Eingang des Határlápa. Solche Gänge sind etwas weiter oben im Amphibolpyroxengabbro, noch weiter oben im Gabbropyroxenit ebenfalls häufig. Weiter N-lich, in der Gegend des von Magasverő ablaufenden Ikerlápa befindet sich ebenfalls eine breite Gangzone, sowie auch unter dem Gratweg, nahe zum Ursprung des Baches. In der Gegend von Ikerlápa und etwas weiter oben, kann man unter glücklichen Umständen die typischsten und frischesten Oligoklasaplite sammeln.

SO-lich von Szarvaskó, im Vorraume des *Peridotitrandes von Vaskapu*, sowie auch in *Majorlápa* kommen auch im Gabbroperidotit sehr spärlich Plagiaplitgänge mit Prehnit zusammen vor, meist aber in sehr zersetztem Zustande.

Es scheint ein wichtiger Umstand zu sein, dass, während die grossen Diabasgänge der Gegend und auch der ganze Eruptivzug eine NO—SW-liche Richtung besitzen, die erwähnten leukokraten Gänge diese Hauptrichtung schiefwinkelig durchkreuzen. Häufig bilden sie ein wahrhaftiges Netz. Prehnit- und Calcitadern durchquären auch diese Gänge in allen Richtungen.

Das Auftreten dieser Gänge ist also ganz normal. Infolge der Auskühlung der oberflächlichen Teile der Hauptmasse entstanden Klüfte, die ganz unregelmässig verliefen. In diese Spalten war der saure Magmarest eingedrungen und zwar das Material einzelner mächtigeren Gänge noch in jener Phase der Erstarrung, als es sich noch mit dem plastischen Material des Nebengesteins mischen konnte. Deshalb ist die Grenze so unregelmässig. Die dünneren Gänge sind etwas später entstanden; das Nebengestein war schon

fast oder teilweise ganz starr. Basische, melanokrate Gänge kommen nur sehr selten vor.

Interessante Gänge finden wir auch in den grossen Steinbrüchen längs des Egerbaches (Szarvaskőer Haupttal). Südlich von Mónosbél, im *Bergwerke «Agrár»*, welches der Mündung des Bocsibaches gegenüberliegt, hatte ich solche zuerst (1917) nachgewiesen; daselbst treten im Ophitdiabas und Gabbrodiabas bis 12 cm mächtige Oligoklasaplitgänge auf. Die Richtung dieser Gänge ist ganz unregelmässig. Es ist möglich, dass auch die zuerst entstandenen Klüfte sich in Richtung und Mächtigkeit veränderten; sie konnten auch mehrfach gekrümmt sein; sicher ist es aber, dass die Gänge nachträglich starke Deformationen erlitten, dafür sprechen die sehr gut sichtbaren Verwerfungen. Aber auch sonst ist die Richtungsänderung sehr launenhaft; an manchen Stellen keilen sie sich aus und bald treten sie nach einer kürzeren oder längeren Strecke wieder hervor. Selbst die Fläche der Ganglamellen ist oft gebogen.

Die Zusammensetzung der Gänge ist ebenfalls sehr mannigfaltig. An manchen Stellen bestehen sie fast vollständig aus Feldspat, an anderen Stellen kommt auch Amphibol und Biotit in abwechselnden Mengen hinzu. Die Rolle des Eisenerzes ist verschieden. An manchen Stellen ist es nur in Spuren nachzuweisen, an anderen hingegen häuft es sich sehr an. Aber auch die Korngrösse, ja sogar die Textur verändert sich manchmal in ein und demselben Gange; bald ist sie pegmatitisch, bald sehr fein aplitisch, oder sie neigt sich ins porphyrische.

Abgesehen von den spärlichen Vorkommen, verdient unsere grösste Aufmerksamkeit der *«Forgalmis-Steinbruch»*, Olich von Szarvaskő, am unteren Teile des Tóberc-Berges. Der vor einigen Jahren mächtig betriebene Steinbruch zeigt sehr mannigfaltige Verhältnisse, da er auf jenem Teile der eruptiven Masse liegt, wo die magmatische Spaltung in Gabbro und Gabbrodiorit bereits im Laufe gewesen ist, aber infolge der Erstarrung nicht beendet wurde. Dies kann teilweise die Ursache davon sein, dass die durch die Differentiation hervorgerufene Formen so unregelmässig sind. Nur selten kann man sie z. B. schlierig, gangartig usw. nennen. Aber in dieser Unregelmässigkeit spielen sowohl die nachträgliche Zerklüftung, als auch die häufig glänzende Oberflächen hervorbrin-

gende Verwerfungen eine grosse Rolle. In der senkrechten Wand des Steinbruches erscheinen die sehr verschiedenen pegmatitische und granitoporphyrische Gesteine enthaltenden Schliergänge, ferner die dünnen, verschiedene aplitische Gesteine enthaltenden eigentlichen Gänge in einem chaotischen Durcheinander. Die leukokraten Ausschwitzungen, Schliere und Schlierengänge erscheinen im dunkler gefärbten Nebengestein meist als unregelmässige, hellere grosse Puzten oder als in die Länge gezogene, hie und da spitzig werdende Nester. Der Übergang in das Nebengestein ist aber an den meisten Stellen nachweisbar.

Der grösste Teil der Konstitutionsschliere ist gabbrodioritisch, unter den Schlierengängen und eigentlichen Gängen herrschen die dioritischen vor, doch findet man auch echte gabbroidale (Gabbropegmatit, Gabbroaplit, Gabbroporphyr) Gänge. In untergeordneter Menge erscheinen auch Oligoklasgesteine und zwar sowohl in aplitischer, als auch in pegmatitischer und sehr selten in gleichmässig grosskörniger Ausbildung.

Von der grossen Mannigfaltigkeit können wir ein Bild erhalten, wenn wir Gelegenheit haben, die schnell vorwärts gehenden Steinbruchsarbeiten dauernd zu beobachten. In dieser Lage bin ich im Jahre 1929 gewesen. Unter anderen verfolgte ich aufmerksam einen 1—2 dm mächtigen Plagiaplitgang auf der östlichen Seite des Steinbruches. Der mittlere verzweigte Teil dieses sich teilweise in Gabbro, teilweise in Gabbrodiorit hinziehenden, mehrfach verworfenen Ganges von verschiedener Mächtigkeit ist stark verquarzt; nahe zum Boden des Steinbruches wurde der Gang durch Quarzadern, ganz oben aber durch Calcitadern und Nester begleitet. Stellenweise keilte sich der Gang auf eine kurze Strecke aus, einige Meter weiter kam er wieder zum Vorschein. Unweit fand sich ein granathältiger Gabbrodioritpegmatitgang, neben welchem ein viel Granat enthaltender Plagiaplitgang beobachtet wurde. Die in der Wand des Steinbruchs vereinzelt auftretenden schlierartigen, aber unregelmässigen helleren Gebilde sind manchmal durch dünne Gangäste verbunden. Besonders bei den hysterogenetischen Schlieren beobachten wir solche Erscheinungen.

Eine ziemlich regelmässige schlierartige Oligoklasgesteinausscheidung habe ich im Jahre 1926 in der NNO-lichen Wand des

Agrársteinbruches wahrgenommen. Der oberste Teil dieses Schliers bestand aus dünnen Plagiaplitgängen, die weiter unten sich zur schlierartigen Gebilden vereinigten. Das Material dieses Schliers war nicht mehr Aplit, sondern ein ziemlich gleichmässig grosskörnigere Plagioklasit, in dem der vorherrschende Feldspat Andesin-oligoklas und Andesin ist. Zu dieser Zeit und auch bedeutend früher, im Jahre 1917 und 1922 habe ich im Gabbrodiabase des Agrársteinbruches auch solche Gänge, richtiger Injektionsschliere (Schlierengänge) mit etwas verwaschenen Grenzlinien gefunden, deren Gestein aus granitoporphyrischem Oligoklasit bestand.¹

Eine solche schlierige Ausbildung kann man in dem verhältnismässig stark bedeckten *Ujhatárvölgy* auf Grund der sich immer verändernden Gabbroarten an den meisten Stellen nur vermuten, aber selten wirklich wahrnehmen. In einigen Fällen hatte ich in solcher Ausbildung auch Plagioklasgesteine gefunden, z. B. Oligoklasit in schlierigen Ausbildung am Abhange der Határlápa in Gabbro, bei der Öffnung der Cseresznyefalápa ebenfalls in Gabbro, etwas weiter oben in Gabbropyroxenit und endlich zirka 80 m höher im Gabbrodiorit. Dasselbst kommt auch ein basischeres anorthositisches Gestein vor, mit vorherrschendem Andesin. Die häufigen UferEinstürze, die Holzabfälle erschweren die Untersuchung und das Sammeln in diesem engen Graben.

Petrographische Beschreibung.

Äussere Form und Struktur. Grösse, Form und Verwebungsart der Feldspatkristalle bestimmen die Struktur der Oligoklasgesteine. Die femischen Bestandteile kommen kaum in Betracht. Die normalen Oligoklasgesteine besitzen im allgemeinen graulich-weiße oder lichtgraue Farbe.

Die körnigen Arten: die Oligoklasite, besitzen durchschnittlich eine Korngrösse von 2—4 mm. Sie enthalten in der Nähe der Kontakte reichlichere farbige Bestandteile, deshalb wird die

¹ In meinem vorigen Berichte hatte ich denselben unter dem Namen Dioritporphyrit besprochen. K. Ung. Geol. Inst. Jahresberichte f. 1917, p. 83 und Földtani Közlöny LVI, p. 214—215.

hellere Farbe gegen den Schlierrand zu immer dunkler. Der Übergang in das Nebengestein erfolgt in den Schlieren und Schlierengängen oft stufenweise. Der Feldspat ist gewöhnlich in der Richtung der Kristallachse a etwas gestreckt, die darauf senkrechte Schnitte sind beinahe isometrisch. Die Oligoklasite gehen an mehreren Stellen in basischere Plagioklasite über. Die Farbe dieser Glieder ist bedeutend dunkler; mit dem Steigen der Basizität steigt auch die Korngrösse.

Die Korngrösse der Oligoklaspegmatite erreicht 15 mm, verändert sich aber binnen weiten Grenzen. Die Form der Feldspate ist ebenfalls mannigfaltig. Es kommen solche längliche Prismen vor, die sich der automorphen Ausbildung nähern, aber es gibt auch ganz xenomorphe Körner. Allgemein charakteristisch ist die drusige Struktur. Die Drusen werden manchmal mit Limonit oder schwärzlich-grünem Chlorit, seltener mit Calcit fein überzogen oder sogar ganz ausgefüllt. Die Pegmatite erscheinen immer in Gängen, deren Grenzlinien unscharf sind, und in Schlieren.

Die verschieden mächtigen Gänge der Oligoklasaplite besitzen fast immer scharfe Grenzlinien. Dünne Gänge sind manchmal gröber körnig (mit 1 mm Korngrösse), während mächtige Gänge feinkörniger, mit einer Korngrösse von 0.3 mm (z. B. der erwähnte mächtige Gang im Forgalmi-Steinbruch). In vielen Fällen sind sie drusig, die ausgefüllten Poren sind aber oft so klein, dass sie selbst mit der Lupe nur selten sichtbar werden. Die Aplite sind im allgemeinen die hellsten Oligoklasgesteine, nur der erwähnte granathältige Aplit des Forgalmisteinbruchs ist vom reichlichen Granat blassrosa.

In diese sehr einheitliche leukokrate Gruppe kann jener granitoporphyrischer Oligoklasit, der im Agrársteinbruche einen durchschnittlich 50 cm mächtigen Schliergang bildet, nur nebenbei eingereiht werden. Er besteht wesentlich aus leistenförmigen, oft 8 mm grossen Feldspatkristallen, zwischen denen die dunkle, feinkörnige Grundmasse sehr untergeordnet ist. Dieses Gestein geht abwärts in einen solchen grobkörnigen Andesinologoklasit über, dessen Gewebe charakteristisch *diabasisch* ist. Eine ebensolche divergent-lamellige Struktur besitzt im Agrársteinbruche auch jener Andesinologoklasit-Schlier, von

welchem ich erwähnte, dass er nach oben zu in aplitische Gänge übergeht.

Die *mikroskopische Struktur* entspricht dem Obigen. Die Oligoklasite sind *panalotriomorph-körnig*. Im allgemeinen sind sie den mit ihnen gemeinsam vorkommenden Gabbrogesteine ähnlich, nur spielt hier das femische Mineral eine unwesentliche Rolle. Die einzelnen, gewöhnlich isometrischen, seltener länglichen Feldspatkristalle berühren sich mit sehr unregelmässigen Oberflächen. Die *kataklastische* Struktur ist bei diesen Tiefentypen nicht allgemein. Der oben erwähnte Andesinit von Cseresznyefalápa zeigt eine mehr diabasische Textur.

Die Struktur der Oligoklasaplite ist *miarolithisch*, aber häufig der des Oligoklasites ähnlich, nur die isometrische Ausbildung ist allgemeiner, die Kataklase ist eine weitverbreitete Erscheinung. Die Struktur des granathältigen Aplites ist *ozellar*, die Kataklase minimal.

In den Pegmatiten ist die Kataklase wahrhaft spärlich. Die Form des Feldspates ist mannigfaltig, im allgemeinen xenomorph. Die in die Drusen eindringenden Kristallenden sind automorph, in der Richtung der Drusen gestreckt; diese dünnen, langen Feldspatprismen durchgreifen oft die ganze Druse. Häufig kommen feine Verwebungen vor, die man meist als *perthitische* Verwachsungen identifizieren kann; man kann aber auch typische *pegmatitische Verwachsungen* beobachten. Der Feldspat verwebt sich auch mit den die Drusen teilweise oder ganz ausfüllenden Quarz oder Calcitkristallen.

In den granitoporphyrischen Oligoklasiten besteht das klein-körnige Grundgewebe vorherrschend aus Feldspat, untergeordnet aus femischen Mineralien. Die porphyrischen, resp. grossen Feldspatlamellen sind niemals ganz automorph, sie sind oft sogar gegen die Feldspate der Grundmasse xenomorph. Es besteht kaum ein Zeitunterschied in der Bildung, höchstens kann man annehmen, dass die Ausscheidung der grossen Kristalle früher begonnen hat. Im Grundgewebe ist die pegmatitische Verwachsung der einzelnen Mineralien häufig.

In den mächtigen Gängen, lokal auch in den Schlieren und Ausschwitzungen, haben sich spezielle Strukturen ausgebildet. Es

kommt z. B. vor, dass einzelne breite Feldspatlamellen strahlig, manchmal sogar *radialstrahlig* miteinander verwachsen sind. In solchen Fällen bildet den Mittelpunkt ein kleineres Feldspatkriställchen. Bei der isometrisch-körnigen Ausbildung kommt manchmal auch der Fall vor, dass sich um ein grösseres Feldspatkristall kleinere Feldspatkörnchen in *kugelschaliger* Form lagern.

Mineralische Zusammensetzung. In den normalen Oligoklasgesteinen treffen wir jeden Übergang vom reinen Albit bis zum Oligoklasandesin ($Ab_{100} - Ab_{64}$), während in den basischeren Varietäten auch reiner Andesin vorkommt. In den Vorigen herrscht beinahe überall der *Oligoklas* vor und nur hie und da vertritt ihn der *Oligoklasalbit*. In den basischeren Typen spielt auch der *Andesinoligoklas* eine wichtige Rolle. Im Gebirgszuge sind aber auch solche Feldspatgesteine, in denen der Andesin, ja auch solche, in denen der Labrador vorherrscht. Von diesen wird aber jetzt nicht die Rede sein.

Die Form des Feldspates ist überall xenomorph, höchstens nähert er sich manchmal der automorphen Gestalt. Die allgemeine Ausbildungsform ist wechsell. bald ein Körnchen, bald eine Lamelle, bald ein Leistchen, je nach dem Ausbildungsstadium des Gesteines.

Die Zwillingsbildung ist nicht allgemein; besonders in den keine dynamischen Wirkungen zeigenden Gesteinen kommen einfache, nicht zwillingsgestreifte Kristalle vor, während in den kataklastischen Gesteinen beinahe jedes Korn vielfach verzwillingt ist. In den Vorigen kommt der Karlsbader und der aus wenigen Individuen bestehende Albitzwilling vor, während in den Letzteren die aus vielen und feinen Zwillingsleisten bestehenden Albit- und Periklinzwillinge vorherrschen. Diese dünnen Zwillingsleistchen durchziehen häufig nicht das ganze Kristall, sondern sind nur auf der einen Seite sichtbar, während der andere Teil des Kristalles entweder einheitlich, oder nach anderen Gesetzen verzwillingt ist. Oft zeigt die Struktur ein solches Bild, als ob diese Zwillingsbildungen infolge dynamischer Wirkungen entstanden wären. Neben der drei erwähnten Zwillingen kommt noch das Bavenoer und sehr selten auch das Manebacher Gesetz vor. Nun gibt es auch andere Zwillinge: In mehreren Fällen habe ich polysynthetische Zwillings-

bildung nach der Querfläche (1 0 0), ferner nach einer Domafläche (0 1 1?) gefunden, und einen, dessen Zwillingsene sowohl auf die Bavenoer Zwillingsene, als auch auf die Längsfläche (0 1 0) schief steht.

Die Anzahl der übrigen Verwachsungen ist ebenfalls sehr gross. In den porphyrischen Arten kommen unorientierte kreuzförmige oder schiefkreuzförmige *Verwachsungen* vor, deren Schiefe sich aber fortwährend verändert, so, dass man kaum zwei gleichgestaltete finden kann. Bei solchen Verwachsungen ist die Berührungsfäche gewöhnlich an allen drei oder vier sich berührenden Individuen unregelmässig. Es kommt aber auch die kreuzförmige oder schiefkreuzförmige *Durchwachsung* vor, bei welcher die Verwachsungsfäche häufig gerade ist. In den porphyrischen Arten ist jener Fall häufig, dass einzelne Feldspatkristalle ineinander wachsen: der Körper einzelner kleinerer Kristalle wächst aus dem mittleren Teile grösserer Kristalle automorph aus, aber aus diesem herausgewachsen wird er einem andern Feldspat gegenüber xenomorph. Unter den einander perthitisch durchwebenden Feldspaten ist meist einer vorherrschend und dieser Grundfeldspat ist gewöhnlich Oligoklas, die übrigen Feldspate sind aber entweder ebenfalls Oligoklas, oder sie gehören in die Albitreihe. Die *zonare Struktur* ist sehr selten und auch dann sehr schwach ausgeprägt. Die Zonen (höchstens 3) sind fast gleich beschaffen; nur in einzelnen Fällen wird die Grenze schärfer, da der innere Teil nur wenig oder überhaupt nicht, während der äussere Teil dicht zwillingsgestreift ist.

Die Feldspate verraten jedes Zeichen der dynamischen Wirkungen. Besonders die Feldspate der dünneren Gänge haben sehr viel gelitten. Mit dem Wachsen der Pressung verbogen sich die Zwillingsstreifen, es entstanden neue Zwillingsrichtungen, endlich sind sie in Teile bizarrer Formen zerfallen. Die Zerstückelung hat an den Berührungsfächen der Kristalle begonnen und breitete sich in einzelnen bestimmten Richtungen aus. Das ganze Material mancher Gänge wurde zermalmt. Das entstandene Gebrösel ist manchmal sehr fein. Der kataklastische Charakter lässt an manchen Stellen auf Pressung, an anderen auf Reibung schliessen. Längs der reibungsbrecciösen Linien erscheinen oft auch Prehnitadern.

Es ist eine auffallende Erscheinung, dass die chemische Um-

wandlung der Feldspate auch in den zusammengepressten Gesteinen, ja sogar in den Quetschzonen gering, manchmal geradezu minimal ist. Die Prehnitadern laufen in mehreren Fällen zwischen ziemlich frischen Feldspatschwärmen, ein Zeichen, dass die Prehnitsubstanz nicht aus diesen Feldspaten stammt. Es gibt aber auch solche Prehnitadern, in deren unmittelbaren Nähe die Feldspate tatsächlich zersetzt sind, aber einige Zehntel mm von den Adern entfernt sind sie wieder frisch. Bei beginnender Zersetzung werden die wasserklaren Kristalle trüb und es entstehen einzelne kleinere dunklere Flecken, die sich manchmal in Reihen ordnen. Es bedeutet schon eine höhere Stufe der Zersetzung, falls in diesen Fleckchen sich einzelne winzige Punkte und unregelmässige Teilchen absondern, welche den in den Feldspaten häufig vorkommenden Farbstoffen ähnlich sind, deren Verteilung aber ganz ungleichmässig ist. Man kann sie am ehesten für tonige Ausscheidungen halten. In einigen Apliten und auch in Pegmatiten kann man eine schwache Glimmerisierung und Kaolinbildung beobachten: mit den erwähnten tonigen Teilen zusammen erscheint auch Serizit und Kaolinit. Vollständig glimmerisierte Kristalle habe ich nicht beobachtet. Auch in den pyrihaltigen Gesteinen ist die Zersetzung der Feldspate nicht weit verbreitet (Cseresznyefalápa, Agrarsteinbruch).

Der *Quarz* ist sehr spärlich und teils ein Infiltrationsprodukt, teilweise kann er aber, schon auf Grund seiner Verwachsung mit den übrigen Mineralien, auch als primär betrachtet werden. Die Form ist immer xenomorph; den grössten Kristall (0.8 mm) habe ich in einem Pegmatit (Forgalmi-Steinbruch) gefunden, woselbst er in einer Druse sich automorph ausgebildet hatte, im Gestein war er mit Feldspat pegmatitisch verwoben. An den meisten Stellen bildet er aber Zwischenräume ausfüllende sehr kleine Körnchen.

Die immer spärlichen farbigen Bestandteile sind stellenweise umgewandelt, so dass wir in solchen Gesteinen nur auf Grund der sich hie und da zeigenden geringen Umwandlungsprodukten auf femische Gemengteile schliessen können. In den basischeren Typen sind sie reichlicher, aber auch in diesen unwesentlich.

Der braune *Biotit* wurde am frischesten als Einschluss des

Quarzes und des Feldspates erhalten; die mit dem Ilmenit zusammenwobenen Lamellen sind stellenweise auch vollständig frisch. Der Pleochroismus: n_g und n_m dunkler oder heller, lebhaft rostbraun, manchmal mit einer kräftigeren roten Schattierung, n_p sehr blassgelb, manchmal beinahe farblos. Die optischen Achsen öffnen sich manchmal auf max. 10° , aber zwischen der Absorption des n_g und n_m ist kein Unterschied. Bei der Zersetzung wird er zuerst grünlichbraun, dann grün, die Doppelbrechung wird schwächer und zuletzt wandelt sich das Mineral in lebhaft pleochroitischen Pennin, der verworrene lamellige Aggregate bildet. Die Umwandlung ist oft nur eine teilweise.

Wie der Diallag, so sind auch Amphibol und Augit in mehreren Fällen fremde Einschlüsse. In dem stellenweise porphyrischen Plagioklasit des Agrársteinbruches, so wie im ähnlichen basischeren Gestein vom Újhatártal kommt aber der *braune Amphibol* unter solchen Umständen vor, dass wir ihn als zum Gestein gehörig betrachten müssen. Derselbe bildet immer xenomorphe kleinere Kristalle, die die normalen optischen Eigenschaften (n_g : dunkelbraun, n_m : lichter braun, n_p : sehr blass bräunlichgelb, $n_g : c = 8^\circ$ etc.) zeigen. Im Grundgewebe des Plagioklasits des Agrársteinbruches kommt auch sehr hellgefärbter *Augit* vor, meist mit Amphibol, selten mit Quarz verwachsen.

Im Aplit und im Pegmatit ist immer *Turmalin* vorhanden. Seine teilweise automorphen, manchmal 2 mm grossen Kristalle (ω : dunkelbraun, braun, ε : lichtbraun, manchmal blass gelblichbraun) besitzen in den meisten Fällen eine zonare Ausbildung. Gewöhnlich kommen zwei Zonen vor, von den entweder die innere oder die äussere tiefer gefärbt ist. Die ε -Absorption ist häufig in beiden Zonen ganz gleich. *Fluorit* ist sehr selten, seine winzigen Körner habe ich in miarolithischen Räumen und in der Umgebung derselben gefunden.

Der beständige akzessorische Bestandteil ist das Eisenerz, und zwar meist *Titanomagnetit*, *Ilmenit*, seltener *Magnetit*. Die Form des Titanomagnetits ist dieselbe, wie die des Magnetits, von dem der vorige sich nur durch den beständigen Titanitkranz unterscheidet. Ein rein in *Limonit* oder *Hämatit* zersetztes Eisenerz ist sehr selten. Die breiten, aber gewöhnlich dünnen Lamellen des

Ilmenits charakterisiert ein trübes Leukoxen (Titanomorphit)-Gebilde. Der ebenfalls ständige *Titanit* stammt aus den Eisen-erzen; derselbe bildet nicht immer ein einheitliches Korn, sondern oft nur ein Haufen von strahligen Körnchen und Lamellen. Es kommen aber auch, besonders in den Pegmatiten, bis 0·8 mm grosse einheitliche Körner vor. Sie enthalten beinahe immer winzige Eisenerzrelikte. Die meisten Körner sind farblos, an manchen Stellen (Cseresznyefalápa), hauptsächlich in den grösseren Kristallen ist die Farbe des n_g gelblichbraun; n_m und n_p sind aber farblos.

Jedes Oligoklasgestein enthält *Zirkon*, besonders reichlich die Pegmatite und die hysterogenetischen Schlieren; die automorphen Kristalle erreichen ausnahmsweise eine Grösse bis 0·7 mm; gewöhnlich sind sie aber sehr klein. Habitus der Kristalle verschieden: gedrungene oder isometrische Körner, es gibt aber auch langgestreckte, manchmal sehr dünne Prismen. Unter den mächtigeren gibt es auch hohle. Einige sind schwach zonar. Um den in Biotit und Chlorit eingeschlossenen Zirkon zeigt sich häufig ein pleochroitischer Hof. Der *Apatit* kommt in grösserer Menge hauptsächlich in den Pegmatiten vor; die oft sehr langen Prismen (bis 0·6 mm) sind manchmal sogar nadelförmig. Die mächtigeren Prismen zeigen oft einen zentralen Kanal. So wie der Zirkon, so ist auch der *Apatit* häufig zerstückelt. *Rutil* kommt nur im Biotit und in dem daraus stammenden Chlorit in kleinen nadelförmigen Kristallen und Aggregaten vor.

In einigen Pegmatiten spielt auch der *Calcit* eine Rolle und zwar unter solchen Verhältnissen, dass wir ihn für ein primäres Mineral halten müssen. Seine wasserklaren, sehr fein und dicht zwillingsgestreiften Kristalle sind mit dem Quarz, sowie auch mit dem Feldspat pegmatitisch verwachsen. Den Drusenraum füllt oft sein einziges reines Kristall aus, welches am Drusenrand manchmal auch mit den anderen Mineralien sich verwebt. Der *Pyrit* kommt in erwähnenswerter Menge im granitoporphyrischen Oligoklasit der Agrársteinbruches vor, doch fanden sich einige Körner auch in einem Pegmatit von Cseresznyefalápa; die kleinen Kristalle, Aggregate und dünnen schnurförmigen Gebilde begannen oft sich zu limonitisieren. Der *Prehmit* ist, wie bereits erwähnt, in diesen Gesteinen eine fremde Substanz. Er entstand wahrscheinlich aus

der Zersetzung der Gabbrogesteine und gelangte erst nachträglich in die Spalten der Oligoklasgesteine. In den Prehnitadern finden wir öfter auch frische Oligoklasfragmente, also es wandelten nicht einmal diese abgesonderte Teile um. Häufig vereint sich der Prehnit mit Quarz, so dass der Quarz die Kittsubstanz der verschieden geformten Kristallgruppen bildet. Die Prehnitlamellen lagern sich oft strahlig und bilden auch radialstrahlige Gruppen. In einer Druse habe ich auch Zeolithlamellen gefunden, deren optischen Eigenschaften auf *Desmin* weisen.

Auch im Forgalmisteinbruch ist der *Granat* nur ein lokales Mineral. Er bildet automorphe, durchschnittlich 0.5 mm grosse rosafarbene Kristalle, die nur selten rein, meist mit Einschlüssen vollfüllt sind. Die Einschlüsse bestehen aus Apatit, aus einem glimmerartigen Mineral (Serizit), Magnetit oder Titanmagnetit; selten sind auch grosse Körner von Titanit vorhanden. Stellenweise enthalten sie noch Chlorit, wenig Calcit, sehr spärlich Rutil. Ebenfalls als Rutil können wir jene ungemein feine, scheinbar opake Nadeln bezeichnen, die in manchen Granaten ein wahrhaftes Netz bilden. Biotit fand ich nur einmal im Granat. Die Einschlüsse sind manchmal zonar gelagert. In einzelnen hohlen Kristallen kann man auch Feldspat und Quarz erkennen. Um den Chlorit ist die Granatsubstanz gewöhnlich trüb und einzelne ganz unregelmässige Granatkörnchen sind von grösseren Chlorithaufen umgeben; diese Ausbildungsweise zeigt auf Zersetzung. Längs der Sprünge zieht sich der Chlorit auch in das Innere der Kristalle.

Die Zusammensetzung des granathältigen Aplites weicht vom normalen Typus ab: neben dem Oligoklasandesin und dem Oligoklas spielt in diesem Falle auch der Quarz eine Rolle; letzterer enthält immer viele Flüssigkeitseinschlüsse, manchmal mit einer sich lebhaft bewegenden Libelle. Ausser den auch Biotit in sich schliessenden Chlorithaufen enthält das Gestein auch unreine tonige, sehr feinkörnige Calcitaggregate, die vielleicht Relikte der ursprünglichen Granatsubstanz sind. In der Nähe dieses Aplites habe ich im Gabbrodiorit auch grössere tonige Kalkstein- und kalkige Toneinschlüsse gefunden.

In Verbindung mit der mineralischen Zusammensetzung kann ich auch erwähnen, dass jene basischeren Plagioklasgesteine, in

welche die normalen Oligoklasgesteine übergehen, sich schon stark dem gabbrodioritischen oder dem gabbroidalen Charakter nähern, und zwar infolge der Anhäufung des femischen Minerals; sie sind also nur selten typische Feldspatgesteine. Den normalen Oligoklasgesteinstypen ähnliche reine Andesinfelsen konnte ich bisher im Zuge nur spärlich auffinden; ganz reine Labradorfelsen fand ich aber überhaupt nicht.

Petrochemische Angaben.

Fünf Analysen der normalen Oligoklasgesteinen stehen mir zur Verfügung: zwei der körnigen Oligoklasiten, zwei der Apliten und eine Pegmatitanalyse. Ich füge noch bei die quantitative Analyse des einen granitoporphyrischen Oligoklasites, ferner diejenige eines basischeren Plagioklasites vom Újhatártal. Betrachten wir zuerst die normalen Oligoklasgesteine:

1. *Oligoklasit*, Újhatártal, Seite von Határlápa. Graulichweisses Gestein mit mittelgrossen (3—4 mm) Körnern, in dem der Oligoklas und Oligoklasalbit vorherrschend, der Titanmagnetit, Biotit, Quarz, Titanit, Apatit, Rutil und Zirkon sehr untergeordnet sind. Spezifisches Gewicht 2·642. Analysiert von Ing. chem. E. POLNER, 1929.

2. *Oligoklasit*, Tóbérc, Forgalmisteinbruch. Dunklergraueres Gestein als das Vorige, mit einer bis 5 mm erreichenden Korngrösse; vorherrschend ist der Oligoklas, neben welchem auch Oligoklasalbit und Oligoklasandesin vorkommt. Der grösstenteils chloritisierte Amphibol ist minimal. Unter den akzessorischen Bestandteilen findet man ziemlich viel Titanmagnetit und Ilmenit; übrige Gemengteile wie im Vorigen. Spez. Gew.: 2·658. Analys. v. E. POLNER 1929.

3. *Oligoklasaplit*, Forgalmisteinbruch, Hauptgang, O-Seite. Weisses dichtes Gestein mit einer durchschn. Korngrösse von 0·3 mm. Oligoklasalbit und Oligoklas herrschen vor, aber es enthält auch reinen Albit. Nebensächlich enthält das Gestein Chlorit (Biotit), Titanmagnetit, Titanit, Turmalin, Zirkon. Spez. Gew. 2·630. Analysiert v. E. POLNER 1930.

4. *Oligoklasaplit*, Újhatárvölgy, unter Magasverő, Ikerlápa. Grau gefärbt und feinkörnig, mit einer durchschn. Korngrösse von 0·5 mm. Mineralogische Zusammensetzung der des Vorigen

identisch, nur enthält das Gestein keinen reinen Albit, hingegen sehr wenig Quarz und einige Fluoritkörner. Spez. Gew. 2·640. Analysiert v. Dr. K. EMSZT, k. ung. Obergeolog, 1926.

5. *Oligoklaspegmatit*, Újhatártal, oberhalb Cseresznyefalápa. Ein grobkörniges drusiges Gestein, dessen Korngrösse 15 mm erreicht. Oligoklasalbit herrscht vor, aber das Gestein enthält auch genügend Oligoklas und Albit, verhältnismässig viel Titanmagnetit, Magnetit, Titanit, Limonit, Apatit und sehr wenig Biotit (Chlorit), Turmalin, Rutil, Zirkon, Fluorit. Spez. Gew. 2·649. Analys. v. K. EMSZT 1926.

Originalanalysen:

	Oligoklasite		Oligoklasaplite		Pegmatit
	1.	2.	3.	4.	
SiO_2	63·55	59·45	65·20	64·70	58·66
TiO_2	0·84	1·34	0·44	0·21	0·90
Al_2O_3	18·46	19·61	19·36	19·08	19·79
Fe_2O_3	1·69	2·11	0·26	1·51	2·50
FeO	2·28	3·45	0·77	0·52	4·39
MnO	0·14	Spur	—	—	0·11
MgO	0·52	1·12	0·55	0·30	0·95
CaO	3·15	2·73	3·57	5·13	1·08
Na_2O	8·05	8·11	8·76	8·16	9·12
K_2O	0·42	0·75	0·30	0·33	0·30
P_2O_5	0·05	0·34	Spur	—	0·37
+ H_2O	0·80	1·19	0·73	0·44	1·65
— H_2O	0·18	0·18	0·14	—	0·29
Summe:	100·13	100·38	100·08	100·38	100·11

Molekularprocente:

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO_2	70·27	66·40	71·59	70·56	66·40
TiO_2	0·55	1·12	0·36	0·17	0·76
Al_2O_3	11·98	12·89	12·51	12·24	13·16
FeO	3·64	4·98	0·92	1·71	6·36
MgO	0·86	1·88	0·90	0·49	1·61
CaO	3·72	3·27	4·20	5·99	1·32
Na_2O	8·59	8·77	9·31	8·61	10·00
K_2O	·36	0·54	0·21	0·23	0·22
P_2O_5	·03	0·15	—	—	0·17
Summe:	100·00	100·00	100·00	100·00	100·00

Neutrale Gesteine. Der Kieselsäuregehalt schwankt trotz der variablen Ausbildung nur zwischen kleinen Grenzen. Charakteristische Züge der chemischen Zusammensetzung sind: das beständige Vorhandensein der Titansäure und ihre oft verhältnismässig grosse Menge, die sehr grosse Menge des Na_2O und die sehr geringe Menge des K_2O , die beträchtliche Rolle des CaO und — die Aplite ausgenommen — der Eisenoxyde. Das Extrem vertritt der Oligoklaspegmatit, und zwar wegen seines sehr grossen Na -Oxyd-, grossen Eisenoxyd- und kleinen Kalkoxydgehalt. Diese Züge treten noch besser hervor, wenn wir die Molekularprocente miteinander vergleichen:

	<i>Basen: SiO₂</i>	<i>CaO: Alk</i>	<i>CaO: Na₂O</i>	<i>K₂O: Na₂O</i>	<i>Alk: Al₂O₃</i>	<i>Na₂O: Al₂O₃</i>
1. Oligoklasit	— 1:2·4	1:2·4	1:2·3	1:23	1:1·34	1:1·39
2. Oligoklasit	— 1:2	1:2·8	1:2·7	1:16	1:1·41	1:1·45
3. Olig. aplit	— 1:2·5	1:2·3	1:2·3	1:44	1:1·31	1:1·34
4. Olig. aplit	— 1:2·4	1:1·5	1:1·5	1:37	1:1·38	1:1·42
5. Olig. pegmati	1:2	1:7·7	1:7·5	1:45	1:1·28	1:1·31

Aus der Reihe sondert sich nur der Oligoklaspegmatit ab und zwar infolge des geringen Kalkoxydgehaltes; die übrigen Werte stimmen gut überein. Wichtig ist es somit 1. *dass die Menge der Kieselsäure 2—2·5-mal so gross ist, als die Summe der Basen*; das entspricht dem Charakter der an feldspatreichen neutralen Gesteinen; 2. *die Menge des Na_2O übertrifft vielfach diejenige des K_2O* ; 3. *der grösste Teil der Tonerde wird zur Sättigung des Na_2O verbraucht*, das einerseits aus den Verhältnissen des $\text{CaO}:(\text{Na}, \text{K})_2\text{O}$ und $\text{CaO}:\text{Na}_2\text{O}$ ersichtlich wird. Die beiden letzteren Werte weichen bei den einzelnen Typen kaum voneinander ab; das Maximum der Abweichung beträgt 0·5, es kommt also kaum in Betracht. Hieraus ist auch ersichtlich, *dass die Menge der Alkalien, resp. des Na_2O durchschnittlich 2·5-mal grösser ist, als die des Kalkoxydes*; letzterer wird hier grösstenteils zur Bildung der Anorthitmoleküle verbraucht. Eine Ausnahme bildet der Oligoklaspegmatit, in dem weniger CaO_2 und der basischere (4) Oligoklasaplit, in dem mehr CaO vorhanden ist. Werte nach A. OSANN:¹

¹ Abhandl. d. Heidelb. Akad. d. Wiss. 8—9. Abh. Heidelberg, 1919—1920.

	<i>s</i>	<i>A</i>	<i>C</i>	<i>F</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>f</i>	<i>n</i>	Reihe
1. Oligoklasit_ _ _	70·82	8·95	3·03	5·19	15·5	5·5	9	9·5	<i>α</i>
Ol. porphyrit, Savós	70·92	8·42	3·48	5·20	15	6	9	9·7	<i>α</i>
2. Oligoklasit_ _ _	67·52	9·31	3·27	6·86	14·5	5	10·5	9·4	<i>α</i>
3. Olig. aplit_ _ _	71·95	9·52	2·99	3·03	18	6	6	9·7	<i>α</i>
4. Olig. aplit_ _ _	70·73	8·84	3·40	4·79	15·5	6	8·5	9·7	<i>α</i>
5. Olig. pegmatit_ _ _	67·46	10·32	1·32	7·98	15·5	2	12·5	9·7	<i>α</i>
226. Natronsyenit_ _ _	65·18	10·63	1·52	10·52	14	2	14	8·0	<i>α</i>

Ein grösserer Tonerdeüberschuss zeigt sich nur im Oligoklaspegmatit (1·62 %), trotzdem dass die Umbildung desselben nicht beträchtlich weiter vorgeschritten ist, als in den anderen Gesteinen. Übrigens kann man die Verwandtschaft auf Grund der OSANNSCHEN *Typenwerte* sofort erkennen. Hier ist neben der Summe der Alkalien (*A*) der grosse Wert des Alkaliverhältnisses (*n*) zu betonen, dass das Vorherrschen des Na_2O zeigt. Ein jeder Typus stellt einen Grenztypus dar, wie die Oligoklasgesteine im allgemeinen. Von den OSANNSCHEN Typen kann ich nur den in den Bradyville-Typus gereihten 226. Natronsyenit (Laupstadeid, Lofoten) erwähnen, der mit dem (von der Reihe unserer Gesteine wenig abweichenden) Oligoklaspegmatit übereinstimmt. Die anderen Typen kann man in das OSANNSCHE System überhaupt nicht einreihen, da in diesem solche Gesteine kaum vorkommen. Das grösste Hindernis bietet der *n*-Wert, der bei den OSANNSCHEN Gesteinen immer auf an *Or*-Molekül reiche Gesteine hinweist. Abweichend von diesen zeigen sie eine sehr nahe Verwandtschaft mit den Oligoklasgesteinen anderer Gebiete und stimmen sogar mit einzelnen genau überein. Von letzteren soll der Oligoklasporphyrit von Savós (Lillafüred) zum Vergleich genommen werden:

	<i>s</i>	A_2C_2F	$A_6:s$	$A_2C_2:s$	<i>k</i>
1. Oligoklasit_ _ _	70·82	64·95	1 : 1·3	1 : 1·2	1·09
Ol. porphyrit, Savós	70·92	62·68	1 : 1·3	1 : 1·2	1·13
2. Oligoklasit_ _ _	67·52	69·33	1 : 1·2	1 : 1·06	0·97
Oligoklasit, Torockó	68·42	68·00	1 : 1·2	1 : 1·1	1·00
3. Oligoklasaplit_ _ _	71·95	66·13	1 : 1·25	1 : 1·14	1·08
4. Oligoklasaplit_ _ _	70·73	64·63	1 : 1·33	1 : 1·18	1·09
5. Oligoklaspegmatit_ _ _	67·16	72·00	1 : 1·1	1 : 1·05	0·93

Auf Grund dieser *Familienwerte* würden die Gesteine zweifellos den Porphyren entsprechen, aber in diese Gruppe kann man sie

infolge ihrer chemischen Eigenschaften, sowie ihrer mineralischen Zusammensetzung nicht einreihen; die OSANNSchen Typenwerte sind ebenfalls widersprechend. Auf Grund der Gruppen (*A*, *C*, *F*) und des Kieselsäurekoeffizienten (*k*) können wir nur auf Oligoklasgesteine denken. Die Gesteine von Savós und Torockó enthalten ebenfalls keinen freien Quarz. Dasselbe erkennen wir, wenn wir die höchst silifizierten Moleküle (*A* und *AC*) mit der Gesamtkieselsäure (*s*) vergleichen.

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	
1. Oligoklasit _ _ _ _ _	23·5	4	2·5	14·5	4·5	11	9·5	1·9
Oligoklasporphyril, Savós	23·5	4	2·5	15	4·5	10·5	9·7	1·3
2. Oligoklasit _ _ _ _ _	22·5	4	3·5	15	4	11	9·4	3·6
637. Andesit, Butte _ _ _ _ _	22·5	4	3·5	15·5	7·5	7	8·6	3·1
1155. Plagiaplit, Koswa _ _ _ _ _	22·5	5	2·5	15·5	6·5	8	9·7	0·5
3. Oligoklasaplit _ _ _ _ _	24	4	2	14·5	4·5	11	9·7	1·7
4. Oligoklasaplit _ _ _ _ _	23·5	4	2·5	13·5	6·5	10	9·7	0·7
314. Oligoklasit Presten _ _ _ _ _	23·5	4	2·5	15·5	5·5	9·5	8·2	1·6
5. Oligoklaspegmatit _ _ _ _ _	22·5	4·5	3	16·5	1·5	12·5	9·7	5·4

Diese *Parameter*¹ weisen auf Oligoklasgesteine. Wichtig ist der *NK*-Wert, welcher diese Gruppe von sämtlichen übrigen Gesteinsgruppen trennt, weiterhin das *AlAlk*-Verhältnis, das auf die OSANNSche schwach-alkalische Gruppe weist. Ein sehr beständiger Wert ist aber auch das *SAlF*-Verhältnis, welches sich nur zwischen sehr engen Grenzen verändert. Als extreme Glieder können wir den 3. Oligoklasaplit und den 5. Oligoklaspegmatit bezeichnen.

Das *MC*-Verhältnis besitzt — den Pegmatit ausgenommen — einen sehr geringen Wert. So geringe Werte finden wir hauptsächlich bei den ebenfalls vorherrschend, aus Feldspat bestehenden Anorthositen, obzwar es auch unter den sauren Alkaligesteinen solche Glieder gibt. Wenn wir aber z. B. sämtliche Granite betrachten, so sehen wir, dass das Mittelwert von *MC* bedeutend grösser ist.

¹ Abhandl. d. Heidelberger Akad. d. Wiss. Math. Nat. Kl. 2. Abh. Heidelberg, 1913.

Werte nach P. NIGGLI: ¹

	<i>si</i>	<i>qz</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>m</i>
1. Oligoklasit _ _ _ _	240	+ 18	41	15·5	13	30·5	·04	·19	5
Olig. porph., Savós	243	+ 27	41	17	13	29	·02	·11	5
2. Oligoklasit _ _ _ _	206	— 10	40	21	10	29	·06	·27	4
Oligoklasit, Torockó	215	+ 2	42	18	11	29	·10	·25	4
3. Oligoklasaplit _ _ _	254	+ 18	44·5	6·5	15	34	·02	·49	7
11. Trondhjemit _ _	358	+102	46·5	5·5	9	39	·18	·42	7
4. Oligoklasaplit _ _ _	241	+ 20	42	7·5	20·5	30	·02	·22	8
5. Olig. pegmatit _ _	199	— 25	40·5	24·5	4	31	·02	·20	2
10. Albitgranitaplit	363	+137	43·5	21·5	3·5	31·5	·05	·45	2

Charakteristisch ist der hohe und ziemlich übereinstimmende Wert der *alk*- und *al*-Zahlen. Das Verhältnis der *c*- und *fm*-Zahlen ist veränderlich. In den meisten Fällen, wie bei den Magmatypen der Alkalikalkreihe im allgemeinen, herrscht das *fm* vor, während im 2. Oligoklasaplit, ähnlich den basischeren Anorthositen, die *c*-Zahl über *fm* vorherrscht. Der Wert *k* ist beständig sehr gering, der Wert *mg* aber veränderlich, was bei solchen Differentiationsprodukten ganz gut verständlich ist. Dasselbe finden wir auch bei den angeführten verwandten Oligoklasgesteinen.

Wenn wir diese Gesteine mit den NIGGLISCHEN Magmentypen vergleichen, dann finden wir, dass sie am besten mit dem Magma des Prestener Oligoklasit übereinstimmen; doch finden wir auch mehrere ähnliche Gesteine unter den in die dioritische Reihe gehörenden trondhjemitischen Magmen. Vom Typus dieser Magmen unterscheiden sich diese Gesteine sozusagen nur in der Zahl *si* (und natürlich im Wert *qz*). Dasselbe ist auch verständlich, da diese Szarvaskőer Gesteine quarzfreie Arten sind. Von den verwandten Gesteinen sind angeführt: 10. Albitaplit (Cobalt, Ontario) und den 11. Trondhjemit (Kvikne, Norw). Einen ähnlichen Chemismus finden wir auch bei den natronsyenitischen Magmen, doch ist bei diesen ein grosser Unterschied zwischen den Werten *fm* und *k*. Diese Ähnlichkeiten resp. Unterschiede werden noch mehr auffallend, wenn wir die einzelnen Molekularwerte miteinander vergleichen:

¹ P. NIGGLI: Gesteins- und Mineralprovinzen. Bd. I, Berlin, 1913.

	<i>c:fm</i>	<i>c:alk</i>	<i>c:al</i>	<i>fm:al</i>	<i>fm:alk</i>	<i>alk:al</i>	<i>6 alk:si</i>
1. Oligoklasit — — —	1:1·22	1:2·3	1:3·1	1:2·6	1:1·9	1:1·13	1:1·31
Olig. porph., Savós	1:1·3	1:2·2	1:3·1	1:2·4	1:1·7	1:1·4	1:1·39
2. Oligoklasit — — —	1:2·11	1:2·9	1:4	1:1·9	1:1·4	1:1·3	1:1·18
Oligoklasit, Torockó	1:1·6	1:2·7	:3·7	1:2·3	1:1·6	1:1·4	1:1·2
3. Oligoklasaplit — —	2·3:1	1:2·2	:3	1:6·8	1:5·2	1:1·3	1:1·24
4. Oligoklasaplit — —	2·7:1	1:1·4	:2	1:5·6	1:4	1:1·4	1:1·3
5. Olig. pegmatit — —	1:6·1	1:7	1:10	1:1·6	1:1·2	1:1·3	1:1·07
10. Albitgranitaplit	1:6·1	1:9	1:12	1:2	1:1·4	1:1·3	1:1·9

Wir sehen, dass die Unterschiede der Szarvaskőer Oligoklasgesteine in erster Linie Folgen der verschiedenen Ausbildung sind: eine ganz separate Serie bilden die körnigen Oligoklasite, sowie auch die Aplite und Pegmatite. Auf Grund der Verhältniszahlen *c:fm*, *fm:al* und *fm:alk* sind also drei verschiedene Serien zu unterscheiden. Von den verwandten Gesteinen hätte ich sämtliche bisher analysierte Oligoklasgesteine des Siebenbürgischen Erzgebirges und von Lillafüred anführen können; die Übereinstimmung ist vollkommen. Aus der NIGGLischen Serie konnte ich als Beispiel nur den ins trondhjemitische Magma gehörenden 10. Albitgranitaplit (Cobalt, Ontario) anführen, bei welchem quarzreichen Gestein der *6Alk:si* Wert ganz abweichend ist.

Ich bemerke, dass bei den Szarvaskőer Oligoklasaplitern der Wert des *c:fm* Verhältnisses auf typische Anortosite weist; dieser Wert vergrößert sich bei den basischeren Gliedern, obzwar auch Rücksprünge vorkommen:

		<i>sic:fm</i>
3. Oligoklasaplit, Szarvaskő — — — — —	251	2·3:1
4. Oligoklasaplit, Szarvaskő — — — — —	241	2·7:1
2. Andesin Gestein (NIGGLI), Forse — —	186	4·2:1
Labrador Gesteinsgruppe (NIGGLI) — — —	145	4·7:1

Auch die Plagiaplite des Urals ¹ besitzen meist eine solche Natur.

*

Von den basischeren Oligoklasgesteinen stehen mir zwei Analysen zur Verfügung.

6. *Granitoporphyrischer Oligoklasit*, Agrársteinbruch. Gemengteile: Oligoklas, Oligoklasandesin, Augit, Amphibol, Biotit, Ilmenit,

¹ Bulletin d. l. Soc. Mineral, d. France. XXXIII, 1910, Paris.

Titanmagnetit, Titanit, Apatit, Zirkon, Pyrit. Neben den Feldspaten ist viel Eisenerz und Apatit vorhanden, die übrigen Gemengteile sind spärlich. Sp. Gew. 2·712. Analysiert von Dr. K. EMSZT 1930.

7. *Oligoklasit*, Újhatárvölgy. Die Zusammensetzung ist dem vorigen Gestein ähnlich, nur enthält dasselbe ziemlich viel Oligoklasalbit. Apatit ist spärlich; Pyrit fehlt vollkommen. Sp. Gew. 2·710. Analysiert von K. EMSZT, 1930.

Originalanalysen :

	6.	7.
SiO_2 _ _ _ _ _	59·01	56·71
TiO_2 _ _ _ _ _	1·42	2·04
Al_2O_3 _ _ _ _ _	14·74	15·41
Fe_2O_3 _ _ _ _ _	3·52	1·63
FeO _ _ _ _ _	5·14	7·93
MnO _ _ _ _ _	0·05	Spur
MgO _ _ _ _ _	1·56	0·30
CaO _ _ _ _ _	3·92	4·45
SrO _ _ _ _ _	0·02	—
Na_2O _ _ _ _ _	6·01	7·71
K_2O _ _ _ _ _	0·12	Spur
P_2O_5 _ _ _ _ _	0·37	Spur
+ H_2O _ _ _ _ _	3·17	2·80
- H_2O _ _ _ _ _	0·22	0·31
S _ _ _ _ _	0·10	--
	<hr/>	<hr/>
	99·37	94·29

Der Oligoklasgesteinscharakter prägt sich auch bei Zunahme der Basizität aus; die verhältnismässig grosse Menge der Eisenoxyde entspricht ebenfalls demselben; die übrigen verwandten Gesteine enthalten diese Oxyde auch in grosser Menge.

Vergleichen wir die *Molekularprozente*:

	Basen: SiO_2	$CaO:Alk$	$CaO:Na_2O$	$K_2O:Na_2O$	$Na_2O:Al_2O_3$	$Alk:Al_2O_3$
6. Porph. Oligoklasit	1:2	1:1·4	1:1·38	1:7·3	1:1·49	1:1·47
7. Oligoklasit	_ _	1:1·8	1:1·5	1:1·5	—	1:1·21 2:1·21

Der Oligoklasitcharakter ist auch hier auffallend; nämlich aus dem $Na_2O:Al_2O_3$ Verhältnis sieht man, dass zur Sättigung des Kalkoxydes dieselbe Menge Tonerde vorhanden war, wie das bei den normalen Oligoklasgesteinen der Fall ist, obzwar die Kalkoxydmenge ziemlich hoch war. Wenn wir aber das $(MgFe)O$ mit der Summe des $CaO + Alk$ in Verhältnis bringen, dann erkennen wir,

dass der Feldspatgesteinscharakter nicht so stark ausgeprägt ist; besonders wenn wir in Betracht ziehen, dass in diesen basischeren Oligoklasgesteinen ein Teil des Kalkoxydes zur Bildung der femischen Mineralien dient. Das Verhältnis ist in den vorigen Oligoklasgesteinen durchschnittlich 1:4, in den letzteren aber 1:1·5, resp. 1:1·1. Der Charakter nähert sich also einigermassen dem dioritischen Typus.

OSANNsche Werte :

	s	A	C	F	a	c	f	n	Reihe
6. Porph. Oligoklasit	68·05	6·67	3·14	12·16	9·5	4	16·5	8·8	α
Ol. porph. Tuff., Savós	67·56	7·19	3·25	11·56	10	4·5	15·5	8	α
7. Oligoklasit	66·41	8·48	1·82	12·99	11	2·5	16·5	10	α
Ol. porphyrit, Savós	69·81	7·29	2·79	10·03	11	4	15	8·7	α

Diese *Typenwerte* bekräftigen noch die obigen Angaben. Aufgrund des *n*-Wertes sind diese Gesteine noch Oligoklasgesteine; ähnliche finden wir als gepresste und nicht gepresste Oligoklasgesteine im nördlichen Bükkgebirge. Die im OSANNschen System befindlichen Dioritporphyrittypen (z. B. 32. Dioritporphyrit, Steamboat Mt. Mt.¹) und Syeniten (z. B. 232. Natronsyenit, Kilimandscharo²) unterscheiden sich von diesen Gesteinen nur im Werte *n*.

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC
6. Porph. Oligoklasit	22	3	5	14	6·5	9·5	9·8	3·5
1116. Dioritporph. (OSANN)	22	3·5	4·5	13·5	7	9·5	6·0	5·3
Olig. porphyrit, Savós	22	3·5	4·5	14	6	10	8·7	4·1
7. Oligoklasit	21·5	3	5·5	13	6·5	10·5	10	0·5
1188. Gladkait (OSANN)	21·5	4	4·5	14·5	9	6·5	8·7	2·4

Diese *Parameter* weisen ebenfalls auf den Oligoklasgesteinscharakter. Der 1116. Dioritporphyrit (Steamboat Mt. Mt.) weicht eben im wichtigsten Werte, im *NK*-Verhältnis so sehr ab, dass die Verwandtschaft fast verschwindet. Aber mit dem Gestein 1188. Gladkait (Gladkaia Sopka, Ural) kann man die Verwandtschaft erkennen.

¹ A. OSANN: Versuch etc. etc. TSCHERMAK Min. Petr. Mitt. XXI, p. 378.

² Abhandl. d. Heidelberg. Akad. d. Wiss. M. Nat. Kl. 2. Abh. Heidelberg, 1913.

Werte nach P. NIGGLI:

	si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	m
6. Porph. Oligoklasit	211	+27	31	33	15	21	·01	·27	4
7. Oligoklasit	192	-10	30·5	28	16	25·5	·00	·05	4

Unter den NIGGLISCHEN Magmen finden wir in der Quarzdioritischen Reihe einigermaßen verwandte Gesteine, nur ist die Kalizahl (k) sehr gering; sie erreicht sogar bei den normalen Oligoklasgesteinen grössere Werte, bei den Quarzdioritmagmen erreicht sie sogar den Wert 0·25.

Die Werte der basischeren Oligoklasgesteine stimmen also mit den Werten der übrigen Oligoklasgesteine überein.

Auch vom *granathältigen Oligoklasaplit* besitze ich eine quantitative Analyse, da aber die Analyse des Granates, der zirka die Hälfte des Gesteins bildet, noch nicht vollendet ist, gebe ich nur die ursprünglichen Daten der Analyse: $SiO_2 = 46·15$, $TiO_2 = 1·65$, $Al_2O_3 = 18·56$, $Fe_2O_3 = 1·60$, $FeO = 16·95$, $MnO = 3·76$, $MgO = 1·75$, $CaO = 3·04$, $Na_2O = 5·17$, $K_2O = 0·15$, $P_2O_5 = 1·04$, $+H_2O = 0·60$, $-H_2O = 0·12$. Summe = $100·54\%$. Der Oligoklasgesteinscharakter ist auch hier offenbar.

*

Um eine allgemeine Übersicht über sämtliche Oligoklasgesteine von Szarvaskó zu erhalten, wollen wir die OSANNSCHEN und die NIGGLI—BECKESCHEN Projektionen betrachten. Die Projektionswerte sind folgende:

	a	c	si	ξ	η	ζ	\mathcal{P}_{011}	k	ck	cn	
1. Oligoklasit	15·5	5·5	9	240	71	54	43	7·4	·04	·25	·26
2. Oligoklasit	14·5	5	10·5	206	69	50	39	7·8	·06	·26	·27
3. Olig. applit	18	6	6	254	78	59	49	7·4	·02	·23	·24
4. Olig. applit	15·	6	8·5	241	72	62	50	8·5	·02	·23	·23
5. Ol. pegmatit	15·5	2	12·5	199	71	44	35	6·0	·02	·11	·11
6. Porph. Oligoklasit	9·5	4	16·5	211	52	46	36	7·1	·01	·32	·32
7. Bas. Oligoklasit	11	2·5	16·5	192	56	46	41	3·5	·00	·18	·18

Im OSANNSCHEN ACF -Dreieck fällt jedes Gestein in das Gebiet der Oligoklasgesteine,¹ also hauptsächlich an die Grenze der Granit-

¹ Acta chem. mineralog. et phys. Tom. I, p. 124, Szeged, 1929.

Syenitfelder, bzw. gegen die Diorit-Anorthositfelder. Nächst den Anorthositen liegen die Oligoklasaplite No. 3 und 4, den Dioriten nähern sich die Oligoklasite Nr. 6 und 7, während der Oligoklaspegmatit Nr. 5 entfernt von ihnen auf die gegen die A—F Linie liegende Grenze des Granites und des Syenites kommt.

Im NIGGLISCHEN Konzentrationstetraeder teilen sich die Oligoklasaplite nach der BECKESCHEN Würfelprojektion¹ sowohl im Kreuz-, als auch im Grundriss, sowie im Kieselsäurefeld in zwei Gruppen. Die Projektionspunkte der Glieder der einen Gruppe,

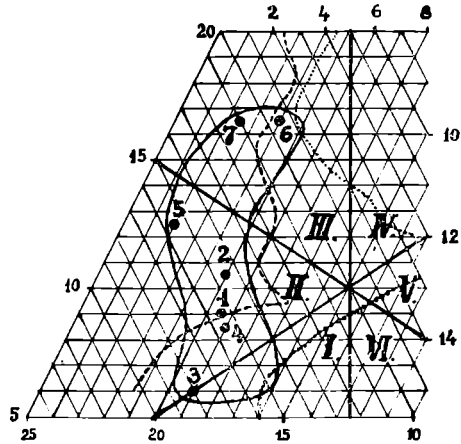


Fig. 1. Dreieck nach OSANN.

- = Grenze d. Oligoklasgesteine.
- = Grenze d. Syenite u. Trachyte.
- = Grenze d. Diorite u. Porphyrite.
- = Grenze d. Anorthosite.

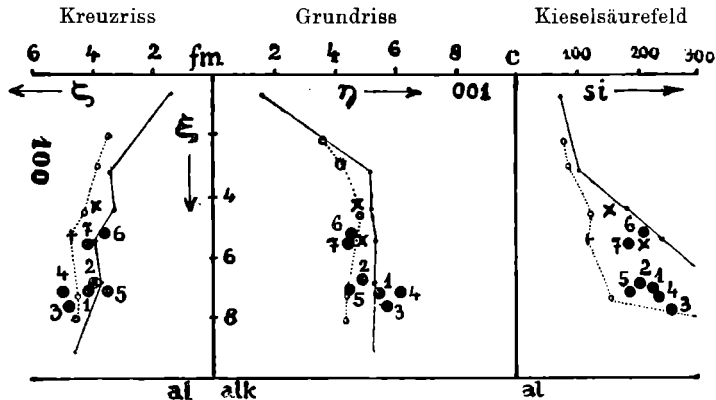


Fig. 2. Würfelprojektion d. Konzentrationstetraeder.

- = pazifische Reihe.
- = atlantische Reihe.

¹ F. BECKE: Graphische Darstellung von Gesteinsanalysen. Tsch. Min. Petr. Mitt. Bd. 37, p. 27—56.

der normalen Oligoklasgesteine fallen zwischen den Granit und den Nephelinsyenit, also dorthin, wo z. B. der Projektionspunkt

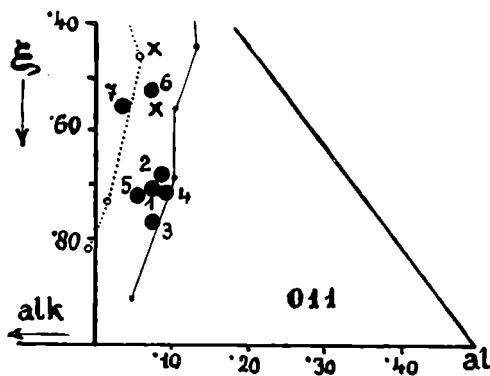


Fig. 3. Dodekaederprojektion.

—— = pazifische Reiche.
 = atlantische Reiche.

des Oligoklasporphyrites von Savós (Lilla-füred) liegt. Die Projektionspunkte der Glieder der basischeren Gruppe fallen im Kreuzriss zwischen denen der Anorthosite und der Syenite, im Grundriss und im Kieselsäurefeld aber zwischen denen der Anorthosite und der Monzonite, wo z. B. die Projektionspunkte der gepressten Oligoklas-

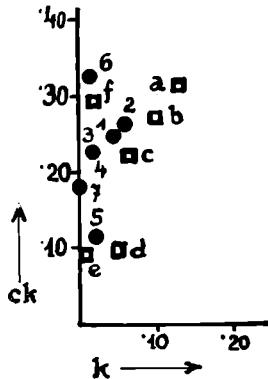
gesteine von Savós zu finden sind. Beide Gruppen reihen sich, entsprechend den einzelnen Schnitten, bald näher zur pazifischen, bald näher zur atlantischen Schwarmlinie.

In der Dodekaederprojektion auf der 011-Fläche ($\xi-\vartheta$) lagern sich die Pole der normalen Oligoklasgesteine zwischen denen der Alkaligranite und der Granite, die der basischeren Typen aber gelangen neben die der Monzonite. Die Ersteren befinden sich neben der pazifischen Linie, die Letzteren näher zur atlantischen Linie.

Über die systematische Lage dieser Oligoklasgesteine geben uns die auf Grund der k ($K_2O : K_2O + Alk$), ck ($CaO : CaO + Alk$) und cn ($CaO : CaO + Na_2O$)¹ Werte konstruierten rechtwinkligen Diagramme eine rechte Aufklärung, denn dies sind solche Gesteine, in welchen neben dem vorherrschenden Na_2O auch CaO bei der Feldspatbildung eine wichtige Rolle spielt. In diesen Diagrammen wird nur jene CaO -Menge in Betracht gezogen, die bei der Feldspatbildung zur Sättigung der Tonerde notwendig ist.

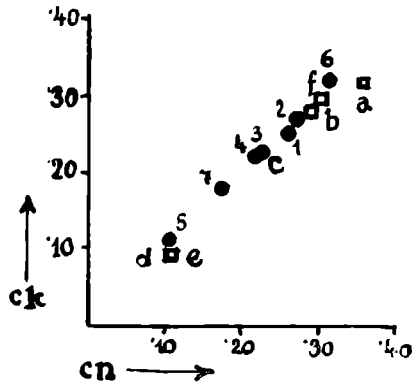
¹ Acta chem. mineralogica et phys. Tom. I, p. 127 und Tom. II, p. 24—46, Szeged, 1929—1930.

Im k - ck Diagramme findet man nahestehende Glieder nur im trondhjemitischen Magma, die Pole des Albitgranitaplites von Cobalt (Ontario) (d) und des Dragaasener Trondhjemites (a) wurden in Diagramm eingetragen. Letztere sind aber kiesel-säurereichere, ja sogar quarzreiche Gesteine, die man mit den vorigen Gesteinen nicht vereinigen kann, obzwar ihr Chemismus *teilweise* gut übereinstimmt. Mit den Gesteinen des natronsyenitischen Magmas kann man sie überhaupt nicht vergleichen, weil diese keinen anorthositischen Charakter besitzen. So sind sie nur mit den anderen Oligoklasgesteinen verwandt, von denen ich die Pole des Oligoklasites (b), Oligoklasporphyrits (c) und Oligoklasaplits (e) von Torockó, sowie auch den Pol des Oligoklasporphyrits (f) von Savós eingetragen habe. Mit diesen stimmen sie wirklich überein.

Fig. 4. k - ck Diagramm.

Für den ck - cn Diagramm ist charakteristisch, dass die Projektionspunkte sich in der Diagonale des Dreiecks befinden, da infolge des geringen Wertes von K_2O die ck - und cn -Werte beinahe identisch sind. Manche Projektionspunkte fallen fast zusammen.

Zuletzt teile ich mit die *Amerikanischen Normen*¹ der besprochenen Gesteine:

Fig. 5. ck - cn Diagramm.

¹ Cross, Iddings, Pirsson, Washington: Quant. Class. of igneous Rocks. Chicago, 1903 und Washington H. St.: Chemical Analyses of Igneous Rocks. Wash., 1917.

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy</i>	<i>di</i>	<i>mt</i>	<i>ilm</i>	<i>ap</i>	Sonst
1. Oligoklasit	7.40	3.06	68.01	12.43	2.60	1.30	2.46	1.60	.14	—
2. Oligoklasit	1.82	4.45	68.54	11.10	2.42	—	3.06	2.54	.79	<i>C</i> =1.29
3. Olig. aplit	5.60	1.78	74.04	12.59	.83	3.16	.37	.84	—	—
4. Olig. aplit	6.99	1.95	68.96	14.46	—	5.34	1.06	.39	—	<i>hm</i> =.76
5. Olig. pegmatit	—	1.78	77.07	2.88	5.99	—	3.62	1.70	.86	<i>C</i> =3.37
6. Porph. Oligokl.	13.07	.72	50.78	12.87	6.26	3.31	5.10	2.89	.85	<i>pr</i> =.54
7. Bas. Oligoklasit	.64	—	65.19	7.42	9.83	6.37	2.37	3.87	—	—

Diese ideale mineralische Zusammensetzung zeigt am besten den Oligoklasgesteinscharakter, der nur im porphyrischen Oligoklasit Nr. 6 einigermaßen verschwommen ist, da in diesem Gestein neben dem Quarz auch die femischen Mineralien zu einer Rolle gelangen. Im basischen Oligoklasit Nr. 7 wird wieder der leukokrate Charakter schwächer. Von den NIGGLISCHEN Magmatypen zeigt nur der Oligoklasit (Presten) eine ähnliche Zusammensetzung. Im amerikanischen System ist das Symbol der zwei Oligoklasiten und der zwei Oligoklasapliten: I.5.2.5, also jener Subrang, in den auch der grösste Teil der Oligoklasgesteine von Torockó gehört; das Albitmolekül erreicht in diesen Gesteinen einen Wert von rund 70 %. Das Symbol des Oligoklaspegmatits Nr. 5 ist I/II.5.1.5, des porph. Oligoklasits Nr. 6: II.4/5.2.5, des Oligoklasits Nr. 7: II.5.2.5. Alle gehören also in solche Subrange, in denen nahe verwandte Gesteine zu finden sind.

Diese chemischen Eigenschaften beweisen, dass diese Oligoklasgesteine eine selbständige Gruppe bilden. Man kann sie nur in die Plagioklasit-, Plagiaplit-, Plagiopegmatit-, Plagiophyrit-Gruppen einreihen, da sie von den anderen Gruppen durch irgendeine grundlegende Eigenschaft abweichen. Miteinander sind sie aber nahe verwandt; sogar die basischen und saueren Endglieder zeigenden eigenartigen Oligoklasgesteinscharakter gut. Oligoklasgesteine vom effusiven Charakter sind in der Serie von Szarvaskó nicht bekannt, aber in anderen Gegenden gibt es solche reichlich, die die Serie der Oligoklasgesteine vervollständigen.

Verhältnis der Oligoklasgesteine zur Gabbroidalen Masse.

Wir haben die Frage zu beantworten, in welchem Verhältnis die Oligoklasgesteine mit der gabbroidalen Masse von Szarvaskó stehen und ob sie von derselben Magma herkommen. -

Diese Frage kann schon auf Grund der petrologischen Verhältnisse beantwortet werden. Es wurde schon bei dem Beschreiben der schlierigen Gebilden erwähnt, dass sie mit den Muttergesteinen eng zusammenhängen. Das beweist auch der stufenweise Übergang aller bisher bekannter Gesteine der gabbroidalen Masse und auch ihre mineralische Zusammensetzung; doch wird diese Tatsache durch die petrochemischen Verhältnisse noch mehr bekräftigt.

Die vorherrschenden Gesteine der Gegend von Szarvaskó sind der Diabas und der Gabbro. Der dichte Spilitdiabas übergeht abwärts stufenweise in körnigen Ophitdiabas, dann dieser durch Gabbrodiabas in Gabbro; dadurch wurde ein Reichtum der Abarten hervorgebracht, eine grössere Mannigfaltigkeit wurde durch die Differentiation verursacht.

Die Ergebnisse der magmatischen Spaltung sind: einesteils die beträchtlichen Massen eines ultrabasischen Peridotitrandes, spärliche randliche Pyroxenitvorkommen; beide mit stufenweisen Übergängen in Gabbro (Gabbroperidotit, Gabbropyroxenit) andern-teils die Schlieren und leukokraten Gänge, die die Masse durchspinnen.

In mineralogischer Beziehung charakteristisch ist für die Masse, dass sie keinen Orthoklas enthält und ihr Plagioklas in der Ab-Molekül verhältnismässig reich ist (in den Spilitdiabasen steigt sie manchmal bis Ab_{70}), ferner, dass sie gewöhnlich viel Ti-Eisenerz enthält und dass der Biotit, Amphibol und Pyroxen beinahe überall von derselben Art ist.

Wenn wir sämtliche chemische Analysen betrachten, so ist vor allem auffallend das Vorherrschen von Na_2O über K_2O bei durchschnittlich ziemlich geringen Kieselsäuregehalt; weiterhin ist charakteristisch die beständige Gegenwart und beträchtliche Menge der Titansäure und der grosse Gehalt an Eisenoxyden. Eine interessante gemeinsame Eigenschaft ist, dass das MgO sogar in den olivinhältigen Gliedern gering ist und nur im Peridotit bedeutend wird.

Diese gemeinsamen Charakterzüge sind dann gut zu übersehen, wenn wir die Haupttypen der gabbroidalen Gesteine, sowie die Haupttypen der Differentiationsprodukte getrennt gruppieren. Es werden zuerst die Angaben der *Originalanalysen* mitgeteilt, der besseren Übersicht wegen sämtliche Eisenoxyde als Ferroxyd angeführt.

Vorherrschende Gesteinsarten:

	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	FeO	MgO	CaO
Gabbrodiorit, Forgalmistbr. ¹	51·31	6·12	·53	2·68	14·36	3·20	6·11
Spilitdiabas, Homonna	51·10	4·04	·37	1·19	10·10	5·40	7·55
Ophitdiabas, Agrárstbr.	48·58	3·44	·14	2·31	12·97	5·41	9·46
Gabbrodiabas, Tardos	47·16	3·93	·33	2·21	10·47	5·64	9·66
Normalgabbro, Újhatártal ²	44·39	2·91	·14	4·40	12·99	7·48	10·15
Olivingabbro, Újhatártal	43·26	2·05	·08	4·28	17·39	6·06	8·42
Gabbroperidotit, Tiszttartó	38·79	1·50	·14	4·29	23·66	7·53	10·90
Diallagperidotit, Vaskapu	32·58	·45	·00	6·07	36·94	14·40	5·60

Wichtigste Differentiationstypen:

	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	FeO	MgO	CaO
Quarzdioritporphyrit, Vaskapu	65·87	6·77	·14	1·08	6·05	2·36	1·77
Dioritaplit, Tóbéro	64·64	4·83	·60	1·17	6·32	1·23	3·11
Gabbrodioritpegmatit, Tóbérc	59·47	5·22	·28	1·10	7·50	1·36	5·10
Gabbrodioritaplit, Újhatártal	57·01	6·24	·26	·84	8·95	1·35	4·12
Gabrboaplit, Tóbéro	55·24	6·22	·60	1·08	8·92	2·32	4·24
Gabbropegmatit, Siroker Gr.	54·24	6·05	·19	1·59	9·92	2·31	8·37
Oligoklasgesteine, II. Gruppe	57·96	6·86	·06	1·73	8·85	·93	4·18
Oligoklasgesteine, I. Gruppe	62·31	8·44	·42	·75	3·74	·68	3·13

Alle speziellen Eigenschaften, welche die gabbroidalen Gesteine von Szarvaskő im allgemeinen charakterisieren, spiegeln sich in den Oligoklasgesteinen wieder. Allgemeine Schlüsse können wir nur dann ziehen, wenn wir sämtliche uns zur Verfügung stehenden

¹ Zweifellos ist der Gabbrodiorit ebenfalls ein Differentiationsprodukt, aber wegen seiner manchmal grossen Masse kann er nicht unter den in den Schlieren vorkommenden Gebilden genannt werden, weil in diesem Falle sowohl der Pyroxen- oder Olivingabbro, als auch der Peridotit unter den Differenzierungsprodukten besprochen werden müsste.

² Der «Normalgabbro von Szarvaskő» ist ein Diallaghypersthen-amphibolgabbro; ich habe ihn so genannt, weil derselbe an Masse unter den Gabbrotypen von Szarvaskő vorherrschend ist. (Acta etc. Sectio Scient. Nat. Tom. I, p. 117. Szeged, 1923.)

Analysen in Betracht ziehen.¹ So erhalten wir aus den *Bauschanalysen* folgendes Bild (wegen Vergleich wurden die Oligoklasgesteine von den übrigen Differentiationsprodukten getrennt):

	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	FeO	MgO	CaO
Peridotit (5 Analysen) _ _ _ _	31·07	·67	—	8·74	36·45	14·50	4·32
Gabbro, (10 Analysen) _ _ _ _	42·56	2·62	·16	3·62	20·74	5·28	9·76
Diabas, (11 Analysen) _ _ _ _	49·38	3·89	·23	1·71	11·24	6·02	9·24
Diff. Produkt, (11 Analysen) _ _	56·02	5·85	·24	1·23	9·00	2·16	5·11
Olig. Gestein, (7 Analysen) _ _	61·06	8·00	·30	1·03	5·20	·75	3·43

Aus dieser Zusammenstellung ist es offenbar, dass *diese Oligoklasgesteine der gabbroidalen Masse von Szarvaskó organisch sich anknüpfen*. Es ist leicht verständlich, dass im Laufe der Differenzierung aus solchen an Na₂O-reichen und an K₂O ungemein armen Magmen auch solche Teile sich ausscheiden konnten, die vorherrschend aus Oligoklas bestehende Gesteine bildeten. Es steht vor uns eine ganz natürliche Serie: die Kieselsäure und die Alkalien steigen in den saureren Gliedern stufenweise, während die übrigen chemischen Verbindungen stufenweise abnehmen. (Der CaO der Peridotite ist eine Ausnahme.)

Die Verwandtschaft fällt noch mehr auf, wenn wir die *Molekularprozente* vergleichen, und zwar: 1. nur Alkalien in Betracht nehmen; 2. die Alkalien, das CaO, das Al₂O₃ und die Kieselsäure miteinander vergleichen, um die Möglichkeit der Feldspatbildung zu beurteilen können:

$$Na_2 : K_2O = Na_2O : K_2O$$

Gabbro _ _ _ _ _	2·80	: 0·11	= 25	: 1
Diabas _ _ _ _ _	4·10	: 0·16	= 26	: 1
Diff. Produkt. _ _ _ _	6·19	: 0·19	= 32	: 1
Olig. Gestein _ _ _ _	8·61	: 0·23	= 37	: 1

$$SiO_2 : Al_2O_3 : (NaK)_2O : CaO = SiO_2 : Al_2O_3 : (NaKO)_2 : CaO$$

Gabbro _ _ _ _ _	46·55	: 8·23	: 2·91	: 11·49	= 16	: 2·8	: 1	: 3·9
Diabas _ _ _ _ _	53·70	: 9·61	: 4·26	: 10·80	= 12·6	: 2·2	: 1	: 2·5
Differenc. termék _ _	65·86	: 9·36	: 6·38	: 5·45	= 10·3	: 1·5	: 1	: 0·85
Oligoklászkőzet _ _	68·07	: 11·84	: 8·85	: 4·09	= 7·7	: 1·3	: 1	: 0·46

¹ Von den 44 besprochenen neuen Analysen hat einen grossen Teil (32 St.) Herr Obergeolog Dr. K. Emszt verfertigt, wofür ich auch hier meinen besten Dank ausspreche. Ein Teil der Analysen wurde schon im Földtani Közlöny (Bd. LVI, p. 200—216, Bd. LVIII, p. 109—114) mitgeteilt.

Im Gabbro ist die Menge des CaO 3·5mal so hoch als diejenige der Alkalien, während in den Oligoklasgesteinen das CaO kaum die Hälfte der Alkalien erreicht. Kieselsäure und Tonerde nehmen mit den Alkalien gleichzeitig zu, doch findet sich in ihrem Verhältnis eine beträchtliche Verschiebung statt: während im Gabbro der Tonerdegehalt das 2·8fache der Alkalien bildet, wird diese Zahl in den Oligoklasgesteinen nur 1·3. Während also im Gabbro zur Bildung des An-Moleküls beinahe die zweifache Menge von Tonerde vorhanden war, als zur Bildung des Ab-Moleküls, steht in den Oligoklasgesteinen nur $\frac{1}{4}$ Teil der Tonerde für die Sättigung des Kalkoxydes zur Verfügung. Ebenso verhältet sich auch das Verhältnis der Kieselsäure, aber nur insofern, dass mit der Zunahme der Azidität zur Bildung der übrigen Verbindungen kontinuierlich geringere SiO_2 -Menge bleibt, da die Alkalien, als höchst silifizierende Moleküle, den grössten Teil der Kieselsäure binden.

Diese sehr charakteristischen Züge treten noch besser hervor, wenn wir bei den einzelnen Gruppen einerseits die den Feldspat und die femischen Mineralien bildenden OSANNschen Atomgruppen (ACF), anderseits einige Daten der auf 100 umgerechneten amerikanischen Normen (die Werte des standarden Quarzes, Alkalifeldspates, Kalkfeldspates und der femischen Mineralien) miteinander vergleichen:

	A	C	F	qu	or	ab	an	fem
Peridotit	·67	1·02	57·68	—	6	4	90	
Gabbro	2·89	5·35	33·87	—	24	23	53	
Diabas	4·25	5·27	25·75	·5	34·5	23	42	
Diff. Produkt	6·63	3·00	12·02	11	52	14	23	
Oligoklasgestein	8·85	2·71	7·57	5	71	11	13	

Der stufenweise Übergang ist auch hier erkenntlich. Bemerkenswert ist die verhältnismässig hohe Azidität des standarden Feldspates, da sogar im stark basischen Gabbro noch Labrador¹ der Standardfeldspat ist.

Aus den angeführten Angaben ist ersichtlich, dass die Oligoklasgesteine von Szarvaskó mit den Gesteinen der hiesigen mesozoischen (triadischen?)

¹ Tatsächlich herrscht der Feldspat der Labradorreihe vor, doch findet man auch Feldspate der Bytownit- und Anorthitreihe.

gabbroidalen Masse viele gemeinsame mineralische und petrochemische Züge aufweisen. Es ist daher offenbar, dass sie aus einem gemeinsamen Magma ausgeschieden sind. In dieser Masse kommen ziemlich abweichende Glieder vor, doch in den Haupteigenschaften ist die Verwandtschaft erkennbar.

Analoge Gesteinsprovinzen.

Ausser der Gegend von Szarvaskó kenne ich auf Grund persönlicher Erfahrungen noch von drei Gebieten Oligoklasgesteine: aus dem Siebenbürgischen Erzgebirge,¹ aus dem Drócsagebirge² und aus der Gegend bei Lillafüred, auf der Nordseite des Bükkgebirges.³ In allen drei Gebieten sind die Verhältnisse verschieden: die Oligoklasgesteine sind in diesen Gebieten nicht aus einem während der Verfestigung saurer gewordenen und an Mineralisatoren reichen Magmarest gebildet, wie es in der Gegend von Szarvaskó der Fall ist.

Der triadische eruptive Teil des Siebenbürgischen Erzgebirges besteht meist aus neutralen Porphyriten, unter welchen die Oligoklasporphyrite ziemlich wichtige gebirgsbildende Gesteine sind. Im nördlichen Teile des Gebirges: im *Torockóer Zuge* bilden sie grössere Massen, breite Lavendecken und ausgedehnte Tuffgebiete (Gegend von Várfalva und Borrév). Sie sind vorherrschend vom effusiven Charakter: Oligoklasporphyrite, aber in den unteren Teilen der grossen Massen kommen auch hypabyssische Typen vor, die spärlich in älteren Gebilden, so in Pyroxenporphyriten, Diabasen und Gabbrodiabasen, auch Gänge bilden (Hidas, Csegez etc.). Diese hypabyssischen Typen gehen abwärts hie und da in gleichmässig körnige, ja sogar auch in grosskörnige Gesteine über, welche auch den Namen Oligoklasit führen können.

¹ Múz. Für. Mitteilungen a. d. Mineralog. Geolog. Samml. d. Sieb. Nat. Museum. Bd. I, p. 191—250. Kolozsvár, 1913. usw.

² Jahrbuch d. k. ung. Geol. Anst. Bd. XXVII, p. 191—316. Budapest, 1928. usw.

³ Acta chem. mineralogica et phys. Tom. I, p. 72—128, Tom. II, p. 24—46. Szeged, 1929—1930. usw.

Im mittleren Teile: im *eigentlichen Erzgebirge* kommen die Oligoklasgesteine in kleineren Massen, aber an vielen Orten vor; die wichtigen Fundorte sind Krecsunyesd und Porkura. Im südwestlichen Teile: im *Gebirge von Körösbánya* beginnt der Diabas, im Gegensatze zu dem nördlichen und mittleren Teile, vorherrschend zu werden. Die Oligoklasgesteinsvorkommen sind viel spärlicher. In dieser Beziehung ist die Gegend von Viszka die wichtigste, wo wir sämtliche Typen finden können.

Ich muss bemerken, dass die Oligoklasgesteine noch im Gebirge von Körösbánya mit der Diabas-Gabbromasse scheinbar keinen genetischen Zusammenhang zeigen. Ich habe es wenigstens nicht beobachten können. Hingegen gibt es viele Übergänge zu den verschiedenen Pyroxen-, Amphibol- und Biotitporphyriten. Die Zusammensetzung der Oligoklasgesteine des Erzgebirges stimmt mit jener der Szarvaskőer Gesteine ziemlich überein. Die Oligoklas — seltener die Albit — Feldspate herrschen vor. Unter den in spärlichen Mengen vorkommenden femischen Mineralien ist der häufigste der Augit; der Amphibol und der Biotit sind sehr selten. Das Ti-hältige Eisenerz scheint an den meisten Orten zu fehlen. Die geringe Menge des Titanits und Rutils ist fast immer an den umwandelnden Biotit gebunden.

Das dem Siebenbürgischen Erzgebirge benachbarte *Drócsagebirge* zeigt ganz andere petrologische Verhältnisse. Die hiesigen mächtigen triadischen Diabas-Gabbromassen werden von kretazischen granodioritischen Gesteinen durchbrochen, mit welchen genetisch verbunden spärlich auch Oligoklasgesteine sich gebildet haben. Dies sind hauptsächlich aplitische Typen, doch kommt auch effusiver Oligoklasporphyrit vor. Das Alkaliverhältnis in den basischeren Gliedern der granodioritischen Reihe und in den dioritischen Typen ist ähnlich, wie in den Oligoklasgesteinen. Die femischen Mineralien der hiesigen Oligoklasaplite und Oligoklasporphyrite sind Augit und Biotit; es ist charakteristisch, dass der Quarz sich in denselben manchmal anhäuft.

Auf der Nordseite des *Bükkgebirges*, in der Gegend von *Lillafüred*, kommen die Oligoklasgesteine wieder unter anderen Verhältnissen vor. Hier können wir zwei Serien unterscheiden. Die stark gepressten Gesteinsmassen der älteren (paläozoischen) Serie

sind zwischen paläozoischen Sedimente eingefaltet und tiefgreifend umgewandelt worden; doch auf Grund langjähriger Untersuchungen der frischesten Glieder, gelang es nur ihre ursprüngliche Zusammensetzung mit annähernder Genauigkeit festzustellen. Die Glieder der jüngeren Serie (paläozoisch? altesozoisch?) durchbrechen die vorigen, sie zeigen ebenfalls die Spuren der Pressung, doch eine geringere Metamorphose. Die Oligoklasgesteine beider Serie sind Effusivgesteine und besitzen auch tuffige Gebilde. Unter den femischen Mineralien kann man Amphibol und sehr selten Biotit erkennen, aber meist nur in Pseudomorphosen. Die Menge des Eisenerzes ist nur in einzelner Gliedern beträchtiger als in den Gesteinen von Szarvaskó.

Von den Oligoklasgesteinen dieser Gebiete wurden nur einige analysiert. Vom Fundort Lillafüred besitzen wir sowohl aus der I., als auch aus der II. Serie je drei Analysen, von den Fundorten im Sieb. Erzgebirge fünf Analysen (drei Oligoklasporphyrite, resp. Tuffe, ein Oligoklasaplit und ein Oligoklasit). Titansäure wurde in den Gesteinen des Erzgebirges nur in einem Oligoklasit in Spuren nachgewiesen. Vergleichen wir die *Molarkularprozente* dieser Gesteine:

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	Ca ₂ O	NaQ	KO ₂
Szarvaskó	68·07	·87	11·84	4·91	1·27	4·09	8·61	·27
Lillafüred I.	68·95	·62	11·15	5·78	2·19	3·35	7·18	1·12
Lillafüred II.	69·05	·63	11·40	4·70	1·32	4·81	2·07	·99
Sieb. Erzgebirge	69·53	—	12·44	4·55	1·09	3·08	8·75	·56

Die Ähnlichkeit ist auffallend, doch kann man gewisse geringe Unterschiede erkennen. Die Lillafüreder Gesteine zeigen eine grössere Neigung zur Quarzbildung als die Oligoklasgesteine von Szarvaskó; der Feldspat der vorigen ist basischer. Die Gesteine des Siebenbürgischen Erzgebirges sind etwas saurer, in den meisten Fällen enthalten sie wenig Quarz, ihr femisches Mineral ist spärlicher und die Feldspäte der Albitreihe sind häufiger als in den Gesteinen von Szarvaskó. Die Gesteine des Siebenbürgischen Erzgebirges, als auch diejenigen von Lillafüred enthalten mehr K₂O; Kalifeldspat ist aber auch in diesen nicht nachweisbar.

Die oben erläuterten Verhältnisse treten in den OSANNschen und *Amerikanischen* Werten noch kräftiger hervor:

	A	C	F	qu	orab	an	fem
Szarvaskő _ _ _ _	8·85	2·71	7·57	5	71	11	13
Lillafüred I. _ _ _ _	8·30	2·82	8·51	7	66	12	14
Lillafüred II. _ _ _ _	8·06	3·34	7·48	9	65	14	
Siebenb. Erzgebirge _	9·31	2·38	6·35	6	75	10	9

Bei der Beurteilung der freien Kieselsäure in den Lillafüreder Gesteinen müssen wir noch in Betracht nehmen, dass die analysierten Gesteine mehr oder minder umgewandelt sind, besonders die Glieder der älteren Serie. Aus solchen Gesteinen laugen sich in erster Linie die Alkalien aus, wodurch Kieselsäure reichlich frei wird. Tatsächlich finden wir in diesen Gesteinen immer sekundären Quarz. Dennoch ist die nahe Verwandtschaft mit den Szarvaskőer Oligoklasgesteinen sicher erkennbar.

Auf Grund der vorher Gesagten kann die Gauverwandtschaft der Oligoklasgesteine aller erwähnten Gebiete als fast vollständig angenommen werden.

Na_2O -reiche Alkalikalkgesteine hat man in neuerer Zeit von mehreren Punkten der Erde beschrieben. In dieser Beziehung ist die Gegend von *Koswa* im *Nord-Ural* eines der interessantesten Gebieten, wo nach DUPARC ausser den verschiedenen Gabbro- und Peridotitarten an Na_2O sehr reicher Diabas, Diorit und Dioritaplit, ausserdem noch Albitit und Plagiaplit vorkommt.¹ In der Gabbromasse der Gegend von *Jablanica* (Herzegowina) befindet sich neben den Na_2O -reichen Dioritarten in Schlierform auch Oligoklasit.² C. v. JOHN beschrieb einen Albitporphyrit von *Pozoritta* (Bukowina),³ der aber ein quarzhaltiger Randfazies ist. Aus dem nördlichen Teile *Norwegens* beschreibt KOLDERUP Na_2O -reiche Gabbro- und Anorthositgesteine, deren einige den Gesteinen von Szarvaskő sehr ähnlich sind; von den *Lofoten* beschreibt er auch Anorthosit und Oligoklasit.⁴ Aus *Finnland* und zwar aus der Karelianformation beschreibt ESKOLA interessante Albitgesteine, doch er führt die

¹ DUPARC et PEARCE: *Ural Nord I*, 1902. DUPARC et PAMFIL: *Bul. Soc. Min. France XXXIII*, 1910. Paris.

² *Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichsanst. XXXVIII*. Wien, 1888.

³ *Jahrbuch d. k. Geol. Reichsanst. XLIX*. Wien, 1889.

⁴ *Bergens Museums Arbog. 1896, 1903, 1911.*

Entstehung der meisten auf Albitisation zurück.¹ Aus den Grenzgebieten *Serbiens* und *Albaniens* (Pode, Zlipotok), ferner aus *Mittelasien* (Kashgarische Alpen: Targalak aul, Nanshan: Tozgul Salzsee und Kshan-Pass, Tienshan: Tekesbasi und Dselangatsch) wurden Oligoklasgesteine vom Autor beschrieben; ² dieses Material wurde von meinen Kollegen K. ROTH v. TELEGD und J. PRINZ gesammelt.

Wenn ich hier die Gegenden von Mariposa, Coalinghe etc. (Colorado) und andere interessante Vorkommen auch nicht erwähne, so ist aus dem bereits angeführten doch offenbar, dass das Gabbro-Diabasgebiet von Szarvaskó mit seinem grossen Na_2O Inhalt und mit seinen Oligoklasgesteinen; deren Ausscheidung aus einem solchen Magma leicht verständlich ist, nicht vereinzelt dasteht.

TAFELERKLÄRUNG.

I. Tafel.

1. Mehrfach verworfene Oligoklasaplitgänge und mannigfaltig zusammengesetzte und umformte Schlieren und Schliernester des Formalmisteinbruches.

2. Dasselbe. Ein Teil des Oligoklasaplitganges aus der Nähe betrachtet.

3. Oligoklasit-Schlier aus dem Agrársteinbruch. Oben Oligoklasaplitgänge.

4. Oligoklasit, Újhatártal, Cseresznyefalápa. Primitive radiale Struktur. 11-fache Vergrösserung + Nic.

II. Tafel.

1. Kleinkörniger Oligoklasit, Újhatártal, Határlápa. Risse und Verwerfungen an Feldspatzwillingen, 30-fache Vergr. + Nic.

2. Oligoklasit von ebenda. Zwillingstruktur und Kataklase. 11-fache Vergr. + Nic.

¹ P. ESKOLA: On the Petrology of Eastern Fennoscandia I. Helsinki, 1925.

² Neues Jahrb. Sond. Bd. I, Stuttgart, 1925. Jahrb. d. k. Ung. Geol. Anstalt. Bd. XXI und XVIII. Budapest, 1913, 1927.

3. Grobkörniger Oligoklasaplit, Újhatártal, oberhalb Tóháza. Mikrolitische Struktur. 47-fache Vergr. + Nic.

4. Oligoklasaplit, Határbach. Beginnende Zerbröckelung eines stark gebogenen Feldspates mit sehr feiner Zwillingstruktur. 80-fache Vergrößerung + Nic.

III. Tafel.

1. Oligoklasaplit, Forgalmisteinbruch. Vollständige Kataklyse. 88-fache Vergr. + Nic.

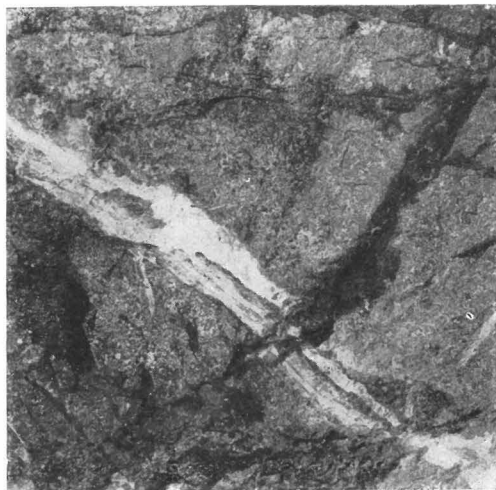
2. Ein Teil desselben in 209-fachen Vergr. + Nic.

3. Granitoporphyrischer Oligoklasit, Agrársteinbruch. 13-fache Vergrößerung + Nic.

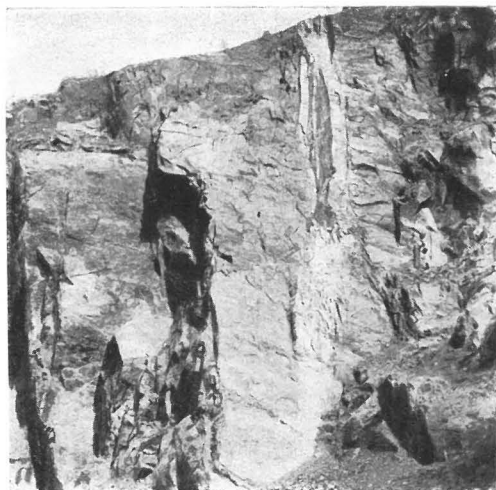
4. Dasselbe aus einem Schlierengang des Agrársteinbruches. Gebogener porphyrischer Oligoklas. 16-fache Vergr. + Nic.



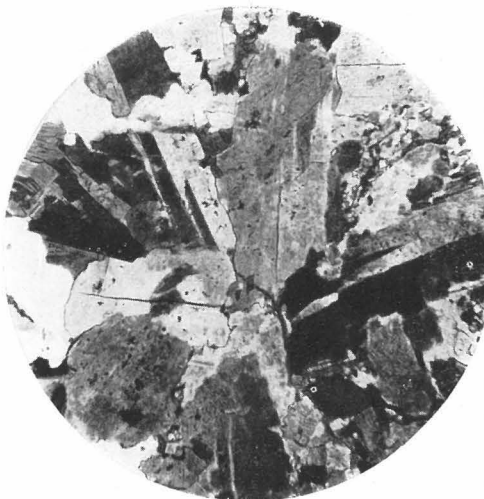
1



2



3



4



1



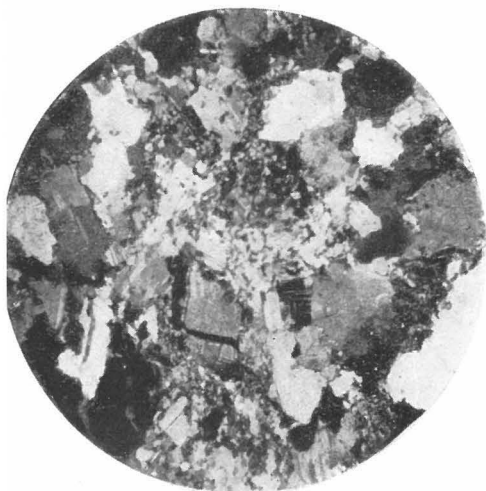
2



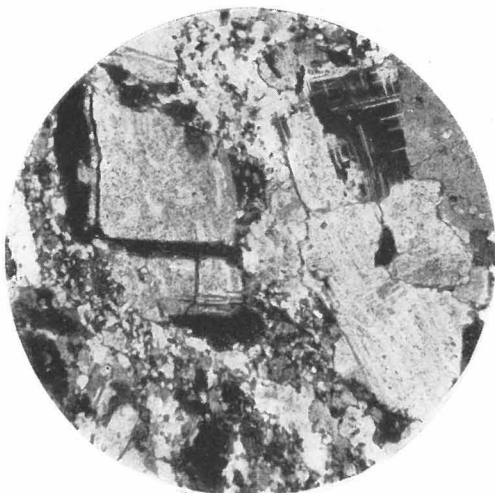
3



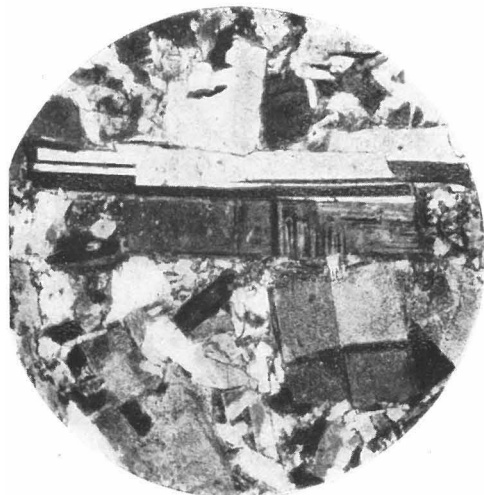
4



1



2



3



4