

VORWORT.

Die Direktion der kgl. ungar. geologischen Reichsanstalt beauftragte mich im Frühjahr 1911 mit der detaillierten geologischen und petrographischen Bearbeitung des Gebirges von Velence. Damals war ich noch Assistent beim Lehrstuhl für Mineralogie an der kgl. technischen Hochschule in Budapest, und konnte deshalb in diesem Jahre nur zwei kurze Monate im Felde zubringen. Im folgenden Jahre wurden zwei weitere Wochen der Begehung der Umgebung des Gebirges gewidmet.

Den größten Teil der mikroskopisch-petrographischen Untersuchungen führte ich im Wintersemester des Schuljahres 1912—1913 im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität in Freiburg (Baden) aus, wo mich Herr Professor Dr. A. OSANN vornehmlich bei der Detaillierung der Aplite und Granitporphyre auf das wirksamste unterstützte. Einen kleineren Teil der mikroskopischen Untersuchungen führte ich im mineralogisch-geologischen Institut der technischen Hochschule in Budapest, sowie in der kgl. ungar. geologischen Reichsanstalt durch. Einen Teil der chemischen Analysen führte ich im chemischen Laboratorium der technischen Hochschule, das mir von Herrn Prof. Dr. FR. SCHAFARZIK bereitwilligst zur Verfügung gestellt wurde, selbst aus einen anderen Teil derselben verdanke ich der Freundlichkeit der Herren Dr. K. EMSZT und S. MERSE v. SZINYE. In der Arbeit führe ich nach den Analysen überall auch den Namen des analysierenden Chemikers an.

Herr Prof. Dr. FR. SCHAFARZIK hatte die Güte von einem großen Teil meiner Gesteine durch die Firma Voigt und Hochgesang auch Dünnschliffe anfertigen zu lassen.

Für die mir zuteil gewordene Unterstützung spreche ich den genannten Herren auch an dieser Stelle meinen aufrichtigsten Dank aus.

Da Gesteine eines und desselben Typus — vornehmlich Aplite — an sehr verschiedenen Punkten des Gebietes auftreten, erschien es mir nötig, den rein petrographischen Teil vom geologischen ganz zu sondern. Solcherart konnte von den Gesteinen eines und desselben Typus ein einheitlicheres Bild entworfen werden.

Die photographischen Aufnahmen verfertigte ich selbst; eine Ausnahme bilden die Figuren 13 und 29, welche Aufnahmen von Hörern der technischen Hochschule sind.

Schließlich will ich bemerken, daß ich die OSANN-schen Zahlen und die daraus konstruierten Daten im OSANN-schen Dreieck nach der Arbeit von OSANN: Petrochemische Untersuchungen I., Heidelberg 1913 zur Darstellung gebracht habe.

Budapest, am 18. November 1913.

A. VENDL.

I. GEOLOGISCHER TEIL.

Einleitung.

Das Gebirge von Velence — der kristallinische Kern des transdanubischen Ungarischen Mittelgebirges — erstreckt sich von SE gegen NW, also in der Streichrichtung des Ungarischen Mittelgebirges am NW-Ufer des Sees von Velence, von Pázmánd bis Székesfehérvár. Das Gebirge ist heute bereits ein Rumpfgebirge. Es ist im Durchschnitt 200—240 m hoch, und nur jene Kegel erheben sich über diese Höhe, die aus Gesteinen bestehen, welche der Erosion besonders widerstehen. Der höchste Punkt des Gebirges ist der Meleghegy (352 m). Über die Durchschnittshöhe erheben sich noch der Templom-hegy (326 m) und der Csúcsos-hegy (268 m) in bedeutenderem Maße. All diese höheren Punkte bestehen aus ungemein widerstandsfähigem Quarzit.

Das Gebirge wird im S durch die Bruchlinie des Velence-Sees, im W durch Bruch von Mór—Székesfehérvár, im E aber durch die Bruchlinie von Pázmánd begrenzt. Im N bzw. NW senkt sich das Gebirge durch Vermittlung eines sanft geneigten, mit pannonisch-pontischen Schichten und Löß bedeckten Gebietes in die Depression von Csákvár, welche es vom Vértesgebirge trennt.

Das Gebirge von Velence wurde zuerst in den Jahren 1859—1860 von J. Kováts studiert. Die Resultate seiner Untersuchungen wurden jedoch erst von J. JOKÉLY, mit eigenen Beobachtungen ergänzt, publiziert. J. Kováts sammelte in dem Gebirge für das ungarische Nationalmuseum, und fertigte auch eine Kartenskizze an. Der kurze Bericht befaßt sich vornehmlich mit den Quarziten, die als Quarzbreccie, stellenweise als Quarzkonglomerat bezeichnet werden. Das Alter der Bildung wird in dem besagten Berichte als devonisch bezeichnet, da unter den Quarziten unmittelbar phyllitartige Gesteine lagern, wie ähnliche in Nordböhmen vorkommen. Schließlich gibt der Bericht noch eine kurze Beschreibung des Granits und erwähnt auch fünf trachytische Eruptionen. Bei Bespre-

¹ Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1860, Bd. XI, p. 5.

chung des Alluviums des Velence-Sees wird dessen hoher Salzgehalt hervorgehoben.

ZIRKEL ¹ untersuchte eine Serie der gesammelten Gesteine aus rein petrographischem Standpunkte.

FR. HAUER ² summiert in seiner Erläuterung zur geologischen Übersichtskarte der Monarchie die Resultate der Untersuchungen von KOVÁTS, JOKÉLY und ZIRKEL. Er betrachtet den Kontaktschiefer und die bis dahin für devonisch gehaltenen Quarzitschiefer samt dem Granit als karbonisch.

J. v. SZABÓ ³ bestimmte gelegentlich des Studiums der «Amphibol-trachyte» des Mátragebirges den Feldspat von Andesiten aus der Umgebung von Sukoró und Nadap ohne genauere Fundortsangabe als Labradorit.

DOELTER ⁴ befaßte sich gelegentlich des Studiums der ungarischen Andesite auch mit dem Andesit zwischen Pákozd und Sukoró, welchen er als Quarz-Amphibolandesit bestimmt.

Im Jahre 1870 wurde das Gebiet im Auftrage der kgl. ungar. geologischen Anstalt von B. WINKLER kartiert und studiert. WINKLER publizierte nur eine ganz knapp gefaßte Schrift ⁵ über seine Beobachtungen. In den etwa eine halbe Seite fassenden Artikel wird der die Hauptmasse des Gebirges bildende Granit beschrieben und sieben Andesitausbrüche erwähnt. Er betont ferner, daß die Gesteine des Gebirges eine intensivere technische Verwertung verdienen würden.

Am ausführlichsten wurde das Gebiet — besonders petrographisch — von B. v. INKEY ⁶ untersucht. INKEY betont die große Wichtigkeit des Granits dieses Gebirges, indem derselbe, wie er schreibt, nicht als ein isolierter Granitausbruch betrachtet werden darf, sondern der einzige Aufschluß der Granitunterlage des ganzen Gebietes ist. Er beschreibt den Biotitgranit des Gebietes und erwähnt auch die Gänge, die den Granit durchsetzen; über seine Zugehörigkeit äußert er sich jedoch nicht endgiltig. Scharfsinnig beobachtete er, daß die Gänge gegen E untergeordneter sind. Außerdem befaßt sich INKEY ausführlich mit den «Trachyten», und beschreibt acht Vorkommnisse.

¹ Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1861—1862, p. 121.

² HAUER: Übersichtskarte d. Österr.-Ungar. Monarchie.

³ SZABÓ: Die Amphibol-Trachyte der Mátra in Central-Ungarn. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1869, Bd. XIX, p. 421.

⁴ DOELTER, C.: Zur Kenntnis der quarzführenden Andesite in Siebenbürgen und Ungarn. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1873, XXIII. Mineralogische Mitteilungen, p. 83.

⁵ Földtani Közlöny, Bd. I, 1871, p. 16. (Ungarisch.)

⁶ B. v. INKEY: Über die granit- und trachytartigen Gesteine des Székesfehérvár—Velenceer Gebirges. Földtani Közlöny, Bd. V, 1875, p. 145. (Ungarisch.)

In gedrungener, jedoch übersichtlicher Form werden die geologischen Verhältnisse in dem lithographierten Reisejournal von Prof. Dr. FR. SCHAFARZIK¹ zusammengefaßt, welches als Führer zu den Studienausflügen der Hörer der technischen Hochschule dient. Diese kurze Notiz hebt hervor, daß der Granit von lakkolithartigem Charakter ist. Auch den postvulkanischen Wirkungen wird der ihnen gebührende Platz zugewiesen. Die am Meleghegy auftretenden gangförmigen Quarzitkörper werden bereits als Bildungen erklärt, die durch postvulkanische Einwirkungen entstanden sind.

In der großen Arbeit L. v. LÓCZY'S² über den Balaton-See finden sich an vielen Stellen wichtige und wertvolle Daten zur Kenntnis des Gebirges von Velence.

Z. SCHRÉTER³ führt in einer seiner Arbeiten die Gänge am Kamme des Meleghegy, weiter südlich, in der Umgebung von Sukoró und am Templomhegy, SE-lich von Nadap als die Produkte von Kieselsäure ablagernden Thermen an. Er erwähnt ferner, daß das Eruptivmaterial der Schollen östlich vom Meleghegy vollkommen umkristallisiert ist.

Andere, mehr oder weniger umfangreiche Arbeiten wieder befassen sich in mineralogischer Beziehung mit dem Gebirge von Velence bzw. mit den im Pyroxenandesit-Steinbruche der Gemeinde Nadap als Produkt postvulkanischer Wirkungen auftretenden Mineralien.

FR. SCHAFARZIK,⁴ B. MAURITZ⁵ und E. HUNEK⁶ beschreiben die in den Klüften des Pyroxenandesits als Produkte von postvulkanischen Einwirkungen auftretenden Mineralien aus mineralogischem Gesichtspunkte.

TH. KORMOS⁷ teilt in seiner Arbeit über die geologische Vergangenheit und Gegenwart des Sárrétbeckens sehr wertvolle Daten betreffs der Fauna des Velence-Sees und der Zeit seiner Besiedelung mit.

¹ FR. SCHAFARZIK: Geologische Exkursion in das Gebirge von Velence, im Komitat Fehér. (Litographie in ungarischer Sprache.) Führer zu den geologischen Exkursionen der Hörer an der technischen Hochschule.

² L. v. LÓCZY: Die geologischen Formationen der Umgebung des Balatonsees und deren regionale Verbreitung. Budapest 1913.

³ Z. SCHRÉTER: Die Spuren der Tätigkeit tertiärer und pleistozäner Thermalquellen im Budaer Gebirge. Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. ungar. geol. R.-A. Bd. XIX, p. 238.

⁴ FR. SCHAFARZIK: Mineralogische Mitteilungen. Földtani Közlöny Bd. XXXVIII, p. 657—678.

⁵ E. HUNEK: Neuer Fundort zweier ungarischer Mineralien. Földtani Közlöny. Bd. XL. p. 678.

⁶ B. MAURITZ: Die Zeolithe von Nadap. Annales Musei Nationalis Hungarici. Bd. VI. p. 537—545.

⁷ TH. KORMOS: Die geologische Vergangenheit und Gegenwart des Sárrétbeckens im Komitate Fejér. Result. d. wiss. Erf. d. Balatonsees. Bd. I, I. Teil. Pal. Anh.

Schließlich beziehen sich drei Mitteilungen des Verfassers auf das Gebirge von Velence.¹

Eine Arbeit, die die geologischen und petrographischen Verhältnisse des Gebirges ausführlicher beschreiben würde, ist jedoch bis zur Zeit nicht erschienen.

Granit.

Die Hauptmasse, der Kern des Gebirges besteht aus Biotitgranit, der südlich von der Bruchlinie von Mór—Székesfehérvár, genauer von dem Ráchehy bei Székesfehérvár, von Südwesten gegen Nordosten bis zu der Ortschaft Nadap, bzw. Velence zieht. Im SE bzw. S wird er durch die Senke des Velence-Sees begrenzt im NW aber wird er durch die Depression von Csákvár vom Vértes-Gebirge getrennt. Im Norden wird er durch ein mit Löß bedecktes Gebiet umsäumt, unter welchem an mehreren Punkten auch die pannonisch-pontischen Bildungen zutage treten. Im Süden zieht der Granit bis zum Velence-See herab, im N aber grenzt er an das aus Löß und pannonisch-pontischen Bildungen bestehende Hügelland in der Umgebung von Lovasberény an.

Der einheitliche Granitkern selbst wird durch Brüche oder durch Lößdecken, die in größeren Partien auftreten, zutage in mehrere Flächen gegliedert. 1. Als eine größere Einheit ist der Granit zu betrachten, der sich vom Ráchehy bei Székesfehérvár bis zum Császár-Bach im Tale von Csala erstreckt. Dieser Granit wird am Szőlőhegy bei Székesfehérvár durch einen im großen Ganzen S—N-lich gerichteten Lößstreifen in zwei Partien gegliedert, und zwar in den Granit des eigentlichen Szőlőhegy bei Székesfehérvár und in jenen der Umgebung des Meierhofes Kisfaludy. 2. Eine zweite Granitpartie befindet sich am Tompos-Berge zwischen dem Császár-Bach und dem Lápos-Tale bzw. dem Sági-Berge; dies ist zugleich die Hauptmasse des Granits. Diese Granitmasse wird durch einen schmalen Lößstreifen wieder in zwei Flächen geteilt, in den Tompos-Berg selbst, und in die kleine Granitfläche östlich von der oberen Mühle und dem Steinhafen bei Csala. 3. Ein drittes Granitgebiet erstreckt sich vom Lápos-Tale bis zu den Ortschaften Velence und Nadap sowie der Landstraße zwischen Nadap und Lovasberény, und umfaßt die Umgebung des Meleghegy. Auch diese Granitpartie ist an der Oberfläche durch Lößdecken gegliedert: ihr südlicher

¹ A. VENDL: Neues Andalusitvorkommen aus Ungarn. Földtani Közlöny. Bd. XLII, 1912, p. 956—957.

A. VENDL: Der Alunit von Nadap. Math. és Természettud. Értesítő, (bisher nur ungarisch).

A. VENDL: Bericht über die im Gebirge von Velence ausgeführten geologischen Studien. Jahresbericht d. kgl. ung. geolog. Reichsanstalt für 1911, p. 44.

Teil ist die große Granitfläche, die sich südlich vom Meleghegy bis zum Velence-See erstreckt, im Norden gliedert sie sich in zwei Granitpartien, deren eine bei der Mühle von Szűzvár, die andere aber im westlichen Teil des Vaskapu-Berges zutage tritt.

Der Templohegy und die Quarzite östlich von demselben hängen — wie im weiteren gezeigt werden soll — ebenfalls mit dem Granit zusammen. Da wir uns jedoch zunächst lediglich mit dem Granitkern selbst befassen wollen, soll von diesen einstweilen abgesehen werden.

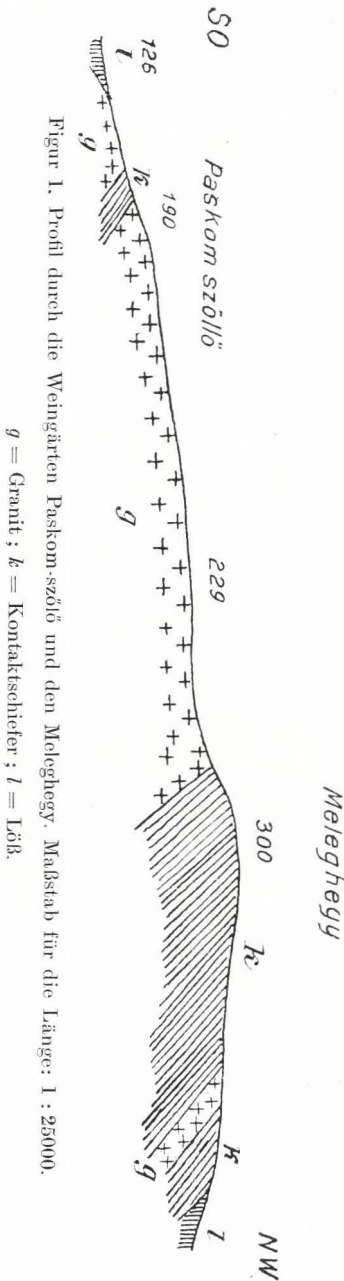
Über die oberflächliche Verteilung des Granits berichtete bereits B. v. INKEY¹ in großen Zügen.

Wenn man von der oberflächlichen, durch tektonische Linien oder durch Lößdecken verursachten Gliederung absieht, so erweist sich der Granit als eine ursprünglich einheitlich zusammenhängende Masse. Diese Granitmasse erstarrte — wie die Struktur des Granits beweist — in bedeutender Tiefe unter hohem Druck und bei langsamen Sinken ihrer hohen Temperatur. Während dessen wurden die das Magma umhüllenden, älteren Tonschiefersedimente metamorphosiert. Spätere tektonische Bewegungen dürften die Granitmasse gehoben haben, hierauf wurde der größte Teil der Kontaktzone durch Denudation abgetragen, und der Granit selbst aufgeschlossen.

Die erhaltenen Reste der Kontaktzone schmiegen sich an den meisten Punkten dem Granit an, woraus offenbar folgt, daß das Granitmagma bei seiner Intrusion die umgebenden ursprünglichen Gesteine gewölbeartig emporgehoben hat. Ob jedoch das ursprüngliche Sediment auch unter der Granitmasse vorhanden ist, darüber geben die geringen Reste der Kontaktschiefer keine Aufklärung. Es läßt sich mit anderen Worten nicht feststellen, ob der Granit als eine Batolith- oder als eine Lakkolithpartie zu betrachten ist. In meinem vorläufigen Berichte² sprach ich über einen Lakkolith, obwohl mir weder damals, noch heute auf Grund der vorhandenen Aufschlüsse handgreifliche Beweise vorliegen. Für die Annahme, daß es sich um einen Lakkolith, oder zumindest um eine Granitmasse von geringerer Dimension handelt, spricht der Umstand, daß die stromolithartig metamorphosierte Partie der Kontaktschiefer sehr schmal ist, ferner daß der Granit zumindest in seinen nahe am Kontakt gelegenen Partien, der porphyrischen Ausbildung zuneigt. Freilich ist dieser letztere Umstand für die Frage nicht unbedingt entscheidend. Soviel steht fest, daß es sich auf Grund der vorhandenen Aufschlüsse nicht feststellen läßt, ob der

¹ B. v. INKEY: l. c.

² A. VENDL: Bericht über die im Gebirge von Velence ausgeführten geologischen Studien. Jahresbericht d. kgl. ungar. geol. Reichsanstalt für 1911. p. 44.



Figur 1. Profil durch die Weingärten Paskom-szölő und den Meleghegy. Maßstab für die Länge: 1 : 25000.

g = Granit ; k = Kontaktschiefer ; l = Löß.

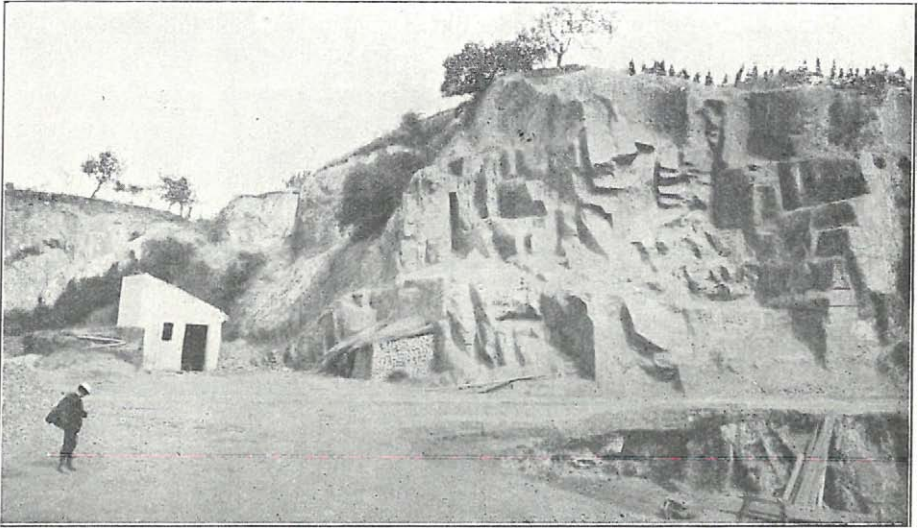
Granit eine Lakkolitpartie, oder eine kleinere Batolit-, d. i. Stockpartie darstellt.

Ob der Granit nun eine Lakkolit- oder aber eine Batolitpartie ist, soviel steht fest, daß am Rande der Granitmasse Spuren der Zedern-type¹ zu erkennen sind, indem stellenweise fingerförmige Fortsätze des Magma zwischen die Schichten des einstigen Sedimentes eingedrungen sind. Dies beweisen die Aufschlüsse in der Kontaktzone an der Nordlehne des Meleghegy, ferner der geringe Rest von Kontaktschiefer im Weingarten Paskom-szölő. An beiden Punkten fallen die Kontaktschiefer im großen Ganzen gegen N ein und zwischen ihre Schichten ist Granit eingedrungen. Am besten erscheinen diese Verhältnisse in der beiliegenden Profilskizze Figur 1. veranschaulicht. Es ist anzunehmen, daß diese Ausbildung ursprünglich dominierender war; heute ist sie jedoch auf dem beträchtlich denudierten Gebiete nur in den erwähnten Spuren erhalten.

Der Granit selbst ist an der Oberfläche zumeist sehr verwittert, so daß seine Eigenschaften bloß in den neueren Aufschlüssen zu studieren sind. In frischem Zustande ist er im Steinbruche der Stadt Székesfehérvár am Szölőhegy, unterhalb der Skt. Donathi-Kapelle aufgeschlossen. Es ist dies ein mittel-, bis grobkörniger Granit, seine Gemengteile sind: *rosenroter Orthoklas*, weißer *Oligoklas*, braunschwarzer *Biotit* und *Quarz*. Hierzu tritt noch *Apatit*, *Zirkon* und *Magnetit*, letzterer meist nur als Einschluß im Biotit. Der Quarz ist stets allotriomorph. Der Granit ist von

¹ F. WOLFF: Der Vulkanismus, I. Bd., I. Hälfte, Stuttgart, 1913, p. 222.

hipidiomorph körniger Struktur. Zuweilen erreicht jedoch der Orthoklas eine bedeutende Größe, und in solchen Fällen ist die Struktur etwa porphyrisch. Als sekundärer Gemengteil muß der *Epidot* und der *Pyrit* betrachtet werden: ersterer entstand durch Metamorphose aus den Feldspaten, letzterer tritt stellenweise, besonders an den Klüften so reichlich auf, daß er das Gestein sozusagen infiltriert. Auf Grund seiner mineralogischen und chemischen Zusammensetzung gehört dieser Granit zu den Alkalkgraniten, und ist, da er keinen primären Muskovit enthält, als Biotitgranit (Granitit) zu bezeichnen. Hinsichtlich seiner chemischen



Figur 2. Die Granitwand an der Südseite des Steinbruches am Ráchehy bei Székesfehérvár.

Zusammensetzung steht er — wie dies im petrographischen Abschnitt dargelegt wird — dem Granit von *El Capitan CAL.* und *Woodstock MY.* am nächsten.

Der Steinbruch unter der St. Donathi-Kirche war nach einer alten städtischen Karte bereits 1764 im Betrieb.¹ Der Steinbruch wird nicht so sehr wegen des Granits in Betrieb gehalten — da derselbe nur zu Schotterungszwecken verwendet wird, — sondern es wird der hier auftretende Granitporphyr gebrochen. Letzterer und das Profil des Steinbruches wurde bereits bei Besprechung der Granitporphyre geschildert. Der Granit er-

¹ FR. SCHAFARZIK: Detaillierte Mitteilungen über die auf dem Gebiete des ungarischen Reiches befindlichen Steinbrüche. Publikationen d. kgl. ungar. geol. Reichsanstalt. Budapest 1909.

scheint hier durch Lithoklasen, von denen die größeren annähernd nach S einfallen, in mehr oder weniger senkrecht begrenzte Blöcke gegliedert. Das Einfallen des Lithoklasen ist jedoch nicht beständig, im vorderen Teile des Steinbruches ist keine beständige Fallrichtung mit Bestimmtheit zu beobachten.

Der im Steinbruche «Rác» am SW-lichen Ende des Szőlőhegy aufgeschlossene Granit ist bereits bei weitem nicht so frisch, wie der vorerwähnte. Hier ist der Granit infolge der Lithoklasen gewöhnlich ziemlich feucht, der Biotit ist teils chloritisiert, teils ausgeblaßt. Im Jahre 1912 war hier die blockförmige Absonderung des Gesteins gut zu beobachten. (Figur 2).

Ein dem Gestein unterhalb der Skt. Donathi-Kirche ähnlicher frischer Granit kommt am Tomposhegy und auf dem Gebiete zwischen Pákozd und dem Meierhofe Világos vor. Ganz derselbe Granit wurde auch am E-Abhang des gegen SE ziehenden Grabens zwischen der Ortschaft Sukoró und dem Paskom-szőlő in dem sog. «italienischen» Steinbruche gebrochen. Dieser Steinbruch war nur provisorisch in Betrieb, aus dem hier gebrochenen Gestein wurden beim Bau der Eisenbahnlinie Budapest—Fiume Werksteine für die Eisenbahnüberbrückungen hergestellt. Auch bei der Sági-pusztá wurde ein Granit von ähnlicher Qualität gebrochen.

Besondere Beachtung verdient der im italienischen Steinbruche in mikrolithischen Höhlungen des Granits spärlich auftretende violette Fluorit, dessen Hexæder zuweilen bis 4 mm groß werden. Das Auftreten des Fluorits ist ein sicherer Beweis für die die Ausbildung des Granits begleitenden *pneumatolithischen Vorgänge*, die im weiteren noch ausführlich besprochen werden sollen.

Spuren der Differenzierung im Granit.

Wie sich in den bisher erwähnten Steinbrüchen zeigte, ist der Granit zumeist hypidiomorphkörnig, stellenweise neigt er jedoch mehr der porphyrischen Struktur zu. Diese Erscheinung gibt sich vornehmlich darin zu erkennen, daß einzelne Orthoklas- und Oligoklasindividuen größere Dimensionen annehmen, und gleichsam als porphyrische Ausscheidungen neben kleineren Individuen von Orthoklas, Oligoklas, Quarz und Biotit auftreten. Diese Größendifferenz ist jedoch nur relativ, indem die gleichsam der Grundmasse entsprechenden kleineren Individuen zuweilen ebenfalls eine Größe bis 1 cm erreichen. In einem Granit von solcher Ausbildung sind die basischen Gemengteile mehr konzentriert, was sich in einem reichlicheren Auftreten des Biotits zu erkennen gibt. Dem bedeutenderen Biotitgehalt entsprechend ist der Granit hier etwas dunkler, er besitzt einen tiefer grauen Ton, als in den bisher erwähnten Fällen. Diese höhere Basizität wieder-

spiegelt sich auch in der chemischen Zusammensetzung des Gesteines; freilich sind dies nur ganz geringe Differenzen, doch reichen sie hin, um besonders bei den Werten «*s*» und «*f*» der OSANNSCHEN Zahlen merkbliche Unterschiede zu ergeben. Bei dem Granit des Steinbruches unterhalb der Skt. Donathikirche ist $s = 79.29$ und $f = 5.6$. Bei dem Granit, den ich auf der Gemeindehutweide von Sukoró, zwischen dieser Ortschaft und dem Meierhofs Világos sammelte, ist $s = 76.37$ und $f = 5.9$. (Vergl. den petrographischen Teil).

Hier handelt es sich also um eine geringe Differenzierung des Granits, die mit einer geringen Veränderung der Struktur einherstreitet. Diese geringe Differenzierung erfolgte am Rande der Granitmasse, also dort, wo sich der Granit mit dem Kontaktschiefer berührte. Die basischen Gemengteile konzentrierten sich am Rande, und hier in der Nähe des ursprünglichen Sedimentes nahm der Granit eine Struktur an, die sich der porphyrischen nähert. Wenn man die erwähnte Hutweide von Sukoró in Betracht zieht, so ergibt sich, daß dieselbe sowohl im Norden als auch im Süden von Resten des Kontaktschiefers umgeben wird. Obzwar die Kontakthülle hier vom Granit selbst durch Erosion abgetragen wurde, ist es in Anbetracht der Nähe der erwähnten Kontaktreste dennoch offenbar, daß sich die Granitmasse hier sehr nahe an den ursprünglichen Tonschiefern befunden hat, so daß die geringe Differenzierung an dieser Stelle vor sich gehen konnte.

Ähnliche Verhältnisse findet man an der W-Lehne des Vaskapuhegy, sowie an dem südlich vom Jagdschlosse, bei der Antalquelle zutagetretenden Granit, wo derselbe sich ebenfalls unmittelbar mit den Kontaktschiefern berührt. Hier findet man jedoch in Ermangelung von guten Aufschlüssen an der Oberfläche nur sehr verwitterten Granit, aus dessen chemischer Zusammensetzung keine Schlüsse gezogen werden können. Was jedoch seine mineralogische Zusammensetzung betrifft, so ist an dem Granit von der Marienquelle an der W-Lehne des Vaskapuhegy der verhältnismäßig höhere Biotitgehalt und die Neigung zur porphyrischen Struktur ziemlich gut zu beobachten.

Der Granit der Weingärten von Velence ist ebenfalls in unmittelbarer Nähe der Kontaktschiefer aufgeschlossen. Hier ist jedoch der Granit größtenteils kaolinisiert, biotitfrei, so daß er in dieser Beziehung nichts sagt.

Der bei der Mühle von Csala und jener von Szűzvár vorkommende Granit berührt sich ebenfalls mit den Kontaktschiefern. Derselbe ist hier sehr verwittert, so daß der höhere Biotitgehalt und Spuren der porphyrischen Struktur nur stellenweise festzustellen sind; zu chemischen Analysen sind jedoch diese Granite nicht geeignet, da gerade der Biotit stark verwittert, fast gänzlich verblaßt ist.

An dieser Stelle muß auch noch jene Modifikation des Granits erwähnt werden, die in der Umgebung von Nadap und Velence, ferner an den Quarzitgängen auftritt. An diesen Punkten ist der Granit biotitfrei, und besteht lediglich aus Quarz und Kaolin, bezw. aus kaolinisiertem Feldspat. Der Granit ist also kaolinisiert, die Details dieser Metamorphose sollen in dem Abschnitt über die postvulkanischen Wirkungen besprochen werden. An dieser selben Stelle tritt als Resultat der postvulkanischen Wirkungen auch eine Verquarzung in größerem oder geringerem Maße auf.

Exogene Einschlüsse.

Im Granit sind stellenweise dunkle, schwärzliche, biotitreiche exogene Einschlüsse zu beobachten, die von Erbsen-, Haselnuß-, Nuß- oder seltener von Faustgröße sind. Solche Einschlüsse finden sich in dem Steinbruche unterhalb der Skt. Donathi-Kirche, in dem italienischen Steinbruche auf der Hutweide von Sukoró und in der Umgebung des Meierhofes Sághi. Vom Granit sind sie stets scharf abgegrenzt, zuweilen erscheinen sie bis zu einem gewissen Grade eckig. Auf Grund der petrographischen Untersuchung sind dies Stücke der *K o n t a k t z o n e*, die gelegentlich der Intrusion in den Granit eingedrungen sind, und die vom Granit stark metamorphosiert zum Teil zu Stomolithen umgewandelt wurden. Diese Stücke wurden vom Granit nicht eingeschmolzen, wie dies der Umstand beweist, daß sie sich von dem Granit scharf abgrenzen, und zuweilen eckig erscheinen. Ähnliche Erscheinungen beobachtete auch V. H. GOLDSCHMIDT in der Kontaktzone von Kristiania. An diesen Einschlüssen sind zuweilen auch noch Spuren der Schichtung erhalten, was sich vornehmlich in der schichtenweisen Anordnung der Biotite zu erkennen gibt.

Ein Teil dieser Einschlüsse erreichte nur den für die Fleckenschiefer charakteristischen Grad der Metamorphose. Diese bestehen überwiegend aus Biotit, außerdem enthalten sie noch Magnetit, Quarz und selten andesinartigen Plagioklas. Neben diesen Gemengteilen erscheint zuweilen — wie in dem beim Meierhofe Sághi gesammelten Einschlusse — in sehr untergeordnetem Maße noch Muskovit. Die Einschlüsse in dem Granit des Steinbruches von Székesfehérvár, sowie der Hutweide von Sukoró sind jedoch vollständig zu Stomolith umgewandelt. Die Gemengteile dieser Einschlüsse sind: Biotit, Spinell, Korund, Magnetit, Plagioklas (Andesin), Orthoklas, selten Quarz; in dem Einschlusse aus dem Steinbruch von Székesfehérvár kommt auch Sillimanit vor.

ERDMANNSDÖRFER¹ gliedert die im Granit als Einschlusß vorkommen-

¹ V. H. GOLDSCHMIDT: Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Kristiania 1191, p. 105—107.

den Stomolithgesteine nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung auf folgende Weise:

Biotit	Quarz	Kordierit	Andalusit	(Feldspat)		
Biotit	Quarz	Kordierit		(Feldspat)		
Biotit		Kordierit		Feldspat		
Biotit		Kordierit	Andalusit	Feldspat	Spinell	
Biotit			(Sillimanit)	Feldspat	Spinell	
Biotit			(Sillimanit)	Feldspat	Spinell	Korund

Die in Klammer gestellten Mineralien können vorhanden sein oder auch fehlen. Gegenüber den V. M. GOLDSCHMIDT'schen Typen handelte es sich hier im allgemeinen um die Metamorphose eines kalkärmeren Sedimentes

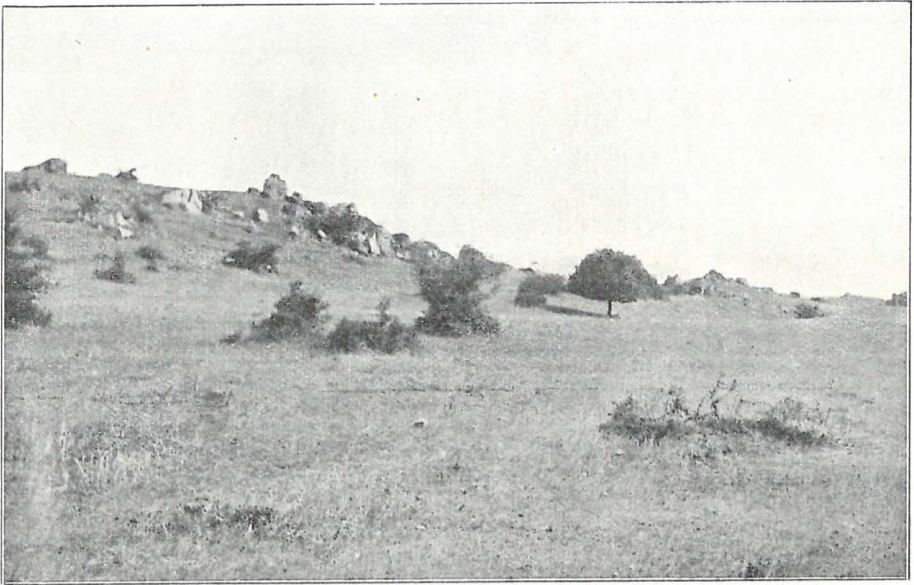
Die stomolithischen Einschlüsse des Granits unseres Gebirges sind mit der letzten dieser Typen ident. Wie im Granit des Brocken, so bildeten sich auch diese Einschlüsse aus einem basischen Tonschiefer aus.

Die Oberfläche des Granitgebirges, die Verwitterung des Granits.

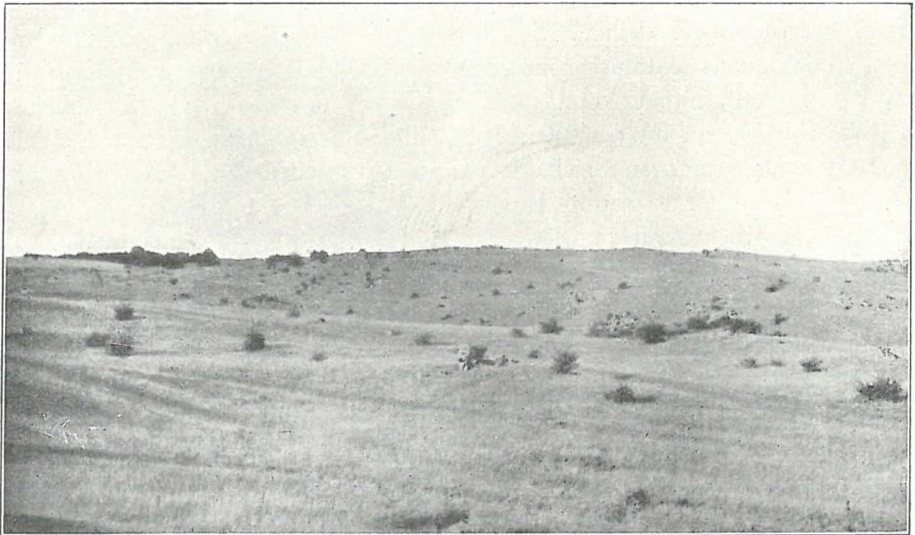
Wo der Granit nicht mit Kulturboden bedeckt ist, dort ragen stellenweise ziemlich mächtige Felsblöcke hervor, die der Landschaft ein charakteristisches Gepräge verleihen. Die Blöcke sind mehr oder weniger viereckig, gewöhnlich etwas platt prismenförmig, seltener nahezu kubisch. Meist sind sie 1—3 m groß, seltener kommen auch bis 5 ja 6 m große Blöcke vor. Solche Blöcke findet man an dem E-Abhange des unmittelbar östlich von dem Meierhofs Világos gegen S ziehenden Grabens zwischen dem Somoserdó und dem Öreghegy, ferner hauptsächlich auf dem Gebiete zwischen dem Öreghegy, Csöntérhegy und dem langen Granitporphyrgänge SW-lich vom Meleghegy. Dem letzteren Gebiete verleihen die Granitblöcke mit ihrer grauen Kahlheit ein interessantes und charakteristisch düsteres Äußere. (Figur 3 und 4).

Eine ganz ähnliche Erscheinung ist — wenngleich in geringerem Maße — stellenweise auch im Walde von Csala zu beobachten, nur sind die Blöcke hier infolge der Üppigkeit der Vegetation weniger auffällig. An allen diesen Punkten kommen die Blöcke natürlich nicht isoliert vor, sondern sie liegen gruppenweise auf und nebeneinander. Die Entstehung dieser Blöcke ist mit der Absonderung des Granits in Zusammenhang zu bringen,

¹ O. H. ERDMANNSDÖRFFER: Die Einschlüsse des Brockengranits. Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt. 1912, p. 311—380.



Figur 3. Granitblöcke auf der Hutweide von Sukoró.

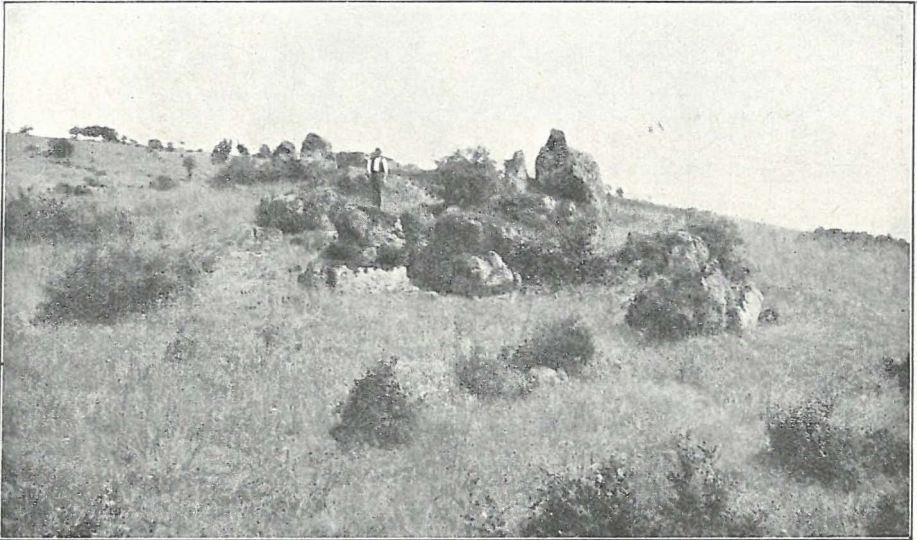


Figur 4. Das Gebiet zwischen dem Öreghegy, dem Csöntérhegy und dem Granitporphyrgang SW-lich vom Meleghegy, mit emporstehenden Granitblöcken.

und weist darauf hin, daß sich der Granit an aufeinander mehr oder weniger senkrechten Klüften zu kleineren Blöcken abgesondert hat.

Die Kanten und Spitzen dieser Blöcke wurden durch die Atmosphärien mehr oder weniger abgestumpft. Wo die Wirkung der Atmosphärien genügend intensiv war, dort ist diese Abrundung ganz beträchtlich; auf solche Art entstanden die für den Granit im allgemeinen charakteristischen w oll b a l l e n f ö r m i g e n Verwitterungsformen. Solche Wollballen sind im östlichen Teile der Weide NW-lich vom Csöntérhegy typisch ausgebildet (Figur 5, 6, 7.).

Zuweilen schreitet die Abrundung infolge der Verwitterung noch

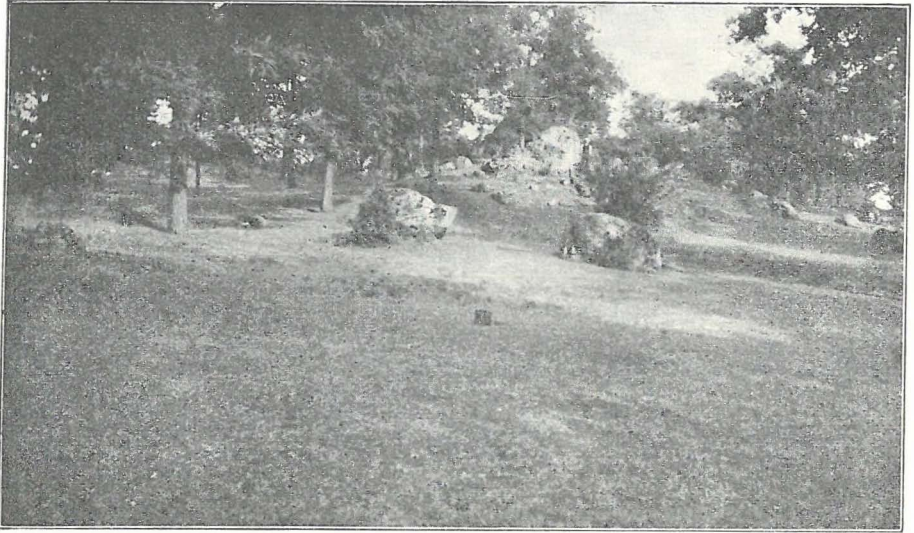


Figur 5. Wollballenförmige Granitblöcke am Ostrande der Weide NW-lich vom Csöntérhegy.

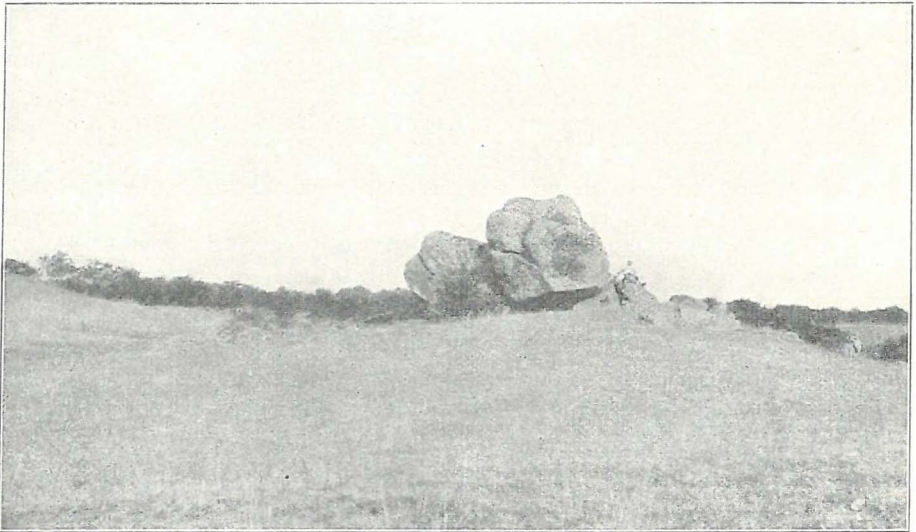
weiter, und die Blöcke werden fast kugelförmig. Ein solcher, infolge von Oberflächenverwitterung entstandener kugelförmiger Block ist südlich von der von Nadap nach Sukoró führenden Straße unmittelbar vor der Ortschaft Sukoró zu sehen (Figur 8).

Ähnliche abgerundete — mehr oder weniger kugelförmige — Blöcke kommen auch im Walde von Csala vor. (Figur 9.)

So wie sich die Granitblöcke allmählich abrunden, so werden auch die Formen der ganzen Granitmasse unter der Einwirkung der Atmosphärien abgerundet. Hierauf ist sodann die eigentümliche morphologische Erscheinung zurückzuführen, daß dieses Granitgebiet dort, wo die emporragenden Blöcke — teilweise auch infolge der Kultur — verwittert und ab-



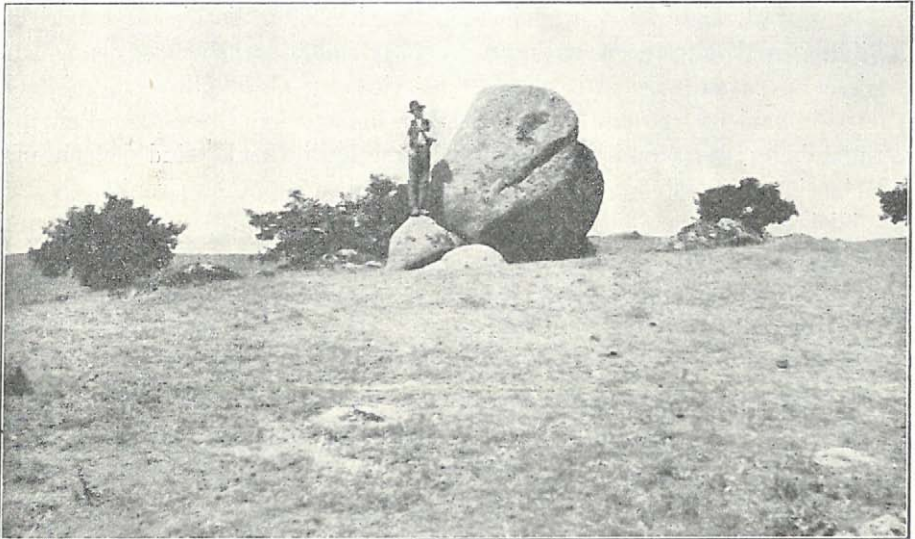
Figur 6. Wollballenförmige Granitblöcke im Walde von Csala.



Figur 7. Granitblöcke westlich bei dem Meierhofe Sági.

getragen sind, eigentümlich abgeglättete, mehr oder weniger an die Kugelform erinnernde Hügel bildet. Natürlich tritt diese Erscheinung nur dort vor Augen, wo der Granit nicht allzuhäufig mit widerstandsfähigeren Gesteinen — vornehmlich Gängen — abwechselt. Wenn nämlich solche Gänge in größeren Dimensionen auftreten, so ragen sie als Kämme aus dem Granit auf.

Diese abgerundeten Hügel sind vielleicht am charakteristischsten in dem Gebiete zwischen Nadap und Velence ausgebildet, wo gangförmige Gesteine nur untergeordnet auftreten. (Figur 10.)



Figur 8. Durch Verwitterung abgerundeter Granitblock vor Sukoró an der Südseite der Straße.

Im westlichen Teile des Gebietes — wo im Granit bereits ziemlich häufig beträchtliche Gänge vorkommen — kommt diese Erscheinung bereits nicht mehr in solchem Maße zur Geltung. Hier werden die Landschaftsformen bereits zum guten Teile durch die Anordnung der Gänge bestimmt, wie dies im folgenden, bei Besprechung der betreffenden geologischen Bildungen gezeigt werden soll. So sucht man diese Erscheinung am Tomposberge, in der Umgebung der Kisfaludy-puszta oder in den Weingärten von Székesfehérvár vergebens, hier wird das heutige Landschaftsbild durch die Aplit-, Granitporphyr- und Quarzgänge bereits in hohem Maße beeinflusst.

Der Granit des Gebirges verwittert unter der Einwirkung der Atmosphärien sehr leicht; zuerst fällt der Biotit zum Opfer, welcher zunächst chloritisiert wird und später verblaßt. Inzwischen lockert sich bereits der

Zusammenhalt der Gemengteile des Gesteins und schließlich zerfällt der Granit zu Grus, welcher beständig von dem Gestein herabrieselt. Unter dem Einfluß der Niederschlagswässer wird der Grus im Endergebnis zu Sand, der an den Lehnen stellenweise in ziemlich großer Menge zusammengeschwemmt wird, wie z. B. in der Gegend der Weingärten «Suhogó» bei Pákozd, wo das abfließende Regenwasser in diesem Sande stellenweise ein bis zwei Meter tiefe Gräben auswäscht.

Die Kontaktzone.

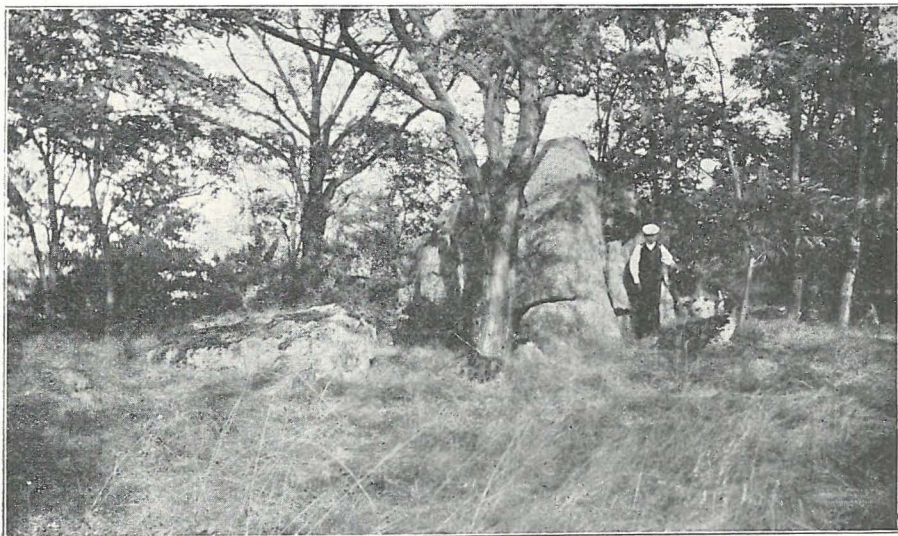
Der stratigraphischen Reihenfolge nach hätten die hierher gehörigen Bildungen als älteste Formation vor dem Granit besprochen werden sollen. Diese Bildungen wurden in der älteren Literatur als Phyllite oder einfach nur als Schiefer erwähnt. Diese Gesteine haben den Granit zur Zeit der Entstehung des Granitkernes überall eingehüllt, heute sind jedoch nur mehr einzelne Reste am nördlichen und östlichen Saum des Granits erhalten geblieben. Auch aus diesen Resten läßt sich jedoch die Beschaffenheit und Zusammensetzung des Sedimentes feststellen.

Reste dieses Sedimentes sind insgesamt nur an folgenden Punkten erhalten geblieben: bei der Mühle von Szúzvár, beim Meierhofe Csala um den Steinhafen herum, am Vargahegy, am Vaskapuhegy, an der N-Lehne des Meleghegy, dann in den Weingärten von Velence an der Westseite der Straße Velence—Nadap, sowie im Weingarten Paskom. Wie aus diesen Aufschlüssen ersichtlich, sind die Gesteine der Kontaktzone zumeist vorzüglich geschichtet, und schmiegen sich — obzwar sie lokal ganz unbedeutend gefaltet sind — dem Granit an. So fallen sie bei der Mühle von Szúzvár gegen W, beim Meierhofe Csala gegen NW, an der N-Lehne des Meleghegy im allgemeinen gegen N und am E-Rande des Granits im großen Ganzen gegen E. Wie bereits bei Besprechung des Granits erwähnt wurde, ist der Granit stellenweise zwischen die Schichten der Kontaktschiefer eingedrungen.

Ihrem petrographischen Charakter nach erweisen sie sich als typische Kontaktschiefer des Granits, deren ursprüngliches, nicht metamorphosiertes Material Tonschiefer war. Entweder wurde vom Granit der ganze Sedimentkomplex metamorphosiert, oder aber es blieb eine äußere kaum, oder überhaupt nicht metamorphosierte Zone im Kontaktschiefer zurück, die jedoch durch Denudation abgetragen wurde. Letztere Annahme ist wahrscheinlicher, da die bis heute erhaltenen Reste der Kontaktzone sehr dünn sind. An der Nordlehne des Meleghegy und am Vaskapuhegy kann ihre Mächtigkeit bei einem Fallwinkel von 45° mit nicht über 600 m berechnet werden. Und doch ist der Kontaktschiefer gerade an diesen Stellen am mächtigsten, und überdies nahm ich bei der Berechnung noch an, das ganze Gebiet bestände aus Kontaktschiefer, wo es doch wahrscheinlich ist, daß

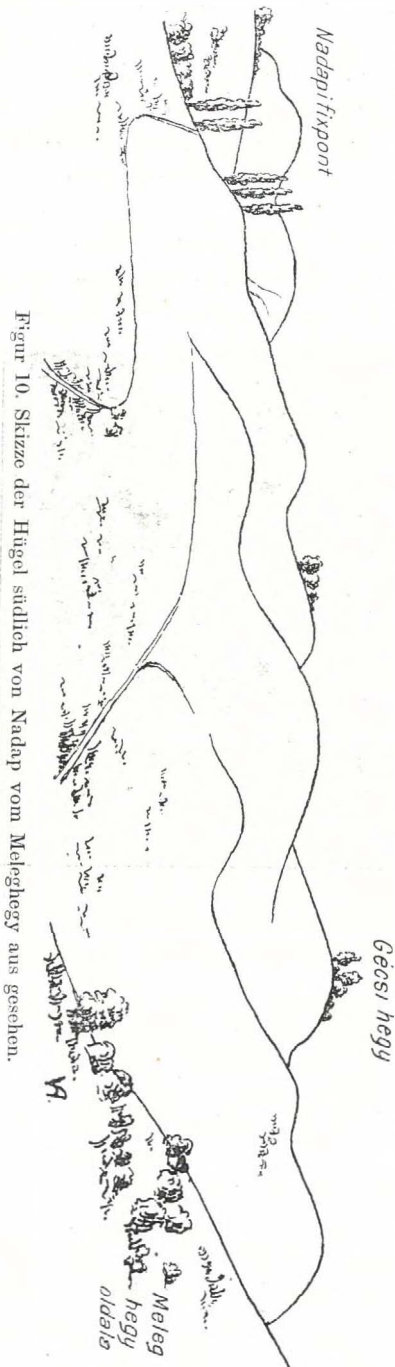
in gewisser Tiefe noch Granit ausgebildet ist, wie bei der Antalquelle, wo der Granit zutage tritt.

Die am intensivsten metamorphosierte Partie der Kontaktschiefer ist nur an einem einzigen Punkte, in dem kleinen Graben S-lich von der Mühle von Szűzvár aufgeschloßen, wo sie unmittelbar dem Granit auflagert. Hier am linken und teils auch am rechten Abhang des Grabens, ebenso auch im Graben selbst ist das Gestein dunkelgrau, dicht, stellenweise gänzlich ungeschichtet, anderweitig wieder weist es Spuren der Schichtung und ein Fallen von 45° gegen 17^h auf. Das Gestein besteht aus



Figur 9. In Abrundung begriffener Granitblock im Walde von Csala.

Biotit, Andalusit, Quarz, Muskovit, Magnetit, wenig Kaolin, Zirkon und Turmalin. Stellenweise weist es charakteristische Stomolithstruktur auf, weshalb es als ein andalusithaltiges stomolithartiges Gestein betrachtet werden muß. Ich will es hier nicht entschieden als Stomolith bezeichnen, da die Schichtung stellenweise noch erhalten geblieben ist, und da die Stomolithstruktur hie und da noch nicht typisch ausgebildet ist. Einzelne Partien sind jedoch von gänzlich stomolithischer Ausbildung. Der selten auftretende Turmalin ist kein Produkt der mit dem Granit zusammenhängenden pneumatolithischen Einwirkungen, da ich Turmalin im Zusammenhang mit Granit noch niemals angetroffen habe. Aller Wahrscheinlichkeit nach kam derselbe bereits in dem ursprünglichen Tonschiefer vor. Dieser Kontakt kann also nicht als Resultat eines pneumatolithischen Kontaktes



Figur 10. Skizze der Hügel südlich von Nadap vom Meleghegy aus gesehen.

betrachtet werden, sondern ist als das Ergebnis eines hidatothermischen Kontaktes (REINISCH), oder einer — wie sie von WOLFF² neuerding benannt wird — thermischen Kontaktmetamorphose zu bezeichnen.

Die rhotomolithische Umwandlung des Gesteins beruht auf einer molekularen Umgestaltung desselben, die in festem Zustande erfolgt ist. Die Form der sich neu gebildeten, oder der bereits vorhandenen Gemengteile hängt von dem Kristallisationsvermögen derselben ab. Die Gemengteile von intensiverem Kristallisationsvermögen nehmen eine idiomorphe Form an u. zw. bei partieller Lösung der benachbarten Mineralien. Die entstehenden Strukturen sind auf solche Weise echte Kristalloblasten im Sinne BECKES. Auf solche Weise kann die Siebstruktur entstehen. Wenn aber die Geschwindigkeit des Wachstums der einzelnen Komponenten nahezu gleich ist, so entsteht Wabenstruktur.

Die unter der Einwirkung des Kontaktes entstandene Mineralgesellschaft weist darauf hin, daß die Metamorphose hier keinen solchen Grad erreicht hat, wie auf dem von GOLDSCHMIDT studierten Gebiete. Ein Beweis hierfür liegt in dem Umstande, daß Kaliglimmer in ziemlicher Menge auftritt, was darauf hinweist, daß die thermische Kontaktmetamorphose nicht genügend intensiv war, um den Glimmer in Kalifeldspat zu umwan-

¹ R. REINISCH: Petrographisches Praktikum. II. Teil, Berlin 1912, p. 169—171.

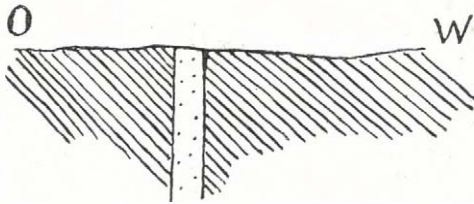
² WOLFF: l. c. p. 240.

deln. Auch Kordierit traf ich nicht an, wenn nicht allenfalls einzelne Muskovitknoten ursprünglich auf Kordierit deuten (?). Mit betracht darauf jedoch, daß diese Gesteine überaus biotitreich sind, hat sich das gesamte Magnesium wahrscheinlich in den Biotiten konzentriert.

Übrigens haben sich die Minerale auch in dem Falle, wenn die Metamorphose beträchtlich intensiver war, wie im Aufschlusse des Mühlgrabens bei Szúzvár, nicht in einer solchen Gruppierung wie im Kristiania-Gebiete ausgebildet; dies zeigten bereits die im Granit auftretenden exogenen Einschlüsse. Hier im Gebirge von Velence, erfolgte im ganzen genommen die Metamorphose eines kalkarmen, basischen Ton-schiefers.

Diese sehr stark metamorphosierte, stomolithartige, teilweise leptinolithische Zone ist um den Granit herum schmal, nicht über 25—30 m mächtig.

In dem selben Graben ist am linken Abhang der unmittelbare Kontakt



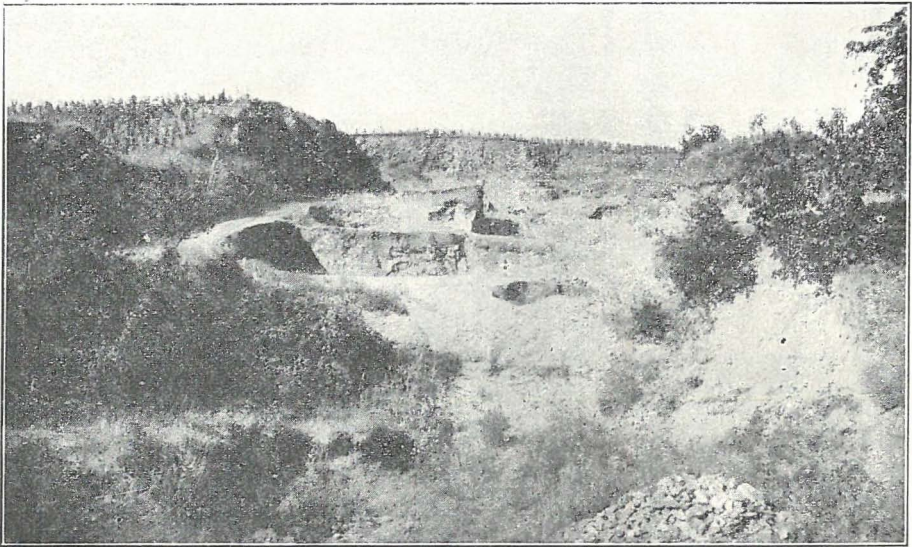
Figur 11. Der Durchbruch des 1·5 m mächtigen Aplitganges durch den Kontaktschiefer.

eines diaschistischen Ganges — eines Aplitganges — mit den Kontaktschiefern aufgeschlossen. Der Aplit bildet einen etwa 1·5 m mächtigen Gang, der den Kontaktschiefer durchbricht (Figur 11). Die mit dem Aplit in unmittelbarem Kontakt stehende Partie des stomolithartigen Gesteines ist sehr biotitreich, und führt in unmittelbarer Nähe des Aplits keinen Andalusit.

Wie man sich von der Grenze des Granits entfernt, wird das Kontaktgestein allmählich besser geschichtet, es nimmt Seidenglanz an, hie und da, stellenweise sogar reichlich, treten dunklere knollige Flecken auf. Bei der Eisenbahnüberbrückung, unmittelbar nächst der Mühle von Szúzvár findet sich bereits dieses makroskopisch in großen Ganzen phyllitähnliche Gestein aufgeschlossen. Dasselbe fällt hier im Durchschnitt unter 30—50° gegen 16—18h. Hier ist das Gestein übrigens ziemlich verwittert und liefert rotbraune limonitische Verwitterungsprodukte.

Ein viel frischeres Gestein steht am V a s k a p u h e g y und an der N-Lehne des M e l e g h e g y an. An dem letzteren Punkte wird das Gestein im gräf. CZIRÁKY'schen Walde, an der Westseite der nach Lovas-

berény führenden Straße zeitweise zu Straßenschotterungs- und Mauerungszwecken auch gebrochen. Auch am Vaskapuhegy und am Meleghegy besteht die Hauptmasse des Kontaktgesteines aus graubraunem Material von Seidenglanz, und in dieser Hauptmasse, gleichsam Grundmasse kommen größere oder kleinere bis 3—4 mm große dunklere Knollen, Flecken vor. Wie die mikroskopische Untersuchung lehrte, ist das Gestein an all diesen Punkten als Knollen- (Flecken-) Schiefer ausgebildet, der vorzüglich geschichtet ist. Am Vaskapuhegy und am Meleghegy fallen die Knollenschiefer im allgemeinen unter 45—60° gegen N ein. In dieser Zone war die thermische



Figur 12. Steinbruch bei der Dr. Spätschen Villa im Kontaktschiefer.

Kontaktmetamorphose demnach bereits viel weniger intensiv, als in unmittelbarer Nachbarschaft des Granits.

Jene dünne Granitapophyse, die bei der Antalquelle zwischen den Knollenschiefern zutage tritt, verursachte in der Kontaktzone ebenfalls keine intensivere Metamorphose, nicht einmal unmittelbar am Kontakt. Auch in unmittelbarer Nachbarschaft dieses Granitausbisses sind die Kontaktschiefer nur bis zum Stadium der Knollenschiefer gelangt.

Die in den Weingärten von Velence auftretenden Reste des Kontaktschiefers stimmen in ihrer Ausbildung mit den letzteren überein. In den Aufschlüssen oberhalb des Meszlényischen Weingartens finden wir typischen Knollenschiefer, der vorzüglich geschichtet unter 45—60° gegen 3—6^h fällt. Auch in dem Hohlweg, der zu den Weingärten führt, ist das

Gestein ähnlich beschaffen. In dem Steinbruche bei der Dr. Spätschen Villa scheint das Gestein makroskopisch von den vorerwähnten bereits einigermaßen abzuweichen: hier sind nämlich die Knollen bereits um ein beträchtliches kleiner, und treten dichter aneinander gedrängt auf, oder aber sie verschmelzen derart miteinander, daß sie vollkommen zu fehlen scheinen. In solchen Fällen ist das seidenglänzende, muskovitische Gestein von phyllitischem Charakter. Die mikroskopische Untersuchung zeigte jedoch, daß es sich auch in diesem Falle nur um Knollenschiefer handelt. An den Schichtflächen des Gesteines kommen häufig limonitisch-manganhaltige Krusten, seltener winzige Quarzkristalle vor.

In diesem Steinbruche ist die vorzügliche Schichtung des Gesteines sehr gut zu beobachten; es können hier bis 1 m² große Platten gebrochen werden.

Das bei der Mühle von Csala, bei dem Steinhafen aufgeschlossene Gestein erscheint noch kompakter, als jenes bei der Dr. Spätschen Villa. Es ist hier graubraun, stellenweise mit einem Stich ins Grüne, und sieht makroskopisch ziemlich homogen aus. Nach der mikroskopischen Untersuchung haben wir es jedoch auch in diesem Falle mit Knollenschiefer zu tun, nur sind die Knollen so klein und so gleichmäßig verteilt und aneinander gedrängt, daß das Gestein auf den ersten Blick von den typischen Knollenschiefern abzuweichen scheint. Das Gestein ist auch hier vorzüglich geschichtet. Am linken Abhang des Tales fällt es unter 35—45° gegen 22^h, am rechten Talabhang aber unter 20—30° gegen 22—23^h. Hier wiederholt sich jene Erscheinung, die wir bereits bei der Mühle von Szűzvár beobachteten, daß der Schiefer nämlich von dünnen Aplitadern durchsetzt wird. Solche treten vornehmlich am linken Talabhang in größerer Anzahl auf, wie dies die an der Oberfläche umherliegenden Trümmer beweisen. Diese Aplite gehören zu den porphyrisch ausgebildeten Typen. Die Mächtigkeit der Gänge beträgt — soweit es festzustellen war — keine zwei Meter.

Aus dem Boden der am Vargahegy befindlichen Weingärten treten ebenfalls eckige Bruchstücke der Kontaktschiefer zutage. Dieselben sind ziemlich verwittert, seidenglänzend, an frischeren Stückchen sind jedoch die Merkmale der Knollenschiefer auch makroskopisch wahrzunehmen. Sie sind ebenfalls vorzüglich geschichtet. Höchst selten ist in ihnen auch Andalusit zu erkennen. Anstehendes Gestein ist jedoch hier auf dem unter Kultur stehenden Gebiete nicht zu sehen. Das Auftreten von Andalusit weist darauf hin, daß die thermische Kontaktmetamorphose hier intensiver war, als am Vaskapuhegy, am Meleghegy und in den Weingärten von Velence und obwohl sie zur Bildung von stomolithartigen Gesteinen nicht hinreichte, war sie doch genügend intensiv um Andalusit entstehen zu lassen. Aus dieser

intensiveren Metamorphose ist zu schließen, daß der Granit hier unter dem Schiefer nicht tief liegen kann.

In der Kontaktzone kommen stellenweise Quarzschichten vor. Dieselben sind entweder weiß, oder von einer den lydischen Steinen ähnlichen Ausbildung. Solche schwarze Quarzschichten finden sich in der Gegend der Mühle von Szűzvár. Die Mächtigkeit der Quarzschichten erreicht bis 30—40 cm. Wie an denselben festzustellen ist, machten dieselben infolge der ther-



Figur 13. Detail aus dem Steinbruche mit großen Gesteinsplatten.

mischen Metamorphose in größerem oder geringeren Masse auch eine Umkristallisation durch. An solchen Punkten war daher der Quarz bereits in dem ursprünglichen Tonschiefer vorhanden.

Demnach schritt die Granitintrusion im Gebirge von Velence im ganzen genommen mit der thermischen Kontaktmetamorphose der den Granit umgebenden, und verhältnismäßig ziemlich basischen kalkarmen Tonschiefer vor sich. Diese Kontaktmetamorphose resultierte solche Gesteine, die für den Kontakt der Tiefengesteine, hauptsächlich des Granits charakteristisch sind. Es sind dies Gesteine, wie sie z. B. im Kontakt der Umgebung

von Barr-Andlau oder des Monte Tibaldo (Spanien) und auch anderweitig am Kontakte der Granite mit Tonschiefern auftreten. Diese thermische Kontaktmetamorphose war im Gebirge von Velence nur von mäßiger Intensität, zumindest erreichte sie keinen solchen Grad, wie in dem Falle der exogenen Einschlüsse. Hierauf deutet der Umstand, daß die stromolithartig ausgebildete Zone verhältnismäßig schmal ist, ferner daß in derselben die Umkristallisation — die in festem Zustande vor sich gegangen ist — nicht den für die intensivsten Kontaktzonen charakteristischen Grad erreicht hat. Dies beweist die Tatsache, daß sich Feldspate nicht einmal in der Andalusitzzone gebildet haben.

Die bei Urhida vorkommenden Phyllite, phyllitischen Quarzschiefer, die Phyllite von Balatonfőkajár, der zwischen Szabadbattyán und Polgárdi auftretende kristallinische Kalk und wahrscheinlich auch die bei den Bohrungen in der Umgebung des Balatonsees zutage gelangten phyllitartigen Gesteine sind jedenfalls durch Metamorphose jenes Granitkernes entstanden, von welchem ein Teil im Gebirge von Velence zutage liegt. Der im Umkreise des Mecsekgebirges auftretende Granit ist dem Gesteine des Gebirges von Velence so ähnlich, daß man geneigt ist anzunehmen, die beiden Granitgebiete seien vor dem Absinken des Großen Ungarischen Alföld miteinander zusammengehangen (?)

Über das geologische Alter der Kontaktzone läßt sich nichts sicheres sagen, da in derselben keine Fossilien vorkommen.

KOVÁTS und JOKÉLY stellte die Kontaktgesteine samt dem Quarzit des Csucsohegy, Csekélyhegy, Cseplekhegy und Meleghegy in das Devon. HAUER betrachtet sie als karbonisch. JOKÉLY stellt den Quarzit über den Phyllit; INKEY wieder betrachtet den Phyllit als jünger. Wie im weiteren gezeigt werden soll, hat der Quarzit, d. i. die «Quarzbreccie» oder das «Quarkonglomerat» mit den Gesteinen der Kontaktzone nichts zu tun.

Andererseits ist es gewiß, daß die Phyllite der Umbebung des Balatonsees mit der Kontaktzone des Gebirges von Velence im innigsten Zusammenhang stehen dürfen. Wahrscheinlich waren jene mit den Gesteinen des Velencegebirges petrographisch ganz idente Sedimente, und wurden durch den Kontakt derselben Granitintrusion ausgebildet, deren Granit im Gebirge von Velence heute zutage liegt und der auch die Kontaktgesteine im Gebirge von Velence ausbildete.

Nach LÓCZY gehören diese phyllitischen Gesteine ins Altpaläozoikum, und vertreten vielleicht auch noch das ältere Karbon.¹

Hier sollte ich mich über das Alter des Granits äußern. Mit Betrachtung darauf, daß Gerölle der porphyrischen Ganggesteine, die jünger als der

¹ L. v. LÓCZY: l. c.

Granit sind, in dem Konglomerat an der Basis des roten Permsandsteines auftreten,¹ muß der Granit älter sein als das Perm. Andererseits wieder ist er natürlich jünger als die Kontaktdecke. Wenn man betreffs der letzteren die Ansicht von LÓCZY gelten läßt, so kann gesagt werden, daß die Intrusion des Granits zwischen dem unteren Karbon und dem Perm erfolgt ist.

Ganggesteine.

Während dem langsamen Auskühlen des Granitmagma, sind in der Granitmasse längere oder kürzere, SW-NE-lich streichende Klüfte entstanden, die den ursprünglich einheitlichen Granit zergliederten. Das Granitmagma drang in diese Klüfte ein und erstarrte in mehr oder weniger porphyrischer Ausbildung als *Granitporphyr*. Die später entstandenen Klüfte wurden von dem bereits beträchtlich differenzierten Magma überwiegend in Form von *diaschistischen Leukokratgängen*, sehr untergeordnet aber in Form von *diaschistischen Melanokratgängen* ausgefüllt. Ein Teil dieser Klüfte schließlich wurde durch die letzten, sauersten Spaltungsprodukte des Magmas injiziert, dieselben bestanden fast ausschließlich aus Kieselsäure, und ergaben *Quarzgänge*. Die Entstehung der letzteren schritt bereits mit sehr starken pneumatolytischen postvulkanischen Wirkungen einher.

Die Entstehung der Spalten und ihre Ausfüllung mit dem Magma erfolgte wahrscheinlich zu gleicher Zeit und ging rasch vor sich. Hierfür spricht der Umstand, daß einzelne Aplitgänge nicht über einige Zentimeter mächtig sind. Die Entstehung solcher dünner Gänge läßt sich nur erklären, wenn man annimmt, daß das Magma in die Kluft sofort nach ihrer Entstehung mit großer Intrusionsgeschwindigkeit eindringen ist. Im entgegengesetzten Falle würde das intrudierende Magma infolge des geringen Volums der Klüfte sehr abgekühlt worden sein und seine Beweglichkeit eingebüßt haben, auch wenn das Magma an sich noch nicht völlig abgekühlt gewesen wäre; das Magma hätte also nicht so weit hinauf dringen können.

Es ist auffallend, daß sämtliche Gänge SW-NE-lich streichen, also parallel mit dem tektonischen Hauptrichtungen des Ungarischen Mittelgebirges. Nur im E-lichen Teile des Gebietes finden sich einige von dieser Richtung abweichende dünne Aplitgänge, die gekrümmt verlaufen. Die Gänge sind im westlichen Teile des Gebirges viel mächtiger als im östlichen, wie dies bereits B. v. INKEY beobachtete.

Interessant ist die Verteilung der diaschistischen Gänge des granitischen Magmas. Während die diaschistischen Leukokratgänge, die Aplite

¹ L. v. LÓCZY: l. c.

im Gebirge in riesiger Anzahl auftreten, so daß ich in meinen Skizzen nahezu 200 Gänge notieren konnte, kommen die Produkte der gegen den basischen Pol zu gelegenen Differentiation sozusagen in verschwindender Menge vor: ich beobachtete insgesamt drei Melanokratgänge. Diese Verhältnisse erinnern an die orthogenetischen Gneisse der Südkarpathen, die von einer großen Anzahl von Aplit und Pegmatitgängen durchsetzt werden, während Melanokratgänge entweder vollständig zu fehlen scheinen, oder aber nur eine sehr untergeordnete Rolle spielen.

Unter den diaschistischen Leukokratgängen überwiegen die Aplite. Pegmatit tritt nur sehr untergeordnet, insgesamt an zwei Punkten auf: in dem Graben bei dem Marienbrunnen und in der Nähe des Triangulierungspunktes vor Nadap. In dem Gestein des ersteren Fundpunktes herrschen rosenrote Orthoklase vor, Glimmer tritt nur untergeordnet auf, stellenweise fehlt er gänzlich. In dem letzteren Pegmatit herrscht weißer Orthoklas vor. An beiden Fundorten ist der Pegmatit dünn, stellenweise baucht er sich jedoch zu 30—40 cm mächtigen Knoten aus. Die erwähnten Vorkommnisse sind gangförmig, sie verlaufen jedoch unregelmäßig, die besagten Knoten bildend.

Die Aplite unterscheiden sich von dem Granit auf den ersten Blick darin, daß in ihnen die saueren Gemengteile konzentriert sind, während Melanokratgemengteile entweder untergeordnet auftreten oder gänzlich zu fehlen scheinen. Im ganzen genommen sind dies also sehr saure Gesteine, deren Magma — wenn es nicht mit Mineralbildnern gesättigt ist — sehr zähe flüßig war. Der Umstand jedoch, daß die Aplite in sehr dünnen, zuweilen nur einige cm mächtigen Gängen auftreten, weist darauf hin, daß das Magma dennoch sehr leicht flüßig gewesen sein muß; denn nur so läßt es sich erklären, daß sich in den überaus dünnen Spalten Aplit ausbilden konnte. Eine Vorbedingung dessen ist aber, daß der umgebende Granit noch nicht vollständig abgekühlt war, und daß dieses sehr saure Magma eine mit Mineralbildnern stark gesättigte hidatopyrogene Masse war. Wie bereits erwähnt, steht diese hidatopyrogene Masse dem Granit sowohl genetisch als auch zeitlich sehr nahe, und drang in die durch Zusammenziehung des Granits entstandenen Klüfte und auch in die Kontaktzone ein. Wo sie sich langsam abkühlte, dort wurde sie panidiomorphkörnig; wo jedoch die Temperatur des umgebenden Granits bereits niedriger war, dort nahm sie mehr porphyrische Struktur an.

Das Material der Quarzgänge dürfte als letztes, sauerstes Spaltungsprodukt des Granitmagma mit Mineralbildnern noch mehr gesättigt gewesen sein, als die Aplite. Daß dies tatsächlich der Fall war, das wird durch das Auftreten des auf pneumatolithische Entstehung deutenden *Fluorits* bewiesen.

Was das Altersverhältnis zwischen den Granitporphyren und den Apliten betrifft, so ist es wahrscheinlich, daß sich vorerst die nicht differenzierten Granitporphyre ausbildeten, und erst hierauf die Aplite, Dieser Altersunterschied dürfte jedoch sehr gering sein.

Die Granitporphyre und Aplite treten im Gebirge von Velence überall auf, die Granitporphyre sind jedoch beträchtlich seltener als die Aplite. Die Quarzgänge beschränken sich auf den Tomposhegy und die Umgebung des Szőlóhegy bei Székesfehérvár. Die mächtigeren Gänge sind im allgemeinen vertikal.

Granitporphyre.

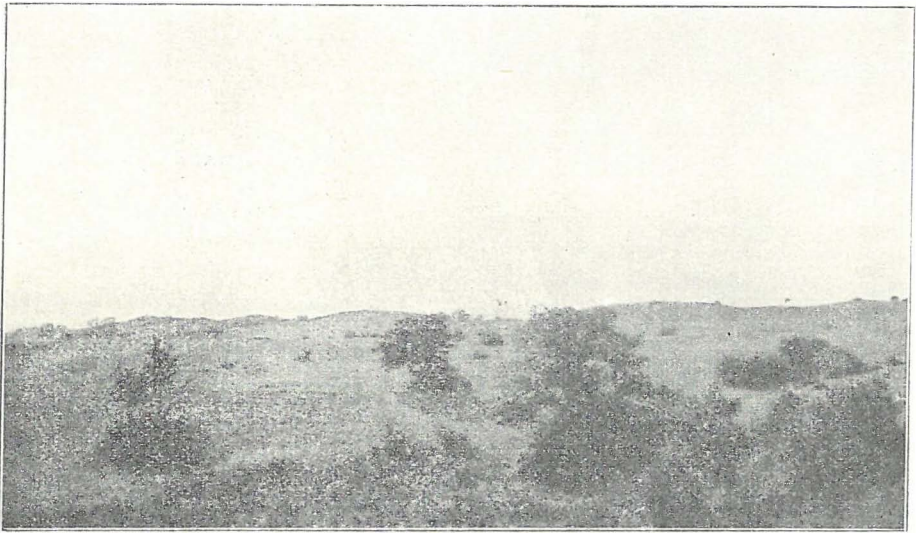
Bereits dem Morphologen fällt jener fast einen Kilometer lange Gang auf, der sich am Nordrande der Weide von Sukoró, SW-lich von der Spitze des Meleghegy in SW—NE-licher Richtung gegen den Meierhof Világos zu zieht. Derselbe erhebt sich kammförmig aus dem Granit, und bildet eine Reihe von Hügeln (Figur 14). Diese Hügel hingen ursprünglich einheitlich zusammen, und wurden nur durch die Erosion und Deflation, die im weiteren noch besprochen werden soll, gegliedert. Der Gang ist etwa 12 m mächtig und besteht aus einem etwas rotgetönten Granitporphyr von typisch porphyrischer Struktur, in dessen holokristallinischer Grundmasse bis 3—4 cm große rote Orthoklase, Oligoklase, dihexaedrische Quarze und untergeordnet Biotite als porphyrische Ausscheidungen auftreten. In so frischem Zustande tritt das Gestein nur in dem Aufschlusse am westlichsten Ende des Zuges auf, anderweitig ist es an der Oberfläche infolge der Zersetzung der Biotite überall rötlich verwittert und zerfällt im Endergebnis zu Grus, in welchem abgerundete Quarzdihexaeder in großer Anzahl auftreten.

Chemisch steht das Gestein des Ganges dem Granit selbst sehr nahe, was darauf hinweist, daß das Magma zu der Zeit, als sich dieser Gang bildete, noch nicht differenziert war.

Petrographisch ähnlich beschaffen sind jene Gänge, die in der Umgebung des Csöntérhegy auftreten, obzwar die porphyrische Struktur bereits nicht mehr so typisch, bereits einigermaßen verschwommen ist und sich der körnigen Struktur nähert. Da diese Gänge von tiefen Gräben durchschnitten werden, ist ihr Zusammenhang nicht so auffällig, wie im vorigen Falle. Hier konnte ich vier Gänge ausscheiden. In den neueren Aufschlüssen erweist sich ihr Gestein dem vorerwähnten ähnlich, abgesehen von der erwähnten geringen Strukturdifferenz. Das Gestein des nördlichsten Ganges scheint jedoch einigermaßen abzuweichen, indem seine Grundmasse beträchtlich dichter ist; leider war es sehr verwittert und deshalb zu keiner petrographischen Untersuchung geeignet. Auch

das Gestein dieser Gänge verwittert grünlich, und an der Oberfläche sind meist nur diese verwitterten Blöcke zu sehen. Der durch die Spitze des Csöntérhegy durchziehende Gang wird jedoch zeitweise gebrochen, und hier gelangt man zu einem verhältnismäßig ziemlich frischem Gesteine, an welchem die porphyrische Struktur gut zu beobachten ist.

Der SE-lich von der Spitze des Meleghegy, sowie in den Weingärten Paskomszóló auftretende Granitporphyr, der an dem letzteren Punkte am Rande der Weingärten nur in kleinen verwitterten Stücken zu sammeln ist, besitzt eine viel dichtere Grundmasse als der vorerwähnte, und sein



Figur 14. Die aus dem Granitporphyrang bestehenden Hügel unmittelbar S-lich vom Kamme des Meleghegy von S gesehen.

Glimmer ist chloritisiert. Einst wurde das Gestein an diesen beiden Punkten auch gebrochen, heute fallen jedoch bloß umherliegende verwitterte Stücke und die infolge der Verwitterung herausfallenden Quarzdihexaeder auf.

Am Szólóhegy bei Székesfehérvár, unmittelbar nördlich vom Csucsoshegy ist rötlicher Granitporphyr aufgeschlossen, der petrographisch mit dem Gestein des ersterwähnten Ganges übereinstimmt. Auch dieser Gang ragte ursprünglich kammförmig aus dem Granit empor. Der zutage gelegene Teil des Gesteins wurde jedoch bereits abgebaut. Der Gang ist 12—13 m mächtig und die Hauptlithoklassen des bäkig abgesonderten Gesteines fallen im großen Ganzen gegen NW ein.

Figur 15 führt den Steinbruch am Szólóhegy bei Székes-

fehérvár unterhalb der Skt. Donathi-Kirche vor Augen, Figur 16 aber stellt das Profil in diesem Steinbruche vor.

Der etwa 12 m mächtige Granitporphyrgang liegt im Granit selbst, nördlich und südlich von demselben treten im Granit Aplitgänge auf. Die Gänge sind hier nicht vollkommen vertikal, sondern fallen etwas gegen SE ein. Dieser Granitporphyr ist hier hellgrau; in seiner dichten Grundmasse sind als wesentliche Gemengteile Orthoklas, Oligoklas, dihexaederförmiger Quarz und Biotit porphyrisch ausgebildet. Stellenweise kommen



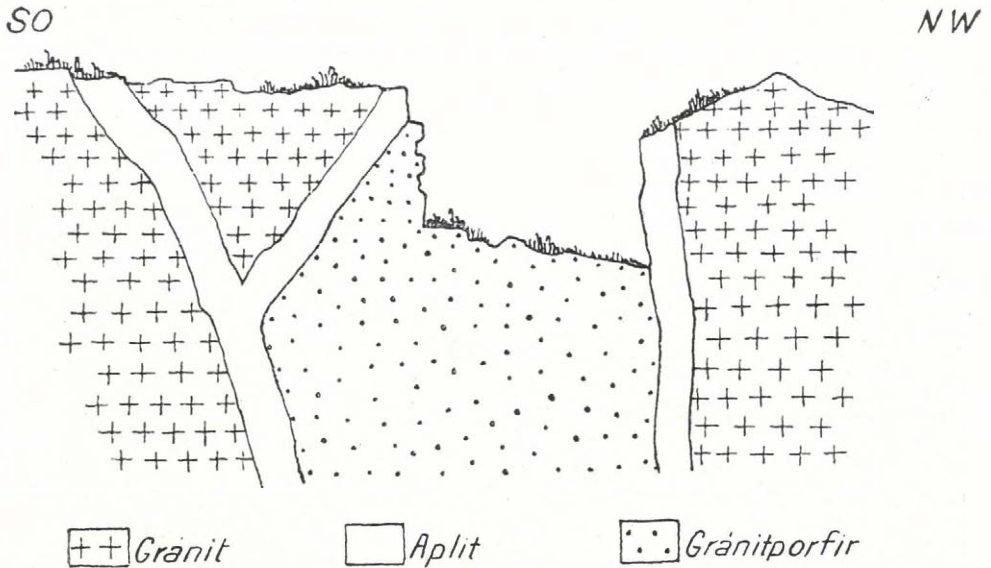
Figur 15. Der Steinbruch am Szőlőhegy bei Székesfehérvár, unterhalb der Skt. Donathi-Kirche.

im Gestein haselnuß- bis faustgroße basische Ausscheidungen d. i. endogene Einschlüsse vor, die betreffs der mineralogischen Zusammensetzung vollkommen mit der Hauptmasse des Gesteines übereinstimmen, nur hat sich in ihnen der Biotit mehr konzentriert. Unmittelbar am Rande des Ganges ist das Gestein etwas dichter (Salband), als in der Mitte desselben. Diese Abweichung ist jedoch — zumindest auf Grund der Aufschlüsse im Jahre 1911 — nicht so bedeutend, wie v. INKEY behauptete. Es ist nicht unmöglich, daß er bei den damaligen schlechten Aufschlüssen die

¹ B. v. INKEY: l. c.

dünnen Aplitgänge für das Salband des Ganges hielt, in welchem Falle der Unterschied natürlich sehr bedeutend erscheinen mußte.

Zur Zeit der Entstehung dieses Ganges dürfte das Magma bereits in einem gewissen geringen Maße differenziert gewesen sein. Hierauf deutet der Umstand, daß die Azidität des Gesteines etwas geringer ist als jene des Granits. Während nämlich «s» bei dem Granit 79·29 bzw. 76·37 entspricht, ist bei dem Granitporphyr «s» = 80·11. Dementsprechend kommt in dem Gestein auch weniger Biotit vor als in dem Granit. Demnach bildet also dieser Granitporphyr bereits in einem gewissen Maße einen Über-



Figur 16. Profil des Steinbruches unterhalb der Skt. Donathi-Kirche bei Székesfehérvár.

gang zu den Apliten. Auf Grund seiner Struktur, sowie aus dem Grunde, weil die Differenzierung noch sehr minimal ist, muß das Gestein entschieden zu den Granitporphyren gestellt werden.

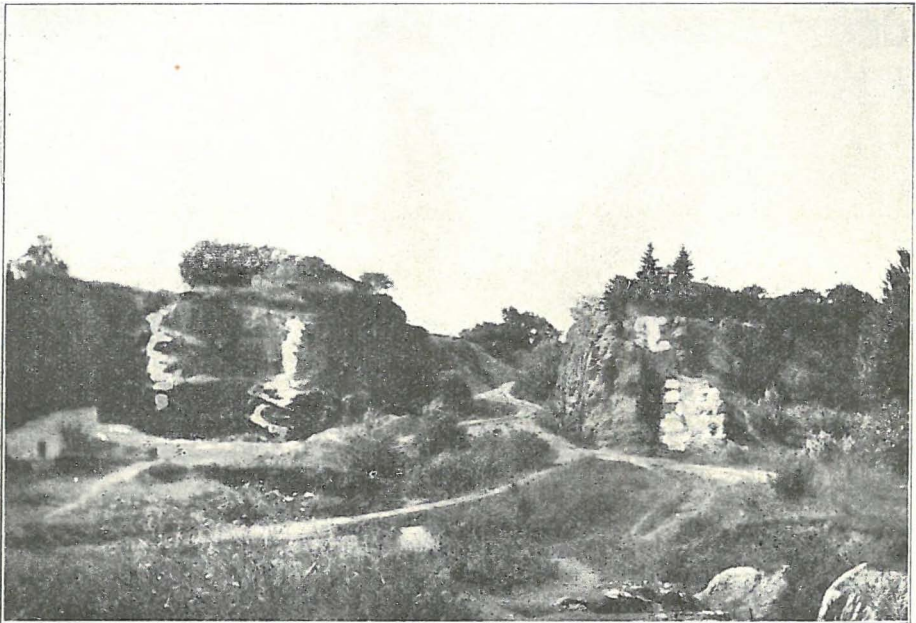
Dieser Granitporphyr wird in Székesfehérvár als gutes Material in Form von Quadersteinen zur Straßenpflasterung verwendet.

In unmittelbarer Nähe dieses Ganges, nördlich von demselben kommt ein ganz ident ausgebildeter, etwa 10 m mächtiger Gang vor, der zum größten Teil bereits abgebaut ist.

In dem Steinbruche am R á c h e g y werden zwei den im obigen beschriebenen Granitporphyren ganz ähnliche Gänge abgebaut. Das Streichen derselben stimmt mit jenem der beiden Gänge unterhalb der Skt. Donathi-Kirche vollkommen überein; wahrscheinlich hängen dieselben

auch zusammen, obwohl der Zusammenhang in den Weingärten nicht sicher zu ermittelt ist. Diese beiden Granitporphyrgänge sind jedoch hier zum größten Teile bereits abgebaut, wie dies auch aus Figur 17 hervorgeht. Auf diesem Bilde stellt die Lücke in der Mitte die Lage des einstigen Granitporphyrganges dar.

Die im östlichen Teile des Tomposhegy, südlich vom Sárhegy auftretenden Granitporphyrgänge, sowie die Granitporphyre der Umgebung der Sághipuszta stimmen in ihrer Ausbildung mit den Granitporphyren

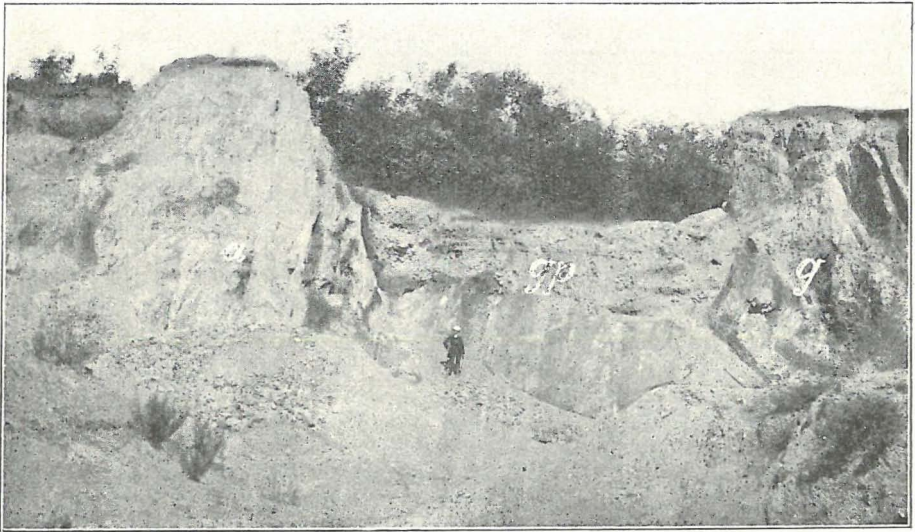


Figur 17. Der SW-liche Teil des Steinbruches am Ráchehy bei Székesfehérvár mit drei Aplitgängen.

des Szőlőhegy bei Székesfehérvár überein. Häufig lassen sich diese Gänge auf beträchtliche Strecken verfolgen; so ist der durch den Punkt 226 m am Sárhegy durchziehende Gang einen guten Kilometer lang. Auch der Gang SW-lich von der Sághipuszta läßt sich auf einer Strecke von fast einem Kilometer verfolgen. An den meisten dieser Gänge giebt es keine frischen Aufschlüsse. In früherer Zeit wurden dieselben zeitweise gebrochen, und an der Oberfläche sind nur rot und grün verwitternde Quarzdihexaeder führende graue Gesteine zu finden. Nur selten gelangt man zu einem etwas frischeren Gestein, an welchem festgestellt werden kann, daß das Gestein dieser Gänge petrographisch dem unterhalb der Skt. Donathi-Kapelle

aufgeschlossenen Granitporphyr sehr ähnlich ist, und daß sich höchstens in der Ausbildung der Grundmasse hie und da eine geringere Abweichung zu erkennen gibt. Diese Gänge sind im allgemeinen 8—10 m mächtig. Ihr Material widersteht den Atmosphärien leichter als der Granit selbst. Sie fallen vertikal ein.

Auch die Granitporphyre im östlichen Teile des Karácsonyhegy bei Pákozd sind den vorerwähnten Gesteinen ähnlich. Das Gestein der beiden Gänge an der Westseite ist jedoch bereits dem Granitporphyr des Csöntérhegy ähnlich, ja in den Aufschlüssen am Karácsonyhegy ist die Grundmasse des Gesteines dermaßen grob, daß der porphyrische Charak-



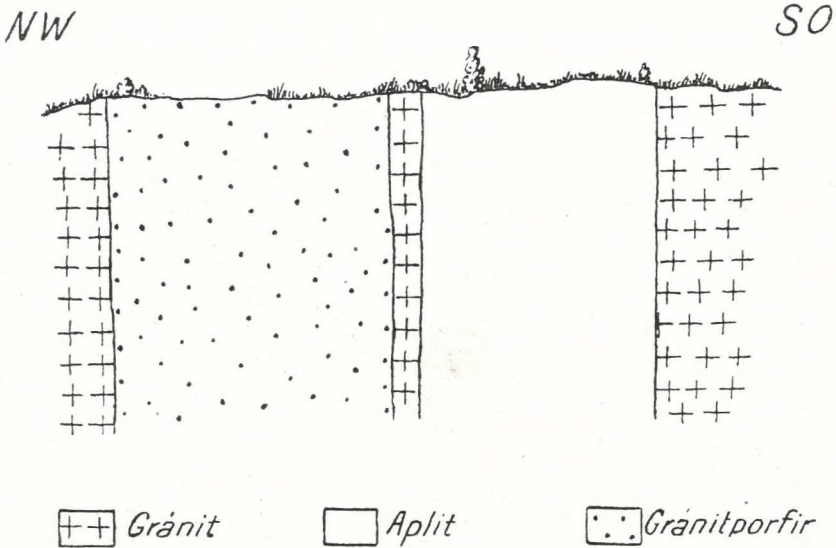
Figur 18. Der Steinbruch zwischen dem Karácsonyhegy und dem Suhogó.

a = Aplit ; *gp* = Granitporphyr ; *g* = Granit.

ter nicht mehr so typisch ist, wie in dem Falle der bisher erwähnten Granitporphyre. Diese Gesteine bilden also — ebenso wie die Granitporphyre des Söntérhegy — Übergänge einerseits zu den Ganggraniten, andererseits zu den Apliten.

Sehr interessant war jener Steinbruch, der auf der Weide zwischen dem Karácsonyhegy und dem Suhogó, den vom Karácsonyhegy bis zum Weingarten Suhogószőlő ziehenden Granitporphyr und Aplitgang aufschließt. Hier konnte nämlich im Sommer 1911 sehr gut beobachtet werden, daß sich dieser ca 7 m mächtige Granitporphyr und der daneben befindliche Aplitgang berührt (Figur 18).

Bei der Berührung der beiden Gänge konnte insgesamt nur soviel festgestellt werden, daß der Granit dort vielleicht um ein ganz klein wenig dichter ist, als anderweitig. Hier handelt es sich also im ganzen genommen um einen zusammengesetzten Gang. Der Rand des Granitporphyrs ist nachträglich nochmals aufgebrochen, und das bereits differenzierte Magma drang hier neuerdings ein und erstarrte als Aplit. Hier erfolgte nicht die Differenzierung eines in einer primären Kluft befindlichen Magmas in der Kluft selbst — wie dies von BÜCKING in Thüringen beobachtet wurde — sondern es handelt sich um zwei zeitlich verschiedene Gangaufüllungen.



Figur 19. Profil des Steinbruches an der SE-Lehne des Karácsonyhegy.

Dies erhellt daraus, daß die von BÜCKING beobachteten basischen Gesteine an den beiden Rändern des Ganges hier fehlen, ferner daß der Aplit an dem Kontakte mit dem Granitporphyr etwas dichter erscheint, was nur in dem Falle erklärlich ist, wenn man annimmt, daß das aplitische diaschistische Magma nachträglich in eine neuerdings aufgeschlossene Gangkluft eingedrungen ist. Dasselbe scheint auch der Umstand zu beweisen, daß der Aplit vom Granitporphyr stellenweise durch eine sehr dünne Granitmasse getrennt wird, wie dies aus dem beifolgenden, an der SE-Lehne des Karácsonyhegy aufgeschlossenen Profil erhellt (Figur 19).

¹ H. BÜCKING: Mitteilungen über die Eruptivgesteine der Sektion Schmalkalden. Jahrb. d. kgl. preuß. geol. Landesanstalt f. 1887. p. 119—139.

Hier scheidet den ungefähr 7 m mächtigen Granitporphyrgang ein ca. 20 cm breiter Granitstreifen von dem etwa 5 m mächtigen Aplit. Wenn dieser Granitstreifen ausbleibt, entsteht der oben geschilderte Doppelpgang.

Zwischen dem Aplit und dem Granitporphyr ist ein dem erwähnten ähnlicher Zusammenhang zu beobachten, u. zw. — obwohl weniger gut aufgeschlossen — an dem auf der Karte ausgeschiedenen zweiten Gangpaare, ferner in dem S-lich von der Spitze des Sárhegy befindlichen Steinbruche, sowie an dem zusammengesetzten Gange auf der Weide der Kleinhäusler von Pákozd.



Figur 20. Abgeründete Granitporphyrböcke.

Die zwischen dem Világosmajor und dem Öreghegy vorkommenden Granitporphyrgänge sind dem am Szólóhegy bei Székesfehérvár befindlichen Granitporphyr ähnlich. Der N-lich vom Öreghegy befindliche Gang ragt über den Granit in Form von aneinandergereihten Hügeln empor, ähnlich wie der zuerst erwähnte Granitporphyrgyz.

Die Granitporphyre sind widerstandsfähiger als der Granit. Daher kommt es, daß sie dort, wo sie nicht durch Steinbruchbetrieb künstlich abgetragen worden sind, als Kämme, Wänden gleich aus dem Granit aufragen. Ihr Gestein sondert sich in ziemlich eckigen Blöcken ab; ziemlich eckig sind auch die umherliegenden Trümmer des Gesteins. Den Atmos-

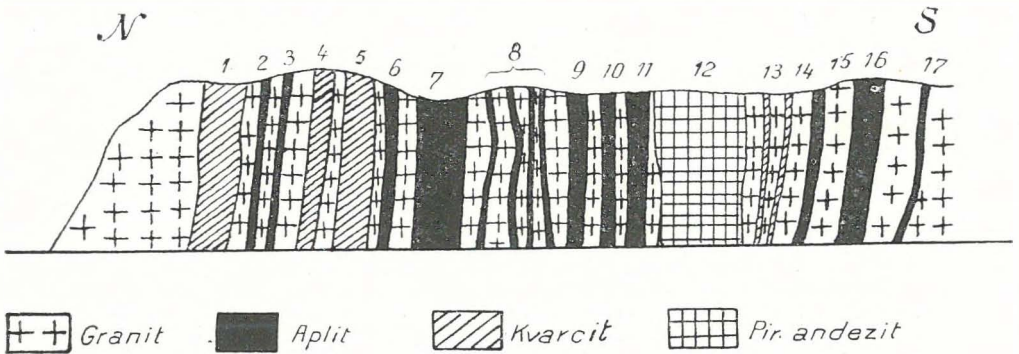
phärlilien länger ausgesetzt runden sich jedoch diese ursprünglich eckigen Blöcke mehr oder weniger ab, und nehmen ähnlich wie die Granitblöcke die Form von Wollballen an, ja sie werden fast kugelförmig (Figur 20). Diese Erscheinung ist jedoch nicht so häufig wie beim Granit. Im Endergebnis zerfällt auch der Granitporphyr unter der Einwirkung der Atmosphärlilien zu Grus in welchem lediglich die dihexaedrischen Quarzindividuen darauf hindeuten, daß man es mit dem Verwitterungsprodukte von Granitporphyr zu tun hat.

Aplite.

Die Aplite befinden sich unter den Ganggesteinen des Gebirges von Velence in beträchtlicher Mehrzahl. Wie erwähnt, habe ich in meinen Skizzen etwa 200 Aplitgänge notiert, und die wichtigsten wurden auch auf der Karte ausgeschieden. Unzweifelhaft wird das Gebiet jedoch noch von viel mehr Aplitgängen durchzogen, die teils durch die Waldvegetation, teils durch Ackerboden verdeckt werden. Ihre Mächtigkeit schwankt von der geringsten Dimension bis zu 10—12 m.

Die Häufigkeit der Aplite und ihre Rolle beim Aufbau des Gebirges erhält vielleicht am besten aus dem an der Straße nach Nadap, bei dem Triangulierungspunkt aufgeschlossenen Profil (Figur 21).

Hier treten in dem einen einigermaßen chloritisierten Biotit führenden Granit von Norden gegen Süden folgende Gänge auf: 1. Ein etwa 2—2·5 m mächtiger Quarzitgang hie und da mit größeren Quarzindividuen und wenig Pyrit; unmittelbar neben diesem Gange ist der Feldspat des Granits beträchtlich kaolinisiert und Glimmer enthält der Granit hier kaum. 2. Ein ca. 40 cm mächtiger weißer, feinkörniger Aplit. 3. Ein ungefähr ebenso mächtiger, rosafarbigen Orthoklas und wenig Biotit führender Aplit. 4. Ein etwa 1 m mächtiger Quarzitgang. 5. Ein 2 m mächtiger Quarzitgang stellenweise mit kleinen Kavernen, die mit einer Limonitkruste ausgekleidet sind und in denen Quarzkristalle vorkommen. 6. Ein ungefähr $\frac{1}{2}$ m mächtiger Aplit mit porphyrisch ausgeschiedenen größeren Quarz- und Orthoklasindividuen; seine Grundmasse ist holokristallinisch. 7. Ein insgesamt etwa 3 m mächtiger Aplitgang, der an seinen Rändern von dünnen Granitadern durchzogen wird. 8. Mehrere dünne, panidiomorph-körnige Aplitgänge. 9. Ein ca $\frac{1}{2}$ m und 10. ein 0·4 m mächtiger weißer Aplitgang mit panidiomorph-körniger Struktur 11. Ein 0·75 m mächtiger, aus panidiomorph-körnigem Aplit bestehender Gang, in welchem porphyrisch ausgeschieden hie und da größere Quarzdihexaeder und weiße Orthoklase vorkommen. 12. Ein Pyroxenandesitstiel, an dessen Rändern der Granit kaolinisiert erscheint. 13. und 14. Quarzgänge. 15., 16., 17. Weniger gut aufgeschlossene panidiomorph-körnige Aplite.



Figur 21. Schematisches Profil des Aufschlusses bei dem Triangulierungspunkt bei Nadap.

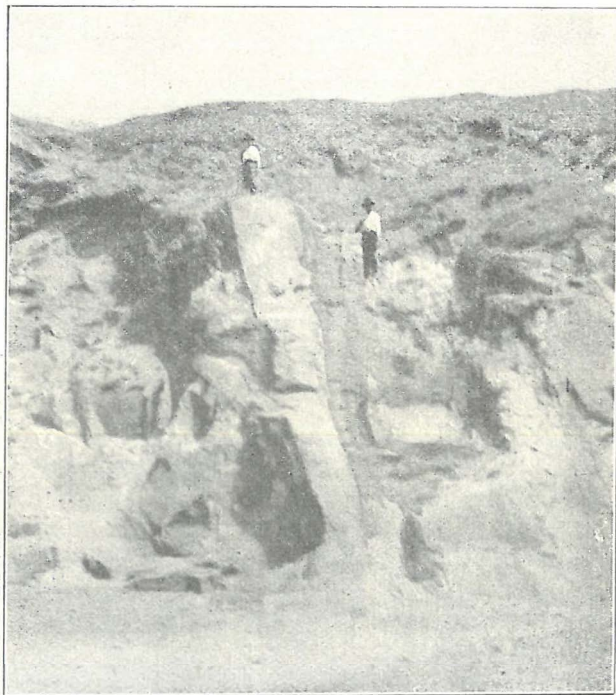
Die Gänge sind durchwegs nahezu vertikal, bzw. sie fallen sehr steil etwa unter 85° gegen NNW.

Schon dieses Profil zeigt, daß die Aplite stellenweise im Gebirge in großer Anzahl auftreten und daß sie häufig sehr dünn sind. Dieses Profil



Figur 22. Quarzitgang in dem Aufschlusse bei dem Fixpunkte nächst Nadap.

ist für die Aplite des Gebirges von Velence auch deshalb charakteristisch, weil es die petrographische Mannigfaltigkeit der Aplite beleuchtet. Schon in diesem Profil treten nämlich panidiomorphkörnige weiße, panidiomorphkörnige rosafarbige und ferner porphyrisch ausgeschiedene Quarz- und Orthoklasindividuen führende Aplite auf. Der Gang 11 enthält stellenweise mikrolithische Kavernen, in denen zuweilen winzige aufgewachsene Quarzkristalle auftreten. Diese Quarzkristalle beweisen augenfällig, daß das Magma dieser Aplite mit mineralbildenden Gasen und Dämpfen ge-



Figur 23. Aplitgang in dem Aufschlusse bei dem Fixpunkte nächst Nadap.

sättigt war, unter deren Wirkung die Quarzkristalle entstanden sind. Es war dies ein der Drusenbildung in Pegmatiten ganz analoger Vorgang.

In der Umgebung von Nadap und Velence, also im östlichen Teile des Gebirges sind die Aplitgänge im allgemeinen dünn, nur selten erreichen sie eine Mächtigkeit von 5 m, wie dies in ein-zwei Aufschlüssen im östlichen Teile der Weingärten von Velence zu beobachten ist. Meist sind sie weniger als 5 m mächtig, wie dies in den Weingärten von Velence, in dem kleinen Steinbruche nördlich von der nach Székesfehérvár führenden Landstraße zu sehen ist (Figur 24).

WSW-lich von dem Pyroxenandesit-Steinbruche der Gemeinde Nadap beobachtete ich jedoch auf einer Spitze in der Nähe des Gécsi-hegy einen etwa 10 m mächtigen Aplitausbiß. Das Gestein desselben ist stark verwittert und führt porphyrisch ausgeschiedene Quarz- und Orthoklasindividuen.

An der SW-lichen Lehne des Gécsi-hegy tritt aus dem Boden der Weingärten ein etwa 4 m mächtiger Aplitgang zutage. Das Gestein dieses, sowie auch der Aplitgänge zwischen Velence und Nadap ist meist panidiomorph-körnig und von weißer Farbe. In den Weingärten von Velence sind freilich auch porphyrisch ausgebildete Aplite zu beobachten. Zu-



Figur 24. Aplitgang in dem Steinbruche in den Weingärten von Velence.

weilen ist der Orthoklas rosenfarben. Diese rein petrographischen Details werden im petrographischen Abschnitt eingehend behandelt werden.

Die S-lich von Sukoró am Ördöghegy, und in der östlich von diesem gelegenen kleinen Granitpartie auftretenden Aplite sind im allgemeinen dünn: höchstens 1 m mächtig. Der im S-lichen Teile des Ördöghegy befindliche Aplitgang ist nur etwa 1 m mächtig; sein Gestein ist weiß, mit einem Stich ins Grüne, spröde und zersplittert unter dem Hammer. Dieser Aplit ist von porphyrischer Struktur, in der dichten Grundmasse sind als porphyrische Ausscheidungen mit freiem Auge kleine Quarz- und Orthoklasindividuen zu beobachten. Auch die Aplitgänge in der Granitpartie S-lich von dem 17. Kilometerstein sind von ähnlicher Ausbildung. Unter diesen

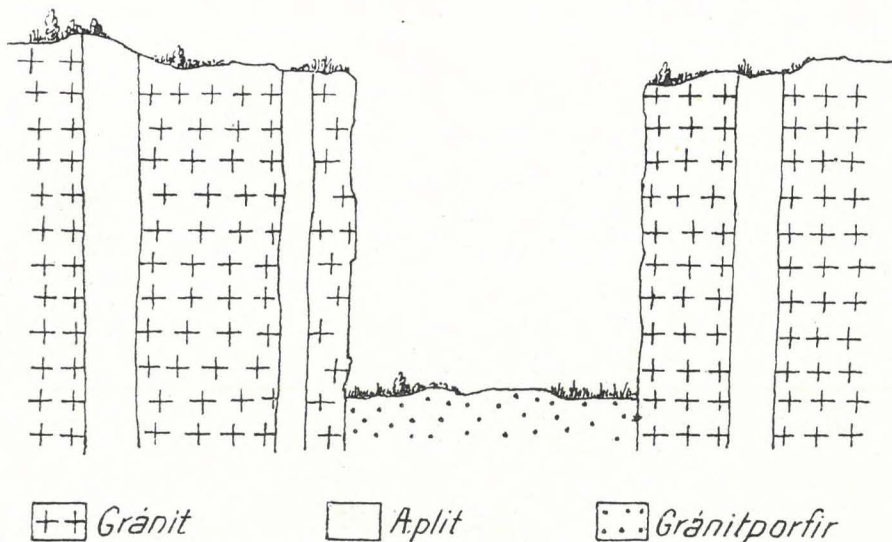
Aplitgängen ist der südlichste $\frac{1}{2}$ m mächtig. Am Rande dieses Ganges ist das Gestein noch viel dichter als in der Mitte des Ganges, was auf eine rasche Abkühlung der Gangränder deutet.

Diese sehr dichten Apliten müßen schon als extremste Vertreter dieser Gesteinsart betrachtet werden, die bereits den Quarzporphyren nahe stehen.

Auch an dem 3 m mächtigen, in der Nähe des Öreghegy zwischen Sukoró und Pákoz, etwas SW-lich von demselben auftretenden Aplitgang ist zu beobachten, daß das Gestein am Rande des Ganges viel dichter als im inneren. Auch dieses Gestein ist von porphyrischer Struktur.

SO

NW



Figur 25. Profil des Steinbruches am Ráchegy (am W-lichen Ende des Steinbruches).

In dem Steinbruche unterhalb der Skt. Donathi-Kirche am Szólóhegy bei Székesfehérvár sind zwei weiße Aplitgänge aufgeschlossen (Figur 16). Der südliche dieser beiden Gänge, welcher sich gabelt, ist 1·5 m, der andere aber 1·3 m mächtig. An den Rändern der Gänge ist keine besondere Veränderung zu beobachten. Das Gestein beider ist weiß; in der dichten Grundmasse ist mit freiem Auge porphyrisch ausgeschiedener Quarz, Orthoklas, wenig Oligoklas und selten Pyrit zu beobachten. Auch dieses Gestein erinnert hinsichtlich der Ausbildung seiner Grundmasse an die Quarzporphyre (vergl. den petrographischen Abschnitt). Die Gänge sind mit Ausnahme der Abzweigungen ziemlich vertikal.

Ein schematisches Profil des Steinbruches am Ráchegy erscheint in Figur 25 dargestellt. In der Mitte des Profils ist der Granitporphyr bis

zur aufgeschlossenen Tiefe bereits abgetragen. Rechts, d. i. NW-lich von demselben wird der Granit von einem ungefähr 1 m, links, d. i. SE-lich aber von einem 0·75 m und einem 1·30 m mächtigen Aplitgang durchsetzt. Diese Aplitgänge sind, wie dies auch an der Photographie zu ersehen ist, vertikal (Figur 17). Petrographisch stimmt das Gestein dieser Gänge mit den bei der Skt. Donathi-Kirche auftretenden erwähnten Apliten überein. Es ist nicht unmöglich, daß — ebenso wie der Granitporphyr der beiden Steinbrüche — auch diese Aplite mit den unterhalb der Skt. Donathi-Kirche aufgeschlossenen Apliten zusammenhängen, und einfach eine Fortsetzung derselben bilden.

Am Szőlőhegy bei Székesfehérvár tritt, nördlich von der Landstraße ein etwa 10 m mächtiger Aplitgang auf, dessen Gestein vormals ebenfalls gebrochen wurde; heute wird der Steinbruch bereits nicht mehr betrieben. Der Aplit ist hier ziemlich bänkelig abgesondert, seine Bänke fallen gegen WNW ein. Der Gang selbst ist gegen SE geneigt, also nicht ganz vertikal. Auch dieser Aplit ist von porphyrischer Struktur.

Auch der Tomposhegy wird von zahlreichen Aplitgängen durchzogen, deren Mächtigkeit häufig 10 m überschreitet.

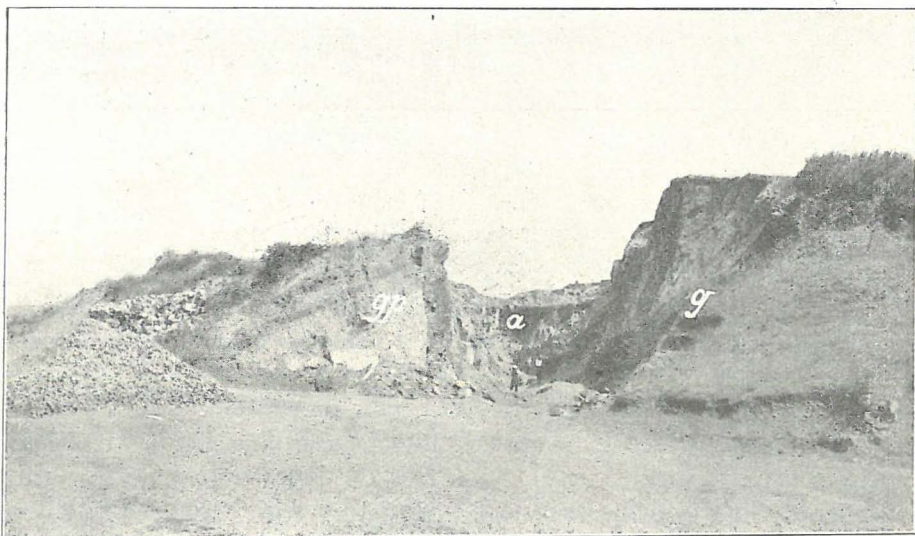
Am NE-Ausgang der Ortschaft Pákozd, am Rande der Weingärten Belső szőlők ist ein ca 10 m mächtiger Aplitgang aufgeschlossen, dessen Gestein vormals auch gebrochen wurde. Auch dieser Aplit ist von porphyrischer Struktur. NW-lich von demselben, wird auf der Weide bei den Belső szőlők in einem Steinbruche S-lich von der Spitze des Sárhegy ein 10—12 m mächtiger Aplit gebrochen. Dieser Gang läßt sich in SW-licher Richtung bis zur Ortschaft verfolgen. Das Gestein desselben ist weißlich rosenfarben, in seiner dichten Grundmasse tritt porphyrisch ausgeschiedener Ortoklas, Oligoklas, Quarz und seltener Biotit auf. Unmittelbar neben diesem Gange, NW-lich von ihm tritt mit demselben parallel jener Granitporphyrang auf, welcher weiter oben bei der Besprechung der Granitporphyre bereits beschrieben wurde. Diese bilden also ein Gangpaar, und verdanken ihre Entstehung einem zweimaligen Aufdringen des Magma.

Der Aplitgang, der NW-lich von Pákozd, auf der Weide der Kleinhäusler, durch die Spitze 249 m streicht, ist etwa 6 m mächtig. Seine Absonderungsflächen, also Bänke fallen im großen Ganzen gegen NW ein. Der durch die 242 m hohe Spitze des Tomposhegy streichende, sowie die übrigen hier befindlichen Aplitgänge bestehen ebenfalls aus einem im allgemeinen porphyrischen Gestein. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 2—6 m. Etwas besonders bemerkenswertes ist über sie nicht zu verzeichnen.

Der letzte Aplitgang NW-lich von dem Kisfaludy felső major ist etwa 5 m mächtig, seine Bänke fallen annähernd gegen WNW. Sein Gestein

besitzt eine dichte Grundmasse, ist von weißlich gelber Farbe und führt auffällige porphyrische Ausscheidungen von Quarz und Feldspat. Unmittelbar in der Nähe der Schweinehirtenhütte tritt ein 6—8 m mächtiger Aplitgang auf. Außer diesen konnten hier in der Nähe der Hirtenhütte noch einige unbedeutendere Gänge ausgeschieden werden.

An der S-lichen Seite der nach Székesfehérvár führenden Straße, in den S-lich vom Csúcsoshegy befindlichen Steinbrüchen der Stadt Székesfehérvár ist ein panidiomorphkörniger rosenfarbener Aplit aufgeschlossen, der teils biotitführend, teils biotitfrei ist. Ob diese Aplitaufschlüsse Gänge



Figur 26. Der Steinbruch auf der Weide bei den Belső szőlők S-lich von der Spitze des Sárhegy.
a = Aplit, *gp* = Granitporphyr, *g* = Granit.

bilden, konnte nicht festgestellt werden. Es ist sehr wahrscheinlich, daß es sich hier gar nicht um ein Ganggestein handelt, sondern daß dieser Aplit der Randzone, der diaschistischen Randfazies des Granitmagmas entspricht.

Die Aplitgänge kommen nicht bloß in der Granitmasse vor, sondern sind auch, wie bereits erwähnt, in die Kontaktschiefer eingedrungen. Bei der Mühle von Csala, in der Nähe des Steinhaufens wird der Kontaktschiefer von einem Aplit von porphyrischer Struktur durchsetzt; infolge der ungünstigen Aufschlußverhältnisse sind jedoch nur verwitterte weißlichgelbe Trümmer zu sammeln, an denen mit freiem Auge eine dichte Grundmasse und porphyrisch ausgeschiedener Quarz, Orthoklas und Plagioklas

(Oligoklas) zu beobachten ist. Viel lehrreicher als diese ist der in dem Graben S-lich von der Mühle von Szűzvár aufgeschlossene weiße, panidiomorph-körnige Aplitgang, der den Kontaktschiefer durchbricht (Figur 11). Der Aplitgang ist etwa 1·5 m mächtig.

Die porphyrisch ausgebildeten Aplite dürften sich aller Wahrscheinlichkeit nach verhältnismäßig rascher abgekühlt haben als die körnigen Aplite. Die Aplite von porphyrischer Struktur sind zugleich auch durchschnittlich saurer als die übrigen. Als diese entstanden sind, hat das diaschistische Magma bereits eine sehr beträchtliche Differenzierung durchgemacht, so daß diese Aplite als zuletzt entstandene diaschistische Gesteine zu betrachten sind. Zu dieser Zeit dürfte auch der Granit bereits eine viel niedrigere Temperatur besessen haben, und die porphyrische Struktur, die häufig einen an die Quarzporphyre erinnernden Charakter annimmt, hat sich wahrscheinlich infolge der rascheren Abkühlung ausgebildet.

Auffallend ist es, daß die Aplite, vornehmlich aber jene von porphyrischer Struktur in hohem Maße zur Verwitterung neigen, was sich in einer partiellen Umwandlung der Feldspate zu feinen Serizitplättchen zu erkennen gibt. Häufig ist sogar das Gestein der neuesten Aufschlüsse ziemlich serizitisch, wie dies z. B. in dem Steinbruche S-lich von der Spitze des Sárhegy zu beobachten ist.

Trotzdem diese serizitische Umwandlung häufig ist, sind die Aplite dennoch viel widerstandsfähiger als die Granite oder die Granitporphyre. Die Aplite — besonders die porphyrisch ausgebildeten — zerfallen stets zu eckigen Stücken. Eine Abrundung, wie bei den runden Wollballen der Granite und Granitporphyre, ist bei den Apliten nicht zu beobachten. Eine Folge dieser höheren Widerstandsfähigkeit gegenüber der Einwirkung der Atmosphärien ist die Erscheinung, daß die Aplite noch häufiger als die Granitporphyre in Form von Wänden aus dem Granit emporragen. Diese Erscheinung tritt besonders in der Umgebung des Schweinehirtenhütte deutlich vor Augen, wo die Aplitgänge den einheitlichen Granit in Form von Kämmen aufragend zergliedern. Ähnliche Verhältnisse sind am Sárhegy und stellenweise auch am Tomposhegy zu beobachten. An den meisten Punkten ist diese Erscheinung jedoch durch den Steinbruchbetrieb bereits verwischt worden.

Quarzgänge.

Als das letzte, sauerste Spaltungsprodukt des Granitmagmas betrachte ich jene aus reiner Kieselsäure bestehenden Gänge, die besonders am Tomposhegy auftreten. Das Gestein derselben ist weiß und besteht nach den mikroskopischen Untersuchungen aus reinem Quarz.

Diese Gänge sind im allgemeinen dünn. So ist der am Tomposhegy auftretende längste Quarzgang bloß etwa 2 m mächtig; nicht mächtiger ist auch der am Ósihegy auftretende Gang. Der nördlich vom Barátlakás bzw. dem Istvánmajor vorkommende Quarz ist nur an der Hand von auf den Äckern umherliegenden Trümmern nachzuweisen. Auch der im Walde von Csala ausgeschiedene Gang dürfte höchstens 4 m mächtig sein. Auch der den Csucsoshegy nächst der Schweinehirdenhütte durchsetzende Quarzgang ist nur wenige Meter mächtig. In der Umgebung von Nadap sind die Gänge weniger als 2·5—2 m mächtig. Auch in dem Boden des Szőlőhegy bei Székesfehérvár traf ich Stücke eines hierhergehörigen Gesteines an, anstehend fand es sich jedoch hier nicht.

Das aus reiner Kieselsäure bestehende Magma ist sehr zähflüßig. Daß dieses saure Magma dennoch im Stande war, in die dünnen Klüfte einzudringen, das läßt sich mit dem Umstand erklären, daß es in hohem Grade mit mineralbildenden Gasen gesättigt gewesen sein dürfte. Die wichtigsten unter diesen dürften die fluorhaltigen Gase gewesen sein, aus welchen spellenweise jene fluoritischen Partien in den Quarzgängen entstanden sein dürften, die dieselben in größerem oder geringeren Ausmaße durchtränken. Solche pneumatolithische Quarzvorkommen beobachtete ich im Quarz an zwei Punkten: NE-lich von den Suhogó-szőlők, in dem Ausbiß des kleinen auf der Weide NW-lich von Pákozd vorkommenden Quarzanges, und in den Stücken des N-lich vom Istvánmajor auftretenden Quarzanges. An dem ersteren Punkte kommt der Fluorit in größeren oder kleineren, bis handflächengroßen Partien vor. Diese violetten zuweilen violettgrünen Fluoritflecken durchtränken den Quarz gleichsam, sie durchweben denselben und die Zwischenräume zwischen den einzelnen Adern werden von einer aus feinen Quarzkörnchen bestehenden Masse ausgefüllt. Zuweilen schließen auch homogen erscheinende Quarzkörnchen winzige Fluoritkörnchen ein. In dem fluorithaltigen Quarz N-lich vom Istvánmajor ist der Fluorit nur in kleinere Flecken konzentriert, jedoch tritt er stellenweise so reichlich auf, daß das Gestein an solchen Stellen schön violett ist. Der Fluorit tritt hier zwischen den Quarzindividuen entweder in größeren Flecken, oder aber zwischen den kleinen Quarzkörnchen sehr fein verteilt auf.

Wahrscheinlich stiegen zugleich mit den die Entstehung dieser Fluorite bewirkenden pneumatolithischen Vorgängen auch im Granit selbst fluorhaltige Dämpfe auf. Unter der Einwirkung dieser dürften in einzelnen miarolithischen Kavernen des Granits jene Fluoritkristalle entstanden sein, die bei der Besprechung des italienischen Steinbruches bereits erwähnt wurden.

Ebenfalls von pneumatolithischer Entstehung müssen auch jene

Spuren von Blei- und Kupfererzen sein, die in den schlecht aufgeschlossenen Quarzgängen S-lich von der Mühle von Szűzvár vorkommen. Das Blei tritt in Form von *Galenit*, das Kupfer aber als *Chalkopyrit* und *Malachit* auf, beide Erze bilden in dem Quarz jedoch nur sehr sporadisch unbedeutende Einsprenglinge. Praktisch haben diese Vorkommnisse keine besondere Bedeutung, sie sind nur aus genetischen Gesichtspunkte interessant.

An den Rändern der Quarzgänge, wo sich dieselben mit dem Granit unmittelbar berühren, ist das Material des Quarzes auch in die Spalten der Feldspate des Granits eingedrungen. Daher kommt es, daß sich an den Rändern der Quarzgänge stellenweise auch Feldspate finden. Infolge der atmosphärischen Verwitterung fallen die Feldspate aus den umherliegenden Stücken heraus und an ihrer Stelle bleiben eckige Höhlungen zurück. Übrigens scheint der Granit hier an den Rändern des Ganges einigermaßen kaolinisiert zu sein, auch die Feldspate sind nicht frisch, und der Biotit scheint, zumindest stellenweise, gänzlich zu fehlen.

Die Quarzgänge sind den Atmosphärien gegenüber noch viel widerstandsfähiger als die Aplite. Sie neigen also in noch erhöhterem Maße dazu, aus dem Granit in Form von Kämmen aufzuragen. Diese Erscheinung ist an den Quarzgängen am Tomposhegy sehr gut zu beobachten.

Diaschistische Lamprophyrgänge.

Wie erwähnt, spielen die melanokraten, diaschistischen Gänge im Gebirge von Velence gegenüber den Apliten eine sehr untergeordnete Rolle. Ich entdeckte insgesamt nur drei melanokrate Gänge. Zwei derselben kommen im östlichen Teile des Tomposhegy, SE-lich von der Spitze des Sárhegy, NE-lich von Pákozd, am Rande der Weide und des Waldes an dem nach den Weingärten führenden Wege vor. Der S-liche derselben ist etwa 80 cm, der nördliche aber ungefähr 40 cm mächtig. Diese beiden Gänge treten nahe bei einander auf, sie werden nur von einem etwa 2 m breiten Granitstreifen getrennt. Das Gestein des mächtigeren Ganges ist viel frischer als jenes des dünneren.

Das Gestein dieser Gänge führt als wesentliche Gemengteile Biotit, Amphibol, Orthoklas, Oligoklas-Andesin und Quarz. Der Quarz tritt vornehmlich an den Rändern der Gänge bzw. in der Nähe der Ränder auf, und wurde durch das Gangmagma jedenfalls auf mechanischem Wege aus dem Granit mitgerissen. Hierauf scheint der Umstand zu deuten, daß die Quarzkörner hier am Rande des Ganges viel größer sind als die übrigen Gemengteile und daß sie zuweilen von einem Amphibolkranz umgeben werden. Das Gestein ist panidiomorphkörnig mit einem Übergang zur hipi-

diomorphen Struktur. Im ganzen genommen ist also das Gestein dieser Gänge ein quarzhaltiger *Chersanit*.

Petrographisch ist diesen Gängen jener dritte Gang ähnlich, der am Ostrande des Waldes von Csala, an der Westgrenze der Weide auftritt. Dieser Gang ist schlecht aufgeschlossen, er besteht ebenfalls aus *Chersanit*, ist jedoch ziemlich verwittert.

Da diese Gänge sehr untergeordnet sind, und erst bei einem genaueren Studium des Gebietes auffallen, ist es erklärlich, daß sie von den früheren Forschern nicht erwähnt werden.

Diese Gänge waren im Gebirge von Velence bisher unbekannt, was darauf zurückzuführen ist, daß sie unbedeutend und schlecht aufgeschlossen sind.

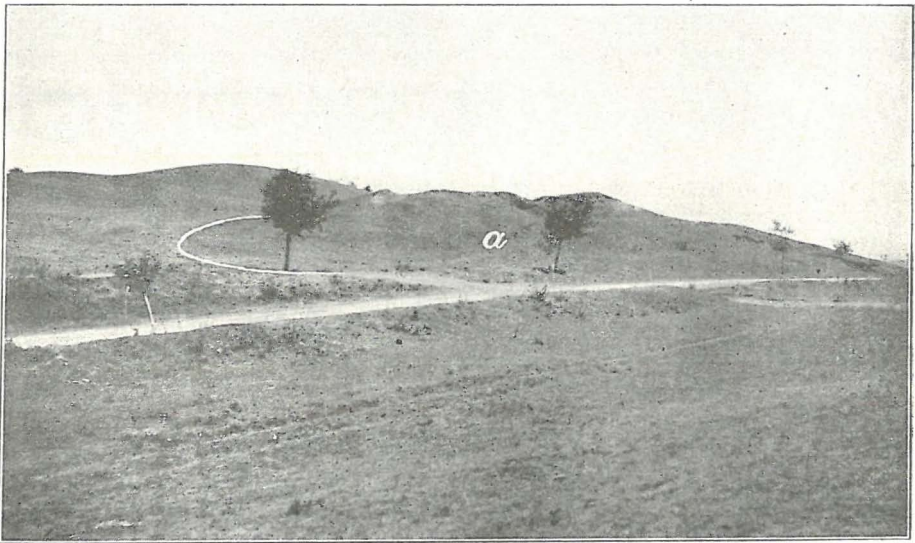
Andesite.

Nach der Entstehung der Ganggesteine des Granits stand die vulkanische Tätigkeit eine lange Zeit still. Erst später, auf Grund von Analogien aus anderen Gebieten Ungarns wahrscheinlich im Mediterran, war das Gebirge von Velence wieder der Schauplatz einer intensiven vulkanischen Tätigkeit; zu dieser Zeit drangen im östlichen Teile des Gebirges und teils am Südrande desselben *Andesite* zutage.

Jene tiefdringenden Klüfte, durch welche die *Andesite* zutage drangen, reihen sich teilweise — im südlichen Teile des Gebirges — in SW-NE-licher Richtung aneinander, teilweise wieder — in der Umgebung von Nadap — verlaufen sie NW-SE-lich. In die erstere Gruppe gehört der *Andesit* S-lich von Sukoró unmittelbar an der nördlichen Seite der nach Székesfehérvár führenden Landstraße sodann der unmittelbar nördlich von dem Wirtshause in Sukoró und der NE-lich vom Jánosmajor an der Landstraße befindliche *Andesitaufschluß*. Der *Pyroxenandesitbruch* von Nadap, der kleine *Andesitstiel* bei dem *Triangulierungspunkte* nächst Nadap sowie der im Czirákyschen *Steinbruche* an der nach Lovasberény führenden Straße aufgeschlossene *Andesit* liegt an einer NW-SE-lichen geraden Linie. Parallel mit dieser tektonischen Linie verlaufen auch die im späteren zu beschreibenden *Quarzitgänge*. Die zwischen diesen beiden Linien befindlichen *Andesite*: der *Biotit-Amphibolandesit* an der NW-lichen Seite der Straße Nadap-Sukoró, der *Augit-Amphibolandesit* auf der Weide am Ostrande der Weingärten von Sukoró und der unmittelbar SE-lich von der Spitze des Meleghegy befindliche *Amphibolandesit* lassen sich schwer mit solchen Linien in Zusammenhang bringen.

Sämtliche *Andesitvorkommen* sind nur Reste des einstigen vulkanischen Schlotcs. Unzweifelhaft reichten dieselben einst früher hinauf, und es waren damals jedenfalls auch die entsprechenden *Effusivformen* aus-

gebildet. Heute sind jedoch nurmehr die Stiele erhalten. Auch der S-lich von der Ortschaft Sukoró an der Landstraße etwa karfiolartig aufragende Amphibolandesitkegel ist keine Lavendeckenpartie, trotzdem er auf den ersten Blick den Eindruck einer solchen macht, sondern ebenfalls nur eine Stielpartie. (Figur 27.) Da heute nurmehr diese tiefen Partien des vulkanischen Schlotens erhalten sind, ist es verständlich, daß die Struktur der Andesite zuweilen einigermaßen dioritporphyritisch ist. So besitzt der Amphibolandesit des Czirákyschen Steinbruches, sowie der Pyroxenandesit des Steinbruches der Gemeinde Nadap eine Struktur, die der dioritporphyritischen Struktur nahesteht.



Figur 27. Andesitkegel S-lich von Sukoró, an der Landstraße.
a = Andesit.

Ich muß noch bemerken, daß ich in dem Gebirge keinen Andesittuff antraf. Ob überhaupt Aschenausbrüche erfolgt sind, oder durch etwaige boccaartige Öffnungen nur kleinere Lavenergüsse, daß sind Fragen, auf welche das tief abgetragene Gelände die Antwort schuldig bleibt.

Die Andesitstiele besitzen im allgemeinen einen geringen Durchmesser. So dürfte der Amphibolandesit des Czirákyschen Steinbruches nur insgesamt 150 m lang und 50–60 m breit sein. Auch der an der N-lichen Seite der von Nadap nach Sukoró führenden Straße befindliche Biotitandesit besitzt verhältnismäßig ziemlich bedeutende Ausmaße. Die übrigen haben viel kleinere Dimensionen, wie dies auch aus der Karte ersichtlich ist.

Von den Andesiten sind nur drei gut aufgeschlossen: der Andesit des

Czirákyschen Steinbruches, der zeitweise auch heute noch gebrochen wird. Hier sind zuweilen $\frac{1}{2}$ m ja sogar 1 m große Andesitblöcke zu gewinnen. Die Hauptabsonderungslinien fallen im großen Ganzen gegen E ein. Der Pyroxenandesit des Steinbruches der Gemeinde Nadap wird als Pflasterstein und zu Straßenschotterungszwecken verwendet. In diesem Pyroxenandesit kommen häufig Granateinschlüsse vor. Der S-lich von Sukoró, an der Landstraße befindliche Andesit wurde früher gebrochen, heute steht der Betrieb still. Die übrigen Andesite sind in Steinbrüchen nicht aufgeschlossen, obzwar bei allen wahrzunehmen ist, daß sie früher gebrochen wurden.

Ich beobachtete insgesamt neun Andesitpartien, unter diesen besitzt der Pyroxenandesit bei dem Triangulierungspunkte nächst Nadap einen maximalen Durchmesser von 5 m. Acht Verkommen von Andesit wurden bereits von INKEY beschrieben. Natürlich untersuchte ich diese Gesteine mit Hilfe der neueren petrographischen Methoden, weshalb die Diagnosen von den INKEY'schen in vieler Hinsicht abweichen; deshalb habe ich im petrographischen Abschnitt sämtliche Andesite neu beschrieben.

Schließlich will ich bemerken, daß ich in der Nähe des Zaunes des Meszlényischen Weingartens aus dem Boden des Weingartens herausgeworfene Stücke eines dunklen, fast schwärzlichen Pyroxenandesites fand. Da ich trotz der eifrigsten Nachforschungen nicht mehr erfahren konnte, aus welchem Teile des heute bereits vollständig mit Kulturboden bedeckten Weingartens diese Stücke stammen, befaßte ich mich nicht weiter mit denselben. Interessant ist es jedoch, daß dieses Gestein eine ziemlich dioritporphyritische Struktur besitzt.

Obwohl die meisten der Andesite sehr untergeordnet auch ein wenig Quarz führen, erreicht ihr Quarzgehalt doch nicht jenen der Dazite. Eben deshalb habe ich sie im petrographischen Abschnitt als Andesite bezeichnet. Doch muß ich bemerken, daß sie den basischesten Daziten nahe stehen.

Der überwiegende Teil der Andesite führt Hornblende; nur an zwei Stellen drang Pyroxenandesit empor. Doch steht die chemische Zusammensetzung sämtlicher dieser Gesteine einander nahe. Zum Vergleich will ich die chemische Zusammensetzung der analysierten Andesite in Molekularprozenten hier folgen lassen:

Bestandteil	9*	10	11	12	13
SiO_2	65·01	66·53	63·65	66·21	65·73
TiO_2	0·75	0·06	0·41	0·31	0·48
Al_2O_3	10·75	10·31	11·33	11·72	11·85
FeO	6·27	6·04	5·77	5·57	5·59
MnO	Spur	0·31	0·07	0·16	—
CaO ¹	8·13	8·59	8·56	7·83	6·88
MgO	5·22	4·85	6·31	3·32	4·62
Na_2O	2·99	2·68	2·76	3·01	3·50
K_2O	0·88	0·63	1·14	1·88	1·35

Die Zahlen der entsprechenden Rubriken stehen einander ziemlich nahe, obwohl es sich um Andesite von verschiedener mineralogischer Zusammensetzung handelt. Demnach ist es sehr wahrscheinlich, daß diese Andesite aus einem und denselben Magmareservoir stammen, und die geringen Abweichungen nur Resultate der bei dem Empordringen des Magmas eingetretenen Differentiation sind.

Interessant ist es, daß in den Amphibol führenden Andesiten — wie aus den petrographischen Beschreibungen erhellt — in untergeordnetem Maße gewöhnlich auch wenig Diopsid auftritt. Wie bekannt entsteht jedes Mineral nur unter gewissen, durch die Temperatur und den Druck bestimmten Bedingungen. Wenn sich diese Bedingungen verändern, so übergeht das Material des betreffenden Minerals in eine andere stabile Modifikation. Die augitischen Metasilikate können sich unter einem höheren Druck als Amphibole ausscheiden. Bei der gelegentlich der Eruption eingetretenden Druckabnahme wird der Amphibolkristall instabil und zerfällt zu Augit. Diese Erscheinung ist in effusiven Gesteinen auch anderweitig häufig zu beobachten.

Die Andesite sind den Atmosphärien gegenüber viel widerstandsfähiger als die Granite. Daher kommt es, daß sie ursprünglich in Form von kleinen Kuppen aus dem Terrain emporragten, wie dies an dem kleinen Amphibolandesitkegel S-lich von Sukoró an der Landstraße auch heute noch zu beobachten ist. (Figur 27.)

Postvulkanische Wirkungen.

Teils an den Andesiten selbst, teils in der Umgebung der Andesite und in den Graniten sind solche Veränderungen eingetreten, die darauf hin-

* Die im Osannschen Dreieck am Schluß des petrographischen Abschnittes gebrauchten Zahlen.

¹ Mit Einbezug von SrO und BaO .

weisen, daß der Ausgestaltung der Andesite mächtige pneumatolithische postvulkanische Wirkungen gefolgt sind.

Dort, wo diese intensiven Wirkungen den Granit selbst berührt haben, sind in dem Gestein protopneumatolithische Mineralien zu beobachten. Diese Bezeichnung gebrauche ich im Sinne J. KOENIGSBERGERS.¹

Diese protopneumatolithischen Mineralien werden in dem zwischen Nadap und Velence gelegenen, zur Gemeinde Nadap gehörigen Pyroxenandesitbruche unmittelbar aufgeschlossen.

Der frische Pyroxenandesit selbst ist dicht, von blaugrauer Farbe. An den Sprüngen, Klüften ist er jedoch stellenweise ausgeblaßt, von mehr heller, gelblicher oder grünlicher Farbe. Besonders an der südlichen Seite des Steinbruches, links vom Eingange ist schon mit freiem Auge zu beobachten, daß die Farbe des Gesteines an den Sprüngen verändert ist. Diese Veränderung erstreckt sich stellenweise nur auf einen dünnen, zuweilen nur 1—2 cm breiten Streifen; anderweitig ist sie jedoch verbreiteter und erreicht eine Breite von bis 1 m. An diesen Punkten sind die Gemengteile des Gesteines sekundär umgewandelt. Die Augite sind hier chloritisiert, oder aber — einigermaßen an die Uralitisierung erinnernd — zu fein faserigem Amphibol umgewandelt. Die Chloritisierung war jedoch intensiver als die letzterwähnte Umwandlung. An den selben Streifen haben sich auch die Feldspate zu einem guten Teile umgewandelt, und zwar teils zu *Kalzit* und *Quarz*, teils zu *Epidot*. Diese ganze Umwandlung ist also bis zu einem gewissen Grade als Propylitisierung zu betrachten.

Der Epidot kommt in kleineren Drusen stellenweise auch aufgewachsen vor und wurde von E. HUNEK kristallographisch näher beschrieben.

Ebenfalls in diesem umgewandelten Gestein sind zuweilen bis 3 mm große Pyrit-Pentagondodekaeder zu beobachten. Stellenweise ist dieses ausgeblaßte Gestein dicht mit Pyritkristallen vollgesprengt. Die Pyrite sind zumeist frisch, zuweilen sind sie jedoch zu Limonit umgewandelt.

Außer dem Pyrit tritt stellenweise noch *Fluorit* und sehr selten *Hämatit* auf. Der Fluorit ist in kleinen violetten Oktaedern, der Hämatit aber in dünnen, der Basis nach tafeligen Kristallen ausgebildet. Letzterer wurde kristallographisch von E. HUNEK² studiert. Die beiden letzteren Mineralien sind typisch postvulkanische Bildungen.

Auch in den Klüften des Gesteines selbst haben sich pneumatolithische

¹ J. KOENIGSBERGER: Paragenesis der natürlichen Kieselsäuremineralien, *DOELTER-Handbuch der Mineralchemie*, Bd. II, p. 27.

² E. HUNEK: Neuer ungarischer Fundort zweier Mineralien. *Földtani Közlöny*. Bd. XL. 1910. p. 678.

Mineralien gebildet. Diese Verhältnisse waren besonders 1908 sehr gut zu beobachten, als ich während einer von Prof. Dr. FR. SCHAFARZIK mit seinen Hörern veranstalteten Exkursion Gelegenheit hatte, diese Lokalitäten ebenfalls zu besuchen. Besonders die Klüfte im südlichen Teile des Steinbruches waren damals lehrreich, da sie die folgenden protopneumatolithischen Mineralien in ziemlich großer Menge enthielten.

In den Klüften saßen an der Wand Drusen. Das Gestein selbst ist unterhalb der Drusen in einer breiteren oder schmäleren Zone auf die erwähnte Art umgewandelt. In den Drusen bildeten sich folgende Mineralien aus: *Ametist*, *Fluorit*, *Epistilbit*, *Heulandit*, *Chabasit*, *Desmin*, ferner *Kalzit*, und selten *Hämatit*. In der aufgezählten Reihenfolge erfolgte zugleich auch die Paragenese, wie dies bereits von B. MAURITZ¹ festgestellt wurde, der die Mineralien kristallographisch und teilweise auch optisch untersuchte. Die Stellung des Fluorits in der Reihenfolge der Paragenese konnte nicht ganz genau festgestellt werden. Immerhin halte ich es für sehr wahrscheinlich, daß die Bildung des Fluorits der Entstehung der Zeolithe weit voranging, da der Fluorit zu seiner Bildung eine im allgemeinen höhere Temperatur und unbedingt auch die Anwesenheit von fluorhaltigen Dämpfen beansprucht. Die Zeolithe können sich hingegen auch bei tieferer Temperatur bilden, ihre Entstehung konnte also auch später erfolgen. Diese Annahme scheint auch der Umstand zu bekräftigen, daß der Fluorit auch unter den Drusen im umgewandelten Pyroxenandesit auftritt.

Ich will hier bemerken, daß der Fluorit in der Reihenfolge der Paragenese der in Granitdrusen auftretenden Mineralien auch von KOENIGSBERGER² vor die Zeolithe gestellt wird.

Auf eine ausführlichere Beschreibung dieser Mineralien gehe ich weder hier noch im petrographischen Abschnitt ein, und es sei hier nur auf die bereits erwähnten Arbeiten, und außerdem auf eine mineralogische Mitteilung von Prof. FR. SCHAFARZIK³ verwiesen in welcher diese Mineralien ebenfalls besprochen werden.

Diese protopneumatolithischen Mineralien sind natürlich bereits nach der Erstarrung des Pyroxenandesits entstanden. In die an den Absonderungsflächen des Gesteins entstandenen Lithoklasen ist mit Mineralisatoren gesättigter Wasserdampf eingedrungen. Unter diesen dürften besonders fluorhaltige Verbindungen, sodann Kohlensäure eine Rolle gespielt haben.

¹ B. MAURITZ: Die Zeolithe von Nadap. Annales Musei Nationalis Hungarici, Bd. VI, 1908, p. 537.

² J. KOENIGSBERGER: l. c.

³ FR. SCHAFARZIK: Mineralogische Mitteilungen. Földtani Közlöny, Bd. XXXVIII, p. 657—659.

Der Wasserdampf dürfte nur unter einem verhältnismäßig geringen Druck gestanden und wenig dicht gewesen sein; da wir es nämlich mit einem Effusivgestein zu tun haben, wirkte auf ihm von oben ein viel geringerer Druck, als bei den pneumatolithischen Vorgängen in Massengesteinen.

Bei der allmählichen Abnahme der Temperatur wurden die Wände des Gesteines durch diesen Dampf zersetzt, und die protopneumatolithischen Mineralien bildeten sich in der Reihenfolge der erwähnten Sukzession. Diese Bildung erfolgte infolge der Einwirkung der fluorhaltigen Dämpfe, ferner der Ione der Kohlensäure und Kieselsäure auf die metallischen Bestandteile des Gesteines.

Es versteht sich von selbst, daß diese pneumatolithische Umwandlung nur dort erfolgt ist, wo diese Dämpfe aufgestiegen sind. Daher kommt es, daß man an den Klüften des Gesteines stellenweise sozusagen gar keine Umwandlung, höchstens nur eine durch die atmosphärischen Wässer bewirkte Verwitterung beobachtet. So fand ich im Jahre 1912, als ich den Steinbruch neuerdings besuchte, keine Spur der oben erwähnten schönen Drusen, sondern nur ganz geringe, unbedeutende Zeolithbildungen.

Postvulkanische Wirkungen außerhalb der Andesite.

1. Kaolinisierter Granit.

An der westlichen Seite der von Nadap nach Kápolnásnyék führenden Straße fallen die neben dem Pyroxenandesitsteinbruche der Gemeinde Nadap befindlichen größeren oder kleineren Steinbrüche, in denen ein gelblich-weißes Gestein gebrochen wird, schon von weitem in die Augen. Dieses Gestein besteht aus Quarz und Kaolin, bzw. aus kaolinisierten Feldspatresten. An letzteren sind meist noch die Konturen des ursprünglichen Feldspates zu beobachten. Häufig sind die Feldspate noch nicht gänzlich zu Kaolin umgewandelt, und in solchen Fällen gibt sich auch noch ihre vorzügliche Spaltung nach der Basis zu erkennen. Der Kaolin ist zumeist mit mehr oder weniger Serizitschuppen durchwebt. Die Quarzkörner sind makroskopisch von grauer Farbe und stimmen mit dem flüssige Einschlüsse führenden Quarz der unveränderten Granite vollkommen überein. Zuweilen nimmt man akzessorisch auch Zirkon wahr.

Das Gestein enthält gewöhnlich auch mehr oder weniger eisenoxydhaltige Verwitterungsprodukte. Es ist nicht unmöglich, daß sich dieselben während der Kaolinisierung auf Kosten der farbigen Gemengteile des Granits bildeten.

Stellenweise ist dieser kaolinisierte Granit mikrolithisch, und in seinen größeren oder kleineren Kavernen kommen aufgewachsene Quarz-

kristalle vor, die häufig von Limonit überzogen werden. Ein andermal wieder wird das Gestein von einem Netzwerk von dünnen Quarzadern durchsetzt. Zuweilen spielt der Kaolin eine untergeordnete Rolle und die großen Quarzkörner des Granits werden durch Quarzmaterial miteinander verbunden. Diese sehr verquarzten Partien stimmen bereits vollkommen mit dem, die später zu beschreibenden Quarzitzgänge umgebenden, verquarzten Gestein überein, das ursprünglich ebenfalls ein Granit war.

Demnach dürfte die Kaolinisierung und die Verquarzung des Granits Hand in Hand miteinander geschritten sein, und das Produkt dieser beiden Vorgänge ist der heutige kaolinisierte und verquarzte Granit.

Nach den verschiedenen Autoren sind zwei Arten der Kaolinisierung bekannt: 1. Die postvulkanischen pneumatolithischen und pneumatohydrogenen Wirkungen und 2. die Kaolinisierung auf Einwirkung von Kohlenensäurelösungen, der atmosphärischen Verwitterung ähnlich.

Im Gebirge von Velence ist die Kaolinisierung unzweifelhaft den postvulkanischen Wirkungen zuzuschreiben; neben dem Kaolin treten nämlich auch noch andere Produkte, nämlich jene der Solfatarentätigkeit auf, es müssen sich deshalb im Gebirge von Velence unbedingt intensive postvulkanische Vorgänge abgespielt haben.

Solcherart ist für uns hier an erster Stelle der ersterwähnte Kaolinisierungsvorgang von Interesse.

Mit der Frage der Kaolinisierung hat sich — wie bekannt — zuerst TORCHHAMMER eingehender befaßt. Nach ihm erfolgt die Kaolinisierung in erster Reihe auf Einwirkung von überhitzten Wasserdämpfen. Er stellte in dieser Richtung auch Versuche an, konnte jedoch nur feststellen, daß der überhitzte Wasserdampf zerpulverten Kalifeldspat angreift. Bereits vor ihm gab L. v. BUCH der Meinung Ausdruck, daß der Kaolin in der Umgebung von Halle, wo häufig auch Fluorit zu beobachten ist, auf Einwirkung von fluorwasserstoffhaltigen Dämpfen entstanden ist. Versuche stellte er jedoch diesbezüglich nicht an. BRONGNIART erklärt, daß sich Kaolin, nur aus gewissen Feldspaten, namentlich aus den Feldspaten der Pegmatite bildet. Auch nach DÉLESSE, ANDRÉ und LAUBE entsteht Kaolin nur aus gewissen Granitvarietäten. Heute ist jedoch, besonders auf Grund von RÖSSLER¹ bekannt, daß sich Kaolin aus den Feldspaten sehr verschiedener Gesteine bilden kann. DAUBRÉE und COLLINS haben die Auffassung von FORCHHAMMER und v. BUCH weiter ausgebaut. Sie erblickten die Ursachen der Kaolinisie-

¹ H. RÖSSLER: Beiträge zur Kenntnis einiger Kaolinlagerstätten. Neues Jahrbuch f. Min. Beilageband 15. (1902), p. 231—393. Siehe hier auch einen ausführlichen Literaturnachweis.

rung in den natürlichen Thermen, bezw. in den als Resultate von postvulkanischen Wirkungen aufsteigenden fluor- und borhaltigen Lösungen. Auf letztere ist es zurückzuführen, daß einzelne Kaolinvorkommen auch Topas und Turmalin führen. RÖSSLER setzt dem noch hinzu, daß das Vorkommen von Kassiterit, Türkis, Galenit Pyrit usw. darauf hinweist, daß die Kaolinisierung auf postvulkanische Einwirkungen erfolgt. Der selben Ansicht ist natürlich auch WEINSCHENK, da ja RÖSSLER seine Arbeit auf Grund der Auffassung von WEINSCHENK verfaßte.

STREMME,¹ der sich in jüngster Zeit eingehend mit der Frage der Kaolinisierung befaßt hat, erklärt, daß die Kaolinisierung im allgemeinen auf Einwirkungen von verdünnten Säuren erfolgt. Stark dissoziierende anorganische Säuren, wie z. B. die Schwefelsäure, können beim Hervorrufen dieses Vorganges keine Rolle spielen, da sie das Al_2O_3 zersetzen und dasselbe unter Abscheidung von Kieselsäure zu Sulfaten bezw. zu anderen kieselsäureärmeren Verbindungen umwandeln. Auch der Fluorwasserstoff und die Borsäure kann nach STREMME nicht als Ursache der Kaolinisierung betrachtet werden, da diese nur in den trockensten, heißesten Gasexhalationen vorkommen; bei der Entstehung von Kaolin aber muß Wasser zugegen sein. Er faßt die hier in Betracht kommenden Faktoren auf Grund von Analysen im folgenden zusammen:

A) Gemeinsame Wirkung von starken und schwachen Säuren (SO_2 bezw. SO_3).

1. In Anwesenheit von ziemlich viel Wasser,
2. In Anwesenheit von wenig Wasser.

B) Wirkung von nur schwachen Säuren. (CO_2 und H_2S).

1. Mit Abschluß der Atmosphärlinien.
 - a) In Anwesenheit von genügend Wasser,
 - b) In Anwesenheit von wenig Wasser.
2. Mit Zutritt der Atmosphärlinien.

Auf Einwirkung der starken Säuren, also in den ersten beiden Fällen wird das Gestein gänzlich zersetzt und die Sulfate und Karbonate gehen entweder in Lösung und werden ausgelaugt, oder sie bleiben zurück. Im dritten und vierten Falle wird das Eisen als Sulfid gebunden. Im fünften Falle erfolgt wieder eine vollständige Zersetzung des Gesteines. Schließlich gelangt STREMME zu dem Schluß, daß sich aus wenig Eisen enthaltenden Gesteinen in dem Falle Kaolin auf pneumatolithischen Wege bildet, wenn die Gasexhalationen nur

¹ H. STREMME: Über Kaolinbildung, Zeitschrift für prakt. Geologie, 1908, p. 122.

wenig sauer sind, Kohlensäure enthalten, außerdem genügend Wasser vorhanden ist und schließlich Sauerstoff bei dem chemischen Prozesse keine Rolle spielt. Nach ihm sind unter den postvulkanischen Erscheinungen, die kohlensäurehaltigen Quellen zur Bewirkung der Kaolinisierung am geeignetsten. Wenn die Thermen mit starken Säuren oder Salzen gesättigt sind, so wird der Kalifeldspat zu kieselsäureärmeren Verbindungen zersetzt und die Kieselsäure wird frei.

Schließlich haben C. GAGEL und H. STREMMER¹ nachgewiesen, daß auch kaltes (11·4°) kohlensäurehaltiges Wasser Kaolinisierung verursachen kann.

Nach diesen teils rein theoretischen, teils auf Experimenten fußenden Erwägungen wurde der Granit von schwach saueren, kohlensäurehaltigen Gasexhalationen und Wasserlösungen durchzogen, die die bedeutende Kaolinisierung verursachten. Dabei wurde der Biotit des ursprünglichen Granits vollständig vernichtet und er gelangte in Lösung bezw. höchstens sein Eisenhalt blieb in Form von Oxyden erhalten. Auch die Kaolinisierung selbst kann nur mit Ausscheidung von Kieselsäure vor sich gehen. Es ist jedoch sehr wahrscheinlich, daß der Granit in diesem Falle auch von Kieselsäurelösungen durchzogen wurde, aus denen sich die dünnen Quarzitadern absetzten.

Der im kaolinisierten Granit in der Nähe des Pyroxenandesits von Prof. SCHAFARZIK² entdeckte *Molybdenit* ist ebenfalls ein Beweis jener intensiven postvulkanischen Tätigkeit, deren Schauplatz unser Gebiet war.

2. Quarzite.

Der Cseplek, Csekélyhegy, Csucsoshegy, Nyireshegy, Templomhegy und der Kamm des Meleghegy besteht aus Quarzit. Diese Quarzite wurden von den bisherigen Erforschern des Gebirges von Velence als devonische, bzw. nach HAUER als karbonische Sedimente betrachtet.

Petrographisch gliedern sich die hiesigen Quarzite in zwei Gruppen, 1. in alunithaltige, und 2. in alunitfreie Quarzite.

Die alunithaltigen Quarzite kommen mit Ausnahme des Meleghegy an sämtlichen erwähnten Punkten vor. Es sind dies weiße, gelbliche, hie und da in größeren oder kleineren Partien bräunliche feinporöse Gesteine. Zuweilen sind sie sehr porös, ein andermal wieder mehr dicht. Sie bestehen überwiegend aus *Quarz*, außerdem enthalten sie viel *Alunit*, wenig *limonitisches* Material (E i s e n o x y d), *Kaolin* und zuweilen *Zirkon*.

¹ GAGEL—STREMMER: Über einen Fall von Kaolinisierung im Granit durch einen kalten Sauerling. Centralblatt f. Min., 1909, p. 427.

² FR. SCHAFARZIK: Mineralogische Mitteilungen, I. c.

Am Templomhegy, wo dieser alunithaltige Quarzit am typischsten ausgebildet ist, erscheint das Gestein fast gänzlich weiß und führt sehr viel weißliche oder gelbliche Alunitplättchen. Etwa 45 % des Gesteines besteht aus Alunit. Der Alunit selbst ist — wie dies aus dem petrographischen Abschnitt ersichtlich ist — ein *Kali-Natrolanulit*, in welchem $N_2O : K_2O$ annähernd 1 : 2 gleich ist. Die Blöcke dieses sehr hellen Gesteines sind auf



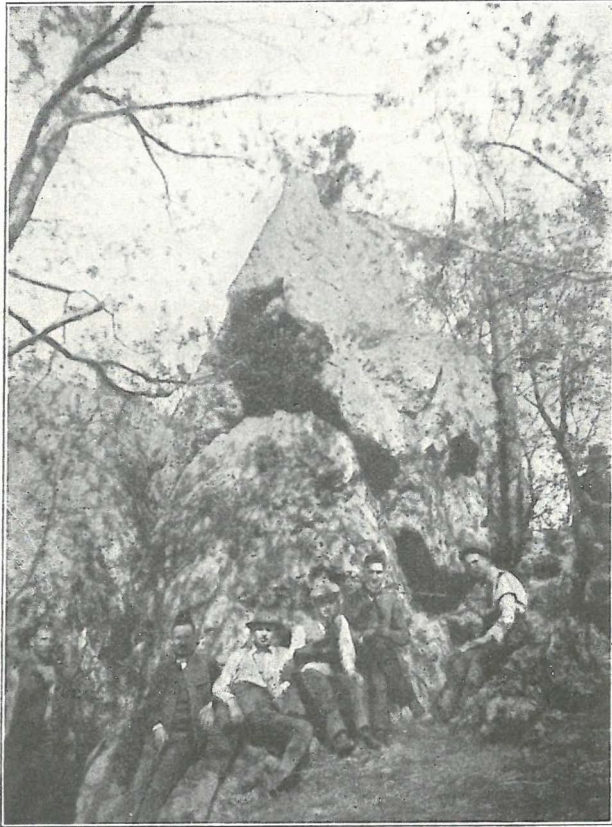
Figur 28. Alunitische Quarzblöcke auf der Lichtung des gräfl. Czirákyschen Waldes am Templomhegy.

einzelnen Lichtungen sehr auffallend (Figur 28). Auch auf der Spitze des Templomhegy ist das Gestein in aufragenden Felsen zu beobachten.

Das gelblich-rote, zuweilen bräunliche Gestein des sog. «Nagykő» zwischen dem Templomhegy und dem Nyireshegy ist stellenweise ebenfalls sehr porös, anderweitig wieder dicht. Meist ist es alunithaltig, manche Blöcke erweisen sich jedoch als alunitfrei. (Figur 29).

Zuweilen kommen hier in der Umgebung des Templomhegy auch solche größere Massen im Quarzit vor, die wesentlich sozusagen rein aus

Kaolin bestehen, in welchem nur hie und da ein Quarzkorn auftritt. Eine solche größere Kaolinpartie fand ich am Kopfende des Grabens in der Nähe der Miklós-Lichtung, nächst der Waldlisière, wo das weiße, fast aus reinem Kaolin bestehende Gestein als eine NW-SE-liche streichende, nahezu 3 m mächtige Einlagerung auftritt.



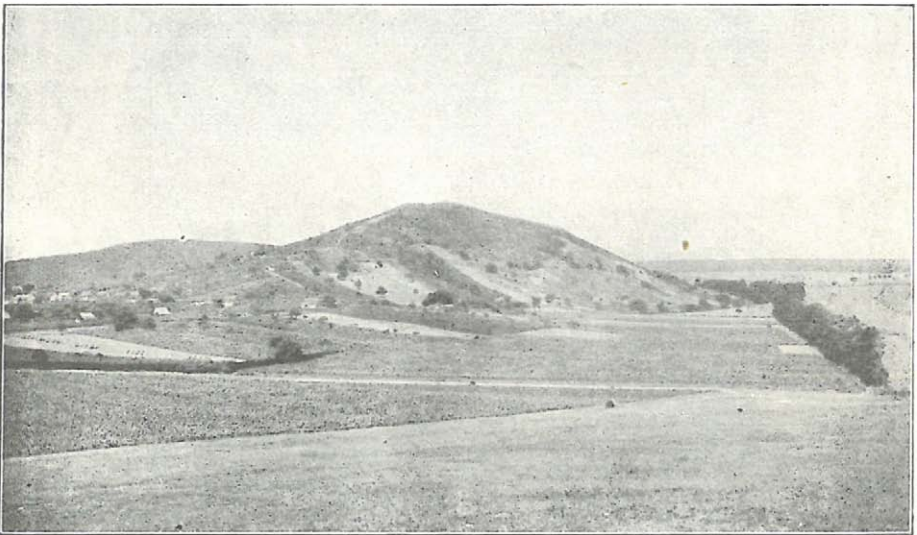
Figur 29. Der «Nagykő».

Auch der grauweiße oder bräunlichgelbe Quarzit des Nyireshegy ist porös und alunithaltig. Stellenweise kommen in dieser porösen Hauptmasse kleinere oder größere mehr dichte Partien vor, die dem Ganzen ein brecciöses oder konglomeratartiges Aussehen verleihen.

Auch der Quarzit des Csucsoshegy ist den bisherigen ähnlich, jedoch etwas dichter. Besonders dicht ist der NW-SE-lich streichende, kammartige emporragende Rücken dieses Berges; auf diesem Kamm scheint der Alunit stellenweise zu fehlen. Hie und da kommen auch am Csucsoshegy aus fast

reinem Kaolin bestehende Partien vor, so tritt besonders im nördlichen Teile des Berges in dem Quarzit sehr viel Kaolin auf. Eben da sind in dem Gestein zuweilen Klüfte mit einem Durchmesser von 1 m zu beobachten.

Auch der Quarzit des Csekélyhegy ist den bisher erwähnten ähnlich, jedoch viel weniger homogen. Er ist graugelb, rötlich oder bräunlich. Stellenweise, besonders oben am Berge ist er konglomeratartig-brecciös, indem nuß-, faust- ja sogar bis kopfgroße Quarzitstücke sekundär durch eisenoxydhaltigen Kaolin verkittet erscheinen. Oben auf dem Berge und etwas südlich davon ist der Quarzit dermaßen mit Eisenoxydverbindungen durch-



Figur 30. Der Csúcsoshegy vom Csekélyhegy aus gesehen.

tränkt, daß er bräunlich und schwer ist, und fast den Eindruck eines Eisenerzes erweckt, in welchem mit freiem Auge nur hie und da ein Quarzkorn wahrzunehmen ist.

Die am Ostende des Cseplekhegy aufragenden mächtigen Quarzitblöcke fallen schon von weiten, aus der Umgebung der Eisenbahnstation Kápolnásnyék in die Augen. Hier tritt der Alunit jedoch nur untergeordnet, auf einen Punkt konzentriert auf, indem derselbe in geringerer Menge nur in den unmittelbar westlich von den drei Steinkreuzen der auf dem Berge befindlichen Kalvarie umherliegenden Blöcken zu finden ist. Im übrigen ist der hier vorkommende Quarzit alunitfrei, wie dies am besten in den Aufschlüssen des D. Lykaschen Steinbruches an der Südlehne des Berges zu beobachten ist. Der Quarzit ist hier sehr porös; die Poren besitzen zuweilen

einen Durchmesser von bis 1 cm. Das Gestein selbst besteht aus Quarz; die Wände der Kavernen erscheinen meist von einem eisenoxyd-manganhaltigem Material inkrustiert, das dem ganzen Gestein eine gelblichrote, zuweilen bräunliche Farbe verleiht.

Der hier aufgeschlossene alunitfreie Quarzit ist mit den Quarziten des Meleghegy, in welchen ich keinen Alunit fand, vollkommen ident. Auch dies sind gelbliche, bräunliche, zuweilen weiße, wesentlich aus Quarz bestehende Gesteine, die ebenfalls sehr porös sind. Die Wände der Höhlungen werden auch hier gewöhnlich von einem eisenoxyd-manganhaltigem Material inkrustiert, das dem Gestein einen Stich ins gelblichbraune verleiht. Wenn diese Eisenoxydverbindungen in geringerer Menge auftreten, oder stellenweise fast gänzlich fehlen, dann ist das Gestein heller, fast weiß. Häufig kommt in diesem Gestein in größeren oder kleineren Partien auch Kaolin vor.

Diese Quarzite treten hier, in der Umgebung des Meleghegy entschieden in Form von Gängen auf, wie dies in den Steinbrüchen, in welchen das Gestein zur Fabrikation von Mühlsteinen gewonnen wird, genau zu beobachten ist. Diese Gänge sind durchschnittlich 2—4 m mächtig, und streichen stets NW-SE-lich, bezw. NNW-SSE-lich. Ihre Länge läßt sich auf Grund der Aufschlüsse nicht genau beurteilen, doch scheint es, daß sie nicht über 10—15 m lang sind und an ihren Enden wahrscheinlich auskeilen.

Solche Quarzitgänge kommen in paralleler Anordnung am Meleghegy in großer Anzahl vor.

Die Gänge selbst befinden sich in einem quarzartigen Gestein, das als ein stark verquarzter Granit betrachtet werden muß. Dieses Gestein besteht vorwiegend aus Quarz, u. zw. aus größeren Quarzkörnern, die durch ein aus kleineren Quarzkörnern bestehendes Bindemittel verkittet erscheinen. Außerdem tritt zwischen den Quarzen gewöhnlich sehr viel Kaolin und eisenoxydlimonitische Verwitterungsprodukte auf. Von Biotit ist in dem Gestein keine Spur zu sehen; während der Verquarzung wurden die Biotite — wie es scheint — vollkommen zersetzt. Wahrscheinlich haben sich die eisenoxydhaltigen Verwitterungsprodukte wenigstens zum Teil auf Kosten der Biotite gebildet. Stellenweise kann aus der Verteilung der größeren Quarzkörner auch noch einigermaßen auf die Struktur des ursprünglichen Granits geschlossen werden. Hie und da, besonders in der Umgebung des Westendes des Meleghegy-Kammes sind in diesem verquarzten Granit auch noch die Feldspate erhalten, ohne kaolinisiert worden zu sein; zuweilen sind sie sogar ziemlich frisch. Ein andermal sind die Feldspate zwar kaolinisiert, doch blieben ihre Konturen gut erhalten. Dieses verquarzte — ursprünglich aus Granit bestehende — Gestein unterscheidet sich von den darin auftretenden

Quarzitgängen hauptsächlich nur insofern, als es gewöhnlich mehr Kaolin und zuweilen Feldspatreste enthält. Hierauf ist es zurückzuführen, daß dieses Gestein weniger fest ist als die Quarzite. Im übrigen läßt sich jedoch die gangförmige Ausbildung von dem verquarzten Gesteine an solchen Punkten, wo der Aufschluß nicht gut ist, nicht unterscheiden. Deshalb stellte ich die Gänge mit dem sie umgebenden quarzitischen Gestein zusammengefaßt einheitlich als *Q a r z i t e* dar.

Auch die S-lich von Sukoró, am Öreghegy auftretenden Quarzitgänge sind mit den am Meleghegy vorkommenden ganz ident. Der östliche derselben ist etwa zwei Meter, der westliche aber ungefähr vier Meter mächtig. In letzterem entdeckte Prof. Dr. FR. SCHAFARZIK einmal eine kleine Galenitdruse.

Die Verquarzung des Granits, sowie sehr dünne, einige Zentimeter und nur selten 40—50 cm Mächtigkeit erreichende Quarzitgänge kommen untergeordnet auch im nördlichen Teile der Weingärten von Velence vor. Auch der kaolinisierte, viel Quarz enthaltende Granit von Nadap bildet einen Übergang zu diesen quarzreichen Gesteinen.

Das Vorkommen von Alunit mit Kaolin in den Quarziten, die gangförmige Ausbildung der alunitfreien Quarzgänge, sowie das diese Gesteine umgebende, überaus verquarzte, auf Grund seiner Struktur jedoch noch die Merkmale des Granits zur Schau tragende Gestein: all dies weist darauf hin, daß es sich hier um kein Sediment handelt. Die Entstehung dieser Bildungen kann nur mit der Annahme von postvulkanischen Wirkungen erklärt werden. Diese postvulkanischen Wirkungen dürften jedenfalls die letzte Phase der Andesitausbrüche dargestellt haben, und bei der Ausgestaltung dieser Quarzite dürften vornehmlich Solfatarawirkungen und Thermen eine bedeutende Rolle gespielt haben. Aus ersteren bildete sich Alunit bzw. alunithaltiger Quarzit, aus letzteren aber die alunitfreien Quarzitgänge. Diese Quarzite kommen durchwegs an solchen Punkten des Gebirges vor, wo in der Nähe Andesiteruptionen erfolgt sind. Obzwar der Cseplek und Csekélyhegy ziemlich weit von den heute aufgeschlossenen Andesitstielen liegen, müssen die Quarzite desselben — vornehmlich in Anbetracht ihrer petrographischen Beschaffenheit — genetisch doch mit den westlich von denselben gelegenen Quarziten ident sein.

Der Alunit entsteht durch Einwirkung von Schwefelsäure auf saure Feldspate, in erster Reihe auf Kalifeldspate. Diese Schwefelsäure ist entweder das Produkt von vulkanischen Exhalationen, oder aber sie entsteht durch die Zersetzung von Pyrit und Markasit. Im ersteren Falle entsteht der Alunit also auf postvulkanische Einwirkungen, in welchem Falle häufig auch andere auf postvulkanische Wirkungen entstandene Produkte: namentlich Kaolin und seltener Diaspor als Begleitmineralien auftreten.

Nach der Theorie von RICHTHOFEN¹ wird die Bildung von Alunit durch die Wirkung von Fluorwasserstoff auf feldspatführende Gesteine eingeleitet, die so entstandenen Silikofluoride werden sodann durch die mit Wasserdampf bzw. Wasser vermengte Schwefelsäure zu Sulfaten umgewandelt. Dieser Vorgang schreitet mit der Ausscheidung von Kieselsäure einher, und dies erklärt den hohen Kieselsäuregehalt der solcherart umgewandelten Gesteine.

Auch die alunithaltigen Quarzite des Gebirges von Velence sind die Produkte solcher postvulkanischer Gasexhalationen, namentlich Solfatara-Wirkungen. Hierauf deutet die poröse Struktur und der größere oder geringere Kaolingehalt. Als ursprüngliches Gestein dieser Quarzite betrachte ich den Granit u. z. aus folgenden Gründen: im Gebirge von Velence führen lediglich die Granite und ihre Abarten einen zur Bildung von Kali-Natronalunit mit einer Zusammensetzung von 1 : 2 geeigneten Feldspat. Die im Quarzit vorkommenden größeren Quarzkörner von fettigem Glanze und mit grauen Bruchflächen sind zumindest teilweise wahrscheinlich aus dem ursprünglichen Granit zurückgebliebene Relikte, die der vollständigen Auflösung gerade durch ihre Größe entgingen. Hier und da, in den Aufschlüssen an der Nordlehne des Csúcsoshegy erinnert die Verteilung der Quarzkörner und der zuweilen noch die Konturen der ursprünglichen Feldspate aufweisenden Kaolinflecken auf eine körnige Struktur; an solchen Stellen tritt der Alunit gewöhnlich in den Kaolin eingebettet auf. Auch der akzessorisch auftretende Zirkon blieb jedenfalls aus dem einstigen Granit zurück.

Der farbige Gemengteil des Granits, der Biotit wurde während dieser Alunitisierung und Kaolinisierung vollkommen ausgelaugt. Es ist nicht unmöglich, daß die eisenoxyd-manganhaltigen Verbindung, welche die Poren des Gesteines überziehen von den einstigen Biotiten stammen. Im mittleren Teile des Csekélyhegy ist der alunitische Quarz jedoch dermaßen mit Eisenoxyd durchtränkt, daß er fast als Eisenerz betrachtet werden kann. Dieser große Eisengehalt ist schwer auf die Rechnung der Biotite zu stellen. Es ist vielmehr viel wahrscheinlicher, daß die als letzte Offenbarungen der postvulkanischen Tätigkeit aufgestiegenen Lösungen sehr eisenhaltig waren, und den Quarzit vielleicht — bis zu einem gewissen Grade metasomatisch — nachträglich imprägniert haben.

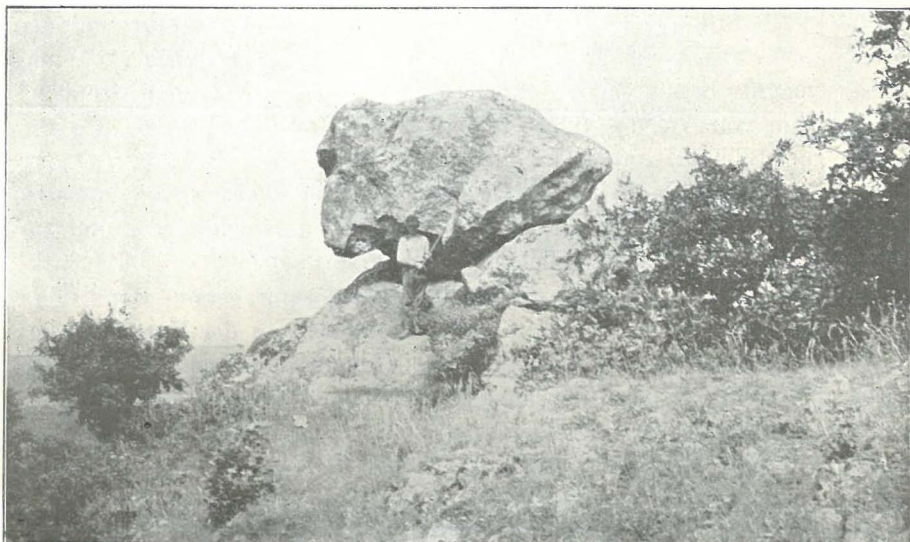
Die die Alunitbildung bewirkenden schwefeligen Exhalationen sind zum Teil an NW—SE-lich streichenden Klüften emporgedrungen, wie dies am besten auf dem kammförmig aufragenden Rücken des Csúcsos-

¹ A. RICHTHOFEN: Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. XI, p. 261—268.

hegy zu beobachten ist. Dieser Kamm ist unzweifelhaft ein solcher Gangkörper, wie sie auch am Meleghegy auftreten, nur enthält der Quarzit auch mehr oder weniger Alunit.

Hier wurde der in Bildung begriffene Quarzit während der gangförmigen Ausgestaltung des Bergrückens auch von Solfatarawirkungen betroffen.

Der überwiegende Teil der schwefeligen Exhalationen war jedoch nicht an solche größere Klüfte gebunden, sondern die Schwefeldämpfe konnten den Granit samt dem aufsteigenden heißen Wasser kreuz und



Figur 31. Quarzitblöcke in Form eines schwebenden Steines ausgebildet, im NW-lichen Teile des Meleghegy. Der sog. «Likaskő».

quer durchsetzen und das Gestein in unregelmäßigen Flecken gleichsam allmählich imprägnieren. Wo die Solfatarawirkung intensiver war, dort bildete sich mehr Alunit als anderweitig; hieraus erklärt sich die Erscheinung, daß der Alunit stellenweise 50 % des Gesteines ausmacht, anderweitig wieder viel untergeordneter auftritt, oder gänzlich fehlt.

Auf Einwirkung der mit schwefeligen Gasen gesättigten Exhalationen und Lösungen konnten von dem ursprünglichen Granit nur einzelne Quarzkörner erhalten bleiben. Es ist zumindest sehr wahrscheinlich, daß die Quarzkörner wenigstens zum Teil der gänzlichen Auflösung widerstanden, und von dem durch die postvulkanische Tätigkeit entstandenen Quarz sodann sekundär verkittet wurden.

Die Alunitbildung dürfte demnach zur Zeit der Solfatara- und hydro-

thermalen Wirkungen erfolgt sein. Die Bildung der alunittfreien Quarzitgänge deutet hingegen bereits überwiegend nur auf hydrothermale Wirkungen. Diese kieselsäurehaltigen Lösungen drangen vornehmlich durch die Gangklüfte empor und setzten die Quarzitgänge ab. Sie drangen auch in kleinere Lithoklasen des Granits ein, und auf diese Art entstanden jene dünnen Quarzitadern, die im nördlichen Teile der Weingärten von Velence zu beobachten sind. Auch der Granit selbst wurde von diesen kieselsäurehaltigen Lösungen intensiv durchtränkt, so daß der verquarzte Granit am Meleghegy von den Quarzitgängen gar nicht scharf zu trennen ist. Ja diese Lösungen schonten auch die am Meleghegy auftretende Kontaktzone nicht; hierauf deutet zumindest der Umstand, daß im nördlichen Teile des Meleghegy, unmittelbar in der Nachbarschaft der Quarzitgänge auch der Kontaktschiefer stellenweise Spuren der Verquarzung aufweist.

Das Aufsteigen dieser Lösungen dürfte mit der Tätigkeit von Kaolinisierung bewirkenden Agentien, in erster Reihe von Kohlensäureexhalationen einhergeschritten sein. Hierauf deutet das Auftreten von Kaolin.

Daß die Quarzitgänge tatsächlich die Produkte von derartigen postvulkanischen Wirkungen sind, darauf deutet auch das Auftreten von Galenit. Es ist nicht unmöglich, daß einst in den höheren Regionen der Quarzitgänge auch noch mehr Erz vorkam. Heute sind die Gänge in dem bedeutend denudierten Gelände bereits taub.

Die Quarzite — sowohl die alunithaltigen als auch die alunittfreien — sind sehr widerstandsfähige Gesteine. Daher kommt es, daß die höchsten Punkte des Gebirges durchwegs aus Quarzit bestehen. Sowohl die alunithaltigen, als auch die alunittfreien Quarzite treten häufig in mächtigen Blöcken auf, wie z. B. am Cseplekhegy. Zuweilen liegen diese Blöcke gleichsam als hängende Steine aufeinander; das schönste Beispiel hierfür ist die Quarzit-Felsgruppe am Rücken des Meleghegy, schon nahe am Westende desselben. (Figur 31.)

3. Barytgänge.

Jene Barytgänge, von welchen sich in dem Gebirge Spuren finden, sind unbedingt ebenfalls Produkte der Tätigkeit von postvulkanischen Quellen. Obzwar ich den dichten, weißen oder weißlichgelben Baryt zwischen Sukoró und der Spitze des Meleghegy öfters in abgerollten Stücken antraf, fand ich denselben anstehend insgesamt nur an einem einzigen Punkte, an der S-Lehne des Meleghegy, an dem zur Weide führenden Wege, NE-lich von der Quelle. Hier tritt der Baryt derb ausgebildet in Form eines etwa 15 cm mächtigen Ganges auf. Der Gang streicht NW—SE-lich, er verläuft demnach parallel mit den Quarzitgängen.

Jedenfalls dürften in dem Gebirge auch noch mehrere ähnliche Gänge vorkommen, bei ihren geringen Ausmaßen sind sie jedoch schwer zu finden.

Die pannonische (pontische) Stufe.

Die im großen ungarischen Becken zum Absatz gelangten pannonischen (pontischen) Bildungen kommen auch an dem dem Gebirge von Velence vorgelagerten Rande des Beckens vor, und treten, wo sie nicht von Löß bedeckt werden, in größeren oder kleineren Partien zutage. Ja in der Umgebung des Gebirges von Velence sind gerade die pannonischen (pontischen) Bildungen die verbreitetsten Sedimente, die sich dem Grundgebirge gleichsam anschmiegen, und dasselbe überall umgeben. Stellenweise treten sie unmittelbar am Granit, bezw. auf seiner Kontaktzone auf. Auch der Untergrund des Sees von Velence besteht nach der Zeugenschaft von Tiefbohrungen aus pannonischen (pontischen) Schichten, gerade so wie der Untergrund des Balatonsees.

Petrographisch sind die pannonischen (pontischen) Bildungen von sandiger und toniger Ausbildung. An der Oberfläche herrschen unzweifelhaft sandige Sedimente vor, welche die tonigen Schichten sowohl in horizontaler, als auch vertikaler Verbreitung weit überflügeln. Außerdem wird die pannonische (pontische) Stufe lokal, in der Nähe der Strandlinien durch Süßwasserkalk vertreten.

Im Gebirge von Velence sind die pannonischen (pontischen) Bildungen überaus fossilarm, ja meist gänzlich fossilleer. Deshalb muß ich mich im folgenden eher nur auf eine Aufzählung meiner Beobachtungen beschränken, ohne an eine Horizontierung denken zu können.

Die Schichten lagern horizontal oder nahezu horizontal.

Was die vertikale Verbreitung dieser Bildungen betrifft, so kann beobachtet werden, daß die Schichten — wie in den transdanubischen Gebieten überhaupt — im Gelände sehr hoch hinaufziehen. Bei dem Meierhofe Marosi-tanya kommen die pannonischen (pontischen) Sande in 190 m, in dem Steinbruche am Ostabhänge des Almafı-Tales in 210 m, im gräfl. Czıráky'schen Walde N-lich von Nadap in 260 m, in dem Steinbruche Murvabánya aber in 260 m Höhe vor. Die tonigen Fazies treten im allgemeinen viel tiefer, unter 120 m Höhe auf.

Die Tone kommen im allgemeinen in tieferen Horizonten der pannonischen (pontischen) Schichten vor, und spielen eine viel untergeordnete Rolle als die ihnen auflagernden, bezw. mit ihnen wechsellagernden sandigen Schichten.

Der unmittelbar nördlich von Nadap in der kleinen Sandgrube am Rande des gräfl. Czıráky'schen Waldes aufgeschlossene pannonische (pon-

tische) Sand ist entschieden von fluvialer Struktur. Er führt hie und da Pflanzenspuren.

Das in dem Steinbruch Murvabánya, ebenfalls im gräfl. Cziráky'schen Walde aufgeschlossene Gestein ist stellenweise bereits einigermaßen sandsteinartig. Außerdem treten darin hie und da bereits auch gewissermaßen tonige Bänke auf. Hier ist eine ruhige Schichtung zu beobachten, die Schichten fallen unter 4—5° gegen S.

Ein sandsteinartiges Gestein ist auch NE-lich von Székesfehérvár, auf den Hügeln östlich vom Hóhérvár aufgeschlossen. Hier ist das Gestein verhältnismäßig ziemlich grobkörnig, und führt große Glimmerplatten. Stellenweise übergeht es jedoch in lockeren Ton. Es ist ebenfalls von fluvialer Struktur.

Am Abhange des Les-Tales ist der Sand stellenweise ebenfalls sandsteinartig.

Obzwar aus diesen Sanden und Sandsteinen bisher keine Fossilien zutage gelangt sind, halte ich es auf Grund von Analogien aus dem Balatongebiete dennoch für wahrscheinlich, daß diese Schichten in den Horizont der *Congeria balatonica* gehören. Sie sind mit dem im östlichen Teile des Vértesgebirges vorkommenden Sanden, aus welchen Dr. H. TAEGE R, aus den Weingärten von Csákvár eine reiche Fauna beschrieb, vollkommen ident.

Ähnliche Sande kommen, stellenweise mit Tonen abwechselnd, auch in der Umgebung von Székesfehérvár vor. Diese entsprechen jedoch ebenfalls auf Grund von Analogien, sowie der darin gefundenen *Helices* wahrscheinlich bereits den oberpontischen Süßwasserablagerungen.

In die Sande und Sandsteine sind stellenweise limonitische Knoten, fladenförmige Scheiben oder ganze limonitische Schichten eingelagert.

In der kleinen Sandgrube an der Westlehne des Cseplek bilden diese limonitisch-tonigen Ausscheidungen wahrhaftige Fladen, deren Durchmesser zuweilen bis 20 cm erreicht.

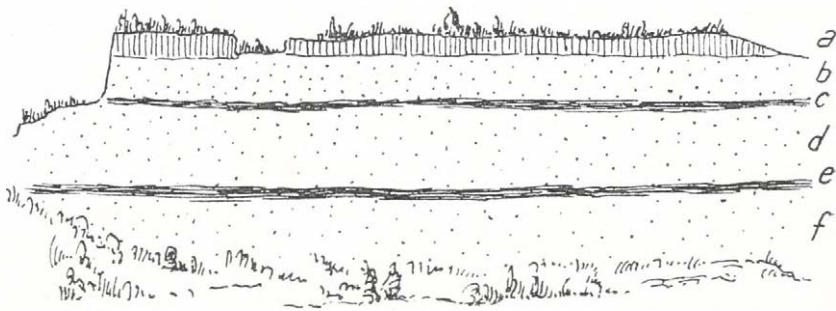
In dem Aufschlusse im Westen des Meierhofes Sárkeresztési-major wird der Sand von einem 10—30 cm mächtigen rotbraunen, limonitisch-kalkigen Sandstreifen unterbrochen.

Ähnliche limonitische Streifen oder Knollen sind auch in dem Sandsteinbruche am E-Abhang des Almafi-Tales zu beobachten. Hier kommen diese limonitisch-mergeligen oder bloß mergeligen Partien erst 3—4 m tief unter der Oberfläche vor, und wechseln mit Sandsteinbänken ab.

¹ H. TAEGE R: Die geologischen Verhältnisse des Vértesgebirges. Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. ungar. geolog. Reichsanstalt. Bd. XVII, p. 113.

Diese limonitischen, stellenweise limonitisch-mergeligen Konkretionen, oder schichtenförmigen Einlagerungen sind aller Wahrscheinlichkeit nach unter seichtem Wasser, auf sumpfigen, tümpeligen Gebieten entstanden. Die limonitischen Bildungen erinnern ehestens an Rasenerze, die sich auf sumpfigen Gebieten aus eisenhaltigen Lösungen absetzen. Es ist daher offenbar, daß der Wasserstand an jenen Punkten, wo die pannonischen (pontischen) Schichten litoral sind, mehrfachen Schwankungen unterworfen war, auf welche Weise sodann sumpfige Tümpel entstanden sind, aus deren eisenhaltigen Wasser das limonitische Material zum Absatz gelangt ist.

Die bei Lovasberény, in dem Hohlwege zwischen dem Cserhegy und dem Jánoshegy aufgeschlossenen pannonischen (pontischen) Schichten



Figur 32. Der Aufschluß im Westen des Meierhofes Sárkeresztési-major.

$a = 0.5$ m humoser Löß; $b = 1$ m grauer Sand; $c = 10-20$ cm mächtiger, rotbrauner limonitisch-kalkiger Sandstreifen; $d = 1.7$ m grauer Sand; $e = 30$ cm mächtiger rotbrauner limonitisch-kalkiger Sandstreifen; $f =$ grauer Sand.

treten unter einer etwa 2 m mächtigen Lößdecke auf. Hier bestehen die Ablagerungen zu oberst aus tonigem Sande, der jedoch nach unten zu allmählich in reineren Sand übergeht.

Am Jánoshegy, in den Weingärten tritt unter dem Löß auf einer kleinen Partie Süßwasserkalk zutage. Dieser Kalkstein ist weißlichgelb, stellenweise ziemlich porös und führt hie und da auch Sandkörner. Die Entstehung dieses Kalksteines steht wahrscheinlich in innigstem Zusammenhange mit der Ausbildung jener größeren oder kleineren kalkig-mergeligen Konkretionen, die in der Nähe des Grundgebirges im pannonischen (pontischen) Sande auftreten, wie z. B. beim Világosmajor, zwischen dem Kancahegy und dem Világosmajor, bei Velence u. s. w. In Anbetracht des Umstandes, daß dieselben gewöhnlich in der Nähe der einstigen Bäche auftreten, können sie als die Absätze von solchen Quellen betrachtet werden, die auf sumpfigen Gebiete entsprungen sind. Stellenweise erinnern

diese kalkigen Knoten gewissermaßen an die Seekreide, anderweitig sind es wieder mehr mergelige, sandige Konkretionen.

Der Untergrund der Stadt Székesfehérvár besteht unter einer dünnen alluvialen Schicht überall aus tonig-sandigen pannonischen (pontischen) Ablagerungen, wie es sich gelegentlich der im Interesse der Wasserleitung abgeteufte n Probegrabungen im Jahre 1912 herausstellte. In der Femajerschen Farbwarenfabrik in Székesfehérvár bohrte man bis in 194·44 m Tiefe herab. Nach Gy. v. HALAVÁTS gelangten aus 138 m Tiefe Reste von *Congeria unguia-caprae* MÜNST. und *Unio Halavátsi* BRUS. zutage.

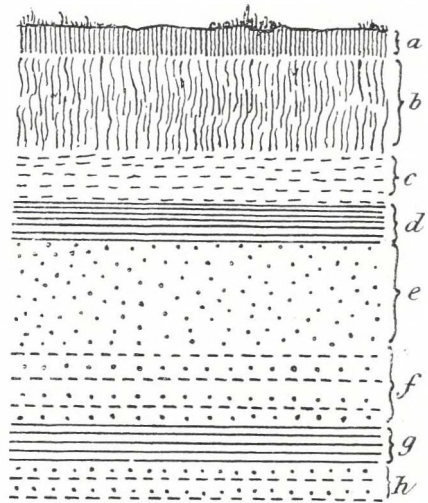
In der alten Kiskecskeméter Ziegeleigrube bei Székesfehérvár ist das in Figur 33 dargestellte Profil aufgeschlossen. In der mit «d» bezeichneten 30—50 cm mächtigen bläulichen Tonschicht kommen spärlich schlecht erhaltene Reste einer *Helix* sp. vor.

In dem Profil der neuen Ziegeleigrube unmittelbar östlich von dem Bahnhofe von Székesfehérvár ist unter einer dünnen Humusdecke und unter 1 m mächtigem Löß 50—70 cm mächtig bläulicher sandig-kalkiger Ton, und unter diesem in etwa 1 m Mächtigkeit bläulich-gelber Ton aufgeschlossen. Unter diesem folgt grauweißer Sand.

Ähnliche Verhältnisse herrschen auch in den Ziegeleigruben SE-lich vom Bahnhofe. Am südlichsten Punkte der Grube beim Nagybasa wurden die obersten, dünnen, tonigen Schichten bereits abgetragen und hier ist heute bereits nurmehr der unterste, grauweiße Sand des letzterwähnten Profiles aufgeschlossen.

Die im Tale Nagy völgy (Máriapuszta) aufgeschlossenen pontischen Bildungen bestehen zu oberst aus lockerem grauen Sande, welcher nach unten zu allmählich gelber wird, und tonreicher zu werden scheint. An dem Sande ist stellenweise eine fluviatile Struktur zu beobachten und lokal verfestigt sich der Sand sandsteinartig.

Am Ostausgange der Ortschaft Pátka werden die pannonischen



Figur 33. Profil der alten Kiskecskeméter Ziegeleigrube bei Székesfehérvár.

a=30 cm Humus; b=1 m sandiger Löß; c=50 cm rötlicher Ton; d=30—50 cm bläulicher Ton; e=1 m graulicher Ton; f=75 cm roter sandiger Ton; g=30 cm blauer Ton; h=rötlicher sandiger Ton.

(pontischen) Bildungen durch graugelben, stellenweise durch bläulichen tonigen Sand vertreten. Hie und da kommen darin kalkig-mergelige Konkretionen vor.

Im westlichen Teile von Lovasberény ist in der Sandgrube an der Ecke des Czirákyschen Parkes, NE-lich von der Pferdeschwemme, bei dem Zusammentreffen der beiden Wege, grauer, sehr muskovitischer Sand aufgeschlossen, der nach unten zu allmählich toniger zu werden scheint. Stellenweise sind auch in diesem kalkig-mergelige Knoten zu beobachten. In der Ziegelei bei der herrschaftlichen Pferdeschwemme wird dieser Ton, der hier die Basis der dünnen alluvialen Schicht bildet, aufgearbeitet.

Ich habe die pannonischen (pontischen) Sande auch hinsichtlich ihrer mineralogischen Zusammensetzung untersucht. Diese Sande enthalten außer Quarz auch sehr viel Muskovit. Außerdem treten untergeordnet noch folgende Mineralien auf: blaß rosenfarbener Granat, gelber oder farbloser Kalzit, gelblichgrüner Epidot, grüner und seltener brauner Amphibol, farbloser Zirkon, harzgelber Rutil, brauner Turmalin, farbloser Disthen, gelber Staurolith, Mikroklin, Orthoklas, Plagioklas, Magnetit, Biotit.

Bohrproben vom Grunde des Velencesees.

Herr Direktor Dr. L. v. Lóczy stellte mir das Material der im Sommer 1900 im See von Velence ausgeführten Probebohrungen zur Verfügung. Diese Bohrungen schlossen den Seegrund an drei Stellen auf, und wurden von Prof. v. Lóczy folgendermaßen beschrieben: 1. In der Nähe der Eisenbahnstation Kisvelence, am Wasserrande. 2. Unterhalb Velence in der Nähe der Gemeindegrenze von Sukoró, in der Mitte des Sees in der Fortsetzung des im SE mündenden, sich schlängelnden Baches von Kápolnásnyék. 3. Jenseits von Sukoró zwischen der Grenze von Pákozd und Agárd.

Über diese Bohrproben kann ich kurz im folgenden berichten:

1. Mitte des Sees, 50 cm unter dem Seegrunde. Ein stark muskovitischer, grauer, ziemlich grobkörniger Sand, der von den pannonischen (pontischen) Sanden des Gebietes nicht zu unterscheiden ist. Mit Salzsäure braust er heftig. Wahrscheinlich gehört dieser Sand bereits zu den pannonischen (pontischen) Schichten.

2. Kisvelence, bei der Eisenbahnstation, am Rande des Sees bis zu zwei Meter Tiefe. Hellgelber, stellenweise rötlicher anderweitig grauer zäher, harter Ton, in welchem hie und da auch muskovitische Sandpartien zu beobachten sind. Er ist ziemlich kalkhaltig.

3. Kisvelence, bei der Eisenbahnstation, am Ufer des Sees

in 2 m Tiefe. Die Bohrprobe besteht aus graulichen, ziemlich feinkörnigen Sande, der mit Salzsäure ziemlich heftig braust.

4. In der Mitte des Sees, 3 m tief unter dem Grunde. Grauweißer, ja fast gänzlich weißer, kompakter, auch wenig Muskovit führender Ton. Mit Salzsäure braust er ziemlich heftig.

5. Unterhalb Pákoz d in 6·2 m Tiefe. Ein hellgelber, stellenweise rötlichbrauner, anderweitig wieder grauer, zäher Ton, hie und da mit feinen Sandkörnchen. Auch dieser führt ziemlich viel Kalziumkarbonat. Im ganzen genommen stimmt diese Probe mit der Probe 2 von Kisvelence überein.

6. Unterhalb Pákoz d in 0·5 m Tiefe. Brauner Ton, der stellenweise einigermaßen sandig erscheint. Mit Salzsäure braust er.

7. Zwischen Pákoz d und Agárd in der Mitte des Sees in 2 m Tiefe. Ein graubrauner Ton, der stellenweise einigermaßen sandig-glimmerig ist.

8. Zwischen Pákoz d und Agárd in der Mitte des Sees in 3 m Tiefe unter dem Wasserspiegel. Grauweißer, ja stellenweise sogar fast gänzlich weißer, dichter, kompakter Ton, in welchem hie und da auch ein Muskovitkorn vorkommt. In Salzsäure braust er ziemlich. Im großen Ganzen stimmt diese Bohrprobe mit der Probe 4 aus der Mitte des Sees überein.

9. Zwischen Pákoz d und Agárd in der Mitte des Sees, in 5 m Tiefe unter dem Wasserspiegel. Ein grauer, beträchtlich muskovitischer, ziemlich grobkörniger Sand, der sandsteinartig verfestigt zu sein scheint. Karbonate kommen darin ziemlich häufig vor. Seine mineralogische Zusammensetzung deutet auf die pannonischen (pontischen) Sande; zumindest läßt er sich von diesen nicht unterscheiden. AllerWahrscheinlichkeit nach durchdrang der Bohrer in dieser Tiefe bereits pannonische (pontische) Schichten.

Hier will ich bemerken, daß sich in sämtlichen Bohrproben Pflanzen-, wahrscheinlich Rohrreste fanden. Sonstige Fossilien fanden sich jedoch in keiner der Proben.

Das Wasser in der Mitte des Sees ist durchschnittlich 1 m tief. Unter dem am Grunde, um die Pflanzenwurzeln herum befindlichen dünnen schwarzen Schlamm folgt in größerer oder geringerer Mächtigkeit gelblicher oder weißer Ton. Unter diesem Tone liegt in verschiedener Tiefe — von 50 cm bis 5 m — pannonischer (pontischer) Sand, bezw. Sandstein. Im ganzen genommen besteht demnach die Basis des Seegrundes — soweit dies aus den Bohrproben festgestellt werden konnte — aus pannonischen (pontischen) Ablagerungen.

Tiefbohrungen.

Auch die in der Umgebung vorhandenen Brunnen deuten darauf hin, daß die pannonischen (pontischen) Bildungen bereits in geringer Tiefe anstehen. So hatte ich Gelegenheit, die Bohrproben der auf der Börgöndpuszta niedergeteuften artesischen Brunnen in Augenschein zu nehmen.

Bei Börgönd wurden zwei artesische Brunnen abgebohrt: der eine oben in der Mitte der Puszta, der andere am Ostrande derselben, bereits in der Nähe des Seeufers in 106 m Höhe, also bedeutend tiefer als der erstere. Zwischen den beiden Bohrungen besteht eine Niveaudifferenz von etwa 12 m.

Das Wasser des oberen Brunnens fließt nicht aus, der untere Brunnen liefert jedoch reichlich ausfließendes Wasser.

Durch die Freundlichkeit des herrschaftlichen Rentmeisters Herrn P. HELFER standen mir aus den beiden Bohrungen einige Bohrproben zur Verfügung, die ich im folgenden aufzählen will:

1. Unterer Brunnen mit ausfließendem Wasser.

0·15—1·25 m. sehr kalkiger, Pflanzenfasern führender gelblichbrauner Ton.

1·25—3·70 m graugelber, feinkörniger, muskovitischer Sand.

3·70—14·05 m graugelber, stellenweise bräunlicher, etwas sandiger Ton.

23·19—28·94 m graugelber, feinkörniger muskovitischer Sand.

34·20—57·10 m gelber, feinsandiger, toniger Mergel, der jedoch auch ziemlich kalkig ist.

57·10—67·80 m grauer, feinkörniger, sehr muskovitischer Sand mit wenig tonig-mergeligen Knollen.

69·51—70·35 m weißlichgrauer, viel gröberer, sehr muskovitischer Sand.

70·35—70·51 m grauer Ton.

70·51—71·50 m grauer, glimmeriger Sand, ziemlich grobkörnig. Das Wasser des artesischen Brunnens stammt aus dieser Schicht.

Bei dieser Bohrung wurden von 1·25 m Tiefe an bereits pannonisch-pontische Schichten aufgeschlossen.

2. Oberer Brunnen mit nicht aufspringendem Wasser.

8·77—10·97 m grauer, stark glimmeriger pontischer Sand.

10·97—15·93 m graugelber, sehr feinkörniger toniger Sand.

16·10—30·23 m sehr feiner, gelblichgrauer, sandiger Ton.

48·84—49·74 m sandiger Ton mit dünnen, kleinen Schneckenfragmenten (*Helix?*).

49·74—59·72 m gelbgrauer, sandiger, mergeliger Ton mit Pflanzenspuren.

63·46—72·80 m graugelber, brauner sandiger Ton.

72·80—81·52 m grauer, sehr muskovitischer, ziemlich grobkörniger Sand. Das Wasser des Brunnens stammt aus dieser Schicht.

103·14—106·08 m gelblichgrauer sandiger, muskovitischer Ton.

133·98—135·86 m feinkörniger, viel Muskovit führender grauer Sand.

150·64—151·34 m sehr feinkörniger, viel Muskovit führender grauer Sand.

151·34—158·40 m toniger, überaus feinkörniger Mergel, stellenweise mit eisenreicheren limonitischen Knollen.

172·95—173·65 m sandige Tonschicht, in welcher kleine, zuweilen jedoch bis 1 cm große Quarzschotter vorkommen; auch lignitartige Kohlenspuren treten auf.

180·32—187·40 m kleinere oder größere, zuweilen nußgroße Schotterkörner: gelblich-rötlicher Quarzit, teilweise mit Quarzement, teilweise mit einem grauen, kaolinischen Bindemittel. Überdies auch reine Quarzschotter.

212 m Bruchstücke von farblosen und rötlichen kleinen Quarzen,

In dieser Bohrung bewegte sich der Bohrer von 8 m bis 180 m Tiefe in pannonischen (pontischen) Ablagerungen. Die Sandschicht in 72·80—81·52 m Tiefe dürfte der in der vorerwähnten Bohrung bei 70·51—71·50 m Tiefe angetroffenen wasserführenden Schicht entsprechen; wenn man nämlich die Unebenheit des Geländes in Abzug bringt, zeigt sich, daß die beiden Brunnen ihr Wasser fast aus der gleichen Tiefe erhalten.

Da das Wasser des oberen Brunnens nicht bis zur Oberfläche aufstieg, drang man, um aufsteigendes Wasser zu erhalten bis zu 212 m Tiefe herab. Man fand jedoch kein Wasser und jetzt wird das in 72·80—81·52 m Tiefe befindliche Wasser gepumpt. Das obere Niveau des Wassers befindet sich jedoch annähernd in der Höhe des unteren Brunnens, so daß das Wasser nur auf etwa 10 m Höhe gepumpt werden muß.

Auf Grund des Bohrprofils des oberen Brunnens erreichen die pannonischen (pontischen) Schichten hier eine Mächtigkeit von ungefähr 170 m.

Profil der Tiefbohrung in der Ortschaft Lovasberény.

In Lovasberény wurde zwecks Gewinnung von artesischen Wasser am Hauptplatze vor der Kirche eine über 300 m tiefe Bohrung abgeteuft. An die Oberfläche steigendes Wasser wurde jedoch nicht aufgeschlossen und jetzt wird das Wasser des zwischen 50—60 m befindlichen pannonischen (pontischen) Sandes verwendet. Dasselbe steigt zwar nicht über die Oberfläche, es bleibt jedoch nur wenige Meter unter derselben und stellt gepumpt ein vorzügliches Trinkwasser dar.

Das Material der Bohrung wurde mir von Herrn I. v. MAROS, der als amtlicher Experte fungierte, zur Verfügung gestellt, wofür ich ihm hier meinen Dank ausspreche. Im folgenden gebe ich eine Liste der durchbohrten Schichten; die Tiefen verstehen sich von 158 m Höhe über dem Meere an.

0·00—0·90 m brauner Boden.

0·90—3·70 m gelber, sandiger Löß mit *Pupa muscorum* L. und Fragmenten von *Helix* sp.

3·70—6·22 m sehr sandiger Löß mit feinen Quarzkörnern.

6·22—44·20 m gelber, etwas kalkiger, sandiger pannonischer (pontischer) Ton.

44·20—50·61 m gelbgrauer, sehr muskovitischer, ziemlich grobkörniger Sand.

50·61—60·40 m gelbgrauer muskovitischer Sand, aus welchem der Brunnen sein Wasser erhält.

60·40—70·20 m etwas toniger, grauer Sand.

70·20—81·10 m gelbgrauer, mehr oder weniger sandiger Ton.

81·10—96·70 m grauer, stellenweise gelblicher, wenig sandiger Ton.

96·70—118·20 m sandiger, gelblichgrauer Ton.

118·20—119·08 m sehr muskovitischer, grauer Sand.

119·08—146·47 m grauer, sandiger Tonmergel mit einem Molluskenfragment.

146·47—152·40 m grauer feinkörniger toniger Sand. Molluskenfragmente.

152·40—156·48 m feinkörniger muskovitischer Sand.

156·48—166·43 m gelblichgrauer, etwas sandiger Ton mit *Dreissensia auricularis* FUCHS juv. und Fragmenten von *Limnocardium*, ferner *Ostrakoden*. *Dreissensia auricularis* FUCHS deutet auf mittelpannonische (pontische) Schichten.

166·43—168·13 m feinkörniger muskovitischer grauer Ton mit Fragmenten von Molluskenschalen.

168·13—187·26 m sehr feinkörniger, toniger, muskovitischer, kompakter, pontischer Sand.

187·26—189·31 sandiger Kalkstein mit kleinen weißen, grauen, ins rosenfarbene stechenden Quarzkörnern. Die Schottenkörner sind durchschnittlich 0·5—3·0 mm groß. *Nummulina striata* D'ORB.¹

189·31—192·80 m sandiger Kalkstein mit kleinen weißen und grauen Quarzsand von 0·5—2 mm Größe, sowie auch wenig Felspatkörnerchen.

192·80—207·36 m grünlichgraues, hartes, sehr kieselhaltiges steinmarkartiges Material mit feinen Sandkörnern.

207·36—215·23 m gelblichgrauer Kalkstein, Fragmente von *Nummulina striata* (?) und *Ostrakoden*.

215·23—219·60 m grauer Kalkstein. *Orthophragmina dispansa* Sow., *Nummulina striata* D'ORB. *Ostrakoden*.

219·60—225·25 m graugelber Kalkstein. *Orthophragmina* efr. *aspera* GÜMB. *Nummulina striata* D'ORB.

225·25—232·45 m sehr quarzhaltiger, sandiger, grünlichgrauer Mergel mit feinen eruptiven Trümmerwerk; außer den Quarzkörnern kommen sehr viel Magnetitkörner und selten auch Rutyl vor, ausnahmsweise finden sich auch ausgeblaßte Biotitschuppen. Die Körner sind abgerundet. Bruchstücke von *Nummulina striata* D'ORB. (?)

232·45—242·50 m ziemlich grober, bräunlichgrauer, sehr sandiger Kalkstein, *Nummulina striata* D'ORB. Muschelfragmente.

242·50—258·75 m grauer kalkiger Sand.

258·75—261·10 m grauer sandiger Mergel. *Orthophragmina dispansa* Sow., *Ostrea* sp. (juv.).

261·10—263·20 m bräunlichgrauer sandiger Mergel mit biotithaltigem, vulkanischen feinen Trümmerwerk.

263·20 m Gelber Kalkstein.

263·20—270 m gelblichgrauer, ziemlich grober Kalkstein. *Nummulina striata* D'ORB.

271·5 m grober, sandiger, grünlichgrauer harter Mergel. *Nummulina striata* D'ORB.

273·80 m grauer, sandig-mergeliger Kalkstein, mit Spuren eines aplitischen Trümmerwerkes.

277·60 m gelblichgrüner quarzhaltiger mergeliger Kalkstein; sein Trümmerwerk ist bunt und braust mit Salzsäure sehr heftig. *Orthophragmina dispansa* Sow. *Batopora* (?).

¹ Die Bestimmung der eozänen Fossilien verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn Dr. VIKTOR VOGL.

283·18—284·72 m grauer, sehr feiner mergeliger Ton. Wahrscheinlich Fragmente von *Nummulina striata* D'ORB.

284·72 m gelblichgrauer, kalkiger Mergel, hier und da mit einem farblosen, 0·5—1·0 mm großen Quarzkorn. Bivalvenfragmente und korrodierte Foraminiferen.

287·02—297·31 m grauer harter Ton.

295·31 m grauer feiner Ton.

305·58 m grauer sandiger, kalkiger harter Mergel, hier und da mit farblosen Quarzkörnern und Biotitbruchstücken. *Nummulina striata* D'ORB. Molluskenfragmente.

Wie aus diesen Bohrproben erhellt, erreichte der Bohrer die pannonischen (pontischen) Bildungen in 6·22 m Tiefe und bewegte sich in denselben bis 187 m Tiefe. Die pannonischen (pontischen) Bildungen erreichen demnach hier eine Mächtigkeit von rund 180 m. Bei 187·26 m Tiefe drang der Bohrer unmittelbar unter den pannonischen (pontischen) Bildungen bereits in eozäne Schichten, in denen er sich bis zum Schluß bewegte und die er in etwa 118 m Mächtigkeit aufschloß.

Pleistozäne Bildungen.

1. Schotter und Sand.

Von Székesfehérvár gegen Moha, Csór und Iszkaszentgyörgy, auf dem den Gájabach von Sárrét trennenden Riede Szárazdülő, ferner S-lich und SW-lich von Székesfehérvár gegen Sárpentele und Sárszentmiklós wird die Oberfläche von Sand und schotterigen Sand bedeckt. Der in der Umgebung des Sóstó, der militärischen Schießstätte, auftretende feine Sand wird gegen S zu allmählich schotteriger. Stellenweise sind die Schotterkörner nuß- bis hühnerei groß, gewöhnlich erreichen sie jedoch bloß Haselnuß- bis Nußgröße. Es sind meist farblose, gelbe oder rosenfarbene Quarzsotter. Häufig sind sie mit einer Schicht von kohlensäurem Kalk überzogen, in welche kleine Schotter- oder Sandkörner eingebettet sind. Am Szárazdülő auf den trockenen Wiesen ist der Sand und Schotter in mehreren Sandgruben aufgeschlossen. In den Weingärten auf den sog. trockenen Wiesen ist dieser Schotter in 110—115 m Höhe ü. d. M. zuweilen in 2—2·5 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Derselbe bildet hier mit kohlensäurem Kalk verkittet gewöhnlich ein Koglomerat, stellenweise mit Sandlinsen. Gegen Moha, Iszkaszentgyörgy und Csór herrscht eher Sand vor, der Schotter tritt in den Hintergrund. Hier und da kommen in dem Schotter selten auch Rollstücke von Dolomit und Dachsteinkalk vor.

Der Schuttkegel von Székesfehérvár-Iszkaszentgyörgy ist nach Lóczy¹ von Torrenten abgesetzt worden, die im Pleistozän oder Altholozän durch das Gájatal herabkamen. Der am Südrande des Sárrét zwischen Székesfehérvár und Sárszentmihály vorkommende sandige Schotter wird von Lóczy als Riff betrachtet.

An der Straße, die aus der Vorstadt Felsőváros von Székesfehérvár nach Lovasberény führt, kommt in Sandgruben unter dem Löß sandiger Schotter vor. Dieser sowie der im Friedhofe am NW-Ende der Stadt befindliche schotterige Sand kam nach Lóczy vor der Lößablagerung aus dem Aszótale.

Pleistozän ist jener Sand, der in der Nähe des Westendes von Kisvelence unter der dünnen Lößdecke aufgeschlossen ist; einen diesem ganz ähnlichen Sand mit identer Fauna schließt auch der Bach von Kápolnásnyék an einem Punkte auf. Dies sind gelbliche, graue glimmerige Sande, in welchen in dünneren Schichten zwischen dem Sande erbsen- bis haselnußgroße Schotterkörner auftreten. Die Schotterkörner bestehen überwiegend aus Quarz; sehr selten finden sich auch rosenrote Orthoklasschotter. Aus den beiden Aufschlüssen gelangte folgende Fauna zutage:

Vallonia pulchella, MÜLL.

Succinea oblonga, DRP.

Limnaea (Radix) peregra, MÜLL.

Planorbis (Tropidiscus) marginatus, DRP.

Planorbis (Coretus) corneus, L.

Sphaerium corneum, MÜLL.

Valvatu, sp.

Pisidium (Fluminina) amnicum, MÜLL.

Unio sp. Fragmente.

Auf Grund des Vorkommens der rosenroten Orthoklase ist es wahrscheinlich, daß dies lokale, aus dem Gebirge von Velence stammende Trümmerwerke sind, die bei größeren Regengüssen von Nordwesten herabgeschwemmt wurden.

2. Löss.

Wie überall in dem transdanubischen Gebiete, so spielt der Löß auch in der Umgebung des Gebirges von Velence eine wichtige Rolle. Mit Ausnahme des Gebirgskernes bedeckt er das Gelände in Form einer dünneren

¹ L. Lóczy: l. c. p. 430.

² Vendl: Bericht über die Reambulation im Komitate Fejér. Jahresbericht d. kgl. ungar. geol. Reichsanstalt für 1912, p. 172.

oder mächtigeren Decke, unter welcher die pannonischen (pontischen) Bildungen in größern oder kleineren Partien zutage treten. Diese Lößdecke ist im nördlichen und nordwestlichen Teile des Gebirges weniger zusammenhängend, als an der Südlehne. An der Nordlehne treten nämlich darunter in viel mehr Partien pannonische (pontische) Bildungen zutage, als auf der nördlichen, wo der Löß wenn auch in geringerer Mächtigkeit, zusammenhängender ist. Die herrschenden Nord- und Nordwestwinde haben nämlich den aufgewirbelten Flugstaub, mehr im Lee des Windes, d. i. an der Südlehne des Gebirges abgelagert, als an der Nordlehne. Ja der Wind hat auch die pannonischen (pontischen) Sande nicht verschont, sondern dieselben angeweht, aus ihnen auch gröberes Material fortgerissen und dasselbe mit dem feinen Flugsand zusammen abgelagert. Natürlich ist ein mit so grobem Material vermischter Löß lange nicht so fein, als der aus dem feinsten Flugstaub gebildete.

Der Löß ist besonders im nördlichen Teile des Gebirges so grobsandig, vornehmlich dort, wo er unmittelbar die pannonischen (pontischen) Schichten bedeckt. Dieser sandige Löß hat sich im nördlichen Teile des Gebirges nicht nur in den Tälern, sondern auch auf höher gelegenen Punkten abgelagert. Stellenweise ist er dermaßen sandig, daß darin Uferschwalben nisten. Von diesen Vögeln aber ist es ja bekannt, daß sie sehr reinen Löß nicht bewohnen, sondern bloß sandige Uferwände. Ein solcher sandiger Löß wird gegen die Tiefe, die darunter lagernden pannonischen (pontischen) Schichten zu natürlich allmählich noch sandiger, so daß er an vielen Punkten ohne scharfe Grenze in der pannonischen (pontischen) Sand übergeht. Vom letzteren unterscheidet er sich in solchen Fällen lediglich durch seine Fauna; häufig ist es natürlich ziemlich schwer, die Grenze zwischen dem Löß und dem pannonischen (pontischen) Sande sicher zu ziehen.

In solchem Maße sandreich ist der Löß nördlich von Lovasberéay im Diós-Tale, im Almafi-Tale und an den Ufern des Rovakja-Tales, sodann an einzelnen Punkten in der Umgebung von Acsa, in der Gegend der Mühle von Szúzvár und in der Umgebung von Máriapuszta, usw. In der Gegend von Nadap, Velence, sowie an der Südlehne des Cseplek kommt ein viel typischerer, weniger sandiger Löß vor.

Daß sich der Löß über den pannonischen (pontischen) Schichten nicht typisch ausbildete, das läßt sich teilweise auch mit dem Umstande erklären, daß die ärmliche Grasvegetation des Sandes, den herabfallenden Flugstaub, aus welchem sich hätte typischer Löß bilden können, nicht entsprechend zu binden vermochte.

Betreffs der vertikalen Verbreitung des Lösses kann erwähnt werden, daß ich ihn am höchsten in gräfl. Czirákyschen Walde, im südlichen Teile des Vaskapu, in 270 m Höhe beobachtete.

Der Qualität und seinem Vorkommen nach kann der Löß auch hier im Gebirge von Veleuce — wie im Gebiete jenseits der Donau im allgemeinen in zwei Gruppen gegliedert werden: man unterscheidet hier typischen Gebirgslöß und Tallöß; eine scharfe Grenze ist jedoch zwischen den beiden nicht vorhanden.

Der Gebirgslöß ist hellgelb, meist von feinerem Korne; er ist ungeschichtet, wird jedoch häufig von deutlichen vertikalen Kanälchen durchzogen. Damit im Zusammenhang sondert er sich vorzüglich in senkrechte Wände ab. Seine Fauna besteht lediglich aus Landformen, aus Bewohnern der Grasvegetation. Stellenweise finden sich in diesem Löß auch kleine Mergelkonkretionen, Lößpuppen.

Die Fauna beschränkt sich auf folgende Arten:

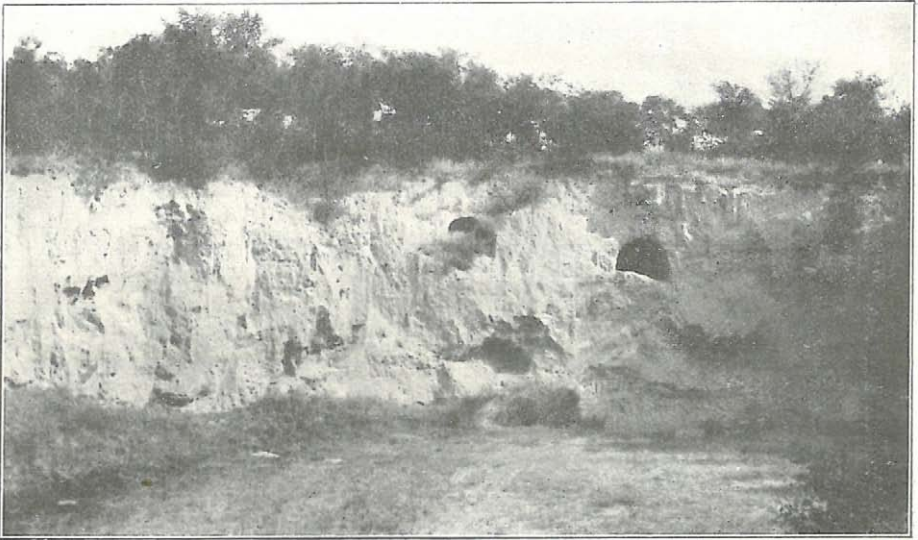
- Trichia hispida*, L.
Helix (Arianta) arbustorum, L.
Xerophila striata, MÜLL.
Chondrula tridens, MÜLL.
Clausilia sp.
Pupa (Pupilla) muscorum, L.
Pupa (Sphyradium) columella, BERN.
Succinea oblonga, DRP.
Succinea Schuhmacheri ANDREAE.

Dieser Gebirgslöß kommt auf den Höhen und Lehnen in gleicher Weise vor. Und zwar nicht bloß auf den sanft geneigten, sondern an der südlichen Seite auch an den steilen Lehnen. Seine Mächtigkeit ist sehr verschieden, er ist in 1—2 bis 10—12 m mächtigen Decken zu beobachten. So wird der Löß in dem Hohlwege an der südlichen Lehne des Cseplek in etwa 10—12 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Auch in den Weingärten von Veleuce ist er im Lee stellenweise sehr mächtig, so daß in dieses Gestein auch Keller eingehauen sind. In Figur 34 erscheint die etwa 8 m hohe Lößwand in den Weingärten von Veleuce abgebildet.

Stellenweise ist — wie erwähnt — auch dieser Gebirgslöß sehr sandig, besonders dort, wo er dünner ist und darunter unmittelbar pannonische (pontische) Sandbildungen liegen. In der Umgebung der Mühle von Szűzvár, am Tácsikahegy, am Ságihegy, in der Gegend der Máriapuszta und des Talliánmajor ist der Löß ziemlich sandig. Auf dem Kazalhegy bei Lovasberény scheint der Löß, der hier in etwa 12—15 m Mächtigkeit aufgeschlossen ist, ebenfalls ziemlich sandig zu sein; doch kommt natürlich in all diesen Lössen eine typische Lößfauna vor. Dieser sandigen Ausbildung des Lösses dürfte es zuzuschreiben sein, daß auf der alten geologischen Karte häufig

auch feinkörnigere pannonische (pontische) Sande als Löß ausgeschieden sind. So wird der pannonische (pontische) Sand, der sich bereits außerhalb unseres Gebietes aus der Umgebung der Tornapuszta und Miklósmajor nach Süden zieht und gegen den Lujzamajor fortsetzt, auf den alten Karten von B. WINKLER ebenfalls als Löß bezeichnet.

Der Tallöß nimmt die tiefsten Täler ein und an seiner Bildung nahmen neben dem Winde unzweifelhaft auch die im Tale, sowie an den Talabhängen abfließenden Wässer großen Anteil. Dieses von den Abhängen abfließende Wasser riß auch sogar von dem pannonischen (pontischen) Tone Partien mit sich, stellenweise sogar bis erbsengroße Körner, die es sodann im Tale



Figur 34. Lößwand in den Weingärten von Velence.

absetzte und aus welchen sodann mit dem äolischen Staube vermengt der Löß entstand. Wahrscheinlich hat das abfließende Wasser auch von dem mittlerweile entstandenen Gebirgslöß viel abgeschwemmt, auf welche Weise der Tallöß ebenfalls anwuchs.

Für diesen Löß ist es charakteristisch, daß er viel sandiger, gröber ist als der Gebirgslöß. Aus seiner Entstehungsweise folgt es, daß er gewöhnlich ziemlich gut geschichtet ist. Diese Schichtung ist besonders an solchen Stellen deutlich wahrnehmbar, wo auch aus dem gröbereren pannonischen (pontischen) Sande mehr eingeschwemmt worden ist. Das an den

¹ Vergl. H. TAEGER: Geologische Karte zu der Arbeit «Die geologischen Verhältnisse des Vértesgebirges». Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. ungar. geol. R.-A. Bd. XVII, Heft 1.

Abhängen abfließende Niederschlagswasser, hat in Gebieten, die aus pannonischem (pontischen) Sande bestanden, auch auf der Oberfläche umherliegende kleinere Schotterkörner mit sich gerissen. Daher kommt es, daß die Schotterkörner in diesem Tallöß stellenweise in anscheinend ganz zusammenhängenden dünnen Schichten vorkommen. Diese Schotterkörner sind gewöhnlich nur erbsengroß, stellenweise sind sie jedoch bis haselnußgroß. Solche dünne Schotterschichten kommen, z. B. im Tale des Rovakja-Baches im Diós-Tale, in den Wasserrissen zwischen dem Cserhegy und Jánoshegy usw. vor. Bei Acsa im Tale Tóvölgy ist der auf sandig-tonigen pannonischen (pontischen) Ablagerungen ruhende Löß sehr sandig, geschichtet; stellenweise sind darin mehrere feinschotterige Schichten zu beobachten und auch eine dunklere, etwa $\frac{1}{2}$ m mächtige, mehr humose Schicht tritt hier auf. Die Schichten fallen sehr sanft gegen NNE ein.

Der Tallöß ist zumeist nicht so kalkig, wie der Gebirgslöß. Gewöhnlich ist er etwas dunkler als der Löß der Anhöhen. Schließlich ist es für ihn charakteristisch, daß er nebst Landschnecken, hie und da bereits auch Süßwasserschnecken führt. Die Fauna besteht vornehmlich aus folgenden Formen:

- Helix (Arianta) arbustorum*, L.
- Helix (Vallonia) pulchella*, MÜLL.
- Trichia hispida*, L.
- Pupa (Pupilla) muscorum*, L.
- Xerophila striata*, MÜLL.
- Chondrula tridens*, MÜLL.
- Succinea oblonga*, DRP.
- Succinea Schuhmacheri*, ANDREAE.
- Planorbis*, sp. Fragment.
- Lithoglyphus naticoides* FÉR.
- Limnaeus* sp.

Es muß jedoch bemerkt werden, daß Süßwasserformen viel seltener vorkommen, als Landschnecken.

Der Tallöß bedeckt die Abhänge nur bis zu einer gewissen geringen Höhe. So reicht der in dem Graben zwischen dem Jánoshegy und Cserhegy auf pannonischen (pontischen) Sande liegende geschichtete, feinschotterige Tallöß nur auf etwa 20 m Höhe hinauf. Über dieser Höhe folgt auf der Lehne der sehr sandige, jedoch ungeschichtete Berglöß.

Die untere Partie des Gebirgslösses führt unmittelbar über den Liegend-schichten ebenfalls Konkretionen führende schotterige Schichtchen, doch wiederholen sich dieselben in dem Löß aufwärts nicht mehr, in den oberen

Partien desselben fehlen solche gänzlich, so daß hier natürlich jede Spur einer Schichtung fehlt.

Die Aufschlüsse in den tieferen Tälern mit Uferwänden von 6—10 m Höhe (Nagyvölgy, Almafivölgy, Diósvölgy, Tal zwischen dem Jánoshegy und dem Cserhegy) deuten darauf hin, daß diese Täler vor der Ablagerung des Lösses weiter und mehr gegliedert waren. Der Gebirgslöß, der das Gelände möglichst deckenförmig zu bedecken trachtet, sowie der sich in den Tälern ansammelnde Tallöß, hat diese Gliederung in größeren oder geringeren Maße vermindert. So ist der in den Löß zwischen dem Jánoshegy und Cserhegy eingeschnittene Graben heute entschieden viel enger, als vor der Ablagerung des Lösses, zu welcher Zeit die Abhänge aus den heute bereits bedeckten pannonischen (pontischen) Schichten bestanden.

In dem Tallöß treten hie und da tiefe, steilwandige Wasserisse auf. So in dem Tale zwischen dem Jánoshegy und dem Cserhegy in den Weingärten von Lovasberény.

Holozäne Bildungen.

1. Deflationserscheinungen.

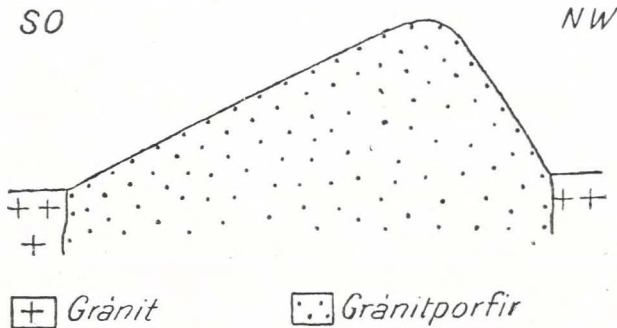
Die Tätigkeit des Windes hat im Gebirge von Velence an mehr als einem Punkte Spuren hinterlassen. Diese Wirkungen sind zuweilen nur unbedeutend, lokal; häufig sind sie jedoch so beträchtlich, daß sie das Landschaftsbild wesentlich beeinflußt haben.

Die herrschenden Windrichtungen unseres Gebietes sind nördlich, bzw. NW-lich. Diese im großen und ganzen nördlichen Winde haben nicht nur die Lößbildung bewirkt, sondern auch *a u s g e w e h t* und mittels des aufgewirbelten Staubes *p o l i e r t*. Natürlich sind diese Wirkungen in erster Reihe an den gegen N gerichteten Lehnen des Gebirges zur Wirkung gelangt.

Die polierende Wirkung des Windes ist auf dem *C s e p l e k h e g y* augenfällig. Hier, in der Umgebung der Kalvarie sind die mehr oder weniger gegen N gewendeten Flächen der aufragenden Quarzblöcke spiegelglatt poliert. Diese Flächen sind uneben, es haben sich an ihnen größere oder kleinere Vertiefungen gebildet; diese unebenen Flächen sind jedoch dermaßen poliert, daß sie stellenweise glänzen. Da auf diesen Quarzittfelsen kaum eine Vegetation gedeiht, konnte der Wind seine korrodierende und polierende Wirkung ungehemmt ausüben.

Während diese vom Winde angeschliffenen Blöcke nur lokal sind und das Landschaftsbild nicht beeinträchtigen, findet man in der Umgebung des Meleghegy und Tomposhegy Erscheinungen, die der Landschaft ihren heutigen Charakter verliehen haben.

Der unmittelbar S-lich vom Kämme des Meleghegy in SW-licher Richtung dahinziehende Granitporphyrzug besteht heute aus einzelnen, kleineren Hügeln, die sich in SW—NE-licher Richtung aneinander reihen. Der Kamm dieser kleinen Hügel entspricht der Streichrichtung des Granitporphyrzuges. Die Nordlehne dieser Hügel ist viel steiler, als die südliche. Diese Verhältnisse erscheinen in Figur 35 schematisch dargestellt. Die Hügel bildeten ursprünglich einen einheitlichen Zug, der nach Abtragung der Kontaktschiefer, da das Material des Ganges widerstandsfähiger ist, als der Granit selbst, aus diesem kammförmig emporragte. Der heftige Wind, der den mitgerissenen Staub mit großer Gewalt an der Nordlehne dieses aufragenden Kammes dahinwehte, schleifte diese Lehne ziemlich steil. Zugleich wehte der Wind das Granitporphyr-Trümmerwerk von seiner ursprünglichen



Figur 35. Durchschnitt durch die Granitporphyrhügel.

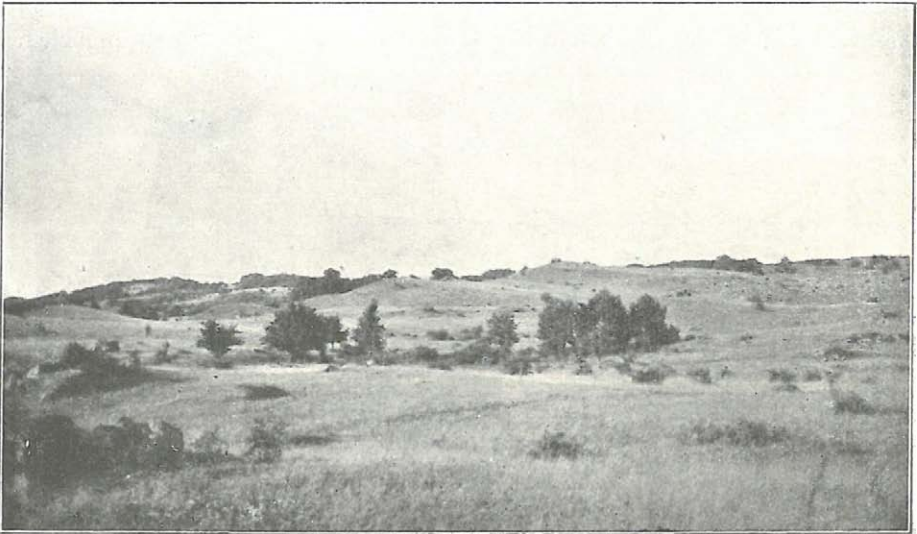
Stelle fort. Die südliche Lehne des Ganges, die im Lee des Windes lag, war einer derartigen Wirkung nicht ausgesetzt; diese Lehne wurde auf die Einwirkung der Atmosphärien sanft geböschet. Bei der Gliederung des ursprünglich einheitlichen Zuges in kleinere Hügel dürfte der Wind ebenfalls eine wichtige Rolle gespielt haben, obzwar dieser Vorgang teilweise unzweifelhaft bereits das Resultat der Erosion durch die Niederschlagwässer ist.

Auf diese Weise, also als Ergebnis der Tätigkeit der Windes gestaltete sich jene Form dieses Granitporphyrzuges aus, die uns heute vor Augen tritt.

Ähnlich ist auch die Ausbildung des von dem eben erwähnten SW-lich gelegenen Granitporphyrzuges, auf dessen Photographie die besprochenen Verhältnisse noch deutlicher vor Augen treten. (Figur 36.)

Hie und da hinterließ der Wind auch auf dem Granit selbst unverkennbare Spuren. Am auffälligsten ist diese Windwirkung vielleicht an der Westlehne des Tomposhegy. Wenn man den Tomposhegy von dem rechten Ufer des Bellabaches, vom Nordrande der Weingärten von Pákoz d am Ka-

rácsonyhegy betrachtet, so fällt die Unebenheit des Geländes auf: es erheben sich kleinere Hügel, die durchschnittlich kaum über einen Meter hoch sind. Diese kleinen Hügelchen sind durchwegs von derselben Form, wie die soeben beschriebenen Granitporphyrhügel, ihre nördliche Lehne ist nämlich viel steiler, als die südliche. Dies ist wieder auf die Tätigkeit des Windes zurückzuführen. Der Wind hat nämlich auch den Granit angegriffen, die Oberfläche des Granitgebietes uneben gemacht, auf welche Weise die erwähnten kleinen Hügel entstanden sind, deren Nordlehne durch den Wind steilgeschliffen worden ist. Diese Hügel haben demnach nichts mit der



Figur 36. Zug von Granitporphyrhügeln von der südwestlichen Lehne aus gesehen.

bereits besprochenen kugeligen Absonderung des Granits zu tun, sie sind ja gar nicht kugelförmig. Soviel ist jedoch wieder gewiß, daß diese kleinen Erhebungen beständig auch vom Niederschlagswasser zerstört werden.

Da der Granit hier nur von einer sehr ärmlichen Grasvegetation bedeckt ist, welcher sich höchstens eine *Ononis spinosa* oder ein *Rubus ideus* usw. anschließt, erinnert die ganze Landschaft lebhaft an ein Wüstenbild.

Im Walde von Csala und dort wo das Gebiet künstlich beforstet ist, tritt diese Ähnlichkeit natürlich weniger hervor.

2. Gehängeschutt.

Der Granit zerfällt unter der Einwirkung der Atmosphärlilien zu Grus, der durch die Niederschlagswässer an den Gehängen stellenweise zusammengeschwemmt wird. Dieser gröbere oder feinere Granitgrus, bezw. Sand bedeckt in den zur Gemeinde Pákozd gehörigen Weingärten Suhogó-szólók und nördlich von denselben eine ziemlich große Fläche und erreicht stellenweise bis 1·5—2 m Mächtigkeit. Der an der Abzweigung der von Pákozd nach Dinnyés führenden Straße aufgeschlossene Löß ist ebenfalls mit viel Gehängeschutt vermengt.

Auch an den Südlehnen der Weinberge zwischen Velence und Sukoró ist den oberen Partien des Lösses viel Granit-Trümmerwerk beigemengt.

Im allgemeinen hat sich der Gehängeschutt an den südlichen, also steileren Lehnen des Gebirges in viel größeren Mengen angehäuft, als im nördlichen Teile des Gebirges. Trotzdem spielt dieser Schutt nur eine sehr untergeordnete Rolle.

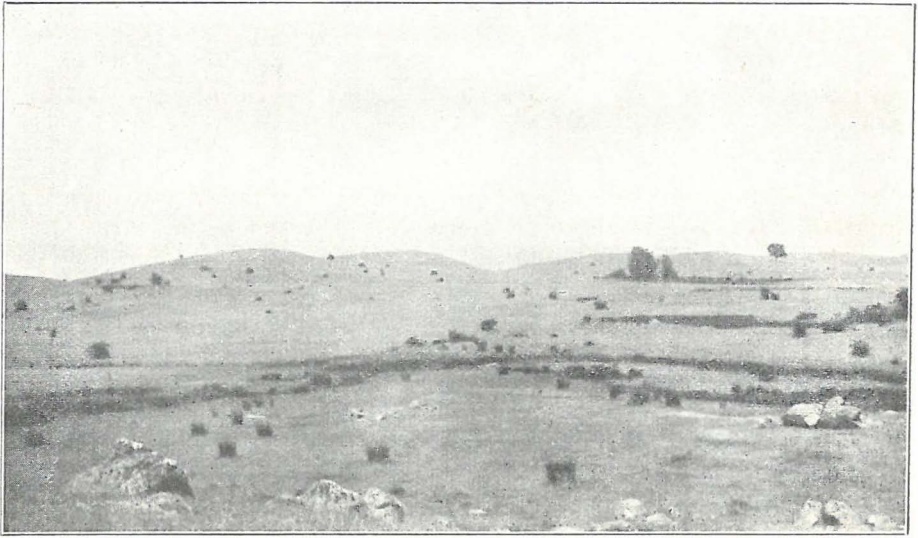
3. Die Oberfläche des Granitgebietes.

Wie erwähnt, wurde der Granit durch die Atmosphärlilien in größerem oder geringerem Maße abgerundet. Die im Granit entspringenden kleinen Bäche, die zumeist gegen S fließen, haben in den Granit meist tiefe Gräben eingeschnitten, die sich durch Steilufer und an den Ufern hervorstehende abgerundete Granitblöcke auszeichnen. Ein solcher Graben mit Steilufern ist das aus der Gegend des Világos-major gegen das Tal Laposvölgy ziehende Tal, ferner die beiden Gräben, die an der Südlehne des Meleghegy gegen Sukoró herabziehen. Die beiden letzteren Gräben durchschneiden in der Gegend des Csöntérhegy auch die Granitporphyre. Obwohl diese Gräben für gewöhnlich nur wenig Wasser führen, reicht die im Frühjahr sich ansammelnde größere Wassermenge dennoch zur Austiefung dieser Gräben hin.

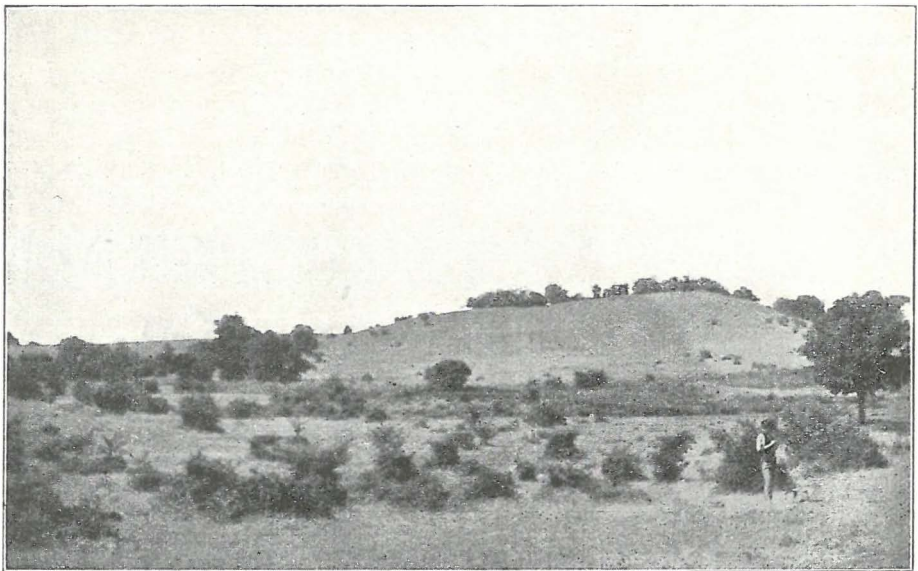
Der Bellabach hat bereits ein verhältnismäßig geringeres Gefälle, auch sind seine Gehänge nicht so steil, wie jene der vorerwähnten Gräben.

Im Granit selbst sickern sozusagen in jeder Senke, im jedem Tale Quellen hervor. Dieselben sind jedoch zumeist nicht beständig, sondern nur Frühjahrsquellen. So nimmt sogar das Wasser der Quellen in dem Graben S-lich von Meleghegy, an den Ostlehnen des Csöntérhegy im Sommer bedeutend ab.

Mit dem Wassergehalt des Granits hängt es zusammen, daß sich im Gebiete des Granits in kleinen Senken Teiche und sumpfige Gebiete bilden, die von Schilf- und Rohrvegetation bedeckt werden. (Figur 37, 38.)



Figur 37. Sumpfiges Gebiet auf der Weide von Sukoró. Im Hintergrunde die Hügel des Granitporphyrzuges S-lich vom Meleghegy

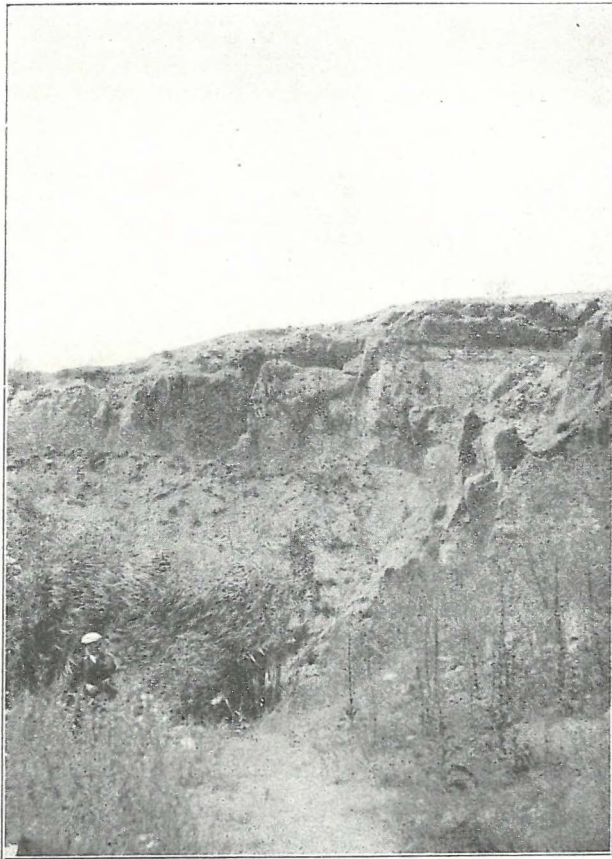


Figur 38. Tümpelige Partie in dem Gebiete zwischen dem Öreghegy und dem Világosmajor.

Diese feuchten, grünen Flecken erscheinen auf dem mit Granitblöcken besäten, düsteren, mit karger Vegetation bedeckten Gebiete, wie Oasen.

An manchen Punkten, wie z. B. im Umkreise der Quelle des Bellabaches erinnern diese tümpeligen Flächen an wahrhaftige Moore.

Diese Verhältnisse sind den torfigen Gebieten der Umgebung von Barr



Figur 39. Röhricht in einem verlassenen Steinbruche am Karácsonyhegy.

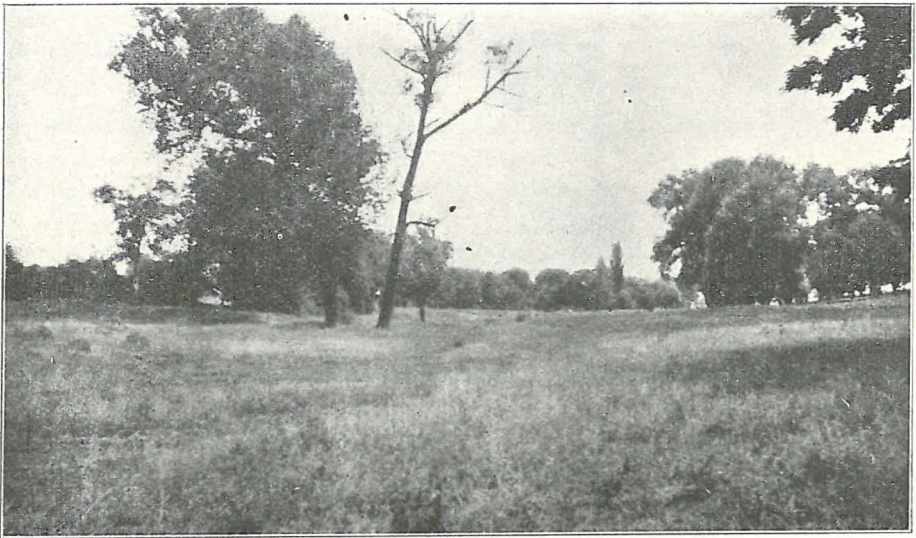
und Andlau ganz ähnlich, nur sind die Tümpel hier im Gebirge von Velence unbedeutender.

Auf dieselben Ursachen ist auch der Umstand zurückzuführen, daß in den tieferen Steinbrüchen Wasser entspringt und daß dieses Wasser mit allenfalls einfließenden Regenwasser vermengt in einem oder dem anderen Steinbruche in Form von kleinen Sümpfen sich ansammelt. Zuweilen entsteht sogar in den Tümpeln an der Sohle der Steinbrüche ein wahrhaftiger klei-

ner Röhricht, wie dies in dem verlassenen Steinbruche am NE-Rande der Ortschaft Pákozd, am Karácsonyhegy zu beobachten ist. (Figur 39.)

4. Fluviatiler Sand und Ton.

Die wasserarmen Bäche des Gebirges von Velence verfolgen im allgemeinen die tektonischen Linien. Ein Blick auf die Karte zeigt sofort, daß sämtliche Bächlein in NW—SE-licher Richtung, gegen den Velence-See zu eilen. Der größte Bach, der das Gebirge durchkreuzt, ist der Császárbach, der die Depression von Csákvár-Zámoly mit dem Velence-See verbindet.



Figur 40. Das Holozän des Cibulka-Baches.

In der Umgebung von Pátka besteht der Untergrund dieses Bachbettes aus pannonischen (pontischen) Sand und tonigen Sand. Infolge der Herbst- und Frühlingsregen stellt sich in diesen Jahreszeiten eine größere Wassermenge ein und als Resultat der Tätigkeit derselben haben wir hier sandigen holozänen Boden vor uns. Unterhalb von Csalán, bereits in der Nähe des Velence-Sees hat sich auf dem verbreiterten Anschwemmungsgebiete des Baches Schneckenfragmente führender Moorboden abgesetzt.

Der Bach Tiszta-viz hat ebenfalls ein ziemlich sandiges Holozän abgesetzt, doch ist dasselbe im Rovakja-Tale stellenweise ziemlich tonig. Das Holozän des zwischen dem Cseplek- und Csekélyhegy durchfließenden Cibulka-Baches ist toniger Sand, mit einer ziemlich üppigen Vegetation (Figur 40).

Für das Holozän des Velence-Sees und des südlichen Teiles des Láposbaches ist es charakteristisch, daß unter dem obersten ein bis zwei Zentimeter mächtigen schwärzlichen Boden gelblicher, zäher Ton auftritt, aus welchem im Umkreise des Sees, besonders am Südrande des Lápostales weißes Salz ausblüht. Dieses Salz reagiert nach den qualitativen Untersuchungen des Herrn S. MERSE v. SZINYE in Wasserlösung neutral und besteht überwiegend aus Na_2SO_4 , welchem sich sehr wenig $FeSO_4$, $MgSO_4$ und $CaSO_4$ hinzugesellt.

Auf diesen Glaubersalzgehalt des Sees dürfte es zurückzuführen sein, daß in demselben keine Mollusken leben. Wie L. v. Lóczy ausführte, dürfte der See zeitweise ausgetrocknet sein, in welchen Fällen sodann der Seegrund mit Glaubersalzeffloreszenzen bedeckt wurde. Das sich allmählich ansammelnde Wasser war eine dermaßen konzentrierte Glaubersalzlösung, daß es den Mollusken keine günstigen Lebensbedingungen bieten konnte. TH. KORMOS konnte Mollusken lediglich in dem bültigen Gebiet in der SW-Ecke des Sees, sowie in der Nähe der Eisenbahnstation Dinnyés in einem zeitweise austrocknenden Teile des Seebeckens sammeln.

Tektonische Verhältnisse.

Das Gebirge von Velence, das älteste Glied des transdanubischen ungarischen Mittelgebirges ist ein Rumpfgebirge. Das den kristallinen Kern bildende eruptive Magma intrudierte wahrscheinlich zwischen dem unteren Karbon und dem Perm, und erstarrte in bedeutender Tiefe. Später wurde diese kristallinische Masse emporgehoben, demzufolge das Gebirge von Velence den einstigen zentralen Kern des transdanubischen ungarischen Mittelgebirges bildete, der zugleich wahrscheinlich auch der Kern einer Antiklinale war. SE-lich und NW-lich von diesem Kern dürften die beiden Flanken dieser Antiklinale ausgebildet gewesen sein. Ursprünglich war das Mittelgebirge also symmetrisch, später ist jedoch die südöstliche Flanke abgesunken. Von der NW-Flanke ist ein Teil auch heute noch an der Oberfläche (Vértésgebirge usw.).

Dem auch das Gebirge von Velence wird — ebenso wie die übrigen Teile des Mittelgebirges — von Brüchen beherrscht. Wiewohl die Erforschung der Brüche in einem solchen rein eruptiven Gebirge meist nur auf Annahmen basiert, müssen doch mehrere Bruchlinien als wahrscheinlich betrachtet werden. Schon im Granit selbst sind Erscheinungen zu beobachten, die

¹ L. v. Lóczy: l. c. p. 536.

² TH. KORMOS: Die geologische Vergangenheit und Gegenwart des Sárrétbeckens im Komitate Fejér. Budapest 1909.

vielleicht ebenfalls Beweise der Brüche sind. In den Orthoklasen des Granits sind nämlich — wie aus dem petrographischen Abschnitt erhellt — häufig infiltrationsartige Quarzeinlagerungen zu beobachten. Dies sind aller Wahrscheinlichkeit nach Quarzinfiltrationen im Granit, bzw. in den Gemengteilen des Granits, die entweder zugleich mit den Gangklüften oder aber gelegentlich späterer tektonischer Brüche entstanden sind.

Schon die Bildung der Gangklüfte, welche mit den letzten Spaltungsprodukten des Granitmagmas ausgefüllt wurden und die sich während der Auskühlung des Granitmagmas bildeten, hat die tektonischen Hauptrichtungen des Gebirges bestimmt. Diese Gänge streichen jedoch mit wenigen Abweichungen durchwegs SW-NE-lich. Eine mit dieser tektonischen Hauptrichtung parallele Bruchlinie zieht am SE-lichen Fuße des Gebirges, am NW-Ufer des Velence-Sees dahin und an diesem ist die SE-liche Flanke des Mittelgebirges abgesunken. Eine in der selben Richtung streichende Bruchlinie muß auch am NW-Rande des Gebirges angenommen werden; dieselbe dürfte von dem Steinhaußen an der NW-lichen Lehne des Vargahegy über die Mühle von Szűzvár gegen das Almafi-Tal ziehen. Dieser Bruch ist nach Zeugenschaft der Bohrung in Lovasberény entschieden präeozän. Hier wurden — wie erwähnt — unter den pannonischen (pontischen) Schichten auch noch in 300 m Tiefe unter der Oberfläche eozäne Schichten aufgeschlossen. Es ist also sehr wahrscheinlich, daß wir es hier mit einem präeozänen Bruche zu tun haben. Parallel mit diesen verläuft auch die Bruchlinie am Südufer des Velence-Sees.

Bei einem Blick auf die geologische Karte fällt es sofort auf, daß die Haupttäler des Gebirges von Velence und seiner Umgebung durchwegs NE—SW-lich verlaufen. Aller Wahrscheinlichkeit nach hängen diese Täler mit Bruchlinien zusammen. Diese Brüche verlaufen alle im großen und ganzen parallel und ihre Richtung stimmt mit der NW—SE-lichen tektonischen Hauptrichtung des Gebirges von Velence überein. In der selben Richtung streichen auch die auf postvulkanische Wirkungen entstandenen Quarzgänge. Diese Gänge bildeten sich stellenweise in sehr langen Klüften, das beste Beispiel hierfür liefert der kammartig aufragende Rücken des Csucsoshegy. Es ist nicht unmöglich, daß die Hand in Hand mit dem Aufdringen der Andesite und den darauf folgenden postvulkanischen Wirkungen einerschreitenden Gangklüfte tektonischen Linien entsprechen, die die Resultate von gleichzeitig erfolgten Brüchen sind. Wenn dies tatsächlich der Fall ist, so müssen diese Brüche gleichzeitig mit den Andesiteruptionen oder kurz darauf erfolgt sein.

Eine solche NW—SE-liche Bruchlinie muß am östlichen Ende des Cseplek angenommen werden, wofür nicht nur der durch Vereb und Pázmánd fließende Bach, sondern auch der Umstand zu sprechen scheint, daß

der Cseplek hier plötzlich steil absetzt, was am besten durch die Annahme zu erklären ist, daß das Gebiet östlich von demselben abgesunken ist. Wahrscheinlich ist auch der Cseplek selbst eine Scholle und auch der Cibulka-Bach dürfte an einer NW—SE-lichen Bruchlinie dahinfließen. Wahrscheinlich ist die Quelle im Cibulka-Tale zwischen dem Cseplek und dem Csekélyhegy tektonisch. Der Csekélyhegy, Csuscoshegy und der Templomhegy dürfte ebenfalls je eine Scholle darstellen; wegen der Lößdecke ist der Verlauf dieser Bruchlinien jedoch nicht einmal zu vermuten.

Von Velence über Nadap gegen Lovasberény muß ebenfalls eine NW—SE-liche Bruchlinie angenommen werden. An dieser Bruchlinie dürften die östlichen Andesite ausgebrochen sein. Dies ist jene Linie die bei Besprechung der Andesite bereits erwähnt wurde.

Aller Wahrscheinlichkeit nach bezeichnet auch der Császárbach eine Bruchlinie, welche die Depression von Csákvár mit dem Velence-See verbindet.

Schließlich wird das Gebirge im Westen, bzw. Südwesten durch die Bruchlinie von Mór-Székesfehérvár begrenzt.

Im Gebirge von Velence kommen weder mediterrane, noch sarmatische Bildungen vor, obwohl solche in der weiteren Umgebung des Gebirges auftreten. Diese Erscheinung ist ein sicherer Beweis dafür, daß das Gebirge von Velence zur Zeit der Ablagerungen der mediterranen und sarmatischen Bildungen trocken lag. Erst unmittelbar vor der Ablagerung der pontischen Schichten sank das Gebirge dermaßen ab, daß auch über 200 m hohe Punkte (260 m) des heutigen Geländes von pontischen Sedimenten bedeckt wurden.

Die Mächtigkeit der pannonischen (pontischen) Schichten deutet darauf hin, daß dieselben während ihrer Ablagerung im Sinken begriffen waren. Die tiefste Bohrung in Székesfehérvár — derer L. v. Lóczy gedenkt — drang in 111 m Seehöhe in 250 m Tiefe herab und auch aus dieser Tiefe gelangten noch immer nur pannonische (pontische) Sedimente zutage. Die Bohrung von Lovasberény bewegte sich von der Oberfläche (158 m Höhe ü. d. M.) bis 188 m Tiefe in pannonischen (pontischen) Bildungen. Sehr wahrscheinlich haben auch diese Schichten an den tektonischen Bewegungen teilgenommen.

¹ L. v. LÓCZY: l. c.

II. PETROGRAPHISCHER TEIL.

Der Granit.

Der Granit ist in dem städtischen Steinbruche von Székesfehérvár, unterhalb der Skt Donathi-Kapelle am besten aufgeschlossen.

Es ist ein ziemlich grobkörniges Gestein, in welchem makroskopisch rosenfarbener Orthoklas, weißer *Plagioklas*, bräunlichschwarzer *Biotit* und *Quarz* wahrzunehmen ist. U. d. M. ist außer diesen auch noch *Apatit*, *Zirkon*, selten *Epidot* und *Pyrit* nachzuweisen.

Der *Orthoklas* ist gewöhnlich rosenfarben oder nur sehr blaß rosenfarben, fast farblos. Zuweilen sticht er stark ins Fleischrote, in solchen Fällen ist er jedoch nicht mehr frisch. Seine Individuen sind groß, zuweilen bis 2—3 cm lang. An den Kristallen sind die Formen *M*, *P*, *l* und zuweilen auch *y* zu erkennen. Häufig scheint jedoch der Idiomorphismus zu fehlen, besonders in dem Falle, wenn der Orthoklas nicht durch seine Größe unter den übrigen Gemengteilen hervorsticht. Auch in diesem Falle ist jedoch zu beobachten, daß der Orthoklas fast bis zu seinen Rändern gänzlich idiomorph und nur infolge der äußersten Wachstumspartie von allotriomorphen Charakter ist. Er ist entweder in einzelnen Kristallen oder in Karlsbader Zwillingen ausgebildet.

Der Orthoklas ist im allgemeinen ziemlich frisch: zuweilen ist er es jedoch nicht im vollen Maße, sondern trüb durchsichtig. Solche trübe Flecken, die namentlich an den Spaltungslinien zu beobachten sind, stammen von feinen winzigen Muskovitschüppchen (*Serizit*). In solchen Fällen sieht man zwischen *Serizitschuppen* auch sehr kleine, sehr schwach doppelbrechende kaolinische Flecken. Diese muskovitische Umwandlung ist unzweifelhaft das Resultat eines sekundären Verwitterungsprozesses und ist stets nur von geringem Maße, so daß die Orthoklase immer viel frischer sind als die *Plagioklase*.

Im Orthoklas tritt als Einschluß *Quarz*, *Plagioklas*, *Biotit* und sehr selten winzige farblose *Zirkon*-Prismen auf. Der als Einschluß auftretende Quarz besitzt zuweilen eigenartig eingebuchtete Ränder, was auf Korrosion deutet. *Plagioklas*-Einschlüsse sind seltener und im Orthoklas niemals in regelmäßiger Durchwachsung zu beobachten. Der *Biotit* ist als Einschluß in den Schlifften besonders an den Spaltungslinien wahrzunehmen.

Der *Plagioklas* ist weiß und erreicht selten sogar eine Länge von 1 cm. Zumeist ist er nach *M* tafelig. Er kommt in Zwillingen nach dem Albit-, Karlsbader- und seltener Periklin-Gesetze vor. Der Brechungsindex beträgt mittels der Immersionsmethode und der Beckeschen Linie gemessen:

$$\frac{\alpha + \beta + \gamma}{3} = 1.542 - 1.545.$$

Diese Bestimmung deutet auf Oligoklas. Auf Karlsbader und Albitzwillingen beträgt die konjugierte symmetrische Auslöschung an dem Schnitt \perp zu (010):

$$1 \text{ und } 1' = \pm 2$$

$$2 \text{ und } 2' = \pm 5$$

was einem Oligoklas von der Zusammensetzung $Ab_{75}An_{25}$ entspricht. In dem bei Ságmajor gesammelten Granit fand ich an dem Karlsbader und Albitzwillingen auf (010) folgende Extinktion:

$$1 \text{ und } 1' = \pm 5^\circ$$

$$2 \text{ und } 2' = \pm 3^\circ$$

ferner

$$1 \text{ und } 1' = \pm 6^\circ$$

$$2 \text{ und } 2' = \pm 5^\circ$$

Der letzte Wert deutet auf $Ab_{85}An_5$.

Im ganzen genommen entspricht also die Zusammensetzung des Oligoklasses unseres Granits nach diesen optischen Beobachtungen im Mittel $Ab_{80}An_{20}$.

Zonenstruktur ist nicht entwickelt, oder nur selten und dann so schwach, daß sie kaum zu unterscheiden ist.

Die Plagioklase sind ziemlich frisch; häufig sind sie jedoch trüb, indem sie infolge von Verwitterung entstandene Muskovit- (Serizit) schuppen einschließen. In nicht vollkommen frischen Gesteinsexemplaren füllen diese Muskovitschuppen häufig das ganze Innere der Oligoklase aus. Ansonsten ist der Muskovit nur lokal in Form von einander kreuzenden Schuppen zu beobachten.

Als Einschluß kommen im Oligoklas Biotitschuppen, stellenweise winzige Quarzkörnchen und sehr selten schmale, farblose Apatitnadeln vor. In einem Falle beobachtete ich eine sehr kleine farblose Zirkonprisme, deren terminales Ende abgerundet war.

Ziemlich häufig kommt Verwachsung richtiger gesagt, Durchwachsung des Quarzes mit Orthoklas vor. Der Quarz durchwächst den Orthoklas gewöhnlich in Form von feinen, dünnen Fäden. Diese Fäden sind meist gebogen, gekrümmt, bis zu einem gewissen Maße sind sie aber dennoch parallel. Sie sind durchwegs ziemlich gleichmäßig orientiert; stets sind sie überaus dünn, höchstens 0.02 mm dick. Diese infiltrationsartigen Quarzeinlagerungen setzen sich häufig auch in die benachbarten Orthoklase und Plagioklase fort. Aller Wahrscheinlichkeit dürfte diese Erscheinung sekundär sein. Das Material dieser Infiltrationen rührt teilweise von der mit der Muskovitisierung einherschreitenden SiO_2 -Ausscheidung her, teilweise dürfte jedoch die Kieselsäure auch direkt eingesichert sein, da

die Quarzfäden meist den Sprüngen im Gesteine folgen. Im allgemeinen sind zwischen den Mineralkörnern, besonders zwischen den Quarzen Sprünge zu beobachten, die häufig mit feinerem Quarz ausgefüllt sind. Von der mit der Muskovitisierung einherschreitenden geringen SiO_2 -Ausscheidung abgesehen, sind diese Quarzinfiltrationen im Granit wahrscheinlich als Ausfüllungen der im Granit bezw. in den Gemengteilen des Granits entsandenen feinen Lithoklasen mit Quarz zu betrachten. (Tafel II, 3.) Die Lithoklasen dürften zur Zeit des Ausbruches der Aplite oder Granitporphyre, oder aber gelegentlich späterer tektonischer Brüche entstanden sein. Häufig ist an den Quarzen eine gewissermaßen undulierende Auslöschung zu beobachten, was ebenfalls auf heftigen Druck deutet.

Zuweilen jedoch setzt die Durchwachsung des Quarzes durch den Orthoklas an der Grenze des betreffenden Orthoklas-Individuums scharf ab, der Quarzfaden setzt sich nicht weiter fort, und in diesem Falle sind die Fäden ganz gleichmäßig orientiert. Dies sind jedenfalls primäre granophyrische Verwachsungen; in solchen Fällen verlaufen die Quarzfäden miteinander sozusagen parallel, sie sind alle gleichmäßig orientiert. Die Verwachsung der beiden Gemengteile ist ein Ergebnis des Eutektikums des Orthoklases und Quarzes.

Der Biotit ist bräunlichschwarz, oder bräunlichschwarz mit grünlichen Flecken; oder — falls das Gestein nicht genügend frisch ist — grünlich. Zuweilen erreicht er bis 0·5 cm Größe. Er ist optisch negativ; die optische Achsenfläche ist parallel mit (010). Der Achsenwinkel der bräunlichschwarzen beträgt meist etwa 0° . Der Pleochroismus ist: $0 =$ sehr dunkel kaffeebraun, $\beta = \gamma$, oder heller braun, $\alpha =$ hell strohgelb. Stellenweise ist der Biotit jedoch sehr grün geworden. Diese sekundär gebildeten chloritischen Partien sind ziemlich unregelmäßig angeordnet, und ihre Doppelbrechung ist viel geringer als jene der bräunlichen. Die braunen und grünen Partien kommen meist an einem und demselben Exemplar vor und in solchem Falle herrschen die grünen Flecken vorwiegend an den Rändern des Glimmers vor. In solchen Fällen ist natürlich auch zweierlei Pleochroismus zu beobachten: an den braunen Flecken $\gamma =$ dunkel kaffeebraun (zuweilen mit einem Stich ins Grünliche), $\beta =$ heller braun, $\alpha =$ hell strohgelb; an den grünen Flecken $\gamma =$ grün, $\beta = 0$, allenfalls blasser grün, $\alpha =$ blaß grünlichgelb. Wenn das Gestein nicht genügend frisch ist, so herrschen die chloritischen Flecken vor, und ihre Ränder sind mit einer dickeren oder dünneren eisenoxydhaltigen Verwitterungszone umgeben, wie dies an dem unmittelbar SE-lich von Nadap bei dem Triangulierungspunkte anstehenden, mehr verwitterten Granit zu beobachten ist. Der Achsenwinkel der chloritischen Partien beträgt

0°. Zuweilen — wenn auch selten — ist der Biotit ganz ausgeblaßt, fast farblos, ohne daß seine Doppelbrechung geringer geworden wäre.

Die Biotite besitzen meist sehr ungerade zerrissene Konturen; zuweilen treten sie nur in ganz kleinen Fetzen auf.

Primären Muskovit, den J. v. SZABÓ im Granit vermutete, habe ich nicht beobachtet.

Als Einschlüsse kommen in dem Biotit winzige, isometrische Magnetitkörner, sehr kleine farblose Zirkon-Kriställchen, und in Form von farblosen Nadeln Apatit vor. An den Apatitnadeln sind sehr selten quer verlaufende Sprünge zu beobachten. Außerdem ist in dem bereits chloritisierten oder im Chloritisieren begriffenen Biotit grüner Epidot zu beobachten. Die kleinen, unregelmäßig begrenzten, jedoch nach der Achse *b* meist etwas gestreckten Epidot-Körnchen treten in kleinen Häufchen auf. Ihre Orientierung ist zumeist ziemlich gleich, infolge dessen ihre Symmetrie-Achse *b* mit der Fläche (001) des Glimmers parallel ist. Ihr Pleochroismus ist bestimmt: gelblichgrüne Farben und farblos (mit einem Stich ins Gelbliche). Diese Epidotkörnchen sind zumeist sehr klein, die größte Dimension des auf Taf. II, Figur 4 abgebildeten Epidothäufchens beträgt 0.08 mm.

Diese Ausscheidung von Epidot ist jedenfalls sekundär, und als Resultat der Chloritisierung zu betrachten.

Außerdem tritt Epidot akzessorisch, als sekundäres Umwandlungsprodukt auch längs der verwitterten oder in Verwitterung begriffenen Feldspate auf. Er findet sich in Form von größeren oder kleineren grünen Aggregaten, die zuweilen bis 0.5—1.0 cm Größe erreichen, in der Gesellschaft der Oligoklase und der bereits nicht mehr rosenfarbenen, sondern infolge der Umwandlung fleischroten Orthoklase. Die Aggregate bestehen aus nach der Achse *b* gestreckten winzigen Individuen, zu Kristallmessungen geeignetes Material fand ich jedoch nicht. Der Pleochroismus ist ausgesprochen: α = grünlichgelb, β = blaßgelb, γ = sehr blaßgelb. Absorption: $\gamma > \beta > \alpha$. Der Epidot ist optisch negativ.

Dieser Epidot ist durch Verwitterung der Feldspate entstanden. Die rosenfarbenen Orthoklase führen auch eine geringe Menge *Fe*, und allenfalls kann auch schon diese geringe Eisenmenge hinreichen zur Entstehung von Epidot infolge von Umwandlung und mit Aufnahme von Wasser. Im übrigen dürften die Gesteine durch die Spalten von Eisenlösungen durchzogen worden sein, worauf besonders der Umstand hinweist, daß sich an den Spalten hie und da akzessorisch auch Pyrit in

¹ B. v. INKEY: I c.

der Form (100) findet, ja daß der Pyrit das Gestein an den Spalten geradezu infiltriert. Solche pyritische Partien des Gesteines enthalten sozusagen ausschließlich in hohem Maße chloritisierten Biotit.

Die Gemengteile haben sich in nachstehender Reihenfolge ausgeschieden: Zirkon, Apatit, Magnetit, Biotit, Oligoklas, Orthoklas, Quarz. Sekundär entstandene akzessorische Gemengteile sind: Epidot, Pyrit.

Außer diesen allgemein verbreiteten Gemengteilen tritt im Granit ganz lokal auch Fluorit auf. Derselbe findet sich im sog. italienischen Steinbruche bei Sukoró in kleinen, 2—4 mm großen violetten Hexaedern, er kommt jedoch hier selten vor. Hier treten nämlich im Granit zuweilen winzige, miarolitische Höhlungen auf, und auf die Wände dieser Miarolithe aufgewachsen kommen die kleinen Fluoritkristalle vor. Es muß jedoch bemerkt werden, daß dieses Vorkommen von Fluorit sehr untergeordnet ist, und bisweilen findet man denselben auch in dem italienischen Steinbruche nicht. Anderweitig fand ich in dem Granit unmittelbar keinen Fluorit.

Der Fluorit ist unzweifelhaft ein Produkt der intensiven postvulkanischen Wirkungen, die der Ausgestaltung der Granitmasse gefolgt sind. Hierauf will ich noch bei der Schilderung der Entstehung unserer Quarzgänge zurückkommen.

Die Struktur des Granits ist typisch hypidiomorphkörnig. Zuweilen übertreffen jedoch die Orthoklasindividuen in bezug auf Größe sämtliche anderen Gemengteile um vieles, und in solchem Falle ist die Struktur des Gesteines schon gewissermassen porphyrisch, indem sich der Orthoklas als porphyrischer Gemengteil von den übrigen Gemengteilen unterscheidet. Solche größere Orthoklasindividuen kommen unregelmäßig verstreut in der ganzen Masse des Granits vor.

Auf Grund seiner mineralogischen Zusammensetzung ist der Granit des Gebirges von Velence demnach ein typischer Biotitgranit, bezw. nach der Nomenklatur von ROSENBUSCH ein Granitit.

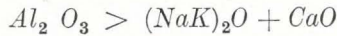
Die chemische Zusammensetzung des Granits wird durch folgende Analyse beleuchtet, welche von dem im städtischen Steinbruche von Székesfehérvár unterhalb der Skt. Donathi-Kirche gesammelten, frischesten Granit ausgeführt wurde:

	%	Mol. %
SiO_2	72·01	79·25
TiO_2	0·04	0·03
Al_2O_3	14·95	9·18
Fe_2O_3	0·97	
FeO	2·01	2·65
MnO	0·10	0·09
CaO	2·11	2·48
MgO	0·39	0·46
Na_2O	2·93	3·12
K_2O	3·88	2·73
H_2O-110°	0·45	
$H_2O + 110^\circ$	0·50	Zusammen: 100·00
P_2O_5	0·04	
Zusammen:	100·38	

Analysator: VENDL.

Die OSANN'schen Zahlen:

Das Gestein ist mit Aluminium übersättigt, d. i.:



der Wert der Übersättigung sei nach BECKE T , dann ist

$$T = 0·85.$$

Den Wert von T außer Acht gelassen ist

$$s = 79·29, A = 5·85, C = 2·48, F = 3·20,$$

demnach

$$s_{79·29} a_{10·1} c_{4·3} f_{5·6} n_{5·3}$$

$$\text{Reihe} = \gamma, k = 1·83.$$

(Figur 41. 1.) (Seite 184.)

Der geringe Al-Überschuß ist darauf zurückzuführen, daß der Granit auch wasserhaltigen Glimmer führt, ferner daß auch an den Feldspaten des analysierten frischesten Granits eine sehr geringe Muskovitisierung zu beobachten ist.

Den Wert von T in betracht gezogen, d. i. wenn $A = A + T$ ist, so ist $s = 79·29$, $A' = 6·70$, $C' = 2·40$, $F' = 3·20$

$$s_{79·29} a'_{10·80} c_{4·0} f'_{5·2} n'_{4·6}$$

$$\text{Reihe} = \gamma. k' = 1·64.$$

(Figur 41. 1'.)

Die OSANN'schen Proportionszahlen:

$$\begin{aligned}SAIF &= 25, 3, 2 \\AIC \text{ Alk} &= 16, 4, 10 \\NK &= 5\cdot3 \\MC &= 1\cdot5\end{aligned}$$

(Figur 42. 1.) (Seite 185.)

Demnach steht unser Gestein den Biotitgraniten von *El Capitan CAL.* und *Woodstock MY* am nächsten.

Biotitgranit *El Capitan CAL.*:

$$\begin{aligned}SAIF &= 25, 3, 2 \\AIC \text{ Alk} &= 15\cdot5, 4\cdot5, 10 \\NK &= 5\cdot7 \\MC &= 2\cdot2\end{aligned}$$

Biotitgranit, *Woodstock, MY.*:

$$\begin{aligned}SAIF &= 25, 3, 2 \\AIC \text{ Alk} &= 15, 4\cdot5, 10\cdot5 \\NK &= 4\cdot9 \\MC &= 2\cdot2.\end{aligned}$$

Hand in Hand mit der Ausbildung des Granits schritt die Differenzierung des erstarrten Magmas. Obwohl diese Differenzierung nur sehr gering ist, ist sie dennoch bemerkbar, u. z. sowohl in der Ausbildung der Struktur, als auch in der chemischen Zusammensetzung.

Am Rande der Granitmasse dort, wo sich dieselbe mit dem Kontaktschiefer berührt, dürfte die Abkühlung etwas rascher gewesen sein als in den mittleren Partien. Demzufolge waren die physikalischen Verhältnisse hier an den Rändern der Ausbildung einer einigermaßen granitoporphyrischen Struktur günstig. Diese granitoporphyrische Ausbildung gibt sich vornehmlich darin zu erkennen, daß die verhältnismäßig größeren Orthoklas- und seltener Plagioklas-Individuen porphyrischen Ausscheidungen gleich sich aus dem übrigen, aus feinkörnigerem Orthoklas, Oligoklas, Biotit und Quarz bestehenden Gemenge abheben. Diese Größendifferenz ist jedoch nur relativ, indem auch die der Grundmasse entsprechenden mineralischen Gemengteile groß sind, bisweilen 1 m Größe erreichen; die porphyrischen Ausscheidungen entsprechenden idiomorphen Feldspate sind jedoch noch um vieles größer, zuweilen bis 2—3 cm lang.

In der mineralogischen Zusammensetzung gibt sich diese geringfügige Differenzierung dadurch zu erkennen, daß an dem Rande des Lak-

koliths b a s i s c h e Gemengteile in größerer Menge auftreten als anderwärts. In den dem Kontaktschiefer nahe gelegenen Partien ist nämlich etwas mehr Biotit zu beobachten, als in den weiter einwärts gelegenen Regionen. Dieser geringe Unterschied ist auch dort noch wahrzunehmen, wo der Kontaktschiefer bereits fehlt. So tritt auf dem plateauartigen Gebiete zwischen Sukoró und Világosmajor um ein wenig — jedoch immerhin entschieden bemerkbar — mehr Biotit auf. An dieser Stelle wurde die Kontakthülle durch die Erosion zwar abgetragen, doch muß eben auf Grund der Analogie angenommen werden, daß der Kontaktschiefer nahe am Granit gelegen sein muß, bezw. daß dieser Teil des Granits bereits zur Randpartie des Lakkoliths gehört haben muß. Auf diese letztere Tatsache deutet übrigens auch der Umstand, daß der Kontaktschiefer in unmittelbarer Nachbarschaft dieses Gebietes auch heute noch an mehreren Punkten erhalten ist.

Diese subtile Differenz gibt sich auch in der chemischen Zusammensetzung des Gesteines zu erkennen. Die Zusammensetzung eines frischen Gesteines von dem erwähnten plateauartigen Gebiete ist die folgende:

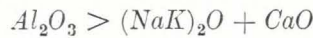
	%	Mol. %
SiO_2	69·35	76·18
TiO_2	0·23	0·19
Al_2O_3	15·74	10·19
Fe_2O_3	0·52	2·85
FeO	2·64	
CaO	2·38	2·80
MgO	0·68	1·11
Na_2O	3·64	3·88
K_2O	4·00	2·80
Glühungsverlust ..	1·28	Zusammen: 100·00
Zusammen: 100·46		

Analysator: EMSZT.

Bereits aus den Daten der Analyse geht hervor, daß dieses Gestein, wenn auch um wenig, so doch in bemerkbarem Maße basischer ist, als das vorige: sein SiO_2 -Gehalt ist geringer, sein Gehalt an FeO , CaO , MgO und Na_2O höher als bei dem vorigen Gestein.

Auch in den OSANN'schen Zahlen widerspiegelt sich dieser Unterschied sehr scharf.

Aus mit dem vorigen Falle identen Gründen gilt für dieses Gestein folgende Formel:



$$T = 0.71$$

$$s = 76.37, A = 6.68, C = 2.80, F = 3.96$$

$$s_{76.37} \ a_{9.9} \ c_{4.2} \ f_{5.9} \ n_{5.8}$$

$$\text{Reihe} = \beta, k = 1.53$$

(Figur 41. 2.)

Den Wert von T in betracht gezogen:

$$s = 76.37, A' = 7.39, C' = 2.80, F' = 3.96$$

$$s_{76.37} \ a'_{10.4} \ c'_{4.0} \ f'_{5.6} \ n'_{5.3}$$

$$\text{Reihe} = \gamma, k' = 1.41.$$

(Figur 41. 2'.)

Wenn man diese Daten mit den Zahlen des ersten Granits vergleicht, so zeigt sich, daß der Wert von s und k hier viel kleiner ist, auch a ist geringer, f und n hingegen bedeutend größer als bei dem ersteren Granit.

Die OSANN'schen Proportionszahlen:

$$SALF = 24.5, 3, 2.5$$

$$AIC \ Alk = 15.5, 4, 10.5$$

$$NK = 5.8$$

$$MC = 2.8$$

(Figur 42. 2.)

Am auffälligsten ist hier der Unterschied bei den Proportionen von NK und MC , die um vieles größer sind als in dem ersten Falle.

Diese subtile Differenz kann jedoch natürlich an der systematischen Stellung des Granits nichts ändern, derselbe steht ebenfalls den Biotitgraniten von *El Capitan CAL.* bzw. *Woodstock MY.* am nächsten.

Einschlüsse in Granit.

Im Granit kommen ziemlich häufig Partien des Kontaktschiefers als Einschlüsse vor. Diese Einschlüsse sind jedoch gewöhnlich klein, etwa von Nußgröße. Seltener treten auch etwas größere, bis faustgroße Einschlüsse auf. Makroskopisch sind sie durchwegs grauschwarz, und scheinen dicht zu sein.

Ein solcher in dem Steinbruche bei Székesfehérvár unterhalb der Skt. Donathi-Kapelle gesammelter Einschluß ist grauschwarz, makroskopisch sind darin nur Glimmerblättchen zu erkennen. Die Schichtung ist u. d. M. zumeist ziemlich deutlich wahrnehmbar.

U. d. M. sind in diesem Einschlusse folgende Gemengteile zu beobachten: Biotit, Korund, Spinell (Pleonast), Magnetit, wenig Feldspat, wenig Quarz, Apatit, Zirkon und selten faseriger Sillimanit.

Der vorherrschende Gemengteil ist Biotit, welcher in zweierlei Ausbildung auftritt: schokoladenfarbener Biotit mit sehr starkem Pleochroismus: γ = dunkel schokoladenbraun, β = heller schokoladenbraun, α = blaßgelb; Achsenwinkel ungefähr 0° . Stellenweise führt dieser Glimmer auch viel winzige Magnetite als Einschlüsse. 2. Grüner Biotit. $\gamma = \beta$ = grün, α = sehr blaß gelblichgrün; $\gamma = \alpha$ ist geringer als beim braunen Biotit. Achsenwinkel 0° . Auch dieser grüne Biotit führt sehr viel Magnetiteinschlüsse. Beide Glimmer schließen zuweilen sehr kleine farblose Apatitkriställchen ein, die an ihren sechseckigen Schnitten leicht zu erkennen sind. In dem einen grünen Glimmer fand ich einmal auch eine farblose Zirkon-Prisme.

Sowohl der braune als auch der grüne Glimmer ist ohne entschiedenen Idiomorphismus, meist von zerrissenen Konturen. Die grünen Glimmer werden gegen den Einschluß führenden Granit zu immer größer und größer; im Granit selbst unmittelbar um den Einschluß herum kommt lediglich grüner Glimmer vor, während entfernter in kleineren oder größeren Gruppen auch viel schokoladenfarbener Glimmer auftritt.

Im großen Ganzen ist also der Biotit hier ähnlich ausgebildet, wie in dem stomolithartigen Kontaktgesteine in der Umgebung der Mühle von Szüzvár. Der für Kontaktwirkungen so charakteristische schokoladenfarbene Biotit ist auch in diesen Kontakten gut entwickelt.

Der Magnetit tritt in mehr oder weniger isometrischen rundlichen Körnern ziemlich häufig, teils als Einschluß im Glimmer, teils selbständig auf. Der Magnetit konnte zu seiner Entstehung einen guten Teil des Eisenoxydgehaltes des ursprünglichen Schiefertones oder Tonschiefers verwenden.

Korund ist verhältnismäßig selten; er tritt in kleinen Körnchen auf, das größte derselben erreichte nur eine Größe von 0.23 mm. Die Körnchen sind von ziemlich unregelmäßiger Form, hie und da mit Sprüngen erfüllt. Bei dem erwähnten 0.23 mm langen Körnchen entspricht diese größte Dimension ε (Tafel III, Figur 2). Es muß jedoch erwähnt werden, daß der Schnitt nicht vollkommen parallel mit c war. Das kleinste Korn war von etwa 0.05 mm Größe und isometrisch. Ein zweites Korn war unge-

fähr 0.22 mm lang, doch sind dies eigentlich zwei nebeneinander gelegene Körner, die in Tafel II, Figur 3 abgebildet erscheinen. Außerdem sind in diesem Einschlusse noch zwei ebenfalls größere unregelmäßig gestaltete Korundkörner mit gezackten Konturen, und einige ganz kleine Korundkörnchen zu beobachten.

Die Korundkörnchen sind nur fleckenweise blau, und an diesen Flecken ist auch Pleochroismus zu beobachten: ω = blaßblau mit einem Stich ins Violette ε = farblos, zuweilen mit einer sehr schwachen bläulichen Tönung. Die Lichtbrechung ist sehr stark, Doppelbrechung schwach; sie sind optisch negativ.

Die Korundkörnchen treten stets in der Nachbarschaft der schokoladenbraunen Biotite auf; ja zuweilen umgiebt der Korundkern den schokoladenfarbenen Biotit, wie dies auf der letztgenannten Figur zu sehen ist.

Pleonast ist selten zu beobachten; seine Körner sind unendlich klein: die größten sind 0.01—0.03 mm groß; sie sind dunklegrün stark lichtbrechend, ganz isotrop. Der Pleonast tritt ebenfalls um den schokoladenfarbenen Biotit herum auf.

Feldspate sind selten; wenig Andesin und sehr wenig Orthoklas sind in mikropertithischen Fetzen zu beobachten. Die Andesine weisen in der symmetrischen Zone eine Extinktion von 16—17° auf.

Quarz kommt sehr untergeordnet vor. Er tritt nur dort auf, wo schon viel grüner Glimmer zu beobachten ist.

Schließlich kommt sehr wenig — nur in einem Falle beobachteter — faseriger Sillimanit vor, die Längsrichtung der Fasern fällt mit γ zusammen, die Extinktion ist gerade.

Die Schichtung gibt sich u. d. M. in der stellenweise parallelen Anordnung der Glimmer ziemlich gut zu erkennen.

Dieser Schiefereinschluß ist also sehr intensiv metamorphosiert; aus dem einstigen Al_2O_3 -Gehalt der Schiefer bildeten sich typische Kontaktminerale: Korund und Spinell (Pleonast).

Der aus dem Granit von der Weide NW-lich von Sukoró stammende Einschluß stimmt mit dem vorigen im großen Ganzen überein. Makroskopisch erscheint er mit dem ersterwähnten vollkommen ident, auch seine Gemengteile sind dieselben; Sillimanit beobachtete ich jedoch nicht.

Auch hier herrscht Biotit unter den Gemengteilen vor, u. zw. neben blaßgrünlichem Biotit vornehmlich schokoladenfarbener. Diese Biotite haben dieselben Eigenschaften, wie in dem vorherbesprochenen Falle.

Wenig farbloser Quarz, und Magnetit ist von der selben Ausbildung wie in dem ersten Falle. Der Magnetit tritt auch hier

teils selbständig, teils als Einschluß in den Glimmern auf. Auch der Korund und Pleonast ist von derselben Ausbildung wie in dem ersterwähnten Einschlusse. Sehr gut ist jedoch in diesem Einschlusse das Verhältnis zwischen dem Korund, Pleonast und Magnetit zu beobachten.

Der Korund ist in kleineren, aus unregelmäßigen, sprüngen Körnchen bestehenden Knoten ausgebildet. Das größte Korn von Pleonast erreicht eine Größe von 0.22 mm; die Körner sind jedoch gewöhnlich viel kleiner, ja geradezu überaus klein; sie sind dunkelgrün, ganz isotrop, mehr oder weniger isometrisch. Selten sind an den Pleonasten auch unregelmäßige Sprünge zu beobachten. Diese Pleonastkörnchen treten entweder einzeln oder in Gruppen auf. In ersterem Falle sind sie gewöhnlich isometrisch, in letzterem Falle gruppieren sich kleinere oder größere isometrische und nicht isometrische Körnchen. Solche Gruppen umgeben die Korundkörnchen häufig kranzförmig. Die Korundkörner bilden innerhalb dieser Kränze ebenfalls unregelmäßige Gruppen, die zwischen ihnen zurückbleibenden kleinen Zwischenräume werden teils von schokoladefarbenem Biotit, teils von Magnetit und Muskovit ausgefüllt. Ein andermal wieder ist in dem Umkreise der die Korunde umgebenden Pleonastkörnchen eine größere oder geringere Anhäufung von Magnetitkörnchen zu beobachten.

Auch an diesem Einschlusse sind Spuren der ursprünglichen Schichtung erhalten geblieben, was sich auch hier in der stellenweise ganz genau parallelen Anordnung der Glimmer zu erkennen gibt.

Der in dem Granit des italienischen Steinbruches bei Sukoró gefundene Einschluß ist bräunlichschwarz. Makroskopisch sind darin lediglich Biotite zu erkennen.

U. d. M. sieht man nebst Biotit auch Quarz und Magnetit.

Der Biotit ist vorwiegend schokoladenbraun, seltener grün. Sein Pleochroismus ist mit den Biotiten der vorbesprochenen Einschlüsse ident. Der Quarz tritt in kleinen farblosen Körnchen auf. Magnetit ist in isometrischen Körnchen teils selbständig, teils als Einschluß in den Glimmern zu beobachten.

Die ursprüngliche Schichtung des Einschlusses ist nur ungenau zu beobachten, indem die Quarze in Reihen angeordnet sind und diese Reihen annähernd parallel mit einander verlaufen. Die Glimmer reihen sich nur teilweise in Schichten an einander; meist kommen sie unregelmäßig verstreut vor.

Typische Kontaktminerale beobachtete ich in dem Dünnschliff dieses Einschlusses — abgesehen vom Biotit — nicht.

Der aus dem beim Meierhofe Ságimajor anstehenden Granit stam-

mende Einschluß scheint mit dem zuletzt beschriebenen makroskopisch vollkommen übereinzustimmen.

Seine Gemengteile sind: Biotit, Quarz, Chlorit, Magnetit, wenig Kaolin.

Der Biotit ist teils schokoladenbraun, teils grün. Seine Eigenschaften sind mit denen der bisher aus den Einschlüssen beschriebenen Biotite ident, Der Chlorit ist grün γ = grün, β = (heller) grün, α = grünlichgelb. Der Chlorit konnte sich allenfalls auch schon sekundär aus den Biotiten bilden. Der Quarz ist farblos, der Muskovit tritt mit den übrigen Glimmern vermischt und in der Gesellschaft von wenig Kaolin auf. Magnetit kommt teils als selbständiger Gemengteil, teils als Einschluß vor.

Die Schichtung dieses Einschlusses gibt sich teils in den in nahezu parallele Reihen angeordneten Quarzen, teils in den im großen Ganzen schichtenförmig aneinandergereihten Biotiten zu erkennen.

Die beiden letzteren Einschlüsse sind demnach bereits nicht mehr so intensiv metamorphosiert, als die vorigen.

Die Kontaktzone.

a) Die am intensivsten metamorphosierten Gesteine.

Wie erwähnt wird das am intensivsten metamorphosierte Gestein der Kontaktzone durch eine Andalusit führende, dünne stomolithartige Zone repräsentiert. Dieses stomolithartige Gestein ist bloß in einem kurzen Graben S-lich von der Mühle von Szűzvár zu studieren. Das graue Gestein selbst ist dicht, vollkommen umkristallisiert; seine einstige Schichtung ist fast vollständig verschwunden. Von derselben sind nur hie und da Spuren zu beobachten.

Makroskopisch sind in dem Gestein bloß Quarz und Glimmerplatten wahrzunehmen. Nach der mikroskopischen Untersuchung besteht das Gestein aus folgenden Gemengteilen: Quarz, Muskovit, Biotit, Andalusit, Magnetit, Kaolin und akzessorisch zuweilen Turmalin. Unter diesen Gemengteilen herrschen die Glimmer vor, u. zw. scheint gegenüber dem Biotit Muskovit zu überwiegen.

Der Muskovit findet sich überwiegend in Form von kleinen Schüppchen mit unbestimmten, zerrissenen Konturen, so daß er keinen entschiedenen Idiomorphismus besitzt. Seine Platten erreichen selten 0.3—0.4 mm Größe, meist sind sie jedoch viel kleiner. Zuweilen tritt der Muskovit auch in rosettenförmigen Aggregaten und serizitartigen Schüppchen auf. Der Achsenwinkel ist groß.

Die Biotite sind zuweilen 0·4—0·5 mm groß, gewöhnlich jedoch viel kleiner. Sie treten stets ohne entschiedenen Idiomorphismus, mit unbestimmten Konturen auf. Vornehmlich die ganz kleinen besitzen eine ganz zerrissene Form. Es kommen zweierlei Biotite vor: 1. grüne mit folgendem Pleochroismus: γ = bräunlichgrün, β = bräunlichgrün, α = blaß grünlichgelb. 2. Seltener sind mehr oder weniger schokoladenbraune kleine Biotite, γ = schokoladenbraun, β = schokoladenbraun, α = blaßgelb. Als Einschlüsse treten in den Biotiten kleine kugelige Magnetitkörnchen auf.

Diese beiden Biotite, besonders jedoch der schokoladenbraune ist für die Kontaktbildungen charakteristisch.

Auch die Körnchen des Quarzes sind klein, 0·4—0·5 mm groß, farblos, im großen Ganzen isometrisch. Sie enthalten als Einschlüsse sehr kleine Magnetite, zuweilen Biotite. Häufig führen sie auch farblose punktförmige oder elliptische Flüssigkeitseinschlüsse ohne Libellen. Die Biotite durchdringen die Quarze zuweilen Siebporen ähnlich.

Der Andalusit tritt stets in größeren Gruppen in Form von sehr kleinen Körnchen auf. Diese Körnchen sind im allgemeinen 0·10—0·15 mm lang, selten 0·20—0·25 mm groß. Sie sind der Achse c nach gestreckt, also prismenförmig; die Spitzen sind an ihnen stets abgerundet. Es lassen sich an ihnen keine näheren Formen bestimmen. Die Spaltung nach (110) ist in Form von mit der Hauptachse parallelen Spaltungslinien sehr gut zu beobachten. Die Lichtbrechung der Körnchen ist sehr stark, der Wert des mittleren Brechungsindex beträgt ca 1·635. Extinktion zu c und zugleich zu den Spaltungslinien gerade; $c = \alpha$; Doppelbrechung schwach, negativ; die durch die Spaltungslinien bezeichnete Hauptzone — $\parallel c$ — ist ebenfalls negativ. Der optische Achsenwinkel ist sehr groß, $2V = \text{ca } 82\text{—}84^\circ$. Pleochroismus stark, und auch in den dünnsten Schliften ausgeprägt: a = rosenfarben, b = farblos, c = farblos.

Stets ordnet sich eine größere Anzahl von Andalusitkörnern in nahezu identer optischer Orientation zwischen den übrigen Mineralien des Gesteines aneinander. Die in einer Gruppe vereinigten Körnchen sind fast stets so orientiert, daß die Richtung a derselben, und naturgemäß auch die Spaltungslinien nahezu vollkommen parallel verlaufen. (Tafel I, Figur 2.) Die Andalusitkörnchen enthalten reichlich Magnetiteinschlüsse, wie dies auch

¹ Vergl. ROSENBUSCH: Über die Phänomene, welche den Contact des Granits mit Tonschiefern zu begleiten pflegen, insbesondere bei Barr-Andlau in den Vogesen. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1875, p. 849.

² VENDL: Neues Andalusitvorkommen aus Ungarn. Földtani Közlöny. Bd. XLII., S. 956.

an der Mikrophotographie zu sehen ist. Von diesen Magnetitkörnchen werden die Andalusite zuweilen dicht durchsetzt; solche Andalusite erscheinen mit den darin befindlichen Magnetitkörnchen gleichsam siebartig (Siebstruktur!).

Die *Magnetite* sind klein, 0·01—0·05 mm, selten 0·1 mm groß. Sie sind kugelig oder etwas gestreckt elliptisch. Sie müssen als Verwitterungsprodukt des Limonitgehaltes des einstigen Tonschiefers betrachtet werden. Selten sind zwischen den übrigen Gemengteilen auch rötlichbraune Ferrioxydflecken zu beobachten; diese haben sich also noch nicht zu Magnetit umgewandelt.

Der wenige *Kaolin* tritt zwischen den übrigen Gemengteilen in Form von länglichen Fetzen auf.

Turmalin ist sehr selten in prismatischen, jedoch ein wenig abgerundeten Körnern zu beobachten; sein Pleochroismus ist: ω = dunkelbraun, ϵ sehr blaßgelb. Seine Seltenheit, der Umstand daß er abgerundet ist und schließlich daß als Resultat von pneumatolithischen Wirkungen weder im Granit noch in den Quarzgängen Turmalin auftritt, weist darauf hin, daß diese Turmalinkörner bereits in dem ursprünglichen Tonschiefer vorkamen und auch in den Kontaktschiefen keine Produkte von pneumatolithischen Wirkungen darstellen.

Auf Grund alldessen ist dieses Gestein wesentlich als ein andalusitisches, stomolithartiges Gestein zu betrachten. Es besitzt an vielen Punkten Hornfelsstruktur: stellenweise — besonders an der Ausbildung und Anordnung der Quarzkörner — läßt sich sehr genau Wabenstruktur feststellen; noch mehr ausgebildet ist die Siebstruktur, bei welcher sich die einzelnen Gemengteile gegenseitig durchsetzten. Diese letztere Ausbildung ist vornehmlich bei den Quarzen und Andalusiten zu beobachten; die Quarze werden von Glimmerschüppchen, die Andalusite aber von Magnetitkörnchen durchsetzt. Beide Strukturen sind für die hornfelsartigestomolithischen Gesteine in hohem Maße charakteristisch, und die besten Beweise der vollkommenen Umkristallisation.

Dieses Vorkommen von Andalusit in Ungarn war bisher nicht bekannt, es stellt also aus topographisch-mineralogischem Standpunkte eine neue Date vor. Aus der Literatur sind bisher folgende Andalusit-Vorkommen bekannt: FR. SCHAFARZIK¹ erkannte in einem Einschlusse des Dazits von Kissebes Andalusit (wahrscheinlich haben wir es in diesem Falle mit Andalusit bezw. Andalusitgneis zu tun). GY. v. SZÁDECZKY² fand in dem Andesit

¹ FR. SCHAFARZIK: Über einige seltenere Gesteinseinschlüsse in ungarischen Trachyten. Földtani Közlöny. Bd. XIX, S. 451.

² GY. v. SZÁDECZKY: Über den Andalusit des Berges Sághe bei Szob u. seine Gesteinseinschlüsse Földt. Közl. Bd. XXV, S. 229—236.

des Sághegy bei Szob einen Korund und Andalusit führenden Einschluß von Cordierit; ebenfalls SZÁDECZKY¹ führt aus der Umgebung von Gyergyószentmiklós, aus dem unterhalb der Mündung des Bodutja-Tales gelegenen Abschnitte des Csanóttales in einer exogenen Kontaktbildung angeblich länglich kugelige Formen von Andalusit (?) an. Dr. H. Бёскн² erwähnt Andalusit aus dem Kontakte des Granits in der Umgebung des Vashegy im Komitate Gömör, ohne jedoch eine Beschreibung zu liefern.

In demselben Graben ist auch der Kontakt eines Aplitganges zu beobachten, wie bereits im allgemeinen geologischen Abschnitt bemerkt wurde. Im unmittelbaren Kontakt dieses Aplites führt jedoch der Stomolith keinen Andalusit. Hier besteht das Kontaktgestein, das grau und dicht ist, aus folgenden Gemengteilen: *Biotit*, *Quarz*, *Muskovit*, *Magnetit*, wenig *Kaolin* und *Zirkon*.

Auch hier tritt wieder zweierlei *Biotit* auf: 1. Schokoladenbrauner und 2. bräunlichgrüner. Der Pleochroismus der schokoladenbraunen Biotite ist folgender: γ = schokoladenbraun, β = schokoladenbraun, α = blaß-gelb zuweilen mit einem Stich ins Grünliche. Die grünen Biotite weisen folgenden Pleochroismus auf: γ = bräunlichgrün, β = bräunlichgrün, α = blaßgelb. Sie sind also mit den im soeben beschriebenen Gesteine auftretenden Biotiten ident. In unmittelbarer Nähe des Aplites herrschen die braunen Glimmer vor; weiter entfernt vom Aplit treten die grünen Glimmer in den Vordergrund und hier sind sie bereits beträchtlich kleiner und zerfetzter, als ganz nahe am Aplit. Als Einschluß kommt in den Biotiten *Magnetit* vor. Die Biotite besitzen im allgemeinen unregelmäßige, bisweilen zerrissene Konturen. Ihre Größe ist verschieden; meist sind sie 0·15—0·20 mm groß, es kommen jedoch sowohl kleinere als auch größere vor.

Die Zwischenräume zwischen den Glimmern werden von farblosen Quarzen ausgefüllt die häufig eckig sind, zuweilen gezahnte Ränder besitzen. Diese Quarze sind durch vollkommene Umkristallisation des ursprünglichen Quarzmaterials entstanden, worauf vornehmlich der Umstand deutet, daß sie sehr viel braunen und grünen Biotit als Einschlüsse führen; zuweilen sind diese Glimmereinschlüsse schön hexagonal, also idiomorph. Es ist also die für die Hornfelse charakteristische Struktur auch hier zu erkennen. Die Aneinanderreihung der Quarzkörner resultiert häufig eine typische Wabenstruktur. Außer den Glimmern sind in den Quarzen auch in langen Reihen, Fäden aneinandergereihte, äußerst kleine punktförmige

¹ Gy. v. SZÁDECZKY: Ausstellung des mineral. Universitätsinstitutes Kolozsvár etc. in Paris im Jahre 1900. Orvos-természettud. Értesítő XXI, 1899, S. 237 (nur ungarisch.)

² H. v. Бёскн: Die geol. Verhältn. d. Vashegy, etc. Mitteil. a. d. Jahrb. d. kgl. ungar. geologischen Anstalt Bd. XIV, S.

Flüssigkeitseinschlüsse zu beobachten. Sehr selten kommt in dem Quarz als Einschuß auch farbloser *Zirkon* in Form von Prismen vor. Unmittelbar in der Nachbarschaft des *Aplits* herrscht unter den Gemengteilen der Quarz vor.

Der *Muskovit* tritt in farblosen Schuppen auf und ist unmittelbar am Kontakte seltener zu beobachten als weiter entfernt von demselben.

Der *Magnetit* kommt — abgesehen von den Einschlüssen — in Form von mehr oder weniger isometrischen oder elliptischen Körnchen vornehmlich in der Nähe der *Biotite* vor.

Der *Kaolin* erscheint in Form von trüben, weißen Flecken untergeordnet zwischen den Quarzen; stellenweise — vornehmlich entfernter vom Kontakt — scheint er etwas in den Vordergrund zu treten.

Der *Zirkon* tritt nicht nur als Einschuß, sondern sehr selten auch selbständig, vornehmlich in der Nähe der Quarze auf.

Unmittelbar am Kontakt, also an der Grenze des ursprünglichen Sedimentes und des *Aplits* kommt *Andalusit* nicht vor. Weiter entfernt von demselben jedoch, wo neben dem braunen bereits auch grüner *Biotit* häufig ist und wo auch der *Muskovit* bereits in größerer Menge vorkommt, dort tritt auch *Andalusit* auf, u. zw. in der gleichen Ausbildung, wie an den soeben beschriebenen sonstigen Fundstellen des andalusitischen *Stomolithes*.

Übrigens ist der *Andalusit* auch in der *stomolithischen* Zone sehr ungleichmäßig verteilt, indem er sich in einzelne Gruppen konzentriert und zwischen diesen fehlt.

Außerhalb der dünnen andalusitischen, *stomolithartigen* Zone ist das Kontaktgestein bereits entschieden geschichtet.

In unmittelbarer Nähe des *stomolithartig* ausgebildeten Gesteines, in dem Aufschlusse an der Eisenbahn nächst der Mühle von Szúzvár ist bereits geschichtetes Gestein zu sammeln. Dieses Gestein ist graugrün und mit freiem Auge ist darin nur überaus kleiner *Quarz* und ebenfalls sehr kleine *Muskovit*schuppen zu beobachten.

U. d. M. nimmt man wahr, daß in dem Gestein als Gemengteile nebst *Quarz*, *Biotit*, *Muskovit*, *Magnetit* und *kaolinartiges* Material vorkommt.

Die *Quarze* sind farblos, eckig und reihen sich in wabiger Struktur aneinander, ein andermal sind sie wieder gezahnt. Häufig schließen sie kleine grünliche *Biotitfetzchen* ein, was wieder darauf hinweist, daß sie durch vollkommene *Umkristallisation* entstanden sind. Zuweilen treten die Quarze auch in mächtigen Schichten auf, so daß stellenweise bis fingerdicke Quarzschichten zu beobachten sind. Hier befanden sich natürlich bereits in den ursprünglichen *Tonschiefern* Quarzschichten. In solchen mächtigeren Quarzschichten oder Adern ist eine *Umkristallisation*

bloß an den Rändern wahrzunehmen, hier umschließen nämlich einzelne Quarzkörner Biotit. Der mittlere Teil der Quarzschichten und Andern dürfte sich hingegen entweder gar nicht oder nur schwach umkristallisiert haben.

Die Biotite sind grünlich, mit folgendem Pleochroismus: $\gamma =$ bräunlichgrün, $\beta = \gamma$, $\alpha =$ gelblichgrün; sie besitzen unregelmäßige, zerrissene Konturen, sind nicht idiomorph und verschieden orientiert. Als Einschluß führen sie bisweilen Magnetit. Selten ist auch schokoladenbrauner Biotit zu beobachten.

Der Muskovit kommt in farblosen, nicht idiomorphen kleinen Schüppchen mit deutlicher Spaltung vor.

Das kaolinartige Material verwebt die Glimmer filzartig. Gewöhnlich tritt es nur dort in größerer Menge auf, wo weniger Glimmer vorkommt, als ein Beweis dafür, daß sich die Glimmer auf Kosten des kaolinartigen Material es gebildet haben. Zumeist spielt der Kaolin jedoch eine sehr untergeordnete Rolle.

Der Magnetit kommt in Form von kleinen rundlichen Körnchen vor.

Außer diesen sind stellenweise rötlichbraune ferrioxydhaltige oder limonitische Flecken zu beobachten, ferner wahrscheinlich aus wenigem organischen Material bestehende Pigmentflecke. Diese Pigmentflecke sind jedoch nicht so selbständig, wie in den weiter unten zu beschreibenden Fleckenschiefern, sondern verschwimmen mehr oder weniger mit einander.

Die Schichtung des Gesteines ist gut erhalten, so daß das Gestein auf Grund dessen eher von leptinolithischer Ausbildung ist; es sind darin jedoch noch Spuren des für die Fleckenschiefer charakteristischen Pigmentmaterial es in größerem oder geringerem Maße erhalten geblieben.

Stellenweise ist das Gestein hier in dem Aufschlusse Elich von der Mühle von Szűzvár sehr stark geschichtet, schieferig, auch sind die aus Pigmentmaterial bestehenden Flecke ziemlich gut ausgebildet; es liegt also hier bereits ein Übergang zu den Fleckenschiefern vor.

Die Knollen-Flecken-Schiefer.

Die Hauptmasse der Kontaktzone besteht aus Fleckenschiefern. Diese sind schon makroskopisch sehr leicht zu erkennen, indem in dem dichten, graubraunen Gesteine kleinere oder größere, zuweilen bis $\frac{1}{2}$ cm große dunklere Flecken auftreten. In solcher bereits makroskopisch auffallender Art sind diese Gesteine im nördlichen Teile des Meleghegy, am Vaskapuhegy ausgebildet. Anderwärts, wie z. B. zwischen Velence und Nadap sind diese Flecken stellenweise sehr klein und sie treten hier so dicht

aneinander gedrängt auf, daß das ganze Gestein makroskopisch dicht, homogen erscheint.

In der gelblichgrauen Hauptmasse des an der N-Lehne des Meleghegy am gräfl. Cziráky'schen Gutsbesitze befindlichen Steinbruche aufgeschlossenen Fleckenschiefers sind 3—8 mm große grünlichgraue Flecken zu beobachten. Diese Flecken heben sich sowohl von einander, als auch von der Hauptmasse des Gesteines scharf ab.

Die heller gefärbte Grundmasse, besteht außer den farblosen, wasserhellen, unregelmäßig geformten Quarzkörnern, die mehr oder weniger in Reihen oder Schichten auftreten, hauptsächlich aus kleinen, schmalen, durchschnittlich nur 0·05—0·07 mm großen, häufig jedoch noch viel kleineren farblosen Muskovitschüppchen, die ein filzartiges Gewebe bilden. Selten erreichen die Muskovitblättchen bis 0·2 mm Größe. Die Muskovitschüppchen weisen keinen entschiedenen Idiomorphismus auf, im Durchschnitt sind sie jedoch natürlich leistenförmig. Stellenweise ist der Muskovit sehr feinfaserig.

Zwischen dem Muskovit und den Quarzkörnern sind sehr schwach doppelbrechende, an Kaolin erinnernde, unregelmäßig gestaltete Fetzen zu beobachten; auch diese sind überaus klein.

Außer diesen kommen sehr selten blaß gelblichgrüne, sehr schwach doppelbrechende Chlorit-Fetzen vor.

Zwischen diesen Gemengteilen finden sich häufig gelblichbraune limonitische Eisenoxydflecken; ja man könnte sagen, daß dieses limonitische Material die ganze Grundmasse förmlich durchtränkt.

In dieser Hauptmasse — gleichsam Grundmasse — treten isoliert von einander — porphyrischen Ausscheidungen gleich — die 3—8 mm großen Flecken auf, die das Gestein charakterisieren. Diese knotenförmigen Flecken bestehen außer Quarz aus gelblichem, grünlichbraunen, limonitisch rötlichbraunen Pigmentmaterial, das auch organische Substanzen enthält. Außer dem Pigmentmaterial führen die Flecken auch Muskovit. Gewöhnlich kommen in so einem 3—8 mm großen, blaß gelblichbraunen Fleck kleinere dichtere dunkler bräunliche Limonitknötchen vor. Stellenweise ist ein Teil dieser limonitischen Knoten bereits zu Magnetit umgewandelt.

Sehr selten ist auch bräunlichgelber elliptischer *Rutyl* mit sehr schwachem Pleochroismus zu beobachten: ε = bräunlichgelb, ω = blaßgelb.

Stellenweise ist das Gestein sehr quarzreich, so daß es überwiegend aus Quarz besteht. Die Quarzkörner sind farblos, bald unregelmäßig gestaltet, bald kugelförmig, zumeist mit ungeraden Konturen. Glimmerplättchen treten untergeordneter auf und sind überaus klein. In dieser überwiegend aus Quarz bestehenden Hauptmasse liegen die Flecken, die von der gleichen Ausbildung sind, wie in den beschriebenen, weniger quarzreichen Gesteinen.

Auch das Gestein des *Vaskapuhegy* ist von gelblichbrauner, grauer Farbe und in dieser Hauptmasse befinden sich grünlichbraune Flecken, die seidenglänzend sind. Das Gestein ist vorzüglich gefaltet und führt stellenweise mächtigere, bis 0·30—0·50 cm mächtige Quarzadern, bzw. aus Quarz bestehende Schichten. In diesen Quarzschichten reihen sich die eckigen, unregelmäßigen, zuweilen gekrempten farblosen Quarzkörner unmittelbar aneinander; zuweilen fügen sie sich durch Vermittlung einer limonitischen Substanz aneinander. Es sind auch überaus kleine Flüssigkeitseinschlüsse zu beobachten.

Die Hauptmasse des Gesteins ist wesentlich von der gleichen Beschaffenheit, wie jene des vom *Meleghegy* beschriebenen Gesteins.

In den Flecken scheint bereits eine einigermaßen intensivere Umkristallisation vor sich gegangen zu sein. Diese Flecken führen außer dem *Pigmentmaterial* und den kleinen zerrissenen *Muskovitschüppchen* ohne *Idiomorphismus* bereits auch grünliche *Biotite*. Auch die *Biotite* weisen keinen entschiedenen *Idiomorphismus* auf; ihr *Pleochroismus* ist folgender: $\gamma = \text{grün}$, $\beta = \text{grün}$, $\alpha = \text{blaß grünlichgelb}$. Ihre *Doppelbrechung* ist nicht sehr groß, jedoch stärker als jene des *Chlorits*. An den Spaltungslinien kommen opake Einschlüsse (*Magnetit*) vor. Außer dem *Biotit* treten in den Flecken auch grüne *Chlorit*schüppchen auf. Auch *Magnetit* ist in den Flecken in Form von kleinen kugeligen oder elliptischen Körnchen ziemlich häufig.

Das Auftreten von *Biotit* und das ziemlich häufige Vorkommen von *Magnetit* beweist, daß diese Flecken stellenweise bereits eine größere Umkristallisation durchgemacht haben.

Ich will übrigens erwähnen, daß Flecken von ähnlicher Zusammensetzung hie und da auch am *Meleghegy* in größerer Anzahl auftreten.

Der zwischen *Velence* und *Nadapautretende Fleckenschiefer* ist in dem Steinbruche hinter der Spätschen *Villa* am besten aufgeschlossen. Dieses Gestein ist makroskopisch graubraun, von Seidenglanz und weist kleine dunklere Flecken auf. Der Seidenglanz ist auf die überaus kleinen *Muskovitschüppchen* zurückzuführen. Die Schichtung ist stellenweise vorzüglich, anderwärts wieder weniger ausgebildet. Die Gemengteile des Gesteines sind: *Quarz*, *Muskovit*, *Kaolin*, *Chlorit*, *Magnetit*, *limonitisches Pigmentmaterial*, sehr selten *Turmalin*, ferner *Zirkon*. Die Gemengteile sind durchschnittlich 0·05—0·10 mm groß.

Die *Quarze* sind farblos, eckig, zuweilen mit gezahnten Rändern; sie sind unregelmäßig geformt, seltener kugelförmig. Zuweilen ordnen sie sich in Gruppen an, ein andermal wieder in Reihen oder dünne Schichten. Sie enthalten reichlich kleine Flüssigkeitseinschlüsse.

Der *Muskovit* ist ohne entschiedenen Idiomorphismus, besitzt meist zerrissene Konturen und ist farblos; die Spaltung ist an seinen schmalen leistenförmigen Durchschnitten sehr gut zu beobachten. Seine Individuen sind klein, zuweilen erreichen sie jedoch bis 0·2—0·3 mm Größe.

Der wenige *Kaolin* findet sich zwischen den übrigen Gemengteilen in Form von kleinen farblosen Fetzen, ohne Idiomorphismus.

Der *Chlorit* kommt in gelblichgrünen zerrissenen Schüppchen vor, sein Pleochroismus ist: γ = grün, nahe β = gelblichgrün, α = blaß grünlichgelb. $\gamma - \alpha$ ist überaus gering, nur mittels teinte sensible wahrnehmbar.

Der *Magnetit* kommt bereits seltener vor, er findet sich in Form von mehr oder weniger isometrischen Körnchen. Sehr selten sind auch überaus kleine *Turmalin*-Prismen zu beobachten: ω = dunkelbraun, ε = blaßgelb. Ausnahmsweise findet man auch sehr kleinen elliptischen, farblosen *Zirkon*.

Die *Pigmentflecken* sind überaus klein und heben sich nicht so scharf aus der Gesteinsmasse hervor, wie z. B. am Meleghegy. Meist bestehen sie aus einem größeren blaß gelblichbraunen Flecken und darin aus kleineren, dichten rötlichbraunen limonitischen Kugelchen. Gemengteile dieser Flecken sind noch: *Muskovit*, wenig *Chlorit* und hie und da wenig *Magnetit*. Die Flecken sind voneinander nicht vollkommen isoliert, sondern hängen miteinander mittels breiteren oder schmälere Apophysen zusammen.

Das Gestein ist an den Klüften mit einer dünnen, rotbraunen, limonitischen, Manganerz haltigen Kruste überzogen, was jedenfalls sekundär ist und auf Auslaugung durch das zirkulierende Wasser zurückzuführen ist. Ebenfalls an den Klüften kommen selten aufgewachsene Quarzkristalle in der gewohnten Kombination ∞R , $+R$, und $-R$ vor. Auch diese Quarzkristalle dürften sekundär sein, sie treten nur sehr selten auf, an Punkten wo das Gestein stark zerklüftet ist.

Der *Fleckenschiefer* des *Vargahegy* ist wesentlich von der gleichen Beschaffenheit, wie der am Meleghegy und Vaskapuhegy auftretende. Interessant ist es jedoch, daß in den Flecken dieses Gesteines selten — als Akzessorium — auch *Andalusit* in der gleichen Ausbildung zu beobachten ist, wie in den am intensivsten metamorphosierten Stomolithen. Sein Pleochroismus ist: a = rosenfarben, b = farblos, c = farblos; sein Achsenwinkel ist sehr groß. Auch die thermische Kontaktmetamorphose dürfte hier intensiver gewesen sein, als am Meleghegy oder am Vaskapuhegy usw., auch war der ursprüngliche Tonschiefer hier wahrscheinlich reicher an Al_2O_3 . So daß dieses Gestein bereits einen Übergang zu den am intensivsten metamorphosierten Kontaktgesteinen darstellt. *

Der bei der oberen *Mühle von Csala*, bei dem Steinhaufen

aufgeschlossene Fleckenschiefer ist ein bläulich-braun, graues Gestein und anscheinend vollkommen dicht. Stellenweise ist es so dicht, daß die Schichtung nicht mehr wahrzunehmen ist; überwiegend ist es jedoch wohlgeschichtet.

Die dichten Arten erscheinen makroskopisch ziemlich homogen, stellenweise schließen sie mächtigere Quarzschiehten ein.

U. d. M. zeigt sich, daß dieses Gestein in seiner Hauptmasse verhältnismäßig weniger farblosen Quarz führt, als die früher besprochenen. Vorwiegend besteht es aus einem filzartigen Gewebe von dünnen, winzigen Muskovitplättchen mit wenig kaolinischem und limonitischem Eisenoxydhaltigen Material.

In diese Masse — gleichsam Grundmasse — eingebettet kommen sehr eng aneinander die graubraunen, grünlichen Flecken vor, u. zw. so nahe aneinander, daß sie makroskopisch gar nicht von einander zu unterscheiden, sind und das Gestein deshalb homogen erscheint. Auch die Flecken bestehen vorwiegend aus Muskovit-Schuppen, wenig grünlichen chloritischem Biotit und rotbraunem limonitischem Pigmentmaterial. Das Pigmentmaterial kommt übrigens in Form von graubraunen, überaus kleinen punktartigen Knoten auch in der Grundmasse vor.

In der grauen Grundmasse des geschichteten Gesteines sind schon makroskopisch kleine Knoten, braune, rotbraune oder grünliche Flecken wahrzunehmen. Die grundmassenartige Partie besteht außer Quarz, überwiegend aus Muskovit und wenig kaolinartigem Material. Die Flecken sind rotbraun, zuweilen mit einem Stich ins Grünliche, sie bestehen vorwiegend aus Muskovitschüppchen und rotbraunem Pigmentmaterial. Selten ist darin ein grünlicher chloritischer Biotit, noch seltener auch Magnetit zu beobachten. Chloritische Biotitfetzen sind sporadisch auch im grundmassenartigen Teile zu finden. Außerdem treten stellenweise auch größere limonitische Flecken auf.

Das Elich von der Mühle von Szűzvár, Slich vom Tácsikahegy gesammelte Gestein ist grau, ziemlich dicht, seine Schichtung ist jedoch noch gut erhalten. Schon mit freiem Auge sieht man deutlich, daß in der grundmassenartigen Hauptmasse des Gesteines kleine, eng aneinander gelegene rötlichbraune Flecken vorkommen. Hier und da wird die Hauptmasse des Gesteines durch eine mächtigere Quarzschieht unterbrochen.

U. d. M. beobachtet man als Gemengteile des Gesteines Quarz, viel Muskovit, wenig Kaolin, grünen chloritischen Biotit und kleinen kugelligen Magnetit. All diese stimmen in ihren Eigenschaften mit den bisher beschriebenen überein. Auch die Flecken bestehen wesentlich aus den gleichen Gemengteilen, doch tritt in ihnen Musko-

vit und vielleicht auch chloritischer Biotit viel reichlicher auf; hierzu kommt noch rotbraunes Pigmentmaterial. Limonitische Flecken treten auch in diesem Gesteine sehr reichlich auf.

In der Umgebung der Mühle von Szűzvár treten im Fleckenschiefer stellenweise schwarze Quarzit-Schichten auf, die selten bis 1 m mächtig werden. Diese enthalten stellenweise auch weiße Quarzadern. Die Schichtung dieser schwarzen Quarzite ist wenig ausgeprägt. Ihr Bruch ist ziemlich erdig.

Das Gestein besteht aus Quarz. Die Quarzkörner sind ausgebuchtet, geranft und fügen sich mit diesen Ranften aneinander. Diese farblosen Quarze durchsetzen das ganz schwarze, undurchsichtige kohlige Quarzitmaterial in Form von 0·1 mm dicken Adern kreuz und quer. Stellenweise kommen zwischen diesen farblosen Quarzen größere oder kleinere limonitische Flecken vor. In den Quarzen sind punktförmige, winzige farblose Flüssigkeitseinschlüsse und schwärzliche, wahrscheinlich aus Kohle bestehende Einschlüsse häufig.

An den Stellen, wo der schwarze kohlige Farbstoff nur in geringer Menge auftritt, kann beobachtet werden, daß auch diese schwarze Hauptmasse des Gesteines aus mehr oder weniger farblosen Quarzkörnern besteht. Die Zwischenräume zwischen diesen Quarzkörnern sind mit schwarzem kohligem Pigmentmaterial ausgefüllt. Demnach kann das ganze Gestein als Lydit bezeichnet werden.

Granitporphyre.

Petrographisch gehören sie wesentlich zwei Typen an:

a) Der am besten aufgeschlossenen Vertreter des einen Typus ist das Gestein des SW-lich von der Spitze des Meleghegy, auf der Weide in SW—NE-licher Richtung streichenden Ganges.

Es ist ein rötliches Gestein, in welchem die porphyrischen Ausscheidungen auch makroskopisch von der Grundmasse scharf zu unterscheiden sind, indem die porphyrischen Gemengteile idiomorph sind und zuweilen bis 3—4 cm Größe erreichen. Die porphyrisch ausgeschiedenen Gemengteile sind: *Orthoklas*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Biotit*.

Der *Orthoklas* ist rosenfarben oder fleischrot. Diese tiefer roten Individuen sind jedoch bereits in Verwitterung begriffen. Die Individuen sind gewöhnlich nach *M* tafelig ausgebildet. Die Formen *P*, *M*, *T*, *l*, *y*, sind an ihnen meist deutlich zu erkennen. In ihrem Inneren sind sie gewöhnlich etwas trüb; stellenweise enthalten sie Muskovit- (Serizit-) Schuppen, ferner hier und da kaolinische Flecken. Im ganzen genommen sind sie jedoch viel frischer als die Plagioklase. Ihr Idiomorphismus scheint gegenüber jenem der Plagioklase zuweilen einigermaßen in den Hintergrund zu treten, da an

Pleochroismus: γ = (bräunlich) grün, β = grün, α = grünlichgelb. Die Doppelbrechung dieses grünen chloritischen Biotits ist beträchtlich geringer, als jene des normalen. Als Einschlüsse kommen in dem Biotit im Durchschnitt sechseckige, winzige Apatitnadeln, ferner isometrische Magnetit-Körnchen und selten farblose prismatische kleine Zirkon-Kriställchen vor. In den aus nicht ganz frischem Gestein angefertigten Schliffen enthalten die chloritischen Biotite an den Spaltungslinien in länglichen Körnchen ein bräunliches eisenoxydhaltiges Material; außerdem kommen darin selten auch überaus kleine stark licht- und doppelbrechende farblose gelbliche Epidotkörnchen vor.

Das endgiltige Produkt der vollkommenen Umwandlung des Biotits stellt — wie an den verwitterten Exemplaren zu sehen ist — Chlorit dar.

Die Sukzession der porphyrisch ausgeschiedenen Gemengteile ist: Biotit, Plagioklas, Orthoklas, Quarz. Der Ausscheidung dieser Mineralien sind natürlich die darin, als Einschlüsse vorkommenden Mineralien: Zirkon, Apatit, Magnetit vorangegangen.

Die Grundmasse ist holokristallinisch, hipidiomorph-körnig. Makroskopisch erscheint sie sehr feinkörnig. Die Gemengteile derselben sind: Orthoklas, Quarz, sehr wenig sehr saurer Oligoklas und wenig Biotit. Die Feldspate sind ziemlich idiomorph mit rektangularen oder länglichen Durchschnitten. Der Biotit ist teils braun, teils grün und chloritisch; die Platten desselben sind entweder einigermaßen idiomorph oder aber sie treten nur in Fetzen auf. Der Quarz ist allotriomorph, er tritt spärlicher auf, als die Feldspate. Es ist noch zu erwähnen, daß unter den Gemengteilen der Grundmasse Orthoklase dominieren.

Die chemische Zusammensetzung des Gesteines ist die folgende:

	%	Mol. %
SiO_2	68·74	76·99
TiO_2	0·03	0·03
Al_2O_3	15·19	10·01
Fe_2O_3	2·40	3·31
FeO	1·38	
MnO	0·06	0·05
CaO	1·32	1·58
MgO	0·53	0·89
Na_2O	3·96	4·29
K_2O	3·98	2·85
H_2O-110	0·63	Zusammen: 100·00
$H_2O + 110$	1·54	
P_2O_5	0·19	
Zusammen:	99·97	

Analysator: VENDL.

Die OSANN-schen Zahlen:

$$\begin{aligned} Al_2O_3 &> (NaK_2)O + CaO \\ T &= 1.29 \\ s &= 77.02, A = 7.14, C = 1.58, F = 4.25 \\ s_{77.02} \quad a_{11.0} \quad c_{2.4} \quad f_{6.6} \quad n_{6.0} \\ \text{Reihe} &= \beta, k = 1.53 \\ &(\text{Figur 41, 3.}) \end{aligned}$$

Den Wert von T in Rechnung gezogen:

$$\begin{aligned} s &= 77.02, A' = 8.43, C' = 1.58, F' = 4.25 \\ s_{77.02} \quad a'_{11.8} \quad c'_{2.2} \quad f'_{6.0} \quad n'_{5.0} \\ \text{Reihe} &= \gamma, k' = 1.32 \\ &(\text{Figur 41, 3'.}) \end{aligned}$$

Die OSANNSchen Proportionszahlen:

$$\begin{aligned} SAlF &= 25, 3, 2 \\ AlC \quad Alk &= 16, 2.5, 11.5 \\ NK &= 6 \\ MC &= 3.6 \\ &(\text{Figur 42, 3.}) \end{aligned}$$

Diese Werte stehen durchwegs auch den entsprechenden Werten des Granits sehr nahe. Insgesamt nur im Alkaligehalte gibt sich ein beträchtlicherer Unterschied zu erkennen, indem der Wert von a beim Granitporphyr beträchtlich größer ist, als beim Granit. Demgegenüber ist der Wert von c hier viel niedriger als beim Granit; solcherart muß natürlich auch die Proportion MC beim Granitporphyr größer sein als beim Granit. Die Proportion $SAlF$ ist dieselbe wie beim Granit.

Am nächsten steht dieser Granitporphyr noch dem Granitporphyr von *Crazy Mts.* MONT., dessen OSANNSche Proportionszahlen folgende sind:

$$\begin{aligned} SAlF &= 25.5, 3, 1.5 \\ AlC \quad Alk &= 14.5, 3, 12.5 \\ NK &= 6.7 \\ MC &= 3.4 \end{aligned}$$

Es muß jedoch bemerkt werden, daß dieses Gestein in der beschriebenen frischen Form lediglich am W-lichen Ende des Ganges, in der Nachbar-

schaft des Világosmajor auzutreffen ist. Anderwärts ist dieses Gestein verwittert und infolge von Chloritisierung von grünlicher, verblaßter Farbe; an vielen Stellen ist es fast vollständig dekomponiert und die Quarzhexaeder fallen schon auf den Hammerschlag aus dem Gestein heraus; ein solches verblaßtes Gestein erinnert lebhaft an die Aplite.

Mit diesem Gestein vollkommen ident ist der E-lich vom Szőlóhegy bei Székesfehérvár an der N-Lehne des 182 m hohen Csucoshegy dahinziehende Granitporphyrgang. Die mineralogische Zusammensetzung dieses Gesteines ist dieselbe, wie des vorbeschriebenen Gesteines, nur sind die porphyrischen Ausscheidungen selten größer als 1 cm, so daß natürlich auch die Orthoklase beträchtlich kleiner sind als in dem soeben beschriebenen Gesteine. Der Biotit, Plagioklas stimmt mit denen des vorigen überein. Die Quarzdihexaeder besitzen eine schmale Prismenzone; zumeist sind sie jedoch abgerundet. Die Grundmaße des Gesteines ist etwas dichter als bei dem vorbesprochenen Granitporphyr, im übrigen jedoch ebenfalls holokristallinisch hipidiomorph. Magnetit, Apatit, Zirkon kommt in den Biotiten als Einschluß auch hier vor.

Vollkommen ident mit diesen ist auch der unmittelbar N-lich von dem Friedhofe der Kisfaludy-pusztá auftretende Granitporphyr. Auch bei diesem ist die Grundmasse holokristallinisch; unter den porphyrisch ausgeschiedenen Gemengteilen ist die granophyrische Verwachsung der Quarze und des Feldspates der Grundmasse — bald moos-, bald fächerförmig — ziemlich häufig, was darauf hinweist, daß seine Zusammensetzung bei der Ausgestaltung der Grundmasse dem Eutektikum nahe stand.

Auch die Granitporphyre der Umgebung des Csöntérhegy sind petrographisch von der gleichen Ausbildung. Hier gelangt man jedoch nur an den beiden südlichen Gängen zu einem verhältnismäßig frischen Gestein, die übrigen Gänge sind überaus verwittert, so daß man in den schlechten Aufschlüssen nur verwitterte Stücke sammeln kann. Die chloritisierten Biotite verleihen diesen verwitterten Stücken eine grünliche Farbe; der rosenfarbene Orthoklas und der Oligoklas ist sehr zersetzt, mit Serizit angefüllt. Eben deshalb sind die Quarzdihexaeder von einer eisenoxydhaltigen, limonitischen Kruste umgeben. Auch die Grundmasse ist — soweit sich dies an einem so verwitterten Gesteine feststellen läßt — von der selben Ausbildung, wie in dem soeben beschriebenen Gesteine.

Das Gestein der beiden südlichen Gänge des Csöntérhegy ist bereits viel frischer, obzwar sich ganz frisches Material auch hier nicht findet, trotzdem die Gesteine der beiden Gänge zu Straßenschotterungs-Zwecken gebrochen werden. Die Granitporphyre dieser beiden Gänge bestehen wesentlich aus den selben Gemengteilen, wie der Granitporphyr No. 3, mit welchem sie auch in der Struktur übereinstimmen.

Die Grundmasse des Gesteines beider Gänge ist jedoch grob idiomorph körnig. Ja die Grundmasse des Granitporphyrs des südlichen Ganges ist in der Mitte des Ganges dermaßen grob, daß sich die porphyrisch ausgeschiedenen Gemengteile kaum von der Grundmasse abheben und das Gestein deshalb an einen Ganggranit erinnert. Gegen den Rand des Ganges zu ist die porphyrische Struktur jedoch bereits besser ausgebildet. Der nördlich von diesem befindliche zweite Gang besitzt jedoch bereits entschieden Granitporphyr-Struktur.

Auch in diesen beiden Gesteinen sind — ebenso wie in den bisher beschriebenen — Orthoklas, Oligoklas, Biotit, Quarz porphyrisch ausgeschieden. Der Orthoklas und Oligoklas ist verhältnismäßig stark muskovitisiert. Der Biotit ist bedeutend chloritisiert, sein Pleochroismus ist: γ = dunkelgrün, β = grün, α = blaßgelb. Zuweilen ist der Biotit jedoch bloß in einzelnen Flecken chloritisch, zwischen diesen Flecken aber sind Flecken von braunem Biotit mit dem Pleochroismus: γ = dunkelbraun, β = (dunkel) braun, α = gelb, erhalten. Der Biotit schließt gewöhnlich viel Magnetit, wenig Apatit und selten Zirkon ein. Im grünlich umgewandelten Glimmer und um ihn herum treten limonitische Verwitterungsprodukte auf. Zuweilen sind in der Grundmassenpartie zwischen dem Oligoklas und den Biotiten kalzitische, karbonathaltige Verwitterungsprodukte zu beobachten. Die Grundmasse ist — abgesehen von der erwähnten Abweichung — von der gleichen Ausbildung, wie bei den bisher beschriebenen Granitporphyren. Der Orthoklas und Quarz tritt darin zuweilen in granophrischer Verwachsung, bald in unregelmäßigen Flecken, bald moos- oder federförmig auf.

b) Der zweite Typus der Granitporphyre ist im städtischen Steinbruche von Székesfehérvár, unterhalb der Skt. Donathi-Kapelle am frischesten aufgeschlossen.

Makroskopisch erscheint das Gestein hellgrau, mit einem Stich ins Grünliche, die porphyrisch ausgeschiedenen, idiomorphen Gemengteile heben sich von der Grundmasse scharf ab.

Die porphyrisch ausgeschiedenen Gemengteile sind: Orthoklas, Oligoklas, Biotit und selten akzessorisch Pyrit, noch seltener aber kleiner Granat.

Die Kristalle des Orthoklases sind gewöhnlich nach *M* tafelig, die Formen *P*, *M*, *T*, *l*, *y* sind daran zuweilen deutlich ausgebildet. Sie kommen in einfachen Individuen und in Karlsbader Zwillingen vor; sie sind weiß oder blaß rosensfarben, zuweilen erreichen sie 1 cm Größe, ausnahmsweise sind sie aber noch größer. Gewöhnlich sind sie nicht ganz frisch, sondern sie weisen in ihrem Inneren eine geringere Muskovitisierung auf. Sie sind weiß, seltener blaß rosensfarben.

Die Oligoklase sind meist nach M tafelig; außerdem sind die Prismenflächen stets gut wahrzunehmen. Sie treten in Zwillingen nach dem Albit-, seltener nach dem Albit- und Karlsbader und ausnahmsweise nach dem Periklingesetz auf.

Die Extinktion des Schnittes $\perp a$: ca. $+10^\circ$.

Die Oligoklase führen in ihrem Inneren als sekundäres Umwandlungsprodukt häufig Muskovitplättchen.

Die Konturen der Orthoklas- und Oligoklasindividuen ist infolge der magmatischen Korrosion häufig ausgebuchtet oder zerissen.

Die Orthoklasindividuen erreichen zuweilen bis 1 cm Größe, ja sie sind, gerade so wie die Orthoklase, auch noch größer; so daß die Feldspate gewöhnlich größer sind als die Biotite.

Der Quarz ist ursprünglich in *Dihexaedern* ausgebildet; meist ist er jedoch korrodiert, ausgebuchtet und an den Buchten und den Sprüngen schließt er Grundmassenpartien ein. Seine Individuen sind farblos und schließen hie und da zahlreiche überaus kleine, punktförmige, unregelmäßig verstreute Flüssigkeitseinschlüsse ein, die häufig auch in Reihen angeordnet sind. Einige dieser Flüssigkeitseinschlüsse führen selten auch eine bewegliche Libelle (flüssige CO_2 ?).

Die Biotite erreichen selten eine Größe von 1 cm; selten sind sie ganz braun mit dem Pleochroismus $\gamma =$ dunkelbraun, $\beta = a$, $a =$ gelb; sie sind II. Ordnung. Achsenwinkel ca. 0° . Gewöhnlich sind sie jedoch entweder nur in größeren oder kleineren Flecken oder in ihrem ganzen Umfange grünlich chloritisiert. Ihr Pleochroismus ist in diesem Falle: $\gamma =$ dunkelgrün, $\beta =$ grün oder dunkelgrün, $a =$ blaß grünlichgelb; $\gamma - a$ ist schwach. Zuweilen sind die Biotite einfach verblaßt, ohne daß ihre Doppelbrechung abgenommen hätte. In den Glimmern kommen als Einschluß zuweilen *Magnetitkörner*, selten farbloser, prismatisch ausgebildeter *Zirkon* und farblose *Apatitprismen* vor. An letzteren sind zuweilen auf die Achse c senkrechte Sprünge zu beobachten. In den chloritisierten Biotiten treten mitunter winzige, schwach gelbliche, etwas längliche *Epidotkörner* mit starker Licht- und Doppelbrechung auf, die sich wahrscheinlich durch Umwandlung aus dem Biotit gebildet haben.

Die Menge des Biotits ist in diesem Granitporphyr geringer, als in dem vorbesprochenen Typus, weshalb dieses Gestein sehr an einen Aplit erinnert.

Pyrit tritt selten in Flecken mit unregelmäßigen, mitunter zerrissenen Konturen auf, als ein Beweis dafür, daß auch dieser Granitporphyr, ebenso wie der denselben einschließende Granit, in geringerem Maße von Eisenlösungen durchdrungen wurde. Zuweilen ist er vollkommen limonitisiert.

Granat ist sehr selten, ausnahmsweise als Akzessorium in kleinen vollkommen isotropen, rosenfarbenen Körnchen zu beobachten.

Die Grundmasse ist im großen Ganzen mikrogranitisch, hipidiomorph-körnig; sie ist ziemlich grobkörnig, indem ihre Gemengteile bis 0·05—0·08 mm Größe erreichen. Sie besteht überwiegend aus Quarz und Orthoklas; die Quarze sind allotriomorph. Die Orthoklase und die bereits viel seltener und untergeordneter auftretenden sehr saueren Oligoklase sind im Verhältnis zum Quarz mehr oder weniger idiomorph, obwohl dieser Idiomorphismus stellenweise weniger augenfällig ist. Seltener kommt in der Grundmasse Quarz und Orthoklas in kleineren Flecken gegenseitig granophyrisch durchwachsend vor. Diesen schließen sich als Gemengteile der Grundmasse noch kleine Biotit-Chlorit-Plättchen an.

Die chemische Zusammensetzung des Gesteines:

	%	Mol. %
SiO_2	72·27	80·09
TiO_2	0·03	0·02
Al_2O_3	14·26	9·30
Fe_2O_3	0·26	1·68
FeO	1·59	
MnO	0·49	0·46
CaO	0·46	0·54
MgO	0·27	0·25
Na_2O	4·35	4·67
K_2O	4·22	2·99
H_2O-110	0·59	Zusammen: 100·00
$H_2O + 110$	0·93	
P_2O_5	Spuren	
Zusammen:	99·72	

Die Osannschen Zahlen:

$$Al_2O_3 > (NaK)_2O + CaO$$

$$T = 1·10$$

$$s = 80·11, A = 7·66, C = 0·54, F = 2·39$$

$$s_{80·11} a_{14·5} c_{1·0} f_{4·5} n_{6·1}$$

$$\text{Reihe} = \beta, k = 1·62$$

(Figur 41, 4.)

Den Wert von T in Rechnung gezogen:

$$s = 80.11, A' = 8.76, C' = 0.54, F' = 2.39$$

$$s_{80.11} \quad a'_{15.0} \quad c'_{0.9} \quad f'_{4.1} \quad n'_{5.3}$$

$$\text{Reihe} = \gamma, k' = 1.43$$

(Figur 41, 4'.)

Die OSANNSchen Parameterzahlen:

$$SAIF = 26, 3, 1$$

$$AICAlk = 16, 1, 13$$

$$NK = 6.1$$

$$MC = 3$$

(Figur 42, 4.)

Am besten stimmen diese Werte mit den entsprechenden Werten des Granitits von *Ironton Mo.* überein, dessen Parameterzahlen folgende sind:

$$SAIF = 26, 3, 1$$

$$AICAlk = 15, 1.5, 13.5$$

$$KN = 6.0$$

$$MC = 4.$$

Der Granitporphyr kann also in der petrochemischen Systematik unmittelbar neben den Granitit von *Ironton Mo.* gestellt werden.

Wenn man die Typenformel und die Parameterzahlen dieses zweiten Granitporphyrs mit jenen des ersteren Gesteines vergleicht, so findet man, daß bei diesem zweiten Gestein der Wert des Kieselsäuregehaltes, sowie jener von a höher, die Werte von c und f hingegen niedriger sind, als bei dem ersteren Gesteine. Der zweite Granitporphyr ist also im ganzen genommen viel saurer als der erste Typus. Da die porphyrisch ausgeschiedenen Gemengteile mit Ausnahme des Biotits — welcher in dem zweiten Granitporphyr eine etwas untergeordnetere Rolle spielt — von gleicher Qualität, und annähernd von der gleichen Verteilung sind: liegt der Unterschied zwischen den beiden Gesteinen vornehmlich in der Grundmasse. Und zwar ist die Grundmasse des zweiten Typus viel saurer als die des ersteren Gesteines und dies infolge des Überwiegens von Quarz. Dieser Unterschied tritt noch auffälliger in den im weiteren zu besprechenden Grundmassen vor Augen, an welchen u. d. M. bereits die für sehr saure Gesteine charakteristische granophyrische oder allenfalls mikrofelsitähnliche Struktur zu erkennen ist.

Ganz ident mit diesem Granitporphyr ist der ebenfalls unterhalb der Skt. Donathi-Kapelle mit dem ersteren Gänge parallel verlaufende Granitporphyrgang, sowie die beiden in dem Steinbruche Rác-kőbánya bei Székesfehérvár aufgeschlossenen Granitporphyrgänge; die letzteren sind Fortsetzungen der beiden ersteren Gänge.

Mit dem selben Typus stimmen mineralogisch auch die am Tomposhegy, am Sárhegy, in der Umgebung der Sági-pusztta auftretenden Granitporphyre, ferner die drei Granitporphyrgänge zwischen dem Világos-major, dem Öreghegy und Csöntérhegy überein. Lediglich in der Ausbildung der Grundmasse gibt sich eine gewisse Mannigfaltigkeit zu erkennen.

Es muß jedoch erwähnt werden, daß ich in all diesen letzterwähnten Gesteinen keinen Granat fand, welcher in dem beschriebenen Gestein — wenn auch sehr selten — vorkommt. Auch frischer Pyrit konnte nicht nachgewiesen werden, obwohl sich limonitische Flecken fanden. Vielleicht ist dies damit zu erklären, daß das Gestein bedeutend verwittert ist.

Für die Granitporphyr-Grundmasse des am Sárhegy, durch den Höhenpunkt 222 m streichenden verhältnismäßig langen Ganges und der übrigen am Sárhegy auftretenden Granitporphyrgänge ist folgendes charakteristisch: Die porphyrisch ausgeschiedenen Quarzindividuen — entweder Dihexaeder oder Quarzsplitter — werden mitunter von einer dichteren Grundmassenpartie, einer Aureole gleich umgeben. Die Grundmasse ist etwas dichter als bei den bisher beschriebenen Granitporphyren. Sie besteht überwiegend aus Quarz, welcher allotriomorph ist, aus wenigem Orthoklas, dessen Idiomorphismus zuweilen nicht mehr so ausgeprägt ist, wie bei den früher beschriebenen; diesen Gemengeteilen gesellt sich noch chloritischer Biotit und seltener sehr saurer Oligoklas hinzu. Demnach ist die Grundmasse nicht immer streng hipidiomorph, wie in den vorbesprochenen Fällen. Eine granophyrische Verwachsung von Quarz und Feldspat, bald moosartig, bald federförmig, in parallelen oder nicht parallelen Fäden, die natürlich stets zu einem Quarz- und einem Orthoklasindividuum gehören, kommt sehr häufig vor. Diese moos- oder federartige Ausbildung tritt häufig um die porphyrisch ausgeschiedenen Quarze herum reichlicher auf, und auf diese Weise kommen die oft schon bei sehr schwacher Vergrößerung wahrnehmbaren aureolenartigen Ringe um die Quarze zu stande. Mitunter ist die Grundmasse auch um die Orthoklase herum auf diese Weise ausgebildet. Außerdem treten in der Grundmasse größere oder kleinere Partien auch in sphärolithischer Ausbildung auf und in diesem Falle ist die Grundmasse felsitporphyrisch. In solchen Fällen besteht die mikrofelsitartige Grundmassenpartie aus winzigen Kügelchen, die bisweilen 0.1 mm Größe erreichen. Die die Kügel-

chen bildenden Fasern sind überaus fein, dünn. Häufig umgibt ein solcher Sphärolit einen porphyrisch ausgeschiedenen Quarz strahlenförmig.

Eine solche sehr saure Grundmasse bildet schon einigermaßen einen Übergang zu den quarzporphyrisch ausgebildeten Grundmassen.

Die übrigen am Tomposhegy auftretenden Granitporphyre, sowie die Granitporphyre der Wiese Sági-rét sind betreffs der Ausbildung der Grundmasse durchwegs diesen Gesteinen ähnlich.

Die drei Granitporphyrgänge zwischen dem Világos-major, dem Öreghegy, Csöntérhegy und dem unter Nr. 3 beschriebenen Gang stimmen auch betreffs der Grundmasse vollkommen mit dem unterhalb der Skt Donathi-Kirche aufgeschlossenen Granitporphyr überein.

Sämtliche zu diesem zweiten Typus gehörigen Granitporphyre sind verhältnismäßig hellgrau, da der farbige Gemengteil Biotit — im Verhältnis zu dem früheren Typus — einigermaßen in den Hintergrund tritt. Auf den ersten Blick machen sie deshalb den Eindruck eines Aplites und erst auf Grund der mikroskopischen und chemischen Untersuchung läßt es sich sicher feststellen, daß man es mit einem Granitporphyr zu tun hat.

Es ist noch zu bemerken, daß all diese Granitporphyrhänge an der Oberfläche verhältnismäßig sehr verwittert sind und daß es infolge der schlechten Aufschlüsse oft sehr schwierig ist, ganz frisches Material zu sammeln. Soviel kann jedoch auch an den Schlifften der verwittertsten Handstücke festgestellt werden, daß diese Gesteine zum zweiten Typus gehören.

Aplite.

Die Aplite des Gebirges von Velence sind von sehr mannigfaltiger Ausbildung. Dennoch lassen sie sich in zwei Haupttypen zusammenfassen, die sich von einander hauptsächlich in der Struktur unterscheiden. Diese sind 1. die panidiomorph-körnig und 2. die porphyrisch ausgebildeten Aplite.

Innerhalb dieser Haupttypen lassen sich noch kleinere Unterschiede in der Qualität, Verteilung und Ausbildung der Gemengteile feststellen, auf Grund deren innerhalb jeder Haupttype zwei, bzw. drei Untergruppen unterschieden werden können. Die einzelnen Gruppen werden natürlich durch Übergänge miteinander verbunden.

1. Panidiomorph-körnige Aplite.

a) Ein gut aufgeschlossener Vertreter dieses Typus ist der an der S-Seite der Landstraße nach Székesfehérvár, in dem städtischen Steinbruche zwischen dem Kisfaludy-major und dem Szőlőhegy gebrochene

Aplit. Dieses Gestein ist makroskopisch graulich-rosenfarben, seine Gemengteile sind fast durchwegs gleich groß: im Mittel besitzen sie eine Größe von ca. 1.0 mm. Natürlich sind sie stellenweise kleiner, anderwärts wieder größer. Die Gemengteile sind Orthoklas, Plagioklas, Quarz und Biotit.

Der Orthoklas ist rosenfarben; im allgemeinen ist er frisch, obwohl hie und da, besonders in der Nähe der Ränder in geringerem Maße die Bildung vom Muskovitschuppen und Kaolinisierung zu beobachten ist. Als Einschluß ist darin Quarz und sehr selten winziger Plagioklas zu beobachten.

Die Plagioklase sind im Inneren meist trüb und teils zu Muskovitschuppen, teils zu kaolinischem Material umgewandelt. Zuweilen sind sie jedoch — besonders wenn sie klein sind — vollkommen frisch. Mitunter ist ihr Außenrand frisch, durchsichtig, ihr Inneres hingegen trüb, muskovitisch; es sind Oligoklase:

$$\begin{array}{l} \parallel \text{ in der Stellung } \alpha_1 < \omega_1 \gamma_1 < \varepsilon \\ \text{X} \text{ " " " } \gamma_1 \leq \omega_1 \alpha_1 < \varepsilon. \end{array}$$

An den Oligoklasen ist die Fläche M zumeist ziemlich deutlich wahrnehmbar; abgesehen davon ist ihr Idiomorphismus jedoch nicht vollkommen. Sie kommen in Zwillingen nach dem Albit-, seltener Karlsbader- und noch seltener Periklingesetz vor; sie sind fein zwillingsgerieft.

Der Quarz ist farblos. Gewöhnlich enthält er viel überaus kleine, unbestimmt geformte, zuweilen kreisförmige oder elliptische Flüssigkeitseinschlüsse, die mitunter eine bewegliche Libelle führen. Diese Einschlüsse kommen meist in unregelmäßigen Reihen vor. Mitunter sind diese Einschlüsse langgezogen, doppelt-trichterförmig. Selten kommen im Quarze Orthoklas- und Plagioklaseinschlüsse vor. In einem Falle beobachtete ich in dem einen Quarze einen sehr kleinen unregelmäßig umgrenzten, stark doppelbrechenden, blassen oder farblosen sehr dünnen Glimmereinschluß. Als Resultat des Eutektikums ist die granophyrische Verwachsung von Quarz und Orthoklas in dem Gesteine sehr häufig zu beobachten, u. zw. auf die Weise, daß die Achse c annähernd mit der Achse c des Orthoklases zusammenfällt, so daß an den mit (001) parallelen Schnitten des Orthoklases die Basisfläche der durchwachsenen Quarze hervortritt. Die Konturen der durchwachsenen Quarze sind in den Schnitten ziemlich unregelmäßig (Tafel III, Figur 1). Zuweilen ist eine solche Verwachsung auch zwischen Quarz und Oligoklas zu beobachten. Außerdem sind in dem Orthoklas zuweilen auch noch solche feine annähernd parallele, streifenförmige Durchwachsungen von Quarz zu beobachten, wie wir sie beim Granit sahen.

Diese dünnen Streifen setzen sich jedoch nicht in das benachbarte Individuum fort, aller Wahrscheinlichkeit nach sind demnach auch diese primär.

Der Biotit tritt in viel untergeordneterem Maße auf, als die übrigen Gemengteile. Er ist bräunlichschwarz, stark pleochroistisch: γ = dunkelbraun, β = braun, α = strohgelb. $\gamma > \beta > \alpha$. Sie sind II. Ordnung. Zuweilen sind die Biotite ganz blaß: γ = blaß bräunlichgelb, β und α sehr blaßgelb. Die Doppelbrechung dieser ausgeblaßten Biotite ist etwas schwächer, als jene der anderen. Zuweilen ist der Biotit chloritisch, grünlich, γ = dunkelgrün, β = grün, α = blaß grünlichgelb; in solchem Falle ist seine Doppelbrechung etwas schwächer als jene des normalen, frischen Biotits, auch enthält er eisenoxydhaltige (limonitische) Verwitterungsprodukte. Ein andermal weist dieser chloritische Biotit eine karfiolartige, aggregatartige Extinktion auf. Seine Konturen sind unregelmäßig, mitunter zerrissen. Im Biotit kommt sehr selten Biotitmaterial, wahrscheinlich Orthoklas, ferner farblose dünne Apatitnadeln, sehr kleine Zirkone und Magnetite vor.

Das Gestein ist panidiomorph; obwohl es unleugbar ist, daß die Biotite, als basischeste Gemengteile verhältnismäßig idiomorpher sein müßten, als die Quarze und Feldspate, so ist unter ihnen meist dennoch gar kein Unterschied wahrzunehmen. Mitunter besitzt das Gestein eine Struktur, die sich der hipidiomorph-körnigen nähert, indem der Idiomorphismus der Biotite und der nach *M* tafeligen Plagioklase etwas überwiegt. Stellenweise ordnen sich kleine Quarze und Orthoklase ohne vollkommenen Idiomorphismus in kleineren Gruppen zwischen den größeren Gemengteilen an. Als porphyrische Gemengteile können sie jedoch nicht betrachtet werden, sondern nur als feinkörnigere Partien, die nur selten vorkommen.

Ganz ident mit diesem Aplit ist jener rosenfarbene Aplit, welcher mit jenem zusammen, in dem städtischen Steinbruche auftritt, ja sich sogar mit demselben berührt. Bei den Gemengteilen dieses Gesteines tritt der Idiomorphismus jedoch ganz in den Hintergrund, so daß er ganz entschieden und in seiner ganzen Masse panidiomorph ist. Der Biotit ist darin viel untergeordneter, als in dem zuerst besprochenen Gesteine, auf den ersten Blick scheint er fast glimmerfrei zu sein. Seine Gemengteile sind im übrigen mit jenen des vorbeschriebenen Gesteines vollkommen ident. Das Gestein ist frisch, auch seine Feldspate scheinen frischer zu sein als jene des vorbesprochenen Aplits. Die chemische Zusammensetzung dieses Gesteines ist die folgende:

	%	Mol. %
SiO_2	77·65	83·97
TiO_2	Spuren	
Al_2O_3	12·83	8·18
Fe_2O_3	0·10	
FeO	0·29	0·35
MnO	0·05	0·05
CaO	0·25	0·29
Na_2O	3·16	3·33
K_2O	5·54	3·83
H_2O 110°	0·05	Zusammen: 100·00
Glühungsverlust ..	0·39	
P_2O_5	Spuren	
Zusammen:	100·31	

Analysator: S. MERSE v. SZINYE.

Die OSANNSCHEN Zahlen:



$$T = 0·73$$

$$s = 83·97, A = 7·16, C = 0·29, F = 0·40$$

$$s_{83·97} a_{18·2} c_{0·7} f_{1·0} n_{4·6}$$

$$\text{Reihe} = \gamma, k = 1·91$$

(Figur 41, 5.)

Den Wert von T in Rechnung gezogen:

$$s = 83·97, A' = 7·89, C' = 0·29, F' = 0·40$$

$$s_{83·97} a'_{18·4} c'_{0·7} f'_{0·9} n'_{4·22}$$

$$\text{Reihe} = \delta, k' = 1·73$$

(Figur 41, 5'.)

Die OSANNSCHEN Parameterzahlen:

$$SAIF = 27, 2·5, 0·5$$

$$AICAlk = 15·5, 0·5, 14$$

$$NK = 4·6$$

$$MC = 0$$

Parameterzahlen des Aplits von *Nettie mine Mont.*:

$$\begin{aligned}SAIF &= 27, 2.5, 0.5 \\AlCAlk &= 15.5, 1.5, 13 \\NK &= 4.4 \\MC &= 0\end{aligned}$$

Parameterzahlen des Aplits von *Basserocks, Mass.* (von der Mitte des Ganges):

$$\begin{aligned}SAIF &= 27, 2.5, 0.5 \\AlCAlk &= 14.5, 0.5, 15 \\NK &= 5.9 \\MC &= 0\end{aligned}$$

Unser Aplittypus steht in dem petrochemischen System diesen beiden Apliten am nächsten, bzw. er muß zwischen diese beiden gereiht werden.

Zu diesem Typus gehört der W-lich vom Kisfaludy-major, S-lich von der Schweinehirten-Hütte befindliche rosenfarbene Aplit, dessen Korngröße etwas geringer ist, ungefähr 0.4–0.8 mm beträgt. Biotit führt er beiläufig in der gleichen Menge, wie der zuerst beschriebene Aplit. Der Biotit ist braun mit einem Pleochroismus, wie in dem beschriebenen Gesteine. Die im Granit selbst beobachteten Quarzinfiltrationen, die die Orthoklasse durchdringen, kommen zuweilen auch in diesem Gesteine vor und sind wahrscheinlich auf die selben Ursachen zurückzuführen, wie im Granit.

Die Korngröße des unmittelbar N-lich vom Friedhofe der Kisfaludy-pusztá vorkommenden rosenfarbenen Aplits ist noch kleiner, sie beträgt durchschnittlich 0.15–0.65 mm. Biotit ist verhältnismäßig wenig vorhanden, derselbe ist teils braun, teils grünlich umgewandelt. Der braune Biotit weist den erwähnten Pleochroismus auf; bei dem grünen ist $\gamma = \text{grün}$, $\beta = \gamma$, $\alpha = \text{blaß grünlichgelb}$. Der Orthoklas und Oligoklas ist ziemlich muskovitisiert. Der Quarz und Orthoklas ist zuweilen auch in diesem Gesteine granophyrisch verwachsen. Im übrigen stimmt dieses Gestein vollkommen mit dem Typus überein.

Die in unmittelbarer Nähe der Marienquelle, N-lich von derselben in dem verlassenen Steinbruche, sowie E-lich von ihr, an der Straße aufgeschlossenen rosenfarbenen Aplite gehören ebenfalls zu diesem Typus. Hierher zu zählen ist ferner noch der in der Nähe des Triangulierungspunktes nächst Nadap (Figur 21) aufgeschlossene rosenfarbene Aplitgang, sowie der zwischen dem E-Rande des Waldes von Abajka und der Spitze 226 m vorkommende grau-rosenfarbene Aplit, der ziemlich viel Biotit führt und schließlich die zwischen der Sági-pusztá, dem Kancahegy und dem Sárhegy auftretenden rosenfarbenen Aplite.

Außer diesen größeren Gängen gehören natürlich auch noch zahlreiche kleinere Gänge zu diesem Typus, so namentlich im W-lichen Teile des Tomposhegy, ferner in dem Gebiete SE-lich vom Meleghegy.

b) Eine zweite Gruppe der panidiomorph-körnigen Aplite bilden jene, die weiß sind, indem sie weißen, bezw. farblosen Orthoklas als Gemengteil führen. Obwohl die Abscheidung lediglich auf diesem Farbenunterschiede basiert, will ich diese Aplite dennoch gesondert behandeln, da dieser bereits makroskopisch bemerkbare Unterschied sehr augenfällig ist. Chemisch und betreffs der Verteilung der Gemengteile unterscheiden sie sich natürlich in nichts von den besprochenen Apliten. Hierher gehört der in dem Graben S-lich von der Mühle von Szűzvár die Kontaktzone durchbrechende Aplitgang, der 1·5 m mächtig ist, ferner der in den Weinärten von Velence, an der SW-Lehne des Gécsihegy auftretende Aplit.

Der S-lich von der Mühle von Szűzvár auftretende Aplit bildet einen Übergang zu den erwähnten rosenfarbenen Varietäten, indem der Orthoklas darin teils farblos, teils — untergeordnet — gelblich rosenfarben ist. Sie sind ziemlich zersetzt, indem sie zum größten Teil zu Serizit, zum geringeren Teile zu Kaolin umgewandelt sind. Es sind trübe, monotone, plattige Aggregate, die überwiegend aus Muskovit untergeordnet aus kaolinischem Material bestehen. Zuweilen schließen diese Muskovitplättchen im Inneren des Feldspates einen Winkel von nahezu 60° miteinander ein. Außerdem finden sich zwischen den Feldspaten und Quarzen hie und da farblose, rosettenförmige größere Muskovitaggregate, die bis 0·2—0·3 mm Größe erreichen. Diese dürften ebenfalls sekundär aus den Feldspaten entstanden sein; wahrscheinlicher ist es jedoch, daß sie aus dem Material des Kontaktes stammen.

Der Oligoklas tritt in viel geringerer Menge auf, als der Orthoklas; gewöhnlich bildet er Albit-, seltener Albit- und Karlsbader Zwillinge. Stellenweise ist er ebenfalls serizitisch und kaolinisch verwittert.

Der Quarz ist farblos, er führt Flüssigkeitseinschlüsse, seltener schließt er Feldspate und Biotit, und sehr selten farblosen Zirkon ein. Zuweilen ist der Quarz und Orthoklas auch in granophyrischer Verwachsung zu beobachten.

Der Biotit ist untergeordnet; er ist makroskopisch dunkelbraun. Sein Pleochroismus ist stark: γ = dunkelbraun, stellenweise bräunlichgrün, β = hell grünlichbraun, α = blaßgelb, stellenweise blaß grünlichgelb. Die grünlich getönten Biotite sind bereits angewittert, chloritisiert. Als Einschluß kommt in den Glimmern sehr kleiner Magnetit, winziger farbloser Zirkon und Apatit vor. Mancher Biotit ist ganz grün, chloritisiert und auch seine Doppelbrechung ist viel geringer, als bei dem normalen Biotit.

Das Gestein ist gleichmäßig feinkörnig, panidiomorph. Die Korngröße beträgt durchschnittlich 0·50—0·75 mm.

In der Nähe des an der SW-lichen Lehne des Gécshegy auftretenden Aplitganges ist der Orthoklas vollkommen farblos, er bildet einfache Individuen oder Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz. Der Oligoklas tritt untergeordneter, in Albit-Zwillingen auf. Der Orthoklas und Oligoklas ist in geringerem Maße, besonders an den Klüften muskovitisiert. Der Quarz ist farblos, er führt die gleichen Einschlüsse wie im vorigen Falle. Der Orthoklas und Quarz kommt häufig auch granophyrisch verwachsen vor. Der Biotit spielt eine sehr untergeordnete Rolle, so daß das Gestein ganz weiß erscheint; er ist fahlbraun. Sein Pleochroismus ist $\gamma = \text{grünlichbraun}$, $\beta = \gamma$, $\alpha = \text{gelb}$. Als Einschlüsse kommen im Biotit vor: Magnetit, selten Apatit, Zirkon. Das Gestein besteht aus gleichgroßen Körnern, es ist typisch panidiomorph. Die Körner sind durchschnittlich 0·15—0·20 mm groß; sehr selten ist auch ein größerer Orthoklas zu beobachten.

Solche weiße, farblose Orthoklase führende, panidiomorphe Apliten kommen in Form von dünnen untergeordneten Gängen zwischen den Weinärten von Velence und Nadap an mehreren Punkten vor.

2. Porphyrisch ausgebildete Apliten.

Für sämtliche hierhergehörige Apliten ist es charakteristisch, daß in ihnen scharf ausgeschiedene porphyrische Gemengteile und eine gut gesonderte Grundmasse zu beobachten ist. Auf Grund der Ausbildung der Grundmasse sind folgende Typen zu unterscheiden:

A)

Die eine der extremen Typen der porphyrisch ausgebildeten Apliten ist in dem 1—5 m mächtigen Gange im städtischen Steinbruche unterhalb der Skt Donathi-Kirche am besten und im frischesten Zustande aufgeschlossen.

Das Gestein ist weiß, makroskopisch ist darin die dichte Grundmasse und der porphyrisch ausgeschiedene Quarz, Orthoklas, und wenig Plagioklas wahrzunehmen. Diesen gesellt sich der nur u. d. M. bemerkbare Biotit und akzessorisch Pyrit (Limonit) hinzu. Die porphyrisch ausgeschiedenen Gemengteile sind durchschnittlich 0·3—0·4 mm groß; selten sind auch noch viel größere zu beobachten, ausnahmsweise erreichen sie bis 3—4 mm Größe.

Am Orthoklas ist die Fläche (010) deutlich ausgebildet, die ter-

minalen Flächen sind — wahrscheinlich infolge von Korrosionserscheinungen — verschwommen oder überhaupt nicht ausgebildet. Er kommt in einfachen Individuen oder Karlsbader Zwillingen vor. Die Individuen sind ziemlich frisch; häufig sind sie jedoch innen trüb, da sie besonders an den Spaltungslinien sekundär gebildete Muskovitschüppchen enthalten.

Der Plagioklas erwies sich als Oligoklas, er ist gewöhnlich nach der Achse ausgezogen, nach *M* tafelig. Die übrigen Flächen sind meist nicht deutlich wahrnehmbar. Er tritt in Albitzwillingen auf, hierzu kommt zuweilen auch noch Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz. Seine Konturen sind infolge von magmatischer Korrosion häufig gebuchtet. In der Zone (010) beträgt die maximale beobachtete Extinktion 6—8°. Die Individuen des Oligoklases führen häufig auch Muskovitschüppchen und kaolinisches Material. Häufig sind die beiden Enden des Plagioklases noch frisch, zwillingsgerieft, das Innere jedoch bereits trüb, mit Muskovitplättchen zum guten Teil ausgefüllt. Der Plagioklas tritt in geringerer Menge auf, als der Orthoklas.

Der Quarz ist wasserhell; zuweilen sind die abgerundeten Dhexaeder noch deutlich zu unterscheiden. Gewöhnlich ist der Quarz jedoch stark korrodiert, ausgebuchtet, geranftet; mitunter war die Korrosion so intensiv, daß von dem Quarzindividuum nur ein schmaler Streifen erhalten blieb. Seltener tritt er auch in kleinen splitterförmigen Flecken auf. Der Quarz führt als Einschlüsse häufig Grundmassenpartien, auch enthält er Flüssigkeitseinschlüsse. In dem einen Quarzindividuum beobachtete ich einen ungemein kleinen, nadelförmigen, stark lichtbrechenden, schwach doppelbrechenden farblosen (Apatit?) Einschluß.

Biotit kommt nur sehr ausnahmsweise vor, er ist entweder braun, mit dem Pleochroismus γ = braun, β = braun, α = gelb oder ganz ausgeblaßt, wie dies zuweilen an den Quarzporphyren zu beobachten ist. Als Einschluß kommt darin Magnetit, Apatit und Zirkon vor.

Akzessorisch ist selten noch Limonit zu beobachten, dessen quadratische Schnitte darauf hindeuten, daß er sekundär aus Pyrit entstanden ist.

Die Grundmasse besteht aus Quarz und Orthoklas die in unregelmäßig geformten, bald länglichen, bald kürzeren, gedrungeneren Partien durch gerade oder ausgebuchtete Konturen gegeneinander begrenzt sind, u. zw. auf die Weise, daß sie sich in rundlichkugelige Partien gruppieren. Diese kugeligen Partien sind im Durchschnitt etwa 0·20 mm groß; sie sind kreisförmig oder nahezu kreisförmig, zuweilen elliptisch ausgezogen, häufig jedoch besitzen sie ausgebuchtete oder ranftige Konturen und in solchen Fällen fügen sich diese Partien mit ausgebuchtet-ranftigen Konturen aneinander. Unter gekreuzten Nikols erweisen sich diese Partien,

als dunkle und hellere Flecken, die von verschiedener Form, meist gewellten Streifen ähnlich sind. Diese Streifen sind jedoch stellenweise schmaler, anderwärts wieder breiter. Die hellen und dunklen Streifen wechseln mit einander ab. Mancher Fleck weist zwischen gekreuzten Nikols ein schwarzes Kreuz auf, das sich in 45°-iger Stellung bisweilen in zwei Hyperbolen auflöst. Ursprünglich waren dies vermutlich glasige Sphärolithe, die ihre kristalline Struktur gelegentlich einer bereits in starrem Zustande erfolgten Umkristallisation erhalten haben. Diese kristallinische Struktur wäre nun bereits in einem gewissen Maße felsitisch, bzw. mikrofelsitisch, schon mit einem Übergang ins granophyrische; mineralogisch bestehen die Flecken aus Orthoklas und Quarz. Die porphyrisch ausgeschiedenen Quarze werden gewöhnlich kranzförmig von einer dichteren Grundmassenpartie umgeben.

Im ganzen genommen ist diese Grundmasse für die Quarzporphyre charakteristisch. Und wenn man dieses Gestein isoliert, ohne Rücksicht auf sein Vorkommen, studieren würde, so müßte man es zu den Quarzporphyren stellen. Wenn man jedoch sein mit den Apliten von typischer Aplitstruktur identes Vorkommen erwägt, und auch den Umstand in Betracht zieht, daß im Gebirge von Velence von diesem äußersten Extrem bis zu den nach ROSENBUSCH typische Aplitstruktur besitzenden Gesteinen alle Übergänge vorkommen: so muß dieses Gestein als Aplit mit einer an die der Quarzporphyre erinnernden Struktur aufgefaßt werden. Natürlich ist ein Aplit von dieser Ausbildung bereits als extremste Fazies der Aplitgruppe zu betrachten. Es muß noch erwähnt werden, daß die Apliten mit dieser Grundmasse durchwegs nur in sehr dünnen Gängen auftreten. Auch der soeben beschriebene Gang ist, wie erwähnt, nur 1·5 m mächtig. Auch die mächtigsten in dieser Art ausgebildeten Gänge erreichen nur eine Mächtigkeit von 5—6 m. Die Abkühlung von so dünnen Gängen ging verhältnismäßig rasch vor sich. Die physikalischen Verhältnisse dieser raschen Abkühlung bewirkten, daß sich die Grundmasse wahrscheinlich in Form von glasigen Sphäroliten ausbildete, die vermutlich infolge von späterer Umkristallisation eine kristallinische Struktur annahmen.

Die chemische Zusammensetzung dieses Aplits:

	%		Mol. %
SiO_2	77·01		84·63
Al_2O_3	12·99		8·40
Fe_2O_3	0·22	FeO	0·18
CaO	0·24		0·28
MgO	0·04		0·06
Na_2O	2·23		2·37
K_2O	5·82		4·08
H_2O-110	0·48	Zusammen:	100·00
H_2O+110	0·84		
P_2O_5	Spuren		
Zusammen:	99·87		

Analysator: VENDL.

Die OSANNSCHEN Zahlen:

$$Al_2O_3 > (NaK)_2O + CaO$$

$$T = 1·67$$

$$s = 84·63, A = 6·45, C = 0·28, F = 0·24$$

$$s_{84·63} \ a_{18·5} \ c_{0·8} \ f_{0·7} \ n_{3·7}$$

$$\text{Reihe} = \delta, k = 2·14$$

(Figur 41, 6.)

Den Wert von T in betracht gezogen:

$$s = 84·63, A' = 8·12, C' = 0·28, F' = 0·24$$

$$s_{84·63} \ a'_{18·8} \ c'_{0·6} \ f'_{0·6} \ n'_{2·9}$$

$$\text{Reihe} = \delta, k' = 1·70$$

(Figur 41, 6'.)

Die OSANNSCHEN Parameterzahlen:

$$SAIF = 27, 2·5, 0·5^1$$

$$AICAlk = 16·5, 0·5, 13$$

$$NK = 3·7$$

$$MC = 1·7$$

(Figur 42, 6.)

Auffällig ist der niedere Wert von n , bzw. NK , was damit erklärt werden muß, daß die sehr saure Grundmasse außer Quarz nur Orthoklas enthält. Daher kommt der hohe K -Gehalt der Gesteine und der niedere Wert von n bzw. NK .

Obzwar in dem Gehalt an SiO_2 — in % — ein geringer Unterschied zu beobachten ist, stehen diese Parameterzahlen doch den Werten des Aplits von *Wilson Creek, Viktoria* am nächsten:

$$\begin{aligned}SALF &= 26, 3\cdot5, 0\cdot5 \\ALCAlk &= 17, 1, 12 \\NK &= 3\cdot7 \\MC &= 2\cdot5\end{aligned}$$

Auch der NW-lich von Pákozd auf der Weide der Kleinhäusler, durch den Punkt 249 m streichende Aplitgang gehört zu diesem Typus.

Seine porphyrisch ausgeschiedenen Gemengteile sind: Orthoklas wenig Oligoklas, viel Quarz.

Der Quarz herrscht unter den porphyrischen Ausscheidungen vor. Seine Individuen sind zumeist kugelig, wasserhell und schließen winzige Flüssigkeitseinschlüsse und Grundmassenpartien ein; sie sind häufig korrodiert.

Auch der Orthoklas und Oligoklas ist ganz von der selben Ausbildung wie in dem vorbesprochenen Albit; gewöhnlich sind sie bereits muskovitisiert.

Hierzu kommen noch sehr ausgeblaßte Biotitplättchen, jedoch sehr untergeordnet, so daß man sie in Schliften nur selten findet. Als Einschlüsse sind darin: Magnetit, selten Zirkon und Apatit zu beobachten.

Die porphyrischen Ausscheidungen sind im allgemeinen klein, gewöhnlich sind sie nicht größer als 0·2—0·3 mm; die Quarze sind noch kleiner.

Die Grundmasse erscheint makroskopisch vollkommen dicht. U. d. M. erweist sie sich im großen Ganzen als mikrofelsitisch, und scheint aus feinen Fasern zu bestehen. Diese Fasern sind strahlig-kugelig, pseudo-sphärolitisch angeordnet und meist ebenfalls gewellten Streifen ähnlich.

Auch diese dürften ursprünglich glasige Sphärolite gewesen sein, die ihre kristallinische Struktur erst nachträglich erhielten. Zwischen gekreuzten Nikols erscheint in diesen kugeligen Fleckchen zuweilen ein schwarzes Kreuz, das sich in 45°-iger Stellung häufig in zwei Hyperbolen auflöst. Zuweilen umgeben diese strahligen Grundmassenpartien ein Quarzkorn gleich einem Kranze. Wenn das Quarzkorn länglich ist, so sind es auch diese, und umgeben dasselbe in dieser Form. Zwischen diesen strahlig-kugeligen mikrofelsitischen Grundmassenpartien tritt bereits hie und da auch panidiomorphe feine Grundmasse in kleinen unregelmäßig geformten Körnchen auf; die-

selben bestehen aus Quarz und Orthoklas. Die strahlig-kugeligen mikrofelsitischen Fleckchen sind durchschnittlich 0·2—0·3 mm groß, während die zwischen ihnen gelegenen Körnchen meist nur einen Durchmesser von 0·1—0·3 mm besitzen. Außerdem sind zuweilen auch kleine serizitische Flecken zu beobachten, die unzweifelhaft als Verwitterungsprodukte der Feldspate betrachtet werden müssen. Schließlich treten stellenweise auch braune eisenoxydhaltige (limonitische) Verwitterungsprodukte auf.

Im Ganzen genommen ist demnach dieser Aplit dem vorbesprochenen ähnlich, mit dem Unterschiede jedoch, daß in seiner Grundmasse auch panidiomorphe Körner auftreten, obwohl dieselben sehr untergeordnet und klein sind. Deshalb stellt daher dieser Aplit bereits gewissermaßen einen Übergang zu jenen porphyrisch ausgebildeten Apliten dar, deren Grundmasse holokristallinisch-panidiomorph ist (vergl. weiter unten).

Der im südlichen Teile des Ördöghegy, S-lich von Sukoró befindliche Aplitgang ist von ähnlicher Ausbildung. Sein Gestein ist einigermaßen grünlich getönt weiß, zähe, splitterig, in seiner Grundmasse sind makroskopisch kleine Quarze und kleine rosenfarbene Orthoklase zu beobachten.

U. d. M. beobachtet man als porphyrische Gemengteile Orthoklas Oligoklas, Quarz und sehr untergeordnet Biotit. Diese porphyrischen Ausscheidungen sind klein, durchschnittlich etwa 0·5—0·8 mm groß; zuweilen erreichen sie jedoch bis 1 mm Größe.

Der Orthoklas ist rosenfarben, und bildet nach *M* tafelige, der Achse *a* nach gestreckte Kristalle. Zumeist ist daran Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz zu beobachten. Zuweilen ist er in seinem Inneren in größerem oder geringerem Maße serizitisiert.

Der Oligoklas tritt untergeordneter auf, er bildet ebenfalls gestreckte, nach *M* tafelige Kristalle, an denen die terminalen Flächen jedoch nicht gut ausgebildet sind. Sie bilden Albitzwillinge, zuweilen tritt jedoch auch Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz auf. Die Oligoklasindividuen sind in ihrem Inneren mehr oder weniger trüb, häufig mit Serizitschüppchen erfüllt.

Der Quarz herrscht unter den porphyrischen Gemengteilen vor; seine Individuen sind wasserhell, zuweilen erreichen sie bis 1 mm Größe. Es sind entweder Dihexaeder, an denen in Form eines schmalen Streifens auch das Prisma ausgebildet ist, welches mittels Gipsplatte auch in dem Falle zu erkennen ist, wenn der Kristall abgerundet ist; oder aber die Quarzkristalle sind stark korrodiert, gerundet, zuweilen ausgebuchtet, ranftig. Zuweilen schließen sie in den Ranften Grundmassenpartien ein. Im übrigen führen sie kleine punktförmige Flüssigkeitseinschlüsse, die sich in fadenförmige Reihen aneinanderreihen.

Äußerst selten ist auch ein Fetzen einer sehr kleinen Biotitplatte zu erkennen mit dem Pleochroismus: γ = bräunlichgrün, β = bräunlichgrün, α = blaßgelb. Zuweilen sind die Biotitplatten vollkommen ausgeblaßt, farblos oder blaßgelb, wie dies zuweilen bei den Quarzporphyren vorkommt. Als Einschluß kommt im Biotit Magnetit, seltener Zirkon und Apatit vor.

Die Grundmasse ist in ihrer Ausbildung vollkommen mit jener des Aplits unterhalb der Skt. Donathi-Kapelle ident; mit dem Unterschiede jedoch, daß diese ursprünglich wahrscheinlich sphärolitartig ausgebildeten Grundmassenpartien bereits nicht mehr so kreisförmig sind, als in dem vorigen Falle, sondern viel unregelmäßiger, gestreckt, ja verzweigt erscheinen. Diese Flecken sind häufig in einer Richtung stark gestreckt, was sich vornehmlich in dickeren Schliffen zu erkennen gibt; solcherart erinnern sie schon einigermaßen an Fluidalstruktur. Mitunter werden die Quarze auch hier durch eine strahlige Grundmassenpartie kranzförmig umgeben.

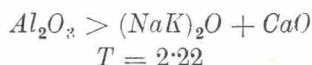
Wesentlich ist dieses Gestein also dem unterhalb der Skt. Donathi-Kapelle auftretenden Aplit ähnlich.

Seine chemische Zusammensetzung ist die folgende:

	%	Mol. %
SiO_2	77·47	84·90
TiO_2	0·01	0·01
Al_2O_3	12·62	8·16
Fe_2O_3	0·50	0·96
FeO	0·59	
MnO	0·03	0·03
CaO	0·12	0·14
MgO	Spuren	
Na_2O	2·23	2·38
K_2O	4·88	3·42
H_2O 110°	0·24	Zusammen: 100·00
Glühungsverlust ..	1·55	
P_2O_5	Spuren	
Zusammen:	100·24	

Analysator: S. MERSE v. SZINYE.

Die OSANNSchen Zahlen:



$$s = 84·91, A = 5·80, C = 0·14, F = 0·99$$

$$\varepsilon_{84·91} \quad a_{16·7} \quad c_{0·4} \quad f_{2·9} \quad n_{4·10}$$

$$\text{Reihe} = \delta, k = 2·18$$

(Figur 41, 7.)

Den Wert von T in Rechnung gezogen:

$$s = 84.91, A' = 8.02, C' = 0.14, F' = 0.99$$

$$s_{84.91} \quad a'_{17.5} \quad c'_{0.3} \quad f'_{2.2} \quad n'_{2.96}$$

$$\text{Reihe} = \delta, k' = 2.60$$

(Figur 41, 7'.)

Die OSANNSchen Parameterzahlen:

$$SAIF = 27, 2.5, 0.5$$

$$AlCAIk = 17, 0.5, 12.5^1$$

$$NK = 4.1$$

$$MC = 0$$

(Figur 42, 7.)

Im großen Ganzen stimmen diese Zahlen mit den entsprechenden Werten des vorbesprochenen Gesteines überein. Doch ist hier die Proportion NK etwas größer, was auf geringeren Gehalt an Orthoklas deutet; da die Menge der porphyrisch ausgeschiedenen Orthoklase annähernd mit den im Aplit unterhalb der Skt. Donathi-Kapelle ausgeschiedenen übereinstimmt, so liegt dieser Unterschied in der Grundmasse. Und zwar natürlich in dem Sinne, daß die Grundmasse des Gesteines vom Ördöghegy weniger Orthoklas-moleküle enthält. Die Proportion $MC=0$ folgt aus dem fast vollständigen Fehlen von Biotit.

Auf Grund dessen steht dieser Aplit, dem Aplit von *Nettie mine Mont.* sehr nahe; die Parameterzahlen dieses Gesteines sind die folgenden:

$$SAIF = 27, 2.5, 0.5$$

$$AlCAIk = 15.5, 1.5, 13$$

$$NK = 4.4$$

$$MC = 0$$

So reiht sich dieses Gestein im petrochemischen System natürlich unmittelbar neben die panidiomorph-körnig ausgebildeten Aplite des Gebirges von Velence, deren Parameterzahlen zum Vergleiche hier wiederholt seien (vergleiche S. 127).

$$SAIF = 27, 2.5, 0.5$$

$$AlCAIk = 15.5, 0.5, 14$$

$$NK = 4.6$$

$$MC = 0$$

Von ganz der gleichen Ausbildung wie die soeben beschriebenen Typen sind die NW-lich von Pákozd, am Karácsonyhegy und auf der Weide der Kleinhäusler auftretenden, makroskopisch ganz dichte Grundmasse aufweisenden porphyrischen Aplite. Leider ist in den Aufschlüssen der meisten Gänge nur wenig frisches Material zu sammeln.

So stimmen die am Karácsonyhegy, in Gesellschaft der rosenfarbenen Granitporphyre auftretenden weißen oder gelblichweißen Aplite betreffs der porphyrisch ausgeschiedenen Gemengteile vollkommen mit den als Typus beschriebenen beiden Apliten überein, nur sind die porphyrischen Gemengteile größer, zuweilen 1·0—1·5 mm groß. Die Feldspate sind stark serizitisiert, und zuweilen kaolinisiert. Die Biotite sind stark verblaßt, besitzen demnach sehr blasse Farben: γ = blaß bräunlichgrün, nahe β = blaß gelblichgrün oder farblos. Mitunter sind sie dünnen Fäden gleich schmal. In den Biotiten kommen viel braune limonitische Verwitterungsprodukte vor. Die Grundmasse ist im großen Ganzen mit jener des Aplits unterhalb der Skt. Donathi-Kapelle ident, nur sind die kugelig-kreisförmigen Fleckchen kleiner, nur etwa 0·025—0·05 mm groß. Zuweilen sind auch in der Grundmasse bräunliche undurchsichtige, eisenoxydhaltige Verwitterungsprodukte zu beobachten.

Auch die den 242 mm hohen Tomposhegy kreuzenden, und in der Umgebung desselben auftretenden Aplite gehören zu diesem Typus. Auch die Grundmasse dieser stimmt mit jener der bisher beschriebenen Gesteine überein, doch kommt in derselben nur sekundärer, durch Verwitterung aus dem Orthoklas entstandener Serizit vor, so daß die ursprüngliche Struktur der Grundmasse bereits in hohem Maße verschwommen ist.

Auch der bei der Mühle von Csala den Kontaktschiefer durchbrechende dünne weiße Aplitgang ist von diesem Typus, nur sind die kugelig-kreisförmigen Fleckchen der Grundmasse sehr klein. Die Biotite treten häufiger auf, sie sind jedoch ausgeblaßt. Das Gestein ist nicht genug frisch; nicht nur die porphyrisch ausgeschiedenen Feldspate, sondern auch die Grundmasse ist serizitisiert.

Auch das Gestein des W-lich vom Kiszalud-felsőmajor, bei der Schweinehirtenhütte auftretenden Ganges ist von ähnlicher Ausbildung, gelblichweiß; auch diese führt in der Grundmasse kugelige Fleckchen. Die Grundmasse ist auch in diesem Gestein serizitisiert.

Der in unmittelbarer Nähe des Öreghegy, etwas SW-lich von demselben auftretende Gang stimmt mit den bisher beschriebenen vollkommen überein.

B)

In einer zweiten Gruppe der porphyrisch ausgebildeten A p l i t e ist die Grundmasse granophyrisch. Bezw. die Grundmasse enthält außer den mikropegmatitischen Verwachsungen auch holokristalline Quarz- und Feldspatkörner.

Hierher gehört das Gestein des N-lich von Pákozd, auf der Weide der Belsó szőlők unmittelbar neben dem Granitporphyr auftretenden und bis zur Ortschaft ziehenden Ganges. Makroskopisch ist es ein weißlich rosenfarbenes Gestein mit dichter Grundmasse. Porphyrisch ausgeschieden sind darin: Orthoklas, Oligoklas, Quarz und sehr untergeordnet Biotit.

Der Orthoklas ist weißlich rosenfarben, er tritt meist nach M tafelig und gewöhnlich in Zwillingen nach dem Karlsbader Gesetz auf. Er ist in ziemlichem Maße serizitisch, etwas kaolinisch umgewandelt. Seine Individuen erreichen mitunter bis 0·5—1 cm Größe.

Die Oligoklas-Individuen sind weiß, nach M tafelig; sie treten in Albit-, seltener in Karlsbader- und Albitzwillingen auf. Sie sind ebenfalls stark serizitisiert. Ja stellenweise sind die Feldspate ganz zu Serizit umgewandelt, und die Serizitschüppchen treten in diesem Falle in größeren, zusammenhängenden Flecken auf, die bei schwächerer Vergrößerung fast einheitlich erscheinen. Bei starker Vergrößerung bemerkt man jedoch, daß sie aus feinen Schüppchen bestehen. Diese Serizitflecken haben im großen Ganzen die Form der einstigen Feldspate beibehalten, so daß sie von der Form eines Parallelogrammes sind. Die Richtung der einzelnen Plättchen ist in diesen Aggregaten mehr oder weniger parallel. Außerdem ist zwischen den Serizitschüppchen hie und da auch ein gelblichbraunes trübes, eisenoxydhaltiges Verwitterungsprodukt zu beobachten. Der Oligoklas tritt viel untergeordneter auf, als der Orthoklas; seine Individuen sind ebenfalls ziemlich groß, zuweilen erreichen sie bis 0·5—1 cm Größe.

Der Quarz ist wasserhell; häufig ist er in Dihexaedern ausgebildet, an denen zuweilen auch eine schmale Prismenzone auftritt; zuweilen ist der Quarz jedoch stark korrodiert, ausgebuchtet, ranftig. Seine Individuen sind gewöhnlich um vieles kleiner als die Feldspate: gewöhnlich sind sie nur 0·3—0·4 mm groß, ausnahmsweise erreichen sie 1 cm Größe.

Biotit tritt nur überaus untergeordnet auf, so daß sich nur selten eine Platte findet. Dieselben sind blaßgelb, fast farblos, ihre vorzügliche Spaltung ist jedoch immer deutlich wahrnehmbar; mitunter ist auch ein schwacher Pleochroismus zu beobachten: sehr blaßgrün und farblos. Sehr selten ist im Biotit farbloser Zirkon, Apatit und Magnetit zu beobachten.

Die *Grundmasse* ist mikropegmatitisch, granophyrisch. Stellenweise ist dieser Granophyr pseudosphärolitisch, bisweilen fächer-, dann wieder moosförmig; seltener ist er gefiederförmig ausgebildet, vornehmlich um die porphyrisch ausgeschiedenen Quarze herum. Diese granophyrische Ausbildung beweist sicher, daß bei der Bildung der Grundmasse das Eutektikum von Quarz und Orthoklas erstarrte. Sehr häufig kommen in der Grundmasse winzige Serizitschüppchen vor, die jedenfalls durch Verwitterung des Orthoklases der Grundmasse entstanden sind. Es ist allenfalls auch nicht unmöglich, daß sich in der Grundmasse außer dem Granophyr auch selbständiger Orthoklas bildete und daß die Serizitschüppchen vielleicht auf Kosten dieser entstanden sind. Da jedoch das Gestein auch in den bestaufgeschlossenen Steinbrüchen nicht vollkommen frisch ist, konnte dies nicht festgestellt werden.

Das Gestein war, da es nicht genügend frisch ist, zu keiner chemischen Analyse geeignet.

Von ähnlicher Ausbildung ist das S-lich von Nadap am Rande der Weingärten, unmittelbar S-lich von der Spitze 230 m vorkommende Gestein. Dieser Aplit weicht insgesamt nur darin von dem vorigen ab, daß er weniger porphyrisch ausgeschiedenen Orthoklas führt. Er ist infolge von sekundärer Verwitterung ebenfalls sehr serizitisch.

Hierher gehört auch das Gestein des NW-lich vom Kisfaludymajor befindlichen letzten, etwa 5 m mächtigen Ganges. Makroskopisch besitzt dieser Aplit eine dichte Grundmasse; er ist von gelblichweißer Farbe, als porphyrische Ausscheidungen führt er *Orthoklas*, wenig *Oligoklas*, Quarz und sehr untergeordnet *Biotit*. Die porphyrischen Ausscheidungen sind klein.

Seine Grundmasse ist dicht und bildet einen Übergang zwischen der granophyrischen und panidiomorph-körnigen Ausbildung. Die granophyrisch ausgebildeten Grundmassenpartien sind stellenweise sphärolitisch, anderwärts wieder sind sie gefieder-, oder fächerförmig ausgebildet. Außerdem tritt in der Grundmasse panidiomorpher Quarz und Orthoklas in winzigen Körnchen auf.

Auch der am Belsőhegy bei Székesfehérvár vorkommende Aplit gehört zu diesem Typus. In der Grundmasse dieses herrscht jedoch die granophyrische Ausbildung in hohem Maße vor, während die panidiomorphen Quarz- und Orthoklaskörnchen vollständig in den Hintergrund treten.

Der Aplit, welcher am Tomposhegy, SW-lich von der am Westufer des Bella-Baches befindlichen Kote 193, zwischen den beiden Quarzgängen auftritt, ist ebenfalls hierherzustellen. Dieses Gestein ist ziemlich stark verwittert, soweit es jedoch festzustellen war, herrscht in seiner Grundmasse die panidiomorphe Ausbildung von Orthoklas und Quarz vor; die granophy-

rische Verwachsung dieser beiden Gemengteile scheint bereits in den Hintergrund zu treten. Demnach bildet dieses Gestein bereits einen Übergang zu dem folgenden Typus.

C)

Für den dritten Typus der porphyrisch ausgebildeten Aplite ist es charakteristisch, daß ihre Grundmasse holokristallin ist. Diese Gesteine vertreten also das andere Extrem der porphyrisch ausgebildeten Aplite.

Zu diesem Typus gehört das Gestein des an der Straße Velence—Nadap, unmittelbar vor Nadap, in der Nähe des Triangulierungspunktes, gleich bei dem verwitterten Pyroxenandesit, nördlich von demselben aufgeschlossenen, dünnen, etwa 0·75 m mächtigen Aplitganges. Dieses Gestein ist weiß, makroskopisch ist darin eine Grundmasse und in dieser porphyrische Ausscheidungen zu beobachten.

Seine porphyrischen Ausscheidungen sind: Orthoklas, Oligoklas und Quarz.

Der Orthoklas ist weiß, gewöhnlich nach M tafelig; zuweilen ist er 1 cm, ja selten sogar 2 cm lang, und in diesem Falle ist außer (010) stets auch (110) deutlich wahrnehmbar. Die übrigen Formen sind nicht zu unterscheiden, da die Konturen infolge von Korrosion verschwommen sind. Der Orthoklas kommt in einfachen Individuen oder Karlsbader Zwillingen vor. Hie und da sind seine Individuen in höherem oder geringerem Maße serizitisiert.

Der Oligoklas spielt eine mehr untergeordnete Rolle. Seine Individuen sind nach M tafelig; häufig sind sie 1—1½ cm groß, und in diesem Falle ist an ihnen — ebenso wie am Orthoklas — auch die Form (110) und (110) wahrzunehmen. Gewöhnlich sind sie innen serizitisch umgewandelt.

Der Quarz ist farblos, wasserhell; seine Individuen sind zumeist ranftig, seltener rundlich korrodiert. Selten ist diese Korrosion, besonders an den größeren Quarzen, sehr intensiv. Mitunter ist die dihexaedrische Form des Quarzes noch zu unterscheiden, und sechseckige Durchschnitte sind an den Schliften ziemlich häufig. Als Einschluß kommt im Quarz selten Feldspat, häufiger Flüssigkeit vor. Letztere in der gewohnten kugeligen, punktartigen, oder länglichen Form, selten mit beweglicher Libelle. Selten kommt der porphyrisch ausgeschiedene Quarz auch mit Orthoklas granophyrisch verwachsen vor; in diesem Falle löschen natürlich die Quarzpartien und die Feldspate gesondert aus.

Die Grundmasse besteht überwiegend aus Quarz, in geringerem Maße aus Orthoklas, die panidiomorph-körnig ausgebildet

sind. Diese Körnchen sind ziemlich groß — sie besitzen einen Durchmesser von durchschnittlich 0·02—0·05 mm — so daß die Grundmasse verhältnismäßig ziemlich grob ist.

Mit diesem Gestein vollkommen ident ist der NW-lich von der Spitze des Meleghegy, S-lich von dem Jagdschloße auftretende Aplit. In diesem tritt jedoch als porphyrische Ausscheidung hie und da einmal auch ein kleines Biotitplättchen auf, mit dem Pleochroismus: γ = bräunlichgrün, $\gamma = \beta$, α = gelb. Im Biotit kommen häufig eisenoxydhaltige Verwitterungsflecken, im Feldspat hingegen Serizitisierung vor. Die Grundmasse besteht überwiegend aus Quarz, untergeordneter aus Orthoklas; sie ist panidiomorph-körnig.

Auch der S-lich von Sukoró, SSW-lich von der Kote 146 m vorkommende Aplit gehört in diese Gruppe. Makroskopisch ist in diesem Gesteine eine scheinbar sehr dichte Grundmasse und porphyrische Ausscheidungen zu beobachten. Auch letztere sind klein, durchschnittlich 0·5—0·8 mm, ausnahmsweise 1 mm groß.

Als porphyrische Ausscheidungen treten darin auf: Orthoklas, seltener Oligoklas, Quarz und äußerst untergeordnet ausgeblätter Biotit. Der Orthoklas und Oligoklas ist auch hier nach M tafelig, nach a gestreckt, serizitisch verwittert. Der Quarz ist wasserhell, zuweilen dihexaedrisch, gewöhnlich jedoch sehr korrodiert; betreffs der Menge herrscht er unter den porphyrischen Ausscheidungen vor. Die Grundmasse ist überaus feinkörnig, panidiomorph, ein Gemenge von Quarz und weniger Orthoklas.

Außerdem sind noch einige ganz kleine Aplitgänge zu diesem Typus zu stellen; dieselben kommen vornehmlich in der Umgebung von Nadap vor.

Quarzgänge.

Für diese Gesteine ist es im allgemeinen charakteristisch, daß sie weiß sind und makroskopisch dicht erscheinen. Sie bildeten sich besonders in der Umgebung des Tomposhegy als orthogenetische Injektionen im Granit.

Alle diese Gänge bestehen aus Quarz. Die Quarze sind makroskopisch weiß unter dem Mikroskope erweisen sie sich als farblos. Sie sind gewöhnlich unregelmäßig, besitzen ausgebuchtete oder gezähnte Konturen; seltener sind ihre Konturen gerade. Ihre Größe ist verschieden: sie schwankt von den kleinsten Dimensionen bis 1 cm Größe. Auch ihre Verteilung ist verschieden: häufig wird ein größeres Quarzindividuum von kleineren Körnern einer Grundmasse gleich umgeben; ein andermal wieder fügen sich die größeren Individuen vermittels ihrer Ausbuchtungen, Ranften oder Zähne un-

mittelbar aneinander. Mitunter besteht das Gestein überwiegend aus kleinen Quarzindividuen, größere Körner treten verhältnismäßig zurück; in diesem Falle scheint es, als ob die größeren Körner in die Masse der kleinen Individuen gleichsam eingebettet wären. Auch die kleinen Individuen besitzen ausgebuchtete, ranftige, oder gezähnte Konturen, mittels welcher sie sich aneinander, bzw. an die größeren Quarzkörner anfügen. Häufig sind die kleinen Quarze überaus klein. So erreichen sie in dem Gange zwischen dem Csucsosegy und der Schweinehirtenhütte — im Durchschnitt — nur etwa 0·01 mm Größe.

In den Quarzen kommen — besonders in den größeren — in unregelmäßiger Anordnung, oder zuweilen in Reihen kleine Flüssigkeitseinschlüsse vor. Mitunter verursachen diese Einschlüsse eine Trübung der Quarze. Selten ist auch ein größerer Flüssigkeitseinschluß mit beweglicher Libelle zu beobachten; so z. B. in dem Gange zwischen den beiden Armen des Bella-Baches. Diese Einschlüsse mit beweglicher Libelle weisen — zumindest teilweise — auf orthogenetische Entstehung. Zuweilen sind Flüssigkeitseinschlüsse auch in den kleinsten Quarzindividuen zu beobachten.

Miarolithische Höhlungen kommen seltener vor, dieselben enthalten mitunter limonitische Verwitterungsflecken.

Wo sich diese Gänge mit dem Granit berühren, also an ihren Salbändern sind sie in Form von sehr dünnen Aderchen auch in die Sprünge der Feldspate des Granits eingedrungen. Daher kommt es, daß sich an den Salbändern der Quarzgänge zuweilen auch einigermaßen kaolinisch erscheinende Feldspate finden, die von dünnen, aus winzigen Quarzkörnchen bestehenden Quarzadern durchzogen werden. Infolge der atmosphärischen Verwitterung fallen die Feldspate aus den umherliegenden Stücken heraus, und an ihrer Stelle bleiben eckige Höhlungen zurück, in welchem Falle solche Quarzitstücke sodann wabig-kavernös sind.

Als Resultat von pneumatolithischen Wirkungen auftretenden Fluorit habe ich in zwei Quarzgängen, NW-lich von Pákozd, NE-lich von den Suhogószőlők auf der Weide, und N-lich vom Istvánmajor beobachtet.

Der NE-lich von den Suhogószőlők vorkommende fluoritische Quarzgang besteht stellenweise überwiegend aus Fluorit. Der Fluorit ist gewöhnlich violett, seltener — ganz lokal — violettgrün; seine Farbe tritt auch an dickeren Schliffen deutlich hervor. Eine Kristallform ist nicht ausgebildet, da der Fluorit den Quarz gleichsam durchtränkt. Seine Spaltung ist jedoch deutlich zu beobachten; sein Brechungsindex ist bedeutend niedriger als jener des Kanadabalsams. Diese fluoritischen Partien treten gewöhnlich in größeren oder kleineren Flecken auf, und die Zwischenräume zwischen ihnen werden durch eine aus kleinen Quarzkörnern bestehenden Masse aus-

gefüllt. Diese fluoritischen Flecken sind stets mehrere cm^2 groß und scheinen vollkommen isotrop zu sein. Die Quarze zwischen ihnen sind unregelmäßig geformt, von verschiedener Größe, es kommen kleinere oder größere vermengt vor. Mitunter besitzen sie gezähnte, ranftige oder ausgebuchtete Ränder und gliedern sich mittels dieser Ausbuchtungen, Ranften oder Zähne eng an einander an. Auch in diesen aus Quarz bestehenden Flecken tritt der Fluorit in winzigen Körnchen oder Fleckchen auf. Zuweilen schliessen auch scheinbar einheitliche Quarzkörner kleine unregelmäßige Fluoritkörnerchen ein. Stellenweise häufen sich die Fluoritkörnerchen bedeutend an; an solchen Punkten ist das Gestein ganz violett.

Hie und da sind in dem Gestein verstreut auch eisenoxydhaltige Adern zu beobachten, die selten $\frac{1}{2}$ —1 cm, noch seltener aber noch mächtiger sind. Ich betrachte dies als ein sekundäres, wahrscheinlich infolge von Verwitterung entstandenes und von außen in die Klüfte des Gesteines gelangtes Material.

In dem N-lich vom István-major auftretenden fluoritischen Quarzgange hat sich der Fluorit nur in kleinere Flecken konzentriert, jedoch stellenweise in einem solchen Maße, daß das Gestein an diesen Punkten schön violett gefärbt ist. Der Fluorit tritt hier entweder selbständig, bzw. in größeren Fleckchen zwischen den Quarzindividuen auf, oder aber er ist zwischen den sehr kleinen Quarzkörnern fein verteilt. In letzterem Falle erscheinen die Quarzkörner auf den ersten Blick fast isotrop; erst bei stärkerer Vergrößerung nimmt man wahr, daß diese Partien aus einer Wechsellagerung von isotropen Fluorit und anisotropen Quarzkörnern bestehen. Stellenweise ist die violette Färbung so intensiv, daß das Gestein auch noch im Dünnschliffe dunkel violett erscheint. Die Konzentration des Fluorits in kleinere Flecken ist hier viel stärker als in dem vorbeschriebenen Gange.

Die Quarze selbst sind entweder wasserhell oder etwas getrübt. Als Einschluß kommt ähnlich wie im vorbeschriebenen Gange Flüssigkeit, selten mit beweglicher Libelle vor. Die trüben Quarze führen kleine, nicht näher bestimmbare Interpositionen.

Dieses Vorkommen von Fluorit war in Ungarn bisher unbekannt, es ist also eine neue topographisch-mineralogische Angabe. Im Ungarischen Mittelgebirge ist dies das dritte Vorkommen von Fluorit. Jugovics¹ erwähnt zwar Csővár als den dritten Fundort, doch ließ er außer Acht, daß ich der Wanderversammlung ungarischer Ärzte und Naturforscher in

¹ L. Jugovics: Ásványtani közlemények (Mineralogische Berichte) Annales Musei Nationalis Hungarici, 1912, X, S. 596.

Veszprém¹ diese fluorithaltigen Quarzgänge vorlegte,² worüber auch im Természettudományi Közlöny referiert wurde. Solcherart rückt Csóvár in der chronologischen Reihenfolge an die vierte Stelle.

Schließlich kommen in dem Quarzgang S-lich von der Mühle von Szűzvár Spuren von Blei- und Silbererzen vor. Das Blei tritt in Form von Galenit, das Kupfer aber als Chalkopyrit, bezw. Malachit auf. Der Galenit bildet kleine Einsprenglinge im Quarz, die mitunter bis 1—4 mm Größe erreichen. Die Kristallform ist nicht deutlich ausgeprägt, die vorzügliche Spaltung ist jedoch an jedem einzelnen Korn deutlich zu unterscheiden. Der Chalkopyrit tritt ebenfalls in kleinen Körnchen, in Einsprenglingen auf; diese sind jedoch zum guten Teil sekundär bereits zu Malachit umgewandelt.

Auch diese Erzs puren beweisen, daß bei der Entstehung der Quarzgänge eruptive Gas- und Dampfxhalationen eine wichtige Rolle gespielt haben.

Chersantite.

Unter den im geologischen Abschnitt erwähnten Gängen ist der SE-lich von der Spitze des Sárhegy, NE-lich von Pákozd am Rande der Weide und des Waldes auftretende etwa 80 cm mächtige Gang am frischesten. Das Gestein ist grau, körnig. Seine Gemengteile sind: Biotit, Amphibol, Oligoklas, Orthoklas und Quarz; untergeordnet tritt Magnetit, Apatit, Zirkon auf. Die Gemengteile sind ziemlich gleich groß, im Durchschnitt 0·2—0·5 mm lang; die Amphibole sind mitunter 1·0 lang, ja auch noch größer. Hie und da findet sich in dem Gesteine auch ein größerer, zuweilen bis 1 cm großer Quarz.

Unter den farbigen Gemengteilen herrscht vielleicht Biotit vor. Seine Individuen sind ziemlich idiomorphe Plättchen, ein andermal ist ihr Idiomorphismus nicht so ausgeprägt, ihre Konturen sind unregelmäßig. Der Pleochroismus ist intensiv: γ = dunkelbraun, zuweilen mit einem Stich ins grünliche, β = braun, α = strohgelb. Achsenwinkel sehr klein. Als Einschluß kommt im Biotit Magnetit vor.

Der makroskopisch schwarze Amphibol ist in der Prismenzone ziemlich idiomorph, an seinen Individuen ist (110) und (010) zu beobachten. Er ist stark pleochroistisch: γ = braun mit einem Stich ins grüne, β = bräunlichgelb, α = gelb, $c : \gamma = 16-17^\circ$. Stellenweise sind

¹ A. V E N D L : Mineralogische Berichte (ungar. Referat) Természettudományi Közl. 1912, S. 795.

² A. V E N D L : Mineralogische Berichte. Arbeiten der XXXVI. Wanderversammlung ungar. Ärzte u. Naturforscher S. 172 (ungarisch).

die Amphibole chloritisiert. Mitunter erstreckt sich diese Umwandlung nur auf kleinere Partien, ein andermal wieder, seltener, ist der Amphibol fast ganz umgewandelt. Häufig ist nur das Innere des Amphibolindividuums chloritisiert, die äußere Partie hingegen nicht. Als Einschluß kommen in den Amphibolen Apatitnadeln und Magnetitkörner, sehr selten auch Biotit vor. Die Amphibole, besonders die dünn, nadelförmigen durchsetzen die farblosen Gemengteile kreuz und quer. Häufig durchsetzt eine und dieselbe Amphibolnadel Feldspat und Quarz.

Auch die Orthoklase und Plagioklase sind ziemlich idiomorph, in den Schliffen treten sie mit scharfen Konturen hervor. Die Orthoklase sind frischer als die Plagioklase. Die letzteren sind zumeist trüb, innen serizitisch, außen mit einer frischeren Zone. Zuweilen sind sie in ihrer ganzen Masse serizitisch, trüb. Sie bilden Zwillinge nach dem Albit-, nach dem Albit- und Karlsbader-, sehr selten nach dem Periklingsgesetz. Die Zwillinglamellen sind, da sie serizitisiert sind, oft nur schwer zu unterscheiden. Auf Grund ihrer Lichtbrechung stehen sie den Andesinen, u. zw. den mehr saueren Andesinen am nächsten. Zuweilen tritt der Plagioklas im Orthoklas auf. Als Einschluß ist in den Feldspaten Amphibol zu beobachten.

Der nicht allzu häufige, farblose Quarz tritt unter den übrigen Gemengteilen ohne besonderen Idiomorphismus auf. Kugelige, ellipsoide, oder unregelmäßig geformte Flüssigkeitseinschlüsse, zuweilen auch mit Libelle, sind in den Quarzen häufig. Außerdem sind als Einschlüsse winzige Zirkonkriställchen und Amphibole zu beobachten. Zuweilen kommt der Quarz — wie es scheint, besonders an den Rändern des Ganges — in viel größeren Körnern vor, als die übrigen Gemengteile. Diese größeren Körner dürften meiner Ansicht nach durch das Magma mechanisch aus dem Granit mitgerissen worden sein.

Der seltene Magnetit kommt in nahezu isometrischen Körnchen vor. Die Apatitnadeln erreichen bis 0·12 mm Länge; sie sind farblos und weisen auf die Hauptachse senkrechte Sprünge auf.

Was die Sukzession der Gemengteile betrifft, so ist es zweifellos, daß sich der Zirkon, Apatit und Magnetit zuerst ausgeschieden hat. Dann folgte der Biotit, der Amphibol, sodann der Plagioklas und der Orthoklas. Die Ausscheidung des Plagioklases ging jener des Orthoklases um etwas vor, da der erstere in letzterem hie und da als Einschluß auftritt. Schließlich bildete sich der Quarz.

Die Struktur des Gesteines bildet einen Übergang von der hipidiomorphen zu der panidiomorphen Struktur, doch steht sie der typisch panidiomorphen Struktur sehr nahe.

Schon auf Grund der mikroskopischen Untersuchung erweist sich

dieses Gestein als ein quarzhaltiger Chersantit, und dies bekräftigt auch die chemische Zusammensetzung:

	%	Mol. %
SiO_2	59·38	66·61
TiO_2	0·62	0·52
Al_2O_3	18·51	12·25
Fe_2O_3	1·39	5·41
FeO	4·50	
MnO	0·04	0·03
CaO	4·72	5·69
MgO	2·03	3·40
Na_2O	3·82	4·13
K_2O	2·73	1·96
Glühungsverlust ..	1·61	Zusammen: 100·00
P_2O_5	0·34	
Zusammen :	99·69	

Spezifisches Gewicht: 2·688.

Analysator: Dr. K. EMSZT.

Die OSANN'schen Zahlen:

$$s = 67·13, A = 6·09, C = 5·69, F = 8·84$$

$$T = 0·47$$

$$s_{67·13} \ a_{5·9} \ c_{5·5} \ f_{8·6} \ n_{6·8}$$

$$\text{Reihe} = \beta, = k \ 1·18$$

Auf Grund dieser Werte paßt dieses Gestein im OSANN'schen Dreieck gut in die Gruppe der Chersantite (Figur 41, 8).

Den Wert von T in Rechnung gezogen:

$$s = 67·13, A = 6·56, C = 5·69, F = 8·84$$

$$s_{67·13} \ a'_{6·2} \ c'_{5·4} \ f'_{8·4} \ n_{6·29}$$

$$\text{Reihe} = \beta, k' = 1·13$$

(Figur 41, 8'.)

Die OSANN'schen Parameterzahlen:

$$SALF = 21, 4, 5$$

$$ALCAlk = 15, 7, 8$$

$$NK = 6·8$$

$$MC = 3·7$$

(Figur 42, 8.)

Diese Parameterzahlen stehen den entsprechenden Werten des Chersantits von Wüstewaltersdorf (Schlesien) am nächsten, obzwar sie sich nicht vollkommen decken.

Chersantit, *Wüstewaltersdorf*:

$$\begin{aligned} SAIF &= 20\cdot5, 3, 6\cdot5 \\ AlCAlk &= 14\cdot5, 6, 9\cdot5 \\ NK &= 6\cdot6 \\ MC &= 6\cdot7 \end{aligned}$$

Ein vollkommen identer Typus findet sich in der Arbeit von OSANN nicht.

Das Gestein des dünneren Ganges stimmt mit dem soeben beschriebenen vollkommen überein, nur ist es viel verwitterter. Auch das Gestein des dritten Ganges ist äußerst verwittert, bei den schlechten Aufschlußverhältnissen ist kein frisches Stück zu erhalten. Soviel steht immerhin fest, daß dieses Gestein mineralogisch von der gleichen Ausbildung ist, wie das beschriebene, nur herrscht unter seinen zahlreichen farbigen Gemengteilen Biotit vor.

Andesite.

Amphibolandesit unmittelbar südöstlich von der Spitze des Meleghegy.

In dem graubraunen Gestein mit dichter Grundmasse ist makroskopisch außer dieser porphyrisch ausgeschiedener Amphibol und Plagioklas zu erkennen. Diese porphyrischen Gemengteile sind durchschnittlich 1—3 mm groß.

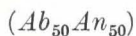
Porphyrische Ausscheidungen sind außer dem bereits makroskopisch bemerkbaren Plagioklas und Amphibol wenig diopsidischer Augit, sehr wenig Biotit, Quarz, Magnetit, Zirkon, Apatit.

Die Plagioklase sind ziemlich frisch, obzwar sie — besonders die größeren Individuen — stellenweise an den Sprüngen zu farblosem Kalzit umgewandelt sind. An dem einen Plagioklas von zonarer Struktur ist die Auslöschung auf der Fläche (010):

$$\begin{aligned} \text{äußere Zone:} & \quad - 10^\circ (Ab_{57}An_{43}) \\ \text{innerer Kern:} & \quad - 17^\circ (Ab_{66}An_{34}) \\ E & = 36^\circ. \end{aligned}$$

An dem einen aus Albit- und Karlsbader Zwillingen bestehenden Individuum sind die konjugierten symmetrischen Auslöschungen an dem auf (010) \perp Schnitte:

$$1 \text{ und } 1' = + 18^\circ; \quad 2 \text{ und } 2' = \pm 3.5,$$



was dem Labrador entspricht.

Im allgemeinen sind also die Plagioklase Labradorite. Der Kern der ziemlich häufig auftretenden zonaren Individuen ist viel basischer.

Im Inneren der Plagioklase, nahe zu ihrem Rande ist häufig eine aus Miaroliten bestehende trübe Zone zu beobachten. Diese Zonen sind wahrscheinlich aus der Grundmasse stammende glasige Partien, nach deren Ausbildung der Plagioklas noch eine Zeit lang weiter wuchs; dies beweist jener schmale Plagioklasstreifen, der das ursprüngliche Plagioklasindividuum noch außerhalb der trüben Zone umgibt. Diese äußere Zone erscheint häufig viel saurer als das Innere des Plagioklases. Dies ist also die selbe Erscheinung, die auch bei den übrigen Andesiten zu beobachten ist.

Farbloser Quarz kommt als Gemengteil nur ausnahmsweise vor.

Der makroskopisch schwarze Amphibol tritt in Prismen auf; an seinen Individuen sind die Flächen (110) und (010) gut ausgebildet, (100) bereits unvollkommen. Zwillinge nach (100). Der Pleochroismus ist stark: γ = blaugrün, β = blaß olivgrün, α = blaß gelb. $\gamma > \beta > \alpha$. Der Pleochroismus der kleineren Amphibolindividuen ist bereits nicht mehr so auffallend, und neigt eher zu gelblichgrünen Nuancen. Extinktion: $c : \gamma = 17.5^\circ$.

Als Einschluß fand ich in dem Amphibol Magnetit und farblosen Zirkon.

An den Amphibolen bildete sich keine magmatische Resorption; eine stärkere Resorption ist nur an wenigen Punkten zu beobachten.

Sehr selten — insgesamt in zwei Fällen — beobachtete ich auch farblosen diopsidischen Augit in unregelmäßig begrenzten, 0.5–0.8 mm großen Körnern. Eine bestimmte Form ist an demselben nicht zu beobachten. an dem einen Korn konnten jedoch Spuren der Flächen (100 T), (110), (010) nachgewiesen werden. Der optische Charakter ist $c : \gamma =$ zirka 43° .

Wahrscheinlich bildete sich auch dieser diopsidische Augit — wie in den vorherbesprochenen Andesiten — ungefähr zur Zeit der Effusion auf Kosten des Amphibols.

Ausnahmsweise sind stellenweise auch Fetzen von Biotit wahrzunehmen. γ = braun, $\beta = \gamma$, α = hellgelb.

Der Magnetit tritt in opaken, nahezu isometrischen Körnern auf. Häufig erreicht er eine Größe von 0.3 mm. Zuweilen wird er von einem eisenoxydhaltigen Verwitterungsprodukte umgeben, und dieses

Verwitterungsprodukt scheint an diesen Stellen auch die Grundmasse zu durchtränken.

Der wenige *Apatit* bildet kleine farblose, prismatische Kristalle.

Selten ist auch *Zirkon* in der Kombination von *Prisme* und *Pyramide* zu beobachten.

Die *Grundmasse* ist gelblichbraun. Ihre *Feldspate* sind bald länglich leistenförmig, bald besitzen sie rektangulare Durchschnitte. Auf Grund der Extinktionen sind sie im Mittel von der Zusammensetzung $Ab_{58}An_{42} - Ab_{54}An_{46}$. Sie sind frisch. Stellenweise kommen in der Grundmasse kalzitische, anderwärts infolge der Verwitterung der kleinen *Magnetite* eisenoxydhaltige, rötlichbraune Verwitterungsflecken vor. Um die *Kalzite* herum ist selten auch farbloser *Quarz* zu beobachten. Außerdem treten selten auch kleine farblose *Augitkörnchen* auf. Um die porphyrisch ausgeschiedenen großen *Amphibole* herum sind in der Grundmasse zuweilen winzige *Amphibolfetzen* zu beobachten, die während der *Effusion* von den großen Individuen abgerissen geworden sein dürften.

Ein Teil der Grundmasse scheint nahezu *isotropisch* zu sein, und ist gelblichbraun. Diese gelblichbraune glasige Masse tritt zwischen den mineralischen Gemengteilen der Grundmasse auf, sie durchtränkt daher die Grundmasse gleichsam und verleiht ihr bis zu einem gewissen Grade einen *mikrofelsitischen* Charakter. Es ist nicht unmöglich, daß diese *kriptomikrokristallinen Aggregate* durch sekundäre Umwandlung der ursprünglich *mikrofelsitischen* Grundmasse entstanden sind. Demnach steht die Grundmasse dem *felsodazitischen* Typus am nächsten. Nach *OSANN* sind ähnliche Grundmassen auch unter den Vorkommen von *Cabo de Gata* bekannt.

Auf Grund all dessen ist das Gestein ein auch *diopsidischen Augit* führender *Amphibolandesit*, wie dies auch seine chemische Zusammensetzung beweist.

Dieselbe ist die folgende:

	%	Mol. %
SiO_2	58·67	65·01
TiO_2	0·90	0·75
Fe_2O_3	5·21	6·27
FeO	2·07	
MnO	Spur	
Al_2O_3	16·45	10·75
CaO	6·82	8·13
MgO	3·15	5·22
K_2O	1·24	0·88
Na_2O	2·78	2·99
Glühungsverlust ..	2·38	
Zusammen:	99·67	Zusammen: 100·00

Analysator: Dr. K. EMSZT.

Die OSANN'schen Zahlen:

$$s = 65.76, A = 3.87, C = 6.88, F = 12.74$$

$$\begin{array}{cccccc} s_{65.76} & a_{3.3} & c_{5.9} & f_{10.8} & n_{7.98} & \\ \text{Reihe} & = a, & k = 1.32 & & & \end{array}$$

(Figur 41, 9.)

Die OSANN'schen Parameterzahlen:

$$SALF = 20.5, 3, 6.5$$

$$ALCAlk = 14, 11, 5$$

$$NK = 7.9$$

$$MC = 3.9$$

(Figur 42, 9.)

Auf Grund dessen ist das Gestein zwischen den Andesit von *Downieville Cal.* und den Amphibolandesit von *Taujoeng Lok.* zu stellen.

Andesit *Downieville Cal.*:

$$SALF = 20.5, 3, 6.5$$

$$ALCAlk = 13.5, 10.5, 6$$

$$NK = 7.7$$

$$MC = 4.8$$

Amphibolaugitandesit von *Taujoeng Lok. Sumbava*:

$$SALF = 20.5, 3.5, 6$$

$$ALCAlk = 14, 10, 6$$

$$NK = 7.7$$

$$MC = 3.7$$

Amphibolandesit im gräfllich Czirákyschen Steinbruche.

In dem grauen, etwas grünlich getönten Gesteine ist eine scharf geschiedene Grundmasse und gut ausgebildete porphyrische Ausscheidungen zu beobachten. Unter letzteren ist makroskopisch nur der Amphibol und der Plagioklas zu erkennen.

Die porphyrisch ausgeschiedenen Gemengteile sind die folgenden: Plagioklas, Amphibol, sehr wenig Augit, Quarz, Magnetit, selten Apatit, sodann Zirkon.

Die Plagioklase erreichen zuweilen bis 0.75 cm Größe. Gewöhnlich sind sie jedoch kleiner, durchschnittlich 1—3 mm groß. Im frischen Gesteine sind sie ziemlich wasserhell. Sie bilden Zwillinge nach dem

Albit-, und dem Albit- und Karlsbader Gesetz. Periklinzwillinge sind seltener zu beobachten. Gewöhnlich sind sie nach (010) tafelig. Ihre Konturen sind jedoch infolge von Resorptionserscheinungen zuweilen unregelmäßig. Ihr mittlerer Brechungsindex ist:

$$\frac{\alpha + \beta + \gamma}{3} = 1.554 - 155.8$$

Die an Albit- und Karlsbader Zwillingen gemessenen konjugierten Auslöschungen sind:

$$\begin{array}{ll} 1 \text{ und } 1' = \pm 33^\circ & 2 \text{ und } 2' = \pm 21^\circ \\ 1 \text{ und } 1' = \pm 33^\circ & 2 \text{ und } 2' = \pm 28^\circ \end{array}$$

Auf dem Schnitt \perp (010) ist die Extinktion: $27-28^\circ$.

An einem kleineren verzwilligten Individuum ist auf einem auf (010) und (001) nahezu \perp Schnitte eine Extinktion von $+30^\circ$ zu beobachten ($Ab_{44}An_{56}$).

Alle diese Meßresultate deuten im Durchschnitt auf einen $Ab_{50}An_{50}$ nahe stehenden *L a b r a d o r*.

Mitunter sind die Plagioklase von zonarer Struktur. An einem solchen zonaren kleineren Plagioklas waren auf der Fläche nahe (010) folgende Extinktionen zu beobachten:

$$\begin{array}{ll} \text{Äußere Zone:} & - 6^\circ (Ab_{62} An_{38}) \\ \text{Mittlere } \llcorner & : - 11^\circ (Ab_{56} An_{44}) \\ \text{Kernzone:} & - 21^\circ (Ab_{44} An_{56}). \end{array}$$

Der Kern der größeren Individuen ist aller Wahrscheinlichkeit nach noch basischer. Ich beobachtete auch solche Individuen, an denen die mittlere Zone am basischesten war. Da jedoch der Schnitt nicht orientiert war, kann ich keine genauen Daten angeben.

Die Plagioklase sind stellenweise an den Rändern und an den Spaltungslinien zu *K a l z i t u m g e w a n d e l t*. Außerdem kommen in den Feldspaten, im Inneren auch trübe Flecken vor. Die kalzitische Umwandlung der Feldspate ist an den Lithoklasen des Gesteines sehr stark, so daß die Zwillingsriefung kaum zu erkennen ist, ja zuweilen sind sie ganz zu Kalzit umgewandelt. Im Dünnschliff eines an einer solchen Lithoklase gesammelten Stückes beobachtete ich neben Kalzit auch *E p i d o t* in etwa 0.06 mm Größe; sein Pleochroismus ist: gelblichgrün und sehr blaß gelblichgrün. An solchen umgewandelten Partien findet sich nebst Kalzit als sekundäres Umwandlungsprodukt auch *Q u a r z*, zuweilen sogar in größeren Flecken.

Unzweifelhaft hat sich dieser Kalzit, Quarz und Epidot durch Verwitterung aus den Plagioklasen gebildet.

Als Einschluß kommt in dem Plagioklas selten auch Amphibol und Magnetit vor.

Der Amphibol ist makroskopisch schwarz. Seine Individuen erreichen häufig bis 1 cm Größe. In der Prismenzone ist (110) und (010) meist gut ausgebildet; zuweilen erscheint auch die Fläche (100). Die terminalen Flächen sind meist schwach ausgebildet. Zwillinge sind nach (100) häufig. Die Individuen des Amphibols sind stark pleochroistisch: $\gamma = \text{grün}$, $\beta = \text{gelblichgrün}$, $\alpha = \text{blaß strohgelb}$. Die Absorption $\gamma > \beta > \alpha$: $c : \gamma = 16\frac{1}{2}^\circ$. Er ist optisch negativ, der Achsenwinkel annähernd $2V = 86^\circ$, mittels der von J. UHLIG empfohlenen Methode¹ bestimmt. Da der Amphibol farbig ist, gibt die Bestimmung mittels dieser Methode nur annähernde Werte.

Selten ist an dem Amphibol auch Zonarstruktur zu beobachten.

Der Amphibol enthält als Einschlüsse nahezu isometrische Magnetitkörner, farblose, kleine Apatitnadeln und selten farblose Zirkonkristalle.

Die Amphibolindividuen weisen häufig eine starke magmatische Resorption auf, und sind mit einer opazitischen Magnetitzone umgeben. Diese Resorption erscheint häufig an den terminalen Flächen sehr stark. Stellenweise sind an den Amphibolen in höherem oder geringerem Maße auch rostbraune Verwitterungsflecken zu beobachten.

Der Augit spielt eine viel untergeordnetere Rolle als der Amphibol, so daß er nur sporadisch auftritt. An seinen kleinen Individuen sind die Flächen (100), (110) und (010) zu erkennen. Gewöhnlich dominiert (100). Prismenwinkel ca. $92\frac{1}{2}^\circ$. Zwillinge nach (100). Er ist sehr blaß grünlichgelb, in sehr dünnen Schliften farblos. Pleochroismus ist keiner vorhanden $c : \gamma = 44^\circ$. Der optische Achsenwinkel aus dem Mittel von zwei Bestimmungen nach der J. UHLIG'schen Methode: $2V = 54^\circ$. Optischer Charakter positiv. $\beta > \gamma$ um γ herum schwach.

All diese Daten deuten auf diopsidischen Augit.²

Zonarstruktur habe ich nicht beobachtet. Als Einschluß erscheint Magnetit in kleinen Körnchen.

Zwischen dem Amphibol und dem Augit besteht ein genetischer Zusammenhang. Stellenweise treten nämlich innerhalb des Am-

¹ J. UHLIG: Über eine neue Methode, den wahren optischen Axenwinkel im Dünnschliff zu bestimmen. Centralblatt für Min., etc. 1911, 305—312.

² V. ö. F. BECKE: Der Hypersthen-Andesit der Insel Alboran. Tschermak's Min. Petr. Mitteilungen, Bd. XVIII., S. 533—534.

phibolschnittes kleine Augitflecken auf, anderweitig wieder sind kleine Augitkörnchen zu sehen, zwischen denen Amphibolfetzchen vorkommen, und in diesem Falle treten neben den Augitkörnchen auch reichlich Magnetitkörner auf. Nach alledem ist es unzweifelhaft, daß sich der Augit erst sekundär aus den Amphibolmolekülen bildete; dieser Vorgang schritt mit der Ausscheidung von Eisen, d. i. von Magnetit einher. Dies geschah in jener Periode der Gesteinsbildung, als der Amphibol im Magma bereits nicht mehr beständig war, und statt Bildung von Amphibol bereits die Ausscheidung von Augit begann.¹

Der Quarz spielt eine sehr untergeordnete Rolle. Seine Individuen sind klein, mitunter sogar ungemein klein, und sie erreichen nur selten eine Größe von 0·4—0·5 mm; sie sind farblos. Meist sind sie stark geranftet, ausgebuchtet, was ein Resultat der magmatischen Korrosion ist. Als Einschlüsse treten darin Reihen von kleinen Punkten, wahrscheinlich Flüssigkeit, sowie Grundmasse auf.

Der seltene Magnetit tritt in kleinen, isometrischen opaken Körnern auf.

Apatit kommt selten vor; er bildet winzige, farblose Prismen. Zuweilen tritt er in den Einbuchtungen der Magnetitkörner auf.

Auch der Zirkon ist selten; seine etwas ellipsoid abgerundeten Kriställchen finden sich zumeist in der Nähe der Magnetitkörnchen. Seine Individuen sind klein; einmal beobachtete ich jedoch eines, das 0·20 mm groß war.

Die feine Grundmasse ist holokristallinisch und im großen Ganzen von mikrodioritisch-porphyrischer Ausbildung. Die Feldspate besitzen zumeist rektangulare Durchschnitte. Zumeist treten sie in, nach *P/M* gestreckten Leisten auf und sind entweder einfache Albitzwilige || mit der Längsrichtung verwachsen, oder sie sind — selten — aus mehreren Zwillingslamellen zusammengesetzt. Es wurden folgende Extinktionen gemessen: 20—16°, 20—12°, 15—17°, 23—19°. Im ganzen genommen sind sie saurer als die Labradore. An dem einen etwas größeren Plagioklas der Grundmasse zeigte sich Zonarstruktur und an dem auf (001) und (010) nahezu \perp Schnitte die folgenden Extinktionen: in der äußeren Zone +22° ($Ab_{59}An_{41}$), im Kern +31° ($Ab_{42}An_{58}$). Die äußere Zone liegt also zwischen Andesin und Labrador. Außer dem Plagioklas kommen in der Grundmasse kleine Magnetitkörner, ferner sehr kleine Augite und Amphibole in Fetzen vor. Selten scheint auch ein kleines unregelmäßiges Quarzkorn zur Grundmasse zu gehören. Es ist jedoch nicht unmöglich, daß dies bereits sekun-

¹ V. ö. ROSENBUSCH: Mikroskopische Physiographie, II. Hälfte, 1905., p. 238.

däre, durch die oben erwähnte Verwitterung der Plagioklase entstandene Produkte sind.

Auf Grund all dessen muß dieses Gestein als *A m p h i b o l a n d e s i t* bezeichnet werden, der jedoch auch Quarz enthält. Die Menge des Quarzes ist jedoch so gering, daß das Gestein nicht den Säuregrad der Dazite erreicht. Dies beweist auch die chemische Zusammensetzung des Gesteines. Auch im chemisch-petrographischen System muß dieses Gestein, wie aus dem weiteren ersichtlich sein wird, zu den Andesiten gestellt werden.

Die chemische Zusammensetzung dieses Gesteines ist die folgende:

	%	Mol. %
<i>SiO</i> ₂	59·87	66·53
<i>TiO</i> ₂	0·07	0·06
<i>Al</i> ₂ <i>O</i> ₃	15·78	10·31
<i>Fe</i> ₂ <i>O</i> ₃	4·48	6·04
<i>FeO</i>	2·49	
<i>MnO</i>	0·33	0·31
<i>CaO</i>	7·22	8·59
<i>MgO</i>	2·91	4·85
<i>Na</i> ₂ <i>O</i>	2·49	2·68
<i>K</i> ₂ <i>O</i>	0·88	0·63
<i>H</i> ₂ <i>O</i> —110°	0·68	Zusammen: 100·00
Glühungsverlust .	2·47	
<i>P</i> ₂ <i>O</i> ₅	0·14	
<i>CO</i> ₂	Spur	
Zusammen:	99·81	

Analysator: A. V E N D L.

Die O S A N N'schen Zahlen:

$$s = 66·59, A = 3·31, C = 7·00, F = 12·79$$

$$s_{66·59} a_{2·8} c_{6·1} f_{11·1} n_{8·1}$$

$$\text{Reihe} = a, k = 1·42$$

(Figur 41, 10.)

Die O S A N N'schen Parameterzahlen:

$$S A I F = 21, 3, 6$$

$$A I C A l k = 14, 12, 4$$

$$N K = 8·1$$

$$M C = 4·6$$

(Figur 42, 10.)

Diese Zahlen stehen den entsprechenden Werten des von der Ostlehne des *Mt. Shasta Cal.* stammenden Amphibolandesits am nächsten:

$$\begin{aligned}SAIF &= 21, 3\cdot5, 5\cdot5 \\ALCAlk &= 14, 9\cdot5, 6\cdot5 \\NK &= 8\cdot2 \\MC &= 4\cdot5\end{aligned}$$

Amphibolandesit südlich von Sukoró an der Landstrasse.

Das Gestein des bei dem Punkte 16·2 km der von Velence nach Székesfehérvár führenden Landstraße aufgeschlossenen kleinen Andesitkegels ist blaugrau und besitzt eine dichte Grundmasse. Makroskopisch sind darin nur farblose Plagioklase und schwarze Amphibole zu erkennen, die zuweilen eine Größe von 1 cm erreichen. Die Zahl dieser porphyrischen Ausscheidungen ist nicht groß; ja stellenweise ist in größeren oder kleineren Partien nur Grundmasse ohne jeder porphyrischen Ausscheidung zu beobachten.

U. d. M. findet man als porphyrische Gemengteile Plagioklas, Amphibol, sehr wenig Biotit, noch weniger Augit, Magnetit und Apatit.

Der Plagioklas ist wasserhell, nach (010) tafelig; gewöhnlich kommt er in Albit, Albit und Karlsbader, seltener in Periklinzwillingen vor. Die an Albit- und Karlsbader Zwillingen, an einem auf (010) \perp Schnitt gemessenen konjugierten symmetrischen Extinktionen sind:

$$1 \text{ und } 1' = \pm 33 \qquad 2 \text{ und } 2' = \pm 19\cdot5$$

An dem mit (010) parallelen Schnitte ist die Auslöschung -25° ($Ab_{35}An_{65}$).

Auslöschung des Schnittes \perp auf γ : $36-37^\circ$, was ebenfalls auf die obige Zusammensetzung deutet.

Die Plagioklase weisen zuweilen Zonarstruktur auf. An dem einen Albit- und Karlsbader Zwillinge beträgt die konjugierte symmetrische Extinktion an dem Schnitte \perp (010):

$$\begin{aligned}\text{Äußere Zone: } 1 \text{ und } 1' &= \pm 15^\circ; & 2 &= 20^\circ \text{ (} 2' \text{ nicht vorhanden)} \\ \text{Innere Zone: } 1 \text{ und } 1' &= \pm 25^\circ; & 2 &= 28^\circ \text{ (} \ll \ll \ll \text{)} \\ E &= 10^\circ & E' &= 12^\circ \\ \varphi &= 0 & \varphi &= 0^\circ \\ \lambda &= 20^\circ & \lambda &= 22\end{aligned}$$

An einem ähnlichen Schmitte eines zweiten solchen Zwillings:

$$1 = 15^\circ; 1' = \begin{cases} \text{äußere Zone} = 8^\circ \\ \text{innere} \quad \ll = 14^\circ \end{cases} E = 37^\circ$$

$$2 \text{ und } 2' \text{ äußere Zone: } \pm 32^\circ$$

$$2 \text{ und } 2' \text{ innere} \quad \ll : \pm 42^\circ \quad N = 33^\circ$$

Die inneren Zonen sind also um vieles basischer als die äußeren.

Der Plagioklas muß demnach zu den Labradoren gestellt werden, doch sind die äußeren Zonen viel saurer.

Zuweilen sind die mehr basischen Zonen sehr trüb. Stellenweise findet sich im Plagioklas selbst, ganz am Rande desselben eine schmale, trübe aus länglichen Miaroliten bestehende Zone, die jedoch nicht näher zu bestimmen ist. Wahrscheinlich hat sich dieselbe jedoch bereits aus der Grundmasse abgelagert, worauf sich dann in der Periode der Effusion die Bildung von Plagioklas weiter fortsetzte. Solcherart umgibt den Feldspat nun außerhalb der schmalen trüben, noch eine überaus schmale, reine Zone. Diese trübe Zone ist bereits INKEY¹ aufgefallen.

An der Stelle des einen, schon einigermaßen umgewandelten Plagioklases tritt ein strahlig-faserig ausgebildeter stilbitartiger Bündel auf. Die Fasern sind von negativem Charakter, ich möchte sie für Stilbit halten, obwohl sie wegen ihrer sehr geringen Größe nicht näher bestimmt werden konnten.

Als Einschluß kommt im Plagioklas selten Amphibol und Magnetit vor.

Der Amphibol ist prismatisch ausgebildet: gewöhnlich ist jedoch nur die dominierende Fläche (110) und die untergeordneten Flächen (010) und (100) zu beobachten. Zwillingsbildung nach (100) ist häufig. Die terminalen Flächen sind nicht gut ausgebildet. Der Amphibol ist optisch negativ. $c = \gamma = 18^\circ$. Pleochroismus ist bestimmt: $\gamma = \text{grün}$, $\beta = \text{bräunlichgrün}$, $\alpha = \text{blaß (bräunlich) grün}$.

Der Rand der Amphibole ist gewöhnlich magmatisch sehr stark resorbiert; stellenweise kommen daran wahrhaftige Ausbuchtungen vor, und sie werden von einem schmälern oder breiteren Kranz von Magnetitkörnern umgeben. Stellenweise sind die kleineren Amphibole infolge von magmatischer Resorption fast vollständig verschwunden und an ihrer Stelle finden sich magnetitische oder augitische Flecken (Opazit), in deren Mitte zuweilen noch eine kleine Partie des ursprünglichen Amphibols zu sehen ist.

¹ B. v. INKEY: l. c.

Als Einschluß kommt im Amphibol winziger Magnetit, ferner farblose Apatit-Nadeln vor; sehr selten tritt als Einschluß ferner auch Zirkon in farblosen prismatischen Kriställchen auf.

Der Biotit tritt selten auf. Seine Konturen sind infolge von magmatischer Resorption gewöhnlich zerrissen und von einer aus kleinen Magnetitkörnern bestehenden Zone umgeben. Sein Pleochroismus ist stark: $\gamma = \text{braun}$, $\beta = a$; $\gamma = \text{blaß strohgelb}$. Es ist interessant, daß sich in einem Falle ein verhältnismäßig größeres — 0.15 mm großes — Biotitplättchen im Amphibol fand. Dieser Umstand beweist, daß die Bildung des Biotits jener des Amphibols voranging. Als Einschluß kommt im Biotit Magnetit vor.

Sehr selten kommt als porphyrische Ausscheidung auch farbloser diopsidischer Augit vor, doch beobachtete ich solchen nur in vier Fällen. Pleochroismus ist keiner vorhanden. $c : \gamma = \text{zirka } 41^\circ$. Da an diesen diopsidischen Augiten keine bestimmte Form ausgebildet ist, und dieselben verhältnismäßig klein sind — der größte erreicht zirka 0.3 mm Größe — schließlich weil sie von einem Aggregat von Magnetitkörnern umgeben werden, ist es wahrscheinlich, daß sie sich infolge von magmatischer Resorption auf Kosten der Amphibole im Magma bildeten.

Der Magnetit erscheint in opaken schwarzen Körnchen, seine Individuen erreichen mitunter bis 0.25 mm Größe. Zumeist sind sie jedoch viel kleiner; die kleinsten scheinen zum Teil bereits zur Grundmasse zu gehören.

Selten kommt auch Apatit in kleinen farblosen Prismen, namentlich in der Nähe der Amphibole vor.

Stellenweise tritt — als Verwitterungsprodukt der Plagioklase — auch farbloser Kalzit auf. Sehr selten ist auch ein Quarzkorn zu beobachten, besonders in der Nähe der Kalzite; ich glaube, diese Quarze haben sich ebenfalls durch Verwitterung der Plagioklase gebildet.

Die Grundmasse ist holokristallin. Nach OSANN erinnert das Gestein betreffs seiner Struktur an den Dazit von Cabo de Gata. Die Plagioklase der Grundmasse sind schmal nach a gestreckt, gewöhnlich aus zwei, selten aus mehr Zwillingindividuen zusammengesetzt. Zuweilen sind an ihnen auch rektangulare Durchschnitte zu beobachten. An dem einen quadratischen Durchschnitte, der nahezu \perp auf P und M war, ergab sich für die Extinktion $+25^\circ$ ($Ab_{54}An_{46}$). Die Extinktion der Leisten erwies sich zur Zwillingsebene im Mittel von 15 Messungen als 15° -ig, was nach dieser Wahrscheinlichkeitsbestimmung etwa $Ab_{58}An_{42}$ entspricht. Demnach wären die Feldspate der Grundmasse Andesine. Außer den Feldspaten treten in der Grundmasse auch winzige Magnetitkörner auf. Wo der Magnetit

reichlich vorkommt, dort ist häufig auch ein eisenhaltiges, gelblichbraunes Verwitterungsprodukt zu beobachten. Schließlich nehmen am Aufbau der Grundmasse noch kleine farblose Augitkörnchen Anteil.

Im großen Ganzen erinnert diese Grundmasse an die dioritporphyrischen Grundmassen.

Die chemische Zusammensetzung dieses Gesteines ist die folgende:

	%	Mol. %
SiO_2	57·14	63·65
TiO_2	0·49	0·41
Al_2O_3	17·24	11·33
Fe_2O_3	2·89	5·77
FeO	5·57	
MnO	0·07	0·07
CaO	7·01	8·40
SrO	0·16	0·11
BaO	0·13	0·05
MgO	3·79	6·31
K_2O	1·61	1·14
Na_2O	2·55	2·76
H_2O ---110°	0·68	Zusammen: 100·00
Glühungsverlust ..	2·48	
Zusammen:	99·81	

Analysator: S. MERSE v. SZINYE.

Die OSANNSchen Zahlen:

$$s = 64·06, A = 3·90, C = 7·43, F = 13·28$$

$$s_{64·06} a_{3·2} c_{6·0} f_{10·8} n_{7·07}$$

$$\text{Reihe} = \beta, k = 1·24$$

(Figur 41, 11.)

Die OSANNSchen Parameterzahlen:

$$SALF = 20, 3·5 \ 6·5$$

$$AICAlk = 14, 11, 5$$

$$NK = 7·0$$

$$MC = 4·2$$

(Figur 42, 11.)

Demnach muß dieses Gestein in dem System von OSANN zwischen den Andesit von *Sibajak, Sumatra* und jenen von *Si Nabun, Sumatra* gestellt werden.

Biotitamphibolandesit *Sibajak, Sumatra*:

$$\begin{aligned}SAIF &= 20, 3\cdot5, 6\cdot5 \\AlCAlk &= 14, 10\cdot5, 5\cdot5 \\NK &= 6\cdot8 \\MC &= 4\cdot2\end{aligned}$$

Amphibolpyroxenandesit *Si Nabun, Sumatra*:

$$\begin{aligned}SAIF &= 20, 3\cdot5, 6\cdot5 \\AlCAlk &= 13, 11, 6 \\NK &= 7\cdot0 \\MC &= 0\cdot4\end{aligned}$$

Biotitamphibolandesit an der nordwestlichen Seite der von Nadap nach Sukoró führenden Strasse.

In der scharf abgesonderten Grundmasse des bräunlichgrauen Gesteines ist makroskopisch porphyrisch ausgeschiedener Plagioklas, Amphibol, Biotit und Quarz zu erkennen.

Die Plagioklase sind durchschnittlich 3—5 cm groß, zuweilen auch größer. Sie bilden Zwillinge nach dem Albit-, nach dem Karlsbader- und seltener nach dem Periklingesetz. Die an Albit- und Karlsbader Zwillingen gemessene konjugierte symmetrische Auslöschung ist in der auf (010) \perp Zone:

$$1 \text{ und } 1' = \pm 14^\circ; \quad 2 = 41^\circ.$$

Mitunter ist auch Zonarstruktur zu beobachten, an einem solchen Individuum ist die konjugierte symmetrische Auslöschung:

$$1 \text{ und } 1' \left\{ \begin{array}{l} \text{äußere Zone: } \pm 25^\circ \\ \text{mittlere Zone: } \pm 29^\circ \quad 2 \text{ und } 2' = \pm 14. \\ \text{Kern: } \pm 31^\circ \end{array} \right.$$

Als Einschluß kommt Magnetit und selten Amphibol vor.

Die Plagioklase sind nicht am frischesten, zuweilen enthalten sie karbonathaltige Verwitterungsprodukte. Im übrigen ist überhaupt das ganze Gestein nicht am idealsten erhalten.

Der Amphibol ist durchschnittlich ebenso groß wie der Plagioklas. Die Flächen (110), (100) und zuweilen auch (100) sind zu unterscheiden. Selten ist letztere Form stark ausgebildet. Die terminalen Flächen sind infolge der starken magmatischen Resorption gewöhnlich nicht zu unterscheiden. Der Pleochroismus ist intensiv, γ = dunkel gelblichgrün, β =

gelblichgrün, α = strohgelb, $c: \gamma = 18-19^\circ$. Der Amphibol führt als Einschluß Magnetit und selten farblosen Apatit. Der eine Amphibol schließt eine große Biotitplatte in einer Orientation ein, daß β des Amphibols mit γ des Biotits zusammenfällt; im Amphibol kommt neben dem Biotit auch Magnetit und ein karbonathaltiges Verwitterungsprodukt vor. Im allgemeinen tritt im Amphibol an den Klüften Karbonatisierung auf, das Produkt ist entweder farbloses kalzitartiges Karbonat, oder aber eisenhaltig, gelblichbraun.

Biotit tritt in viel geringerer Menge auf als der Amphibol. Seine Konturen haben in der Regel sehr intensive magmatische Resorptionen erlitten, er ist von Magnetitkörnchen umgeben. Hie und da umgeben ihn auch karbonathaltige Ausscheidungen. Sein Pleochroismus ist stark: γ = dunkelbraun, β = gelblichbraun, α = blaßgelb. Als Einschluß kommt darin Magnetit, selten farbloser Apatit vor.

Der Quarz spielt eine sehr untergeordnete Rolle. Er ist farblos, gewöhnlich sehr tief ausgebuchtet, in die Ausbuchtungen dringt die Grundmasse ein. Stellenweise enthält er Grundmasse als Einschluß. Zuweilen erreichen die Quarzindividuen bis 1 cm Größe.

Der Magnetit tritt in kleinen isometrischen Körnern sehr reichlich auf.

Der Zirkon ist sehr selten, er findet sich in farblosen winzigen Kriställchen. In einem Falle beobachtete ich ein solches von der Größe von 0.08 mm.

Die Grundmasse ist holokristallin, doch steht sie bereits knapp an der Grenze, indem sie von auf polarisiertes Licht kaum oder gar nicht reagierenden gewissermaßen glasigen Partien durchtränkt ist. Nach OSANN¹ erinnert sie in der Ausbildung an die Grundmasse des Dazits von Garbanzel, Cabo de Gata. Die Feldspate der Grundmasse sind teils länglich leistenförmig, teils rektangulär. Außerdem sind in der graulichen, auf polarisiertes Licht nur sehr schwach reagierenden Grundmasse Magnetite und karbonathaltige Verwitterungsflecken, ferner sehr wenig Quarz zu beobachten.

Wegen des geringen Quarzgehaltes muß das Gestein noch als Andesit bezeichnet werden, obwohl es bereits einen Übergang zu den Daziten darstellt. Demnach ist das Gestein ein quarzhaltiger Biotit Amphibol andesit, wie dies auch seine chemische Zusammensetzung beweist.

Die chemische Zusammensetzung des Gesteines:

¹ Zeitschrift d. d. geol. Gesellschaft, 1891.

	%	Mol. %
SiO_2	58·53	66·21
TiO_2	0·36	0·31
Al_2O_3	17·56	11·72
Fe_2O_3	3·38	
FeO	2·82	5·57
MnO	0·17	0·16
CaO	5·95	7·24
SrO	0·14	0·09
BaO	0·11	0·49
MgO	1·96	3·32
K_2O	2·59	1·88
Na_2O	2·74	3·01
H_2O-110°	0·31	Zusammen: 100·00
Glühungsverlust ..	3·23	
P_2O_5	0·16	
Zusammen:	100·01	

Analysator: S. MERSE v. SZINYE.

Die OSANNSchen Zahlen:

$$s = 66\cdot52, A = 4\cdot89, C = 6\cdot83, F = 10\cdot04$$

$$s_{66\cdot52} a_{4\cdot5} c_{6\cdot3} f_{9\cdot2} n_{6\cdot15}$$

$$\text{Reihe} = \beta, k = 1\cdot25$$

Die OSANNSchen Parameterzahlen:

$$SALF = 21, 4, 5$$

$$AlCAlk = 14, 10, 6$$

$$NK = 6\cdot15$$

$$MC = 2\cdot9$$

(Figur 42, 12.)

Diese Werte stehen dem Andesit von *Black Butte, Nevada* am nächsten:

$$SALF = 21, 3\cdot5, 5\cdot5$$

$$AlCAlk = 14, 9\cdot5, 6\cdot5$$

$$NK = 6\cdot6$$

$$MC = 3\cdot7$$

Biotitamphibolandesit unmittelbar nördlich von dem Wirtshause in Sukoró.

Von diesem Gestein lag mir infolge der schlechten Aufschlüsse kein ganz frisches Material vor, so daß in dem bräunlichgrauen Gestein hie und da bereits makroskopisch Eisenhydroxydflecke zu beobachten sind. Die an dem frischesten Material ausgeführten Studien können im folgenden zusammengefaßt werden:

Porphyrisch ausgeschiedene Gemengteile sind: Plagioklas, Amphibol, Biotit, wenig Quarz, selten diopsidischer Augit; hierzu tritt noch Magnetit, Apatit und Zirkon.

Das Innere des Plagioklases ist häufig trüb, indem darin gelblichbraune stark doppelbrechende Verwitterungsprodukte angehäuft sind. (Eisenhaltige Karbonate.) Seine Individuen kommen in Zwillingen nach dem Albit-, Karlsbader- und selten nach dem Periklingsesetz vor. Die an dem einen zonaren Plagioklase auf einer Fläche nahe (010) beobachteten Auslöschungen:

Äußere Zone:	—20°
Mittlere Zone:	—23°
Innerer Kern:	—25°
	$E = 37^\circ$

Der Plagioklas erwies sich demnach als Labrador. Die inneren Zonen sind auch hier viel basischer als die äußeren. Als Einschluß ist in den Plagioklasen selten Magnetit und Biotit zu beobachten. Außerdem ist in den Plagioklasen auch hier die aus kleinen Miaroliten bestehende Zone in der Nähe des Randes zu beobachten; dieselbe besteht eigentlich aus einer Grundmassenpartie. Auf diese aus Grundmasse bestehende Zone setzten sich sodann in der Effusionsperiode in einem sehr schmalen Saume weitere Plagioklasmoleküle ab. Diese äußere Zone ist saurer als die Hauptmasse des Plagioklases, sie ist nicht stets ganz regelmäßig, mit scharfen Konturen begrenzt, sondern sie umgiebt die übrigen Teile des Plagioklases einer dünnen Decke gleich.

An dem makroskopisch schwarzem Amphibol ist gewöhnlich nur (110) und (010) ausgebildet. Zuweilen ist in dieser wohlentwickelten Zone auch noch (100) zu beobachten. An den kleineren Individuen treten ausnahmsweise auch die Terminalflächen auf. Zumeist sind sie jedoch ziemlich resorbiert. Zwillingsbildung nach (100). Der Pleochroismus ist stark: γ = dunkel bräunlichgrün, β = bräunlichgrün, α = hellgelb, c : γ = ca. 20°. Als Einschluß findet sich Biotit, Magnetit und Apatit.

Biotit erscheint verhältnismäßig spärlich, immerhin ist er entschieden häufiger als der Augit. Seine Individuen sind gewöhnlich stark resorbiert, ihre Konturen zerfetzt. Zuweilen war die Resorption so hochgra-

dig, daß der Biotit fast vollständig resorbiert wurde, und an seiner Stelle viel Magnetit zurückgeblieben ist; zwischen den Magnetiten ist der Biotit in diesem Falle meist nur in kleinen Fetzen erhalten geblieben. Der Pleochroismus ist stark: γ = dunkelbraun, β = γ , α = hellgelb. Als Einschluß beobachtet man im Biotit Magnetit und selten Apatit.

Der diopsidische Augit ist in den Schlifften farblos, nur an breiteren Schnitten besitzt er einen gewissen grünen Anhauch. Er ist nicht pleochroistisch. $c:\gamma$ = ca. 42—43°. Sein Achsenwinkel ist ziemlich groß. Als Einschluß tritt im Augit Magnetit auf. Der Augit ist im allgemeinen auch in diesem Gesteine selten. Zuweilen kommt er nur in ganz kleinen Fetzen vor, die von Magnetitkörnern umgeben werden. Wahrscheinlich hat sich der Augit zur Zeit der Effusion auf Kosten des Amphibols gebildet. Die Augite sind klein, selten erreichen sie jedoch auch 0.6 mm Größe.

Auch der farblose Quarz spielt nur eine untergeordnete Rolle. Seine Individuen besitzen infolge der magmatischen Korrosion, ausgebuchete, ranftige Konturen. Mitunter schließen sie in diesen Ausbuchtungen Grundmassenpartien ein.

Der Magnetit ist in nahezu isometrischen Körnern häufig; zuweilen erreicht er eine Korngröße von 0.3 mm. Seine Individuen sind häufig um die diopsidischen Augite herum gruppiert. Die sehr kleinen Magnetitkörner scheinen bereits zur Grundmasse zu gehören.

Kleine farblose Apatitkristalle sind eine seltene Erscheinung, sie treten teils selbständig, teils als Einschlüsse auf.

Der Zirkon ist in farblosen, kleinen prismatischen Individuen ausgebildet (Tafel I, Figur 3.).

Die Grundmasse ist nur teilweise holokristallin, indem sie — soweit dies an den Schlifften des nicht ganz frischen Gesteines zu beobachten war — von einem gelblichbraunem, auf die Nikols kaum reagierenden Material durchtränkt wird. Die holokristalline Partie der Grundmasse besteht vorwiegend aus Plagioklas, sehr wenig, kleinem unregelmäßig geformten Quarz und Augitfetzchen. Die Plagioklase müssen auf Grund ihrer Extinktion als Andesine betrachtet werden; sie sind teils rektangulär, teils gestreckt. Die länglichen Plagioklasleisten umgeben die porphyrisch ausgeschiedenen Gemengteile in einer gewissermassen fluidalen Weise.

Obzwar das Gestein nicht genug frisch war, um chemisch mit befriedigendem Erfolg analysiert werden können, so folgt doch aus der untergeordneten Rolle, die der Quarz spielt, daß wir es wieder mit Andesit zu tun haben. Es ist nämlich auch in diesem Gestein mehr Quarz vorhanden, als in den bisher beschriebenen Andesiten. Auch dieses Gestein erreicht also den Säuregrad der Dazite nicht, so daß es als wenig Quarz und Augit führender Biotit Amphibolandesit bezeichnet werden muß.

Augitamphibolandasit vom Ostrande der Weingärten von Sukoró.

Die kleinen porphyrisch ausgeschiedenen Gemengteile des makroskopisch bräunlichschwarzen Gesteines sind die folgenden: Plagioklas, Amphibol, diopsidischer Augit, Biotit, Quarz, Magnetit, Apatit, Zirkon.

Der Plagioklas ist gewöhnlich nach *M* tafelig, er kommt in Zwillingen nach dem Albit-, dem Albit- und Karlsbader, seltener nach dem Periklingesetz vor. Auf Grund ihrer Auslöschung sind die Plagioklase Labrador. Innen enthalten sie gewöhnlich bräunliche, kaum durchsichtige eisenoxyd- und karbonathaltige Verwitterungsprodukte. Die Plagioklase erreichen selten eine Größe von 1 mm.

Der Amphibol ist makroskopisch schwarz, 0,8, selten 1 mm groß. Er ist prismatisch ausgebildet, die Flächen (110), (010) und zuweilen (100) sind daran zu unterscheiden. Zwillingbildung nach (100). Der Pleochroismus ist stark: γ = dunkelbräunlich grün, β grünlichbraun, α = bräunlichgelb. $c:\gamma = 20^\circ$. Die Amphibole werden gewöhnlich von einer schwachen magnetitischen Resorptionszone umgeben. Zuweilen ist die Resorption sehr bedeutend, und in diesem Falle sind von dem Amphibol nur kleine Fetzen zurückgeblieben; an seiner Stelle finden sich überwiegend kleine Magnetitkörnchen. Als Einschluß kommt im Amphibol Magnetit, seltener Apatit und Zirkon vor. An den Spaltflächen des Amphibols ist häufig ein eisenhydroxydhaltiges Verwitterungsprodukt zu beobachten, da der Amphibol nicht ganz frisch ist.

Der diopsidische Augit bleibt betreffs Menge weit hinter dem Amphibol zurück, doch ist er häufiger als der Biotit. Seine Individuen sind ebenfalls klein. Die Formen (100), (110) und (010) sind häufig zu beobachten. Im Schliff ist er farblos, nicht pleochroistisch. $c:\gamma = \text{ca } 40^\circ$. $2V = \text{ca } 53\text{--}55^\circ$. Als Einschluß kommt im Augit Magnetit vor.

Biotit ist nur selten zu finden; er kommt in kleinen Fetzen vor, deren Ränder infolge der starken magmatischen Resorption von kleinen Magnetit- und Augitkörnern umgeben werden. Zuweilen ist die Resorption sehr stark und in diesem Falle ist in dem Aggregat von Magnetit- und Augitkörnern nur ein ganz kleiner Biotitrest erhalten. Der Biotit ist sehr pleochroistisch: γ = dunkelbraun, $\beta = \gamma$, α = blaßgelb.

Die farblosen Individuen des Quarzes sind ebenfalls selten; sie sind abgerundet oder infolge der Korrosion ausgebuchtet oder ranftig; häufig sind sie zersprungen. Hie und da schließen sie Grundmassenpartien ein.

Der Magnetit ist in isometrischen Körnchen ziemlich häufig. Selten kommen farblose Kristalle von Apatit vor. Stellenweise wird der Magnetit von rotbraunen, eisenoxydhaltigen Verwitterungsflecken um-

geben. Der Zirkon kommt in sehr kleinen Kriställchen als Einschuß im Amphibol vor.

In der *Grundmasse* kommen Plagioklase von teils leistenförmigen, teils quadratischen Durchschnitten, kleine Augitfetzchen, viel Magnetit und wenig Quarz vor. Diese Individuen der Grundmasse werden von einer auf die Nikols kaum reagierenden, anscheinend fast vollständig isotropen, gelblichbraunen, glasigen Masse verkittet. Die Plagioklase der Grundmasse sind entweder einfache Individuen oder nur aus zwei Individuen zusammengesetzte Zwillinge. Häufig scheinen die leistenförmigen Plagioklase die porphyrisch ausgeschiedenen Individuen gleichsam zu umfließen, wodurch ein gewissermaßen an Fluidalstruktur erinnerndes Bild entsteht. Im großen Ganzen ist also die Grundmasse andesitisch. Außerdem kommen in der Grundmasse häufig rotbraune Verwitterungsflecke vor, die stellenweise sehr reichlich auftreten.

Das Gestein ist infolge des schlechten Aufschlusses ziemlich verwittert; da ich deshalb kein zur Analyse nötiges frisches Material beschaffen konnte, habe ich dasselbe nicht analysiert. Wegen des seltenen Auftretens von Quarzen ist es jedoch auf Grund der bisherigen Analogien wahrscheinlich daß auch dieses Gestein den Säuregrad der Dazite nicht erreicht. Deshalb betrachte ich auch dieses Gestein als einen Andesit, als wenig Quarz führenden Biotit-Augit-amphibolandesit.

Biotitamphibolandesit an der Landstrasse NE-lich vom Jánosmajor.

In dem blaugrauen, nicht genügend frischen Gesteine ist die Grundmasse und die porphyrischen Gemengteile scharf zu unterscheiden.

Porphyrische Gemengteile sind: Plagioklas, Amphibol, Biotit, wenig Quarz, Magnetit, Apatit, Zirkon.

Der Plagioklas ist ziemlich frisch, wasserhell durchsichtig; seine Individuen sind gewöhnlich nach *M* tafelig und nach *a* gestreckt. Es kommen Zwillinge nach dem Karlsbader-, Albit- und selten nach dem Periklingesetz vor. Zuweilen sind sie 1—1½ cm groß. An dem einen nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz verzwilligten Individuum beobachtete ich in einem Schiffe nahezu senkrecht auf (010) folgende Extinktionen:

$$1 \text{ und } 1' = \pm 7^\circ; \quad 2 \text{ und } 2' = \pm 34^\circ$$

Zuweilen ist Zonarstruktur zu beobachten:

$$1 \text{ und } 1' = 23^\circ; \quad 2 \text{ und } 2' \left\{ \begin{array}{l} \text{äußere Zone } 30^\circ \\ \text{innerer Kern } 40^\circ. \end{array} \right.$$

Demnach sind die Plagioklase basisch, von labradorähnlichem Bau.

Es ist jedoch zu bemerken, daß die kleineren Individuen viel saurer zu sein scheinen, bis zum basischen Andesin reichen.

Der Amphibol ist makroskopisch schwarz. Die Flächen (110) und (010) sind gut entwickelt. Die Terminalflächen sind auch hier schlecht ausgebildet, obwohl die magmatische Resorption in diesem Gestein verhältnismäßig schwach war. Zuweilen sind auch die Zwillinge nach (110) zu beobachten. Die Amphibolindividuen erreichen mitunter ebenfalls 1 cm Größe. Der Pleochroismus ist stark und entschieden: γ = dunkelgrün (mit einem Stich ins bräunliche) β = grünlichbraun, α = gelb, $c: \gamma = 18-19^\circ$. Als Einschluß ist Magnetit und Apatit zu beobachten. Außerdem schließt der Amphibol kleinere oder größere Biotitplättchen ein.

Der Biotit spielt eine viel unbedeutendere Rolle als der Amphibol. Die Ränder seiner Platten sind gewöhnlich sehr uneben, zuweilen ist er jedoch entschieden idiomorph und in diesem Falle tritt die hexagonale Form deutlich vor Augen. Sein Pleochroismus ist stark: γ = braun, β = braun, α = strohgelb. Zuweilen tritt darin als Einschluß Magnetit und Apatit auf. Der Biotit muß für älter betrachtet werden als der Amphibol, da er — wie erwähnt — auch als Einschluß im Amphibol vorkommt.

Der Quarz ist verhältnismäßig selten, wasserhell; mitunter erreicht er bis 2 mm Größe. Gewöhnlich ist er sehr korrodiert und besitzt ausgebuchtete Konturen. Zuweilen schließt er Grundmassenpartien ein.

Der Magnetit kommt in opaken, isometrischen Körnern vor und ist mitunter 0.4—0.5 mm groß. Apatit kommt teils als Einschluß, teils selbständig in farblosen prismatischen Kristallen, hauptsächlich um die Magnetite herum vor. Selten ist auch Zirkon in kleinen farblosen Kriställchen zu beobachten.

Die Grundmasse ist in ihrer Ausbildung jener des SE-lich von der Spitze des Meleghegy vorkommenden Amphibolandesits ähnlich.

Da dieses Gestein nicht genügend frisch ist — was besonders die in der Grundmasse vorkommenden kalzitischen und eisenhydroxydhaltigen Verwitterungsflecken beweisen — wurde dasselbe nicht analysiert. In Anbetracht dessen, daß der Quarz ebenso, wie in den bisher behandelten Andesiten, auch hier nur in sehr untergeordneter Menge auftritt, ist es gewiß, daß auch dieses Gestein den Säuregrad der Dazitite nicht erreicht.

Demnach ist das Gestein als Biotitamphibolandesit zu bezeichnen, der jedoch auch wenig Quarz führt.

Pyroxenandesite.

Der Pyroxenandesit des Steinbruches der Gemeinde Nadap.

Das frische Gestein ist bläulichgrau. Makroskopisch ist darin dichte Grundmasse und als porphyrisch ausgeschiedene Gemengteile Plagioklas und Augit zu erkennen.

Die Plagioklase sind nach *M* tafelig, nach *a* gestreckt, leistenförmig. Sie bilden Zwillinge nach dem Albit, Albit- und Karlsbader- und seltener nach dem Periklingesetz. Sie erreichen bis 3–4 mm Größe. Ihre Konturen sind häufig durch die Grundmasse korrodiert. An dem einen Schnitte nahezu \perp auf *c* ist die Extinktion 38° , was auf basischeren Labrador deutet. An dem einen Albit- und Karlsbader Zwillinge beobachtete ich an dem Schnitt nahe \perp auf (010) folgende konjugierte symmetrische Extinktionen

$$1 \text{ und } 1' = \pm 29^\circ \qquad 2 \text{ und } 2' = \pm 4^\circ.$$

Die Plagioklase sind häufig zonär. Die Extinktionen auf der Fläche nahe (010) betragen:

$$\begin{aligned} \text{äußere Zone: } & -23^\circ \\ \text{mittlere Zone: } & -28^\circ \\ \text{Kern: } & -31^\circ \end{aligned}$$

An einem zweiten kleineren Individuum, an welchem zwei Zonen zu unterscheiden waren:

$$\begin{aligned} \text{äußere Zone: } & -18^\circ \\ \text{innere Zone: } & -30^\circ \end{aligned}$$

Auf Grund alldessen sind die Plagioklase im Durchschnitt basische Labradore; die innersten Zonen bestehen jedoch aus Bytownit.

Der Augit ist im Schiffe farblos, einigermaßen mit einem Stich ins gelbliche; es ist ein diopsidischer Augit, an seinen Kristallen sind die Flächen (100), (110) und (010) gut ausgebildet. Zwillingsbildung nach (100); an den Zwillingen kommt zwischen den beiden Hauptindividuen gewöhnlich eine schmale Zone vor. Zuweilen sind die Zwillinge auch in Knoten ausgebildet. $c: \gamma = 41-42^\circ$. $2V = \text{ca. } 55^\circ$. Zuweilen ist an sehr dicken Schliften auch ein schwacher Pleochroismus zu beobachten: $\gamma = \text{blaßgrünlich}$, $\beta = \alpha = \text{farblos gelblich}$. Als Einschluß kommen im Augit opake Magnetitkörner und farblose Apatitnadeln vor. Die Augite erreichen bisweilen eine Länge von 2–2.5 mm.

Der Magnetit tritt in rundlichen oder etwas gestreckten, zuweilen unregelmäßigen, opaken Körnern auf. Häufig erreicht er bis 0.2 mm Größe; doch kommen auch viel kleinere vor, die einen Übergang zur Grund-

masse darstellen. Die Magnetitkörnchen umgeben bisweilen die Augitindividuen.

Die Grundmasse ist holokristallin, so daß die Struktur des Gesteines an Dioritporphyrat erinnert. Sie besteht überwiegend aus Plagioklasen, die höchstens aus zwei Zwillingindividuen zusammengesetzt sind. Auf Grund ihrer Extinktionen scheinen sie viel sauerere Labradore zu sein, als die Plagioklase der Grundmasse. Außer den Plagioklasen nehmen am Aufbau der Grundmasse noch Augitfetzchen und Magnetitkörnchen Anteil.

Wo das Gestein von postvulkanischen Wirkungen betroffen wurde, dort ist auch sein mikroskopisches Bild verändert:

Auf Kosten der Plagioklase hat sich farbloser Kalzit, Quarz und grüner Epidot gebildet. An den Epidoten ist zuweilen die Form (001), (101) und (100) zu beobachten; sie sind optisch negativ, ihr Achsenwinkel ist groß; ihr Pleochroismus γ = gelblichgrün, β = heller gelblichgrün, α = blaßgelb. $< v$. Der Quarz ist in kleinen, farblosen, abgerundeten oder ausgebuchteten, zuweilen aus der Kombination von Prismen und zwei Rhomboedern bestehenden Körnchen ausgeschieden. Zuweilen hat sich in dem verwitterten Plagioklas neben den Kalziten in kleineren Flecken auch gelbbraunes Karbonat gebildet.

Die Augite haben sich in bräunlichgrüne Fasern zersetzt, die mit c nahezu parallel verlaufen, sehr schwach doppelbrechend sind und aus pleochroistischem Chlorit bestehen; γ = grün, $\beta = \alpha$ = blaß gelblichgrün. Diese Umwandlung hat mitunter an den Rändern der Augite begonnen, ein andermal im Inneren derselben, an den Spaltungslinien. Außerdem ist häufig auch Epidot und Kalzit entstanden. Ein andermal tritt an den Punkten, wo das Gestein sehr kalzitisch und chloritisch ist, Amphibol in langen Leistchen und faserigen Bündeln auf. Die Fasern sind gewöhnlich mit c nahezu parallel. Häufig vertreten Amphibole einen Teil der Augite. Gewöhnlich sind sie von Magnetitkörnchen umsäumt. Diese Umwandlung erinnert gewissermassen an Uralitisierung, doch kann sie nicht als solche bezeichnet werden, da die entstandenen Fasern nicht grün, sondern eher bräunlich sind, meist mit folgendem Pleochroismus: γ = kaffeebraun, β = gelb, α = blaßgelb, c : γ = ca 15–18°.

In dem postvulkanischen Wirkungen ausgesetzten Gestein sind außerdem noch die bereits erwähnten Zeolithe (vergl. die postvulkanischen Wirkungen im geologischen Abschnitt), Pyrit, selten Fluorit und Hämatit zu beobachten. In der Grundmasse hat sich hier ebenfalls Epidot, Kalzit, Quarz und Chlorit in kleinen Fetzchen gebildet.

Die chemische Zusammensetzung des frischen Pyroxenandesites ist die folgende:

	%	Mol. %
SiO_2	59·74	65·73
TiO_2	0·58	0·48
Fe_2O_3	3·19	5·59
FeO	3·19	
Al_2O_3	18·26	11·85
CaO	5·82	6·88
MgO	2·81	4·62
K_2O	1·93	1·35
Na_2O	3·27	3·50
Glühungsverlust ..	1·41	Zusammen: 100·00
Zusammen:	100·20	

Analysator: K. EMSZT.

Die OSANNSchen Zahlen:

$$Al_2O_3 > (KNa)_2O + CaO$$

$$T = 0·12$$

$$s = 66·21, A = 4·85, C = 6·88, F = 10·21$$

$$s_{66·21} \quad a_{4·4} \quad c_{6·3} \quad f_{9·3} \quad n_{7·2}$$

$$\text{Reihe} = \beta, k = 1·24$$

(Figur 41, 13.)

Den Wert von T in Rechnung gezogen:

$$s = 66·21, A' = 4·97, C' = 6·88, F' = 10·21$$

$$s_{66·21} \quad a'_{4·5} \quad c'_{6·2} \quad f'_{9·3} \quad n'_{7·0}$$

$$\text{Reihe} = \beta, k' = 1·23$$

(41, Figur 13'.)

Die OSANNSchen Parameterzahlen:

$$SAIF = 21, 4, 5$$

$$AlCAlk = 15, 9, 6$$

$$NK = 7·2$$

$$MC = 4·0$$

(Figur 42, 13.)

Diese Werte fügen sich in die von OSANN aufgestellte Reihe der Py-

roxenandesite ein und stehen vielleicht den Parameterzahlen des Pyroxenandesites von *Burney Butte, Cal.* am nächsten:

$$\begin{aligned} SAIF &= 21.5, 3.5, 5 \\ AlCAk &= 14, 9.5, 6.5 \\ NK &= 6.8 \\ MC &= 3.7 \end{aligned}$$

Diesem Pyroxenandesit scheint auch das Gestein des im Hohlwege vor Nadap, S-lich von dem Triangulierungspunkte aufgeschlossenen kleinen Andesitstieles ähnlich zu sein. Das Gestein ist jedoch verwittert, und kann deshalb nicht näher charakterisiert werden. Insgesamt kann nur festgestellt werden, daß in seiner, wie es scheint, holokristallinen Grundmasse diopsidischer Augit und verwitterte Plagioklase als porphyrisch ausgeschiedene wesentliche Gemengteile auftreten.

Alunitische Quarzite und Quarzite.

Die alunitischen Quarzite sind am typischsten am Templomhegy, in den Aufschlüssen des Csucoshegy und am Nyireshegy zu studieren.

Diese Quarzite sind weiße, weißlichgelbe, stellenweise in größeren oder kleineren Flecken gelbliche, braune, meist fein poröse Gesteine. Stellenweise sind sie sehr porös, anderwärts wieder dichter. Makroskopisch ist darin bloß Quarz, hie und da limonitische Flecken und in Form von äußerst kleinen farblosen, gelblichen Lamellen Alunit zu beobachten.

Das Gestein des Templomhegy¹ ist weiß, stellenweise gelblich getönt und enthält verhältnismäßig am meisten Alunit. Die Gemengteile dieses Quarzits sind: Quarz, Alunit, eisenoxydhaltige limonitische Flecken, und stellenweise Kaolin, selten Zirkon. Zum überwiegenden Teil besteht das Gestein aus farblosen kleinen Quarzkörnchen, die durchschnittlich 0.05—0.10 mm groß sind, zuweilen auch noch viel kleiner. Die Konturen dieser Quarzkörnchen ist gewöhnlich ausgebuchtet, geranft oder gezahnt und mittels dieser Ranften und Zähne fügen sie sich aneinander an. Zuweilen sind darunter auch größere Quarze mit etwas fettglänzenden Bruchflächen zu beobachten, die gleichsam in die kleinen Quarzkörner eingebettet sind; diese sind entweder rundlich oder unregelmäßig geformt, geranft; zuweilen fügen sich mittels der Einbuchtungen zwei bis drei Körner aneinander. Diese größeren Quarzkörner erreichen mitunter bis 1.00 mm Größe. Der Rand der großen Quarze ist eigentümlich korrodiert, zerrissen oder gezahnt.

Im Inneren der Quarzkörner finden sich gewöhnlich aus kleinen

Punkten, bezw. Punktfäden bestehende Interpositionen, die in den großen Quarzen aus Flüssigkeit bestehen. In den großen Quarzen reihen sich diese Flüssigkeitseinschlüsse in fadenförmige Reihen aneinander. Hier und da ist in den Flüssigkeitseinschlüssen der großen Quarze auch eine bewegliche Libelle zu beobachten. Wegen der reichlich auftretenden Interpositionen erscheinen die Quarze, besonders die kleineren getrübt.

Zuweilen kommt in den Höhlungen des Quarzits der Quarz auch aufgewachsen vor; er bildet kleine Kristalle, die aus der Kombination der Formen (1010, $10\bar{1}1$ und $01\bar{1}1$) bestehen.

In den größeren oder kleineren Poren des Gesteines findet sich der Alunit in dünnen Lamellen ausgebildet. Die glänzenden Lamellen des Alunits sind farblos oder blaßgelblich, es sind dünne Tafeln nach der Basis, blättrige Aggregate. Gewöhnlich sind sie sehr klein, zuweilen erreichen sie jedoch 0·58—0·8 mm Größe, selten sind sie noch größer. Die Bestimmung einer weiteren Form außer der Basis, war infolge der geringen Ausmaße der Kristalle und ihrer aggregatartigen Ausbildung nicht durchführbar; der Rand der Blättchen ist gewöhnlich sehr ungerade, zuweilen zerfetzt. U. d. M. ist die Spaltung des Alunits nach der Basis sehr gut zu beobachten.

Im Querschnitt treten diese Lamellen natürlich in Form von schmalen Leisten vor Augen, wie dies an der Photographie ersichtlich ist (Tafel II, Figur 1). Die Lamellen des Alunits sind optisch einachsigt, positiv. Ihre Lichtbrechung ist mäßig, ihre Doppelbrechung beträchtlich. Mittels der Immersionsmethode erhielt ich mit Brombensol und Bromoform bei natürlichem Licht folgende Werte:

$$\omega = 1\cdot575$$

$$\varepsilon = 1\cdot594$$

und hieraus

$$\varepsilon - \omega = 0\cdot019.$$

Es muß jedoch bemerkt werden, daß die dritte Dezimalbruchzahl nur annähernde Werte darstellt, da die angewandte Methode keine größere Genauigkeit zuläßt. MICHEL-LÉVI und LACROIX¹ stellte an dem Alunit von Allumiére folgende Werte fest: $\omega = 1\cdot572$, $\varepsilon = 1\cdot592$, woraus $\varepsilon - \omega = 0\cdot020$; die direkte Meßung von LACROIX ergab für $\varepsilon - \omega = 0\cdot018$.

Die Messung mit dem BABINETSchen Kompensator ergab für $\varepsilon - \omega = 0\cdot0195$.

Die Alunitplättchen dekrepitieren in der Flamme, sie schmelzen nicht. Nach gelindem Erhitzen läßt sich aus dem zerpulverten Gesteine Alaun auslaugen. Bei Erhitzung der Platten mit Kobaltnitrat werden sie blau.

¹ MICHEL-LÉVI—LACROIX A.: Les minéraux des roches, Paris, 1888, S. 140.

In den miarolitischen Höhlungen des Gesteines enden die Alunitplättchen gewöhnlich frei, sie sind nur an einem Rande an die Wand der Höhlungen im Quarzit angewachsen; zuweilen sind sie zu eigentümlichen sternförmigen Gebilden gruppiert. Seltener wird die Höhlung durchwegs von Alunit ausgefüllt, dies ist besonders bei den feinen Poren der Fall. Zuweilen kommt der Alunit nicht nur in den Höhlungen, sondern auch zwischen die Quarze eingeklebt vor. Im N-lichen Teile des Templomhegy sind die Alunite selten auch von kugeligem (rhomboederartigem) Habitus. Es ist nicht unmöglich, daß diese Rhomboedern entsprechen. Sie sind jedoch dermaßen abgerundet und so klein, daß daran keine nähere Form festzustellen ist.

Außerdem kommt in dem Gesteine hie und da rotbraunes Eisenoxyd, bezw. bräunlichschwarzer Limonit vor, u. zw. vornehmlich als Bezug auf den Wänden der Höhlungen, dann als partielle Ausfüllung der Zwischenräume zwischen den in den Höhlungen befindlichen Alunitplättchen, hie und da aber auch zwischen den Quarzkörnchen selbst.

Kaolin fehlt stellenweise fast gänzlich, anderwärts erscheint er in kleineren Flecken, die häufig länglich, von der Form eines Parallelogramms sind (einstiger Feldspat?). Selten ist in den Kaolinflecken ein winziges Alunitplättchen zu beobachten.

Sehr selten ist als Gemengteil auch Zirkon in farblosen, prismatischen Kristallen mit Pyramiden an ihren Terminalenden vorhanden.

Da die Alunitkristalle sehr klein sind, konnten sie in der zur chemischen Analyse nötigen Menge auch mittels schwerer Flüssigkeiten nicht vollkommen vom Quarz getrennt werden, da das spezifische Gewicht des Quarzes und Alunits einander sehr nahe steht. Deshalb mußte ich mich mit der Analyse des Gesteines selbst begnügen. Das analysierte Gestein stammt von dem SE-lichen Teile des Templomhegy (N-lich von Nadap), dasselbe führt nach der mikroskopischen Untersuchung nur sehr wenig Eisenoxyd und in minimaler Menge Kaolin. Die Analyse ergab folgendes:

SiO_2	54·65 %
ZrO_2	Spuren
Fe_2O_3	1·78 %
Al_2O_3	16·97 %
CaO	0·21 %
MgO	0·16 %
K_2O	2·28 %
Na_2O	0·92 %
SO_3	16·41 %
H_2O	6·57 %
	Sa: 99·95 %

Analysator: A. VENDL.

Wenn man aus diesen Daten die dem Quarz entsprechende SiO_2 -Menge, ferner das Fe_2O_3 , das als dünne Kruste an den Wänden der Höhlungen vorkommt, schließlich das in unbedeutender Menge vorhandene CaO und MgO in Abzug bringt, führen die übrigen Daten auf 100 umgerechnet zu folgenden Werten:

Al_2O_3	39·33 %
K_2O	5·29 %
Na_2O	2·13 %
SO_3	38·03 %
H_2O	15·22 %
	Sa: 100·00 %

Die theoretische, aus der Formel $K(Al, 2OH)_3(SO_4)_2$ berechnete Zusammensetzung des Alunits ist die folgende:

Al_2O_3	36·98 %
K_2O	11·36 %
SO_3	38·62 %
H_2O	13·04 %
	Sa: 100·00

Die durch die Analyse erhaltenen Werte stimmen mit den aus der theoretischen Zusammensetzung berechneten Zahlen annähernd überein; nur in dem Alkaligehalte ist eine wesentlichere Abweichung zu bemerken, indem die Summe der Alkalien nach den Daten der Analyse: $5·29 + 2·13 = 7·42$ % beträgt. Dieser Wert ist auch in dem Falle geringer, wenn die Menge des Na_2O auf äquivalentes K_2O umgerechnet wird. Wenn man jedoch den geringen Überschuß an Al_2O_3 und H_2O in den aus der Analyse berechneten Werten auf Rechnung des Kaolins stellt, so wird die relative Menge des Alkaligehaltes viel günstiger. Jedenfalls ist jedoch die Übereinstimmung zwischen den aus der Analyse berechneten und den theoretischen Werten gut. Es ist nicht unmöglich, daß das in geringer Menge vorhandene MgO und CaO Alkali vertritt.

Nach der Analyse von MITSCHERLICH¹ enthält auch der Alunit von Tolfa und Muzsaj nebst Kali auch Natron und Kalzium. Die von W. CROSS beschriebenen und von L. G. EAKINS² analysierten alunithaltigen Quarzite von Democrat Hill und Mount Robinson enthalten ebenfalls ziemlich viel Natron und außerdem auch Ca und Mg . Indem ich mich auf die in der

¹ RAMMELSBERG C. F.: Handbuch der Mineralchemie, II. Aufl., Leipzig, 1875, 274. l.

² CROSS N.: On Alunite and Diaspore from the Rosita Hills, Colorado. The American Journal of science, XLI, 1891, 466. l.

Arbeit von RAMMELSBERG mitgeteilten Daten einfach nur berufe, will ich hier vergleichshalber nur die Analyse der beiden amerikanischen alunit-haltigen Quarzite als die neuesten Daten folgen lassen; bei dieser Umrechnung wurde *Fe*, *Ca* und *Mg* wieder außer Acht gelassen:

	Democrat Hill	Mount Robinson
Al_2O_3	38·77 %	44·98 %
K_2O	6·95 %	8·00 %
Na_2O	3·56 %	1·12 %
SO_3	37·34 %	30·39 %
H_2O	13·38 %	15·51 %
	Sa: 100·00	Sa: 100·00

Übrigens schwankt der Alkaligehalt des Alunits auch nach den in der älteren Literatur vorfindlichen Daten — bei denen die Werte bei Abzug von dem größeren oder kleineren Quarzgehalt entsprechenden Kieselsäure umgerechnet wurden — zwischen ziemlich weiten Grenzen. Natürlich finden sich in den älteren Analysen besonders auffällige Differenzen.¹

Noch besser prägt sich die chemische Zusammensetzung des Alunits in der folgenden, neuerdings ausgeführten Analyse aus. Diesmal wurde ein Stück von dem weißen Quarzit am *Templomegy* analysiert, der auf Grund der mikroskopischen Untersuchung sich als noch reiner erwies, indem er aus Quarz und Alunit besteht, während eisenoxydhaltige und kaolinische Partien in noch viel untergeordneterem Maße, sozusagen nur in Spuren auftreten:

SiO_2	55·05 %
Fe_2O_3	1·71 %
Al_2O_3	16·67 %
CaO	0·20 %
MgO	0·12 %
K_2O	2·71 %
Na_2O	0·98 %
SO_3	16·19 %
H_2O	6·39 %
	Zusammen: 100·02

Analysator: A. VENDL.

Auf meine Bitte analysierte Herr S. MERSE v. SZINYE — zur Kontrolle — den K_2O und Na_2O -Gehalt desselben Gesteinsexemplares:

K_2O	2·67 %
Na_2O	1·01 %

¹ Vergl. RAMMELSBERG C.: l. c. und I. Auflage, Leipzig, 1860 S. 289—292.

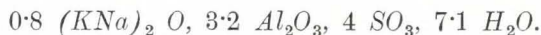
Die dem vorigen Falle ähnlich umgerechneten Werte:

Al_2O_3	38·82 %
K_2O	6·31 %
Na_2O	2·28 %
SO_3	37·70 %
H_2O	14·89 %
Zusammen: 100·00	

Auch diese Analyse beweist, daß wir es nicht mit reinem Alunit zu tun haben, sondern daß es sich um einen Kali-Natronalunit mit der folgenden, aus der letzten Umrechnung berechneten Zusammensetzung handelt:

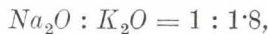
	Mol. Quotient
Al_2O_3	0·3798
K_2O	0·0669
Na_2O	0·0367
SO_3	0·4671
H_2O	0·8264

Bei Berechnung der Formel aus diesen Werten geht man am besten von dem Molekularquotienten von SO_3 aus, und zwar deshalb, weil der Schwefelsäurerest unter den Mineralien des Gesteines lediglich im Alunit vorkommt. Wenn der Molquotient von SO_3 gleich 4 ist, so kann die Zusammensetzung in folgender Formel ausgedrückt werden:



Diese Formel nähert sich — von dem Überschuß an Al_2O_3 und H_2O aus den oben erwähnten Gründen abgesehen — sehr gut der theoretischen Zusammensetzung des Alunits, u. zw. eines Kali-Natronalunits.

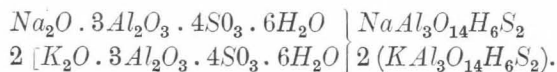
Das Verhältnis von Kali und Natron ist auf Grund der Molekularquotienten:



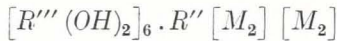
bezw. annähernd:



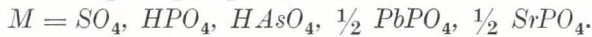
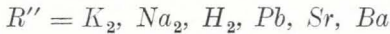
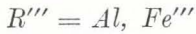
Demnach wird die Zusammensetzung des Alunits annähernd durch folgende Formel ausgedrückt:



Was die geringe Menge von *Ca* und *Mg* betrifft, so ist es nicht unmöglich, daß diese Elemente isomorph an der Zusammensetzung des Alunits teilnehmen. Es muß nämlich in Betracht gezogen werden, daß die Minerale der Alunitgruppe in folgender allgemeiner Formel ausgedrückt werden können:



wobei



Es ist nicht ganz ausgeschlossen, daß am Bau dieser Moleküle ebenso, wie *Sr* und *Ba*, auch *Ca* und *Mg* teilnehmen.

An den übrigen Punkten des *Templomhegy* ist der Quarzit bereits mehr oder weniger rötlich getönt, indem er bereits mehr Eisenoxyd enthält. Auch der Alunit besitzt darin eine sehr verschiedene Verteilung: stellenweise spielt er eine sehr untergeordnete Rolle, anderwärts fehlt er gänzlich und außer dem Quarz enthält das Gestein hauptsächlich nur viel Kaolin.

So ist der Quarzit im NW-lichen Teile des *Templomhegy* graurötlich, stellenweise mit intensiver rötlichen Flecken. Er ist nicht übermäßig porös. Die Alunitplättchen erreichen mitunter eine Größe von 2 mm und schließen gewöhnlich sehr viel rötlichbraune, punktförmige Eisenoxyd-Interpositionen ein. Auch zwischen den Quarzen kommt sehr viel rotes, bräunliches eisenoxydhaltiges, limonitisches Material vor.

Das Gestein des sog. «*Nagykö*» zwischen dem *Templomhegy* und *Nyireshegy* ist gelblich, gelblichrot, mitunter bräunlich. Es ist zum überwiegenden Teile porös, stellenweise geradezu schwammig. Anderwärts wieder ist es ganz dicht. Wo das Gestein dichter ist, dort ist daran eine schichtenartige, rötlichbraune Streifung zu beobachten, die auf Eisen- und Manganverbindungen zurückzuführen ist. Zwischen den kleineren Quarzkörnern kommen hie und da größere, kugelige Quarzkörner mit unversehrten oder scheinbar eigentümlich korrodierten Konturen vor. In den miarolithischen Höhlungen sind ziemlich viel Alunitlamellen zu beobachten. Häufig sind die Poren ziemlich groß, sie erreichen eine Größe von 3—4 mm. Stellenweise tritt der Alunit nicht nur in den Höhlungen auf, sondern er kommt auch zwischen den Quarzkörnchen in dünnen Lamellen, ferner größeren oder kleineren unregelmäßig begrenzten Kör-

¹ SCHALLER W. T.: Die Alunit-Beudantitgruppe. Z. f. Kristallographie, 50, 1912, S. 106.

chen vor, die zuweilen auch in Gruppen erscheinen. Hie und da findet sich in den Poren auch Kaolin, der mitunter auch zwischen den in den Poren auftretenden Alunitlamellen vorkommt. Zuweilen sind in dem Gestein viel, bei auffallendem Licht rötlichbraune Flecken zu beobachten, die stellenweise auch in größeren Massen auftreten. Häufig sind auch die Alunite in Eisenoxydflecken eingebettet.

Stellenweise sind hier auch größere Blöcke alunitfrei, sie bestehen lediglich aus Quarz und limonitisch-eisenoxydhaltigem Material.

Zuweilen finden sich im Gestein auch solche Partien, die in ihrer Hauptmasse lediglich aus Kaolin bestehen, in welchem hie und da einige farblose Quarzkörner auftreten. So kommt zwischen den alunitischen Quarziten nahe am Südrande des Miklós-nyílás, fast am Kopfende des am Waldesrande dahinziehenden Grabens ein solches nahezu vollständig aus Kaolin bestehendes, im großen ganzen NW—SE-lich streichendes Gestein eingelagert vor; seine Mächtigkeit beträgt ungefähr 3 m.

Der Quarzit des Nyireshegy ist grau-rötlich, oder gelblich-braun, er besitzt neben den kleineren Poren hie und da auch größere Kavernen. In dieser porösen Hauptmasse treten stellenweise größere oder kleinere bis faustgroße dichtere Partien auf, die dem ganzen Gestein ein konglomeratartiges, bzw. brecciöses Aussehen verleihen. Das Gestein besteht vornehmlich aus winzigen Quarzen, zwischen denen hie und da auch größere, bis 0.5 cm große Quarze auftreten. Diese größeren Quarze sind etwas fettglänzend. Die Alunitlamellen treten teils in den Poren auf, teils zwischen den Quarzkörnern selbst. Zuweilen ist der Alunit auch in unregelmäßig geformten, jedoch stets vorzüglich spaltenden Körnchen zwischen die Quarze eingekleilt. Die schmalen, spaltförmigen Zwischenräume zwischen den Aluniten sind mit rotem Eisenoxyd ausgefüllt, das übrigens auch zwischen den Quarzen vorkommt. Stellenweise sind in dem Gestein bis 0.5 cm große Kaolinflecken zu beobachten.

Auch der Quarzit des Csúcsoshegy ist dem vorigen ähnlich, mit dem Unterschied jedoch, daß er um etwas dichter ist und daß Alunit darin stellenweise fast gänzlich zu fehlen scheint; so z. B. an vielen Punkten des kammförmig erhabenen Teiles des Berges.

Das an der W-Lehne des Csúcsoshegy in dem Steinbruche aufgeschlossene Gestein ist weiß, jedoch hie und da rostgefleckt. Stellenweise ist es ganz dicht, anderweitig wieder porös. Auf Grund der mikroskopischen Untersuchung erwies es sich überwiegend aus winzigen, farblosen Quarzen bestehend, die zuweilen dicht aneinander gedrängt sind, anderwärts wieder kleine Poren umfassen. Der Alunit tritt in dünnen Lamellen teils in den Poren, teils aber zwischen den Quarzkörnern selbst auf. Seltener ist zwischen den winzigen Quarzkörnern auch ein größeres

Quarzindividuum zu beobachten. Stellenweise tritt in den Poren auch Kaolin auf. An manchen Punkten kommt viel rötlichbraunes, eisenoxydhaltiges Material vor, das besonders die Zwischenräume zwischen den Alunitplättchen ausfüllt. Sehr selten findet sich auch Zirkon, ebenfalls in prismatischen Kristallen.

Am SW-Ende des Kammes des Csúcsoshegy ist der Quarzit stellenweise ganz dicht. Hier treten die Alunitlamellen unmittelbar zwischen den Quarzkörnchen auf. Zwischen den Quarzen ist überdies viel Eisenoxydmaterial und Manganverbindungen zu beobachten.

Der in dem Aufschlusse an der NE-Lehne des Csúcsoshegy gesammelte Quarzit erscheint mit freiem Auge betrachtet dicht, indem seine bis 0·5 cm großen Poren mit Kaolin ausgefüllt sind. U. d. M. zeigt es sich, daß das Gestein überwiegend aus Quarzkörnern besteht, die entweder eckig oder ausgebuchtet, geranft sind. Zwischen ihnen finden sich größere, zuweilen 0·3—0·4 cm große, sehr selten auch 1 cm große Kaolinflecken die mitunter länglich, parallelogrammförmig sind, was vielleicht den Konturen des ursprünglichen Feldspates entspricht. Ein andermal findet sich der Kaolin in unregelmäßigen Flecken. Der Alunit spielt eine sehr untergeordnete Rolle, indem sich in den Kaolinflecken nur hier und da ein Alunitfetzen findet.

Stellenweise kommen auch am Csúcsoshegy im Quarzit fast gänzlich aus Kaolin bestehende Flecke vor. So ist in dem alten kleinen Steinbruche unmittelbar westlich von dem vorerwähnten Aufschlusse ein solcher sehr kaolinischer Quarzit aufgeschlossen. Diese Gesteine sind weißlichgrau, sie sind sehr leicht zu zerbrechen, ja sogar zu zerdrücken. Sie sind ziemlich porös. U. d. M. sieht man, daß sie überwiegend aus Kaolin, ferner aus wenig farblosen Quarzkörnern, sowie aus viel eisenoxyd-manganhaltigem Material bestehen. Die darin befindlichen Poren sind eigentümlich parallelogrammförmig. Die Wände dieser Poren erscheinen mit einer dünnen Kruste aus Kaolin oder aus Eisenoxad überzogen. Es ist nicht unmöglich, daß diese parallelogrammförmigen Poren die Konturen des Feldspates im ursprünglichen und später auf Solfatara- und Thermalwirkungen umgewandelten Granit andeuten.

An der SW-Spitze des Csúcsoshegy erscheint der Quarzit makroskopisch ganz dicht und weiß. Er besteht aus Quarzkörnchen, die unregelmäßig gestaltet sind. Selten treten zwischenhin auch größere Quarzindividuen auf. Der Alunit spielt eine verhältnismäßig untergeordnete Rolle, er tritt zwischen den Quarzkörnern selbst auf. Zuweilen findet sich der Alunit auch in den verhältnismäßig seltenen Poren. Die Innenwand der Poren wird von einer Eisenoxydkruste ausgekleidet.

Das in dem kleinen Steinbruche an der N-Lehne des Csúcsos-hegy aufgeschlossene Gestein erinnert gewissermaßen an einen kaolinisierten, bereits auch keinen Glimmer mehr führenden Granit. Das Gestein ist weißlichgelb, stellenweise durch Eisenverbindungen rötlich-gefärbt, zuweilen porös, kavernös. Makroskopisch sind darin Quarz, Kaolin und Eisenoxydverbindungen zu beobachten. Die Hauptmasse des Gesteines bildet Quarz, dessen Individuen farblos und unregelmäßig begrenzt sind. Stellenweise finden sich unter ihnen auch größere Quarzindividuen, die auch Flüssigkeitseinschlüsse bergen; im großen ganzen erinnern sie an die Quarze der Granite. Zwischen den Quarzen, sowie in den Poren tritt Kaolin in ziemlich großer Menge auf. Stellenweise findet sich zwischen den Quarzen, jedoch auch in den Poren viel rotbraunes Eisenoxyd mit Manganverbindungen.

Schließlich sei erwähnt, daß sich der Quarz im Quarzit des Csúcsos-hegy ebenfalls auch in den Poren in bisweilen bis 1 cm großen Kristallen aufgewachsen findet, die ebenso, wie am Templomhegy in der gewohnten Kombination von ∞R , $+R$ und $-R$ ausgebildet sind.

Auch der Quarzit des Csekélyhegy ist den vorerwähnten ähnlich, mit dem Unterschied jedoch, daß er weniger homogen zu sein scheint. Stellenweise ist er nämlich sozusagen von konglomeratischer oder brecciöser Ausbildung. Anderwärts wieder wurde er zur Zeit der Thermalwirkungen von Eisenlösungen solcherart imprägniert, daß er auf den ersten Blick den Eindruck eines reinen Eisenerzes erweckt.

Das im NE-lichen Teile des Csekélyhegy gesammelte Gestein ist von graugelber Farbe, ziemlich porös, stellenweise mit dunkleren, rötlichbraunen Flecken. Es besteht überwiegend aus Quarz, dessen Individuen klein, an ihren Rändern ausgebuchtet, ranftig sind. Zwischen den Quarzen und in den Poren kommt viel Kaolin vor. Der Alunit findet sich entweder in Form von dünnen Lamellen in den kleinen Höhlungen des Gesteines oder er füllt die Poren desselben in größeren zusammenhängenden Aggregaten vollkommen aus. In bräunlichschwarzen dünnen Schichtchen kommen eisenoxyd-limonitische Flecken zwischen den übrigen Gemengteilen in großer Anzahl vor.

Stellenweise ist der Quarzit des Csekélyhegy auch alunitfrei.

Oben am Berge ist der Quarzit von sehr brecciöser, konglomeratischer Struktur. Hier sind nämlich größere oder kleinere Quarzitstücke sekundär durch ein eisenoxyd-kaolinisches Material verkittet.

Ebenda, an der Höhe des Berges, sowie etwas südlich von demselben wird der Quarzit stellenweise dermaßen von Eisenlösungen durchtränkt, daß er ganz rotbraun ist und einem Eisenerz gleicht. Das hier gesammelte Stück ist rotbraun, erzartig, kavernös und besitzt ein hohes spezifisches

Gewicht. Hie und da sind darin schon makroskopisch größere, mitunter bis 3—5 mm große, aus Quarz bestehende Flecken zu beobachten. Nach der mikroskopischen Untersuchung bilden die Quarzkörner gleichsam das Skelett des Gesteines; sie sind klein und in den bereits makroskopisch bemerkbaren weißen Flecken ziemlich rein. Die Zwischenräume zwischen diesen Quarzen werden durch ein eisenoxyd-limonitisches Material ausgefüllt. Stellenweise überwiegen diese Eisenverbindungen dermaßen, daß sie auch den Quarz verdrängen und in diesem Falle ist das Gestein auch unter dem Mikroskope undurchsichtig. Alunit tritt in dem Gestein entweder gar nicht auf oder er kommt nur untergeordnet in Fetzen vor und in diesem Falle enthält das Gestein gewöhnlich auch Kaolin.

Für den Quarzit des Cseplek ist es charakteristisch, daß der Alunit darin nur untergeordnet, auf gewisse Punkte beschränkt auftritt. So findet er sich in dem Gestein, z. B. unmittelbar W-lich von den drei Hauptkreuzen der auf dem Berge befindlichen Kalvarie. Die Tätigkeit der Solfataren scheint hieralso bereits eine sehr geringe gewesen zu sein; hingegen herrschte die Quarzitbildung und Verquarzung bewirkende Thermal-tätigkeit vor. Daher kommt es, daß das Gestein des Cseplek bereits überwiegend alunit-freier Quarzit ist.

Der an der S-Lehne des Ostendes des Cseplek in dem Lykaschen Steinbruche aufgeschlossene Quarzit ist gelblichbraun, hie und da mit bedeutenderen Eisenoxyd-Mangan-Inkrustationen. Er ist sehr porös; die Kavernen erreichen einen Durchmesser von bis 1 cm. Das Gestein besteht aus Quarzindividuen, die klein, im Durchschnitt 0.1—0.2 mm groß sind und sich mit unregelmäßig ausgebuchteten oder gezähnten Konturen aneinanderschließen. Diese Quarze sind teils gänzlich farblos, durchsichtig, teils aber durch winzige punktförmige Interpositionen getrübt. Zwischenhin kommt stellenweise auch ein größeres Quarzkorn von 0.3—0.5 mm Größe vor; diese sind entweder rundlich oder sie besitzen anscheinend korrodierte ungleiche Konturen. In dem einen größeren war ein länglicher zirkonartiger Einschuß zu beobachten. Die zwischen den Quarzen vorhandenen Poren, bezw. die Wand derselben wird von eisenoxyd-manganhaltigen Krusten ausgefüllt, bezw. überzogen, die dem ganzen Gestein einen rötlichen Ton verleihen. Alunit ist in dem Gestein nicht vorhanden.

Der in der Umgebung der Kalvarie, und der am Berge befindlichen Kreuze anstehende Quarzit stimmt mit dem vorigen gänzlich überein.

Das Gestein der Blöcke unmittelbar W-lich von den Kreuzen ist weißlichgelb mit Poren angefüllt. Stellenweise tritt sehr viel eisenoxyd-manganhaltiges Material auf, daß sich vornehmlich in den Poren und den Klüften vorfindet. Seine Gemengteile sind: Quarz, Alunit und sehr

wenig Kaolin. Die Quarzindividuen sind von derselben Ausbildung, wie in den bisher beschriebenen Quarziten. Der Alunit kommt in farblosen, gelblichen dünnen Lamellen vor, teilweise in den Poren, teilweise zwischen die Quarze eingekeilt.

Während der Alunit in dem Quarzit des Cseplek nur ganz lokal und untergeordnet auftritt, fehlt er in dem am Meleghegy vorkommenden Quarzit bereits gänzlich oder zumindest gelang es mir nicht denselben in den zahlreichen gesammelten Handstücken nachzuweisen. Umso häufiger tritt in diesen Gesteinen Kaolin auf, vornehmlich an den Rändern der Gänge. Hier blieb also die Tätigkeit von Solfataren gänzlich aus und es sind nur die Wirkungen von Thermen nachzuweisen, die die Bildung von Quarz und Kaolin verursachten.

Der am Meleghegy befindliche Quarzit ist graubräunlich, stellenweise weißlich, sehr porös. Er besteht aus größeren kugeligen oder ausgebuchteten, verzahnten Quarzindividuen, zwischen denen kleinere Quarzkörner vorkommen. Die Quarze sind farblos; in den größeren treten sehr kleine Flüssigkeitseinschlüsse auf. Die Wände der Poren werden von einer dickeren oder dünneren limonitisch-eisenoxydhaltigen Kruste überzogen. Stellenweise spielen diese Eisenverbindungen eine sehr untergeordnete Rolle, oder sie fehlen auch gänzlich, und das Gestein ist in diesem Falle weiß.

Das Gestein ist an den Rändern der Quarzitgänge, stellenweise jedoch auch im inneren des Ganges selbst, in überaus hohem Maße kaolinisch. Die mikroskopische Untersuchung wies in diesen kaolinischen Abarten Quarz, Kaolin, Muskovit (Serizit), hie und da Eisenoxyd und sehr selten Zirkon nach. Die Quarzkörner sind farblos; die Zwischenräume zwischen den größeren Quarzkörnern sind überwiegend mit Kaolin, außerdem mit kleinen Muskovit- (Serizit)-Schüppchen ausgefüllt. Letztere sind meist in den Kaolin eingebettet. Sehr selten treten in der kaolinisch-serizitischen Masse in Form von dünnen, kaum wahrnehmbaren Zwillingssriefen Spuren der einstigen Feldspate auf. Noch seltener findet man in der Kaolinmasse eine farblose Zirkonprisma. Ausnahmsweise sind zwischen den kaolinischen Produkten bei der stärksten Vergrößerung Verwitterungsprodukte von quadratischem Schnitt zu beobachten, allenfalls irgend ein Zeolith. In einem der Quarze fand sich in einem Falle ein Flüssigkeitseinschluß mit beweglicher Libelle, in einem anderen Quarz aber ein winziger grünlicher Glimmer als Einschluß. Es sei noch erwähnt, daß im Gestein stellenweise Kaolin vorherrscht, so daß der Quarz ganz in den Hintergrund tritt, während anderweitig wieder Quarz dominiert und Kaolin verhältnismäßig spärlicher auftritt.

In den Kavernen dieses Quarzites sind aufgewachsene Quarzitkristalle ebenfalls häufig, sie erreichen mitunter bis 1 cm Größe. Ihre

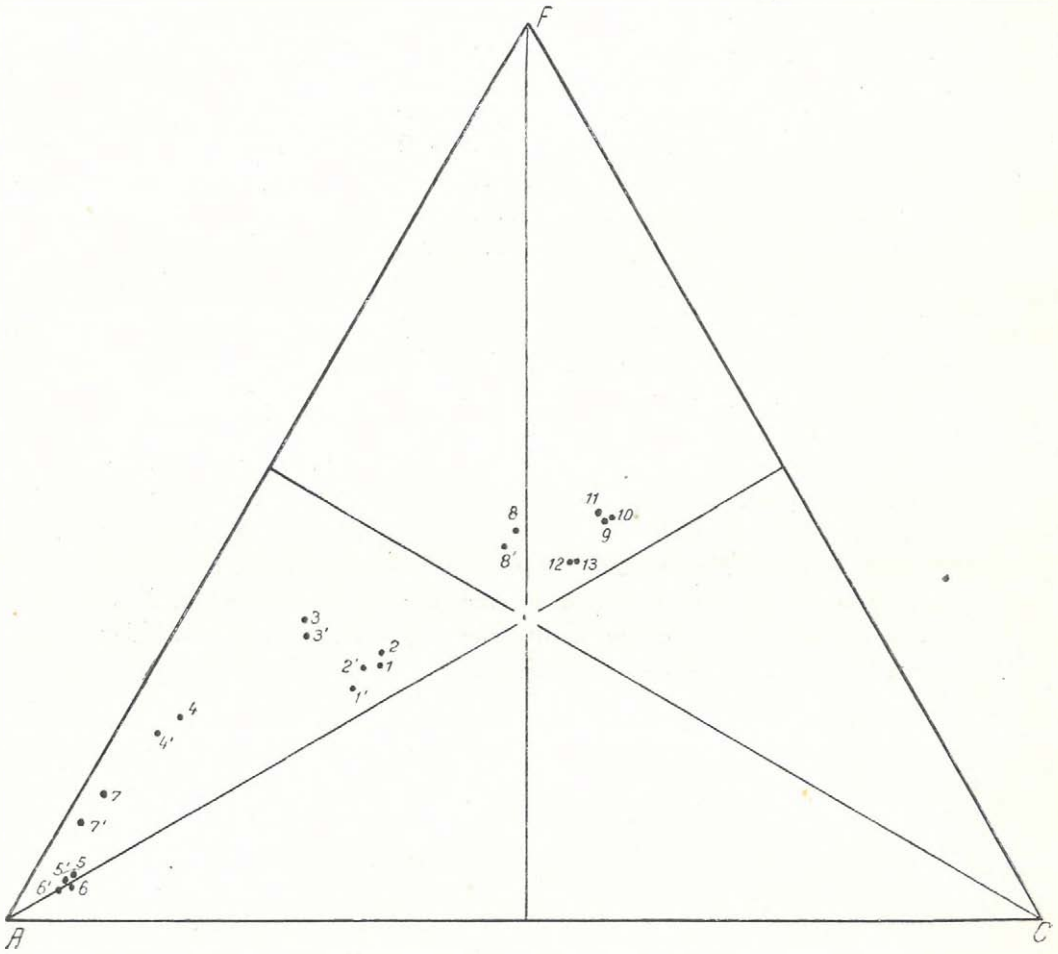
Kristallform besteht aus der gewöhnlichen Kombination von ∞R , $+R$ und $-R$.

Die Zusammensetzung dieses Quarzites ist die folgende:

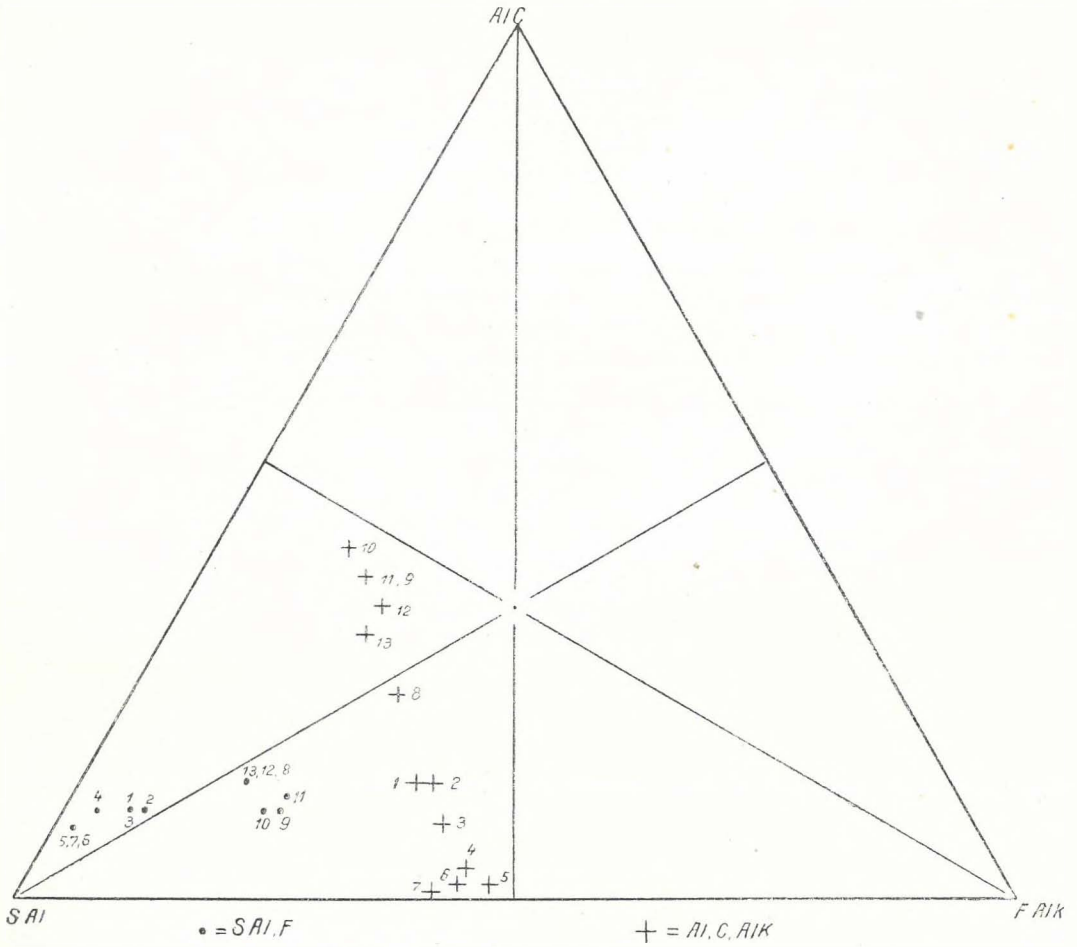
	%
<i>SiO</i> ₂	97·27
<i>Fe</i> ₂ <i>O</i> ₃	1·39
<i>FeO</i>	0·26
<i>Al</i> ₂ <i>O</i> ₃	0·87
<i>CaO</i>	—
<i>MgO</i>	—
<i>TiO</i> ₂	0·13
<i>K</i> ₂ <i>O</i>	0·28
<i>Na</i> ₂ <i>O</i>	0·35
Zusammen:	100·55

Analysator: K. EMSZT.

Das Gestein besteht also fast vollständig aus *SiO*₂. Das wenige Eisen tritt samt dem Titan in den aus Eisenverbindungen bestehenden Inkrustationen auf; das Vorkommen von Aluminium und dem wenigen Alkali erklärt sich aus dem Kaolin. Und zwar ist aus dem Umstande, daß noch geringe Spuren von Alkali vorhanden sind, darauf zu schließen, daß die Alkalien gelegentlich der Kaolinisierung nicht vollständig entfernt wurden, sondern in minimaler Menge zurückblieben.



Figur 41.



Figur 42

The first part of the book is devoted to a general history of the United States, from the discovery of the continent to the present time. The second part is a history of the individual states, and the third part is a history of the federal government.

The first part of the book is devoted to a general history of the United States, from the discovery of the continent to the present time. The second part is a history of the individual states, and the third part is a history of the federal government.

The first part of the book is devoted to a general history of the United States, from the discovery of the continent to the present time. The second part is a history of the individual states, and the third part is a history of the federal government.

INHALTSVERZEICHNIS.

Vorwort	3
I. Geologischer Teil	5
Einleitung	5
Granit	8
Spuren der Differenzierung im Granit	12
Exogene Einschlüsse	14
Die Oberfläche des Granitgebirges, die Verwitterung des Granits	15
Die Kontaktzone	20
Ganggesteine	28
Granitporphyre	30
Aplite	38
Quarzgänge	45
Diaschistische Lamprophyrgänge	47
Andesite	48
Postvulkanische Wirkungen	51
Postvulkanische Wirkungen außerhalb der Andesite	54
1. Kaolinisierter Granit	54
2. Quarzite	57
3. Barytgänge	65
Die pannonische (pontische) Stufe	66
Bohrproben vom Grunde des Velence-Sees	70
Tiefbohrungen	72
Profil der Tiefbohrung in der Ortschaft Lovasberény	74
Pleistozäne Bildungen	76
1. Schotter und Sand.	76
2. Löss	77
Holozäne Bildungen	82
1. Deflationserscheinungen	82
2. Gehängeschutt	85
3. Die Oberfläche des Granitgebietes	85
4. Fulviatiler Sand und Ton	88
Tektonische Verhältnisse	89
II. Petrographischer Teil	92
Der Granit	92
Einschlüsse im Granit	100
Die Kontaktzone	104
1. Die am intensivsten metamorphosierten Gesteine	104
2. Die Knollen-Fleckenschiefer	109
Granitporphyre	114
Aplite	124
1. Panidiomorph-körnige Aplite	124
2. Porphyrisch ausgebildete Aplite	130
Quarzgänge	142
Chersantite	145
Andesite	148
Alunitische Quarzite und Quarzite	171

ERKLÄRUNGEN ZU DEN TAFELN I, II, UND III.

Tafel I.

1. Grundmasse des unterhalb der Skt. Donathi-Kapelle aufgeschlossenen Aplits zwischen gekreuzten Nikols. Vergr.: 1×52 .
2. Andalusite im stomolithischen Kontaktgestein. Die dunklen Tupfen sind Magnetite. Vergr.: 1×52 .
3. Zirkon aus dem Andesit unmittelbar nordlich vom Wirtshause in Sukoró. Vergr.: 1×100 .
4. Chersantit. Vergr.: 1×30 .

Tafel II.

1. Alunitischer Quarzit von der NE-Lehne des Templomhegy; a =Alunit, k =Quarz, u =Höhlungen. Die dunklen Flecken sind eisenoxidhaltige (limonitische) Partien. Vergr.: 1×42 .
2. Grundmasse von Granitporphyr (Karácsonyhegy): in der Mitte Quarz. Zwischen gekreuzten Nikols. Vergr.: 1×30 .
3. Orthoklas in Granitinfilitationsartig mit Quarz verweben. Zwischen gekreuzten Nikols. Vergr. 1×100 .
4. Epidot im Biotit des Granits. Vergr.: 1×100 .

Tafel III.

1. Granophyrische (mikropegmatitische) Durchwachsung von Orthoklas und Quarz in Aplit zwischen gekreuzten Nikols. Vergr. 1×100 .
 2. Stomolithischer Exogeneinschluß im Granit, der überwiegend aus Biotit besteht, in der Mitte mit einem Korund. Vergr.: 1×52 .
 3. Korund im stomolithischen Exogeneinschluß. Vergr.: 1×100 .
-



1.



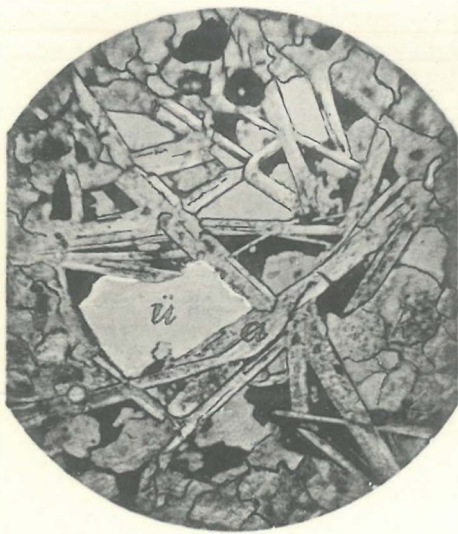
2.



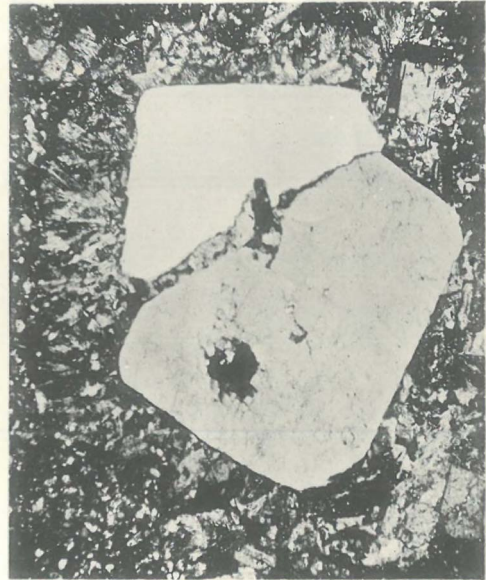
3.



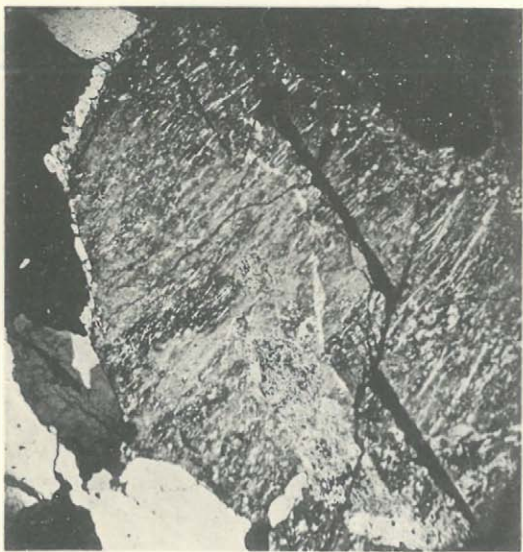
4.



1.



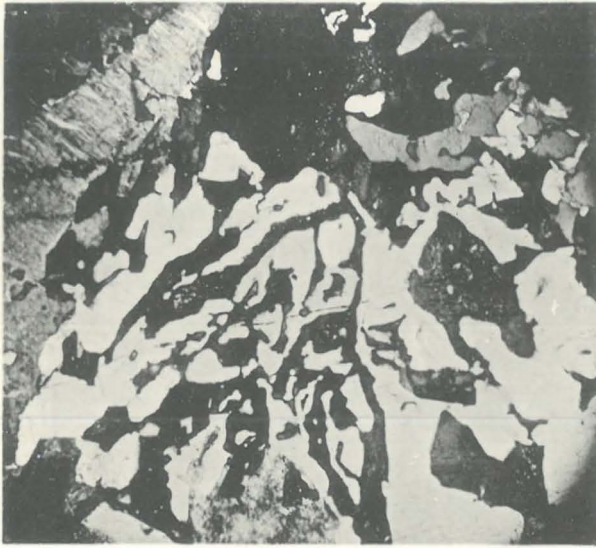
2.



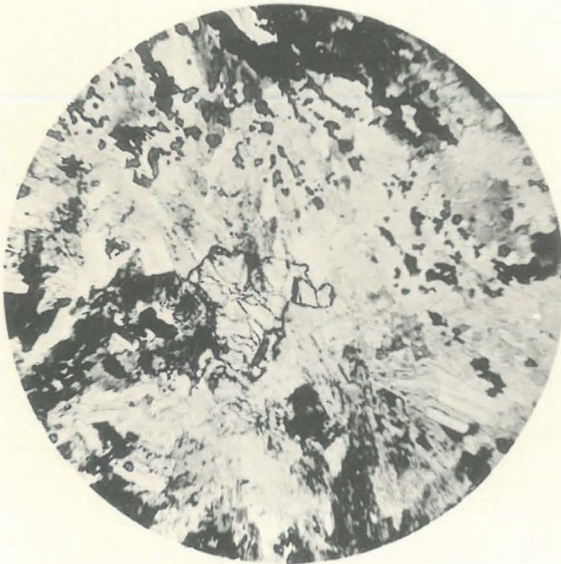
3.



4.



1.



2.



3.

- VIII. Bd. [1. HERBICH F. Paläont. Stud. über die Kalkklippen des siebenbürgischen Erzgebirges. (Mit 21 Tafeln.) (3.90) — 2. POSEWITZ T. Die Zinninseln im Indischen Oceane: II. Das Zinnerzvorkommen u. die Zinn-gew. in Banka. (Mit 1 Tafel) (—,90) — 3. POČTA PHILIPP. Über einige Spongien aus dem Dogger des Fünfkirchner Gebirges. (Mit 2 Tafeln) (—,60) — 4. HALAVÁTS J. Paläont. Daten zur Kenntniss der Fauna der Südungar. Neogen-Ablagerungen. (II. Folge. Mit 2 Tafeln) (—,70) — 5. Dr. J. FELIX, Beitr. zur Kenntniss der fossilen Hölzer Ungarns. (Mit 2 Tafeln) (—,60) — 6. HALAVÁTS J. Der artesische Brunnen von Szentes. (Mit 4 Tafeln) (1.—) — 7. KISFATÓ M. Ueber Serpentine u. Serpentin-ähnliche Gesteine aus der Fruska-Gora (Syrmien) (—,24) — 8. HALAVÁTS J. Die zwei artesischen Brunnen von Hód-Mező-Vásárhely. (Mit 2 Tafeln) (—,70) — 9. JANKÓ J. Das Delta des Nil. (Mit 4 Tafeln) (2.80)] --- --- 11.44
- IX. Bd. [1. MARTINY S. Der Tiefbau am Dreifaltigkeits-Schacht in Vichnye. — BOTÁR J. Geologischer Bau des Alt-Antoni-Stollner Eduard-Hoffnungsschlages. — PELACHY F. Geologische Aufnahme des Kronprinz Ferdinand-Erbstollens (—,60) — 2. LÖRENTHEY E. Die pontische Stufe und deren Fauna bei Nagy-Mányok im Comitate Tolna. (Mit 1 Tafel) (—,60) — 3. MICZYŃSZKY K. Über einige Pflanzenreste von Radács bei Eperjes, Com. Sáros (—,70) — 4. STAUB M. Etwas über die Pflanzen von Radács bei Eperjes (—,30) — 5. HALAVÁTS J. Die zwei artesischen Brunnen von Szeged. (Mit 2 Tafeln) (—,90) — 6. WEISS T. Der Bergbau in den siebenbürgischen Landestheilen (1.—) — 7. SCHAFARZIK F. Die Pyroxen-Andesite des Cserhát (Mit 3 Tafeln) (5.—)] --- --- 9.10
- X. Bd. [1. PRIMICS G. Die Torflager der siebenbürgischen Landestheile (—,50) — 2. HALAVÁTS J. Paläont. Daten z. Kennt. d. Fauna der Südungar. Neogen-Ablag. (III Folge), (Mit 1 Tafel) (—,60) — 3. INKEY B. Geolog.-agronom. Kartirung der Umgebung von Puszta-Szt.-Lőrincz. (Mit 1 Tafel) (1.20) — 4. LÖRENTHEY E. Die oberen pontischen Sedimente u. deren Fauna bei Szegzárd, N.-Mányok u. Árpád. (Mit 3 Tafeln) (2.—) — 5. FUCHS T. Tertiärfossilien aus den kohlenführenden Miocänablagerungen der Umgebung v. Krapina und Radoboj und über die Stellung der sogenannten «Aquitanischen Stufe» (—,40) — 6. KOCH A. Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile. I. Theil. Paläogene Abtheilung. (Mit 4 Tafeln) (3.60)] --- --- 8.30
- XI. Bd. [1. BÖCKH J. Daten z. Kenntn. d. geolog. Verhältn. im oberen Abschnitte des Iza-Thales, m. besond. Berücksicht. d. dort. Petroleum führ. Ablager. (Mit 1 Tafel). (1.80) — 2. INKEY B. Bodenverhältnisse des Gutes Pallag der kgl. ung. landwirtschaftlichen Lehranstalt in Debreczen. (Mit einer Tafel.) (—,80) — 3. HALAVÁTS J. Die geolog. Verhältnisse d. Alföld (Tieflandes) zwischen Donau u. Theiss. (Mit 4 Tafeln) (2.20) — 4. GESELL A. Die geolog. Verhältn. d. Kremnitzer Bergbaugesbietes v. montangeolog. Standpunkte. (Mit 2 Tafeln.) (2.40) — 5. ROTH v. TELEGD L. Studien in Erdöl führenden Ablagerungen Ungarns. I. Die Umgebung v. Zsibó i. Com. Szilágy. (Mit 2 Tafeln.) (1.40) — 6. POSEWITZ T. Das Petroleumgebiet v. Körösmező. (Mit 1 Tafel.) (—,60) — 7. TREITZ P. Bodenkarte der Umgebung v. Magyar-Óvár (Ungar. Altenburg) (Mit 3 Tafeln.) (2.—) — 8. INKEY B. Mezöhegyes u. Umgebung v. agron.-geologischem Gesichtspunkte. (Mit 1 Tafel.) (1.40)] --- --- 12.60
- XII. Bd. [1. BÖCKH J. Die geologischen Verhältnisse v. Sósmező u. Umgebung im Com. Háromszék, m. besond. Berücksichtigung d. dortigen Petroleum führenden Ablagerungen (Mit 1 Tafel.) (3.50) — 2. HORUSITZKY H. Die agrogeologischen Verhältnisse d. Gemarkungen d. Gemeinden Muzsla u. Béla. (Mit 2 Tafeln.) (1.70) — 3. ADDA K. Geologische Aufnahmen im Interesse v. Petroleum-Schürfungen im nördl. Teile d. Com. Zemplén in Ung. (Mit 1 Tafel.) (1.40) — 4. GESELL A. Die geolog. Verhältnisse d. Petroleumvorkommens in der Gegend v. Luh im Ungthale. (Mit 1 Tafel.) (—,60) — 5. HORUSITZKY H. Agro-geolog. Verh. d. III. Bez. d. Hauptstadt Budapest (Mit 1 Taf.) (1.25)] --- --- 8.45
- XIII. Bd. [1. BÖCKH H. Geol. Verh. d. Umgeb. v. N.-Maros (M. 9 Tafeln) (3.—) — 2. SCHLOSSER M. Parailurus anglicus u. Ursus Böckhi a. d. Ligniten v. Baróth-Köpecz (M. 3 Taf.) (1.40) — BÖCKH H. Orca Semseyi, neue Orca-Art v. Salgó-Tarján. (M. 1 Taf.) — (1.40) — 3. HORUSITZKY H. Hydrogr. u. agro-geolog. Verh. d. Umgeb. v. Komárom. (—,50) — 4. ADDA K. Geolog. Aufnahmen im Interesse v. Petroleum-Schürfungen i. d. Comit. Zemplén u. Sáros. (Mit 1 Taf.) (1.40) — 5. HORUSITZKY H. Agrogeolog. Verh. d. Staatsgestüts-Praediums v. Bábolna. (Mit 4 Taf.) (2.40) — 6. PÁLFY M. Die oberen Kreideschichten i. d. Umgeb. v. Alvincz. (Mit 9 Taf.) (3.60)] --- --- 13.70

- XIV. Bd. [1. Dr. GORJANOVIĆ-KRAMBERGER K. Palaeoichthyologische Beiträge (Mit 4 Taf.) (1.20) — 2. PAPP K. *Heterodelphis leiodontus* nova forma, aus d. miocenen Schichten d. Com. Sopron in Ungarn. (Mit 2 Taf.) (2.—) — 3. BÖCKH H. Die geolog. Verhältnisse des Vashegy, des Hradek u. d. Umgebung dieser (Com. Gömör.) (Mit 8 Taf.) (4.—) — 4. Br. NOPCSA F.: Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár, Déva, Ruszkabánya und der rumänischen Landesgrenze. (Mit 1 Karte) (4.—) — 5. GÜLL W., A. LIFFA u. E. TINKÓ: Über die agrogeologischen Verhältnisse des Ecsedi láp. (Mit 3 Taf.) (3.—)] 14.20
- XV. Bd. [1. PRINZ Gy. Die Fauna d. älteren Jurabildungen im NO-lichen Bakony. (Mit 38 Taf.) (10.10). — 2. ROZLOZNIK P. Über die metamorphen und paläozischen Gesteine des Nagybihar. (1.—) — 3. v. STAFF H. Beiträge zur Stratigraphie u. Tektonik des Gerecsegebirges. (Mit 1 Karte) (2.—) — 4. POSEWITZ Th. Petroleum und Asphalt in Ungarn. (Mit 1 Karte) (4.—)]. 17.10
- XVI. Bd. [1. LIFFA A. Bemerkungen zum stratigraph. Teil d. Arbeit Hans v. Staffs: «Beitr. z. Stratigr. u. Tekt. d. Gerecsegebirges». (1.—) — 2. KADIĆ O. *Mesocetus hungaricus* Kadić, eine neue Balaenopteridenart a. d. Miozän von Borbolya in Ungarn. (Mit 3 Taf.) (3.—) — 3. v. PAPP K. Die geolog. Verhältn. d. Umgb. von Miskolcz. (Mit 1 Karte) (2.—) — 4. Rozloznik, P. u. K. Emszt. Beiträge z. genaueren petrogr. u. chemischen Kenntnis d. Banatite d. Komitates Krassó-Szörény. (Mit 1 Taf.) (3.—) — 5. VADÁSZ, M. E. Die unterliassische Fauna von Alsórákos im Komit. Nagyküüllő. (Mit 6 Taf.) (3.—) — 6. v. BÖCKH J. Der Stand der Petroleumschürfungen in den Ländern der Ungarischen Heiligen Krone. (3.—)]. 15.—
- XVII. Bd. [1. TAEGER H. Die geologischen Verhältnisse des Vértesgebirges (Mit 11 Taf.) (7.50) — 2. HALAVÁTS Gy.: Die neogenen Sedimente der Umgebung von Budapest (Mit 5 Taf.) (6.50)] 14.—
- XVIII. Bd. [1. GAÁL St. Die sarmat. Gastropodenfauna v. Rákosd im Komitat Hunyad (3 Taf.) (4.—) — 2. VADÁSZ M. E. Die paläont. u. geol. Verhältnisse d. älteren Schollen am linken Donauufer. (3.50) — 3. VOGL V. Die Fauna des sog. Bryozoenmergels v. Piszke (2.—) — 4. PÁLFY, M.: Geol. Verh. u. Erzgänge d. Bergbaue d. siebenbürg. Erzgeb. (8 Taf.) (14.—)]. 23.50
- XIX. Bd. [1. JACZEWSKY L: Kritische Übersicht d. Materialien z. Erforschung d. physich-chemischen Natur d. Wasserquellen (2.50) — 2. VADÁSZ M. E. Paläontol. Studien aus Zentralasien (4 Taf.) (4.50) — 3. ČAPEK W., St. v. BOLKAY O. KADIĆ u. Th. KORMOS: Die felsnische Puska poros bei Hámor im Kom. Borsod u. ihre Fauna (2. Taf.) (3.—) — 4. KORMOS T.: *Canis (Cerdocyon) Petényii* n. sp. u. andere interessante Funde a. d. Komitat Baranya (2. Taf.) (3.—) — 5. SCHRÉTER, Z.: Die Spuren d. Tätigkeit tert. u. pleistoz. Thermalquellen im Budaer Geb. (1 Karte (3.—) — 6. ROZLOZNIK P.: Die montangeolog. Verh. v. Aranyida (5 Taf. (3 Kart.) (10.—)] 26.—
- XX. Bd. [1. KORMOS Th.: Die paläolithische Ansiedlung bei Tata (3 Taf.) (5.—) — 2. VOGL V.: Die Fauna d. eoz. Mergel im Vinodol in Kroat. (1 Taf.) (3.—) — 3. SCHUBERT R. J.: Die Fischotolithen d. ungar. Tertiärabl. 2.—) — 4. HORUSITZKY H.: Die agrogeol. Verh. d. Staatsgestütsprädiams Kisbér (4 Kart.) (5.—) — 5. HOFMANN K. — E. M. VADÁSZ: Die Lamellibr. d. mittlneokom. Schichten d. Mecsekgeb. (3. Taf.) (4.—) — 6. TERZAGHI K. v.: Beitrag z. Hydrogr. u. Morphol. d. kroat. Karstes (2 Taf.) (6.—) — 7. AELBURG J.: Üb. d. Natur u. d. Alter d. Erzlagerstätten d. oberungar. Erzgeb. (5.—)]. 30.—
- XXI. Bd. [1. VENDL A: Mineralog. Unters. d. v. Dr. A. Stein in Zentralasien gesammelten Sand- u. Bodenproben (2 Taf.) (5.—) — 2. RENZ C.: Die Entwickl. des Juras auf Kephallenia (1 Taf.) (3.—) — 3. VADÁSZ M. E.: Liasfoss. aus Kleinasien (1 Taf.) (4.—)] —

Die hier angeführten Arbeiten aus den «Mittellungen» sind alle gleichzeitig auch in Separatabdrücken erschienen.

Publikationen der kgl. ungar. Geolog. Reichsanstalt.

BÖCKH, JOHANN. Die kgl. ungar. Geologische Anstalt und deren Ausstellungs-Objekte. Zu der 1885 in Budapest abgehaltenen allgemeinen Ausstellung zusammengestellt. Budapest 1885	(gratis)
BÖCKH, JOHANN u. ALEX. GESELL. Die in Betrieb stehenden u. im Aufschlusse begriffenen Lagerstätten v. Edelmetallen, Erzen, Eisensteinen, Mineralkohlen, Steinsalz u. anderen Mineralien a. d. Territ. d. Länder d. ungar. Krone. (Mit 1 Karte). Budapest 1898	vergriffen
BÖCKH, JOH. u. TH. v. SZONTAGH. Die kgl. ungar. Geolog. Anstalt. Im Auftrage d. kgl. ungar. Ackerbaumin. I. v. DARÁNYI. Budapest 1900	(gratis)
Führer durch das Museum der kön. ungar. geol. Reichsanstalt	3.—
HALAVÁTS, Gy. Allgemeine u. paläontologische Literatur d. pontischen Stufe Ungarns. Budapest 1904	1.60
v. HANTKEN, M. Die Kohlenflötze und der Kohlenbergbau in den Ländern der ungarischen Krone (M. 4 Karten, 1 Profiltaf.) Budapest 1878	6.—
v. KALECSINSZKY, A. Über die untersuchten ungarischen Thone sowie über die bei der Thonindustrie verwendbaren sonstigen Mineralien. (Mit einer Karte) Budapest 1896	—24
v. KALECSINSZKY, A. Die Mineralkohlen d. Länder d. ungar. Krone mit besonderer Rücksicht auf ihre Zusammensetzung u. praktische Wichtigkeit. (Mit 1 Karte). Budapest 1903	9.—
v. KALECSINSZKY, A. Die untersuchten Tone d. Länder d. ungarischen Krone. (Mit 1 Karte) Budapest 1906	8.—
PETRIK, L. Ueber ungar. Porcellanerden, mit besonderer Berücksichtigung der Rhyolith-Kaoline. Budapest 1887	—40
PETRIK, L. Ueber die Verwendbarkeit der Rhyolithe für die Zwecke der keramischen Industrie. Budapest 1888	1.—
PETRIK L. Der Hollóházaer (Radványer) Rhyolith-Kaolin. Budapest 1889	—30
SCHAFARZIK, FR.: Detaillierte Mitteilungen über die auf dem Gebiete des ungarischen Reiches befindlichen Steinbrüche. Budapest 1909	14.—
TÓTH: Chemische Analyse der Trinkwasser Ungarns Budapest 1911	10.—
Comptes rendus de la première conférence internationale agrogéologique. Budapest 1909	7.20
General-Register der Jahrgänge 1882—1891 des Jahresberichtes der kgl. ungar. Geolog. Anstalt	3.20
General-Register der Bände I—X der Mitteilungen aus dem Jahrb. der kgl. ungar. Geolog. Anstalt	1.—
Katalog der Bibliothek und allg. Kartensammlung der kgl. ungar. Geolog. Anstalt und I.—IV. Nachtrag	(gratis)
Verzeichnis der gesamten Publikationen der kgl. ungar. Geolog. Anstalt	(gratis)

Geologisch kolorierte Karten.

(Preise in Kronenwährung.)

A) ÜBERSICHTSKARTEN.

Das Széklerland	2.—
Karte d. Graner Braunkohlen-Geb.	2.—

B) DETAILKARTEN.

a) Im Maßstab 1 : 144,000.

1. Ohne erläuterndem Text.

Umgebung von Alsólendva (C. 10.), Budapest (G. 7.), Győr (E. 7.), Kaposvár-Bükkösd (E. 11.), Kapuvár (D. 7.), Nagykanizsa (D. 10.), Pécs-Szegzárd (F. 11.), Sopron (C. 7.), Szilágyosomlyó-Tasnád (M. 7.), Szombathely (C. 8.), Tata-Bioske (F. 7.), Tolna-Tamási (F. 10.) Veszprém-Pápa (E. 8.) Dárda (F. 13.) Karád-Igal (E. 10.) Légrad (D. 11.)	vergriffen
„ „ Komárom (E. 6.) (der Teil jenseits der Donau)	4.—
„ „ Magyaróvár (D. 6.)	4.—
„ „ Mohács (F. 12.)	4.—
„ „ Nagyvázsöny-Balatonfüred (E. 9.)	4.—
„ „ Pozsony (D. 5.) (der Teil jenseits der Donau)	4.—

2. Mit erläuterndem Text.

Umgebung von	Sárvár-Jánosháza (D. 8.)	4.—
„	Simontornya-Kálozd (F. 9.) Szentgothard-Körmenđ (C. 9.)	vergr. 4.—
„	Sümeđ-Egerszeg (D. 9.)	4.—
„	Székesfehérvár (F. 8.)	4.—
„	Szigetvár (E. 12.)	4.—
„	Fehértemplom (K. 15.) Erl. v. J. HALAVÁTS	4.60
„	Kismarton (C. 6.), (Karte vergriffen). Erl. v. L. ROTH v. TELEGD	1.80
„	Versecz (K. 14.) Erl. v. J. HALAVÁTS	5.30

b) Im Maßstab 1 : 75,000.

1. Ohne erläuterndem Text.

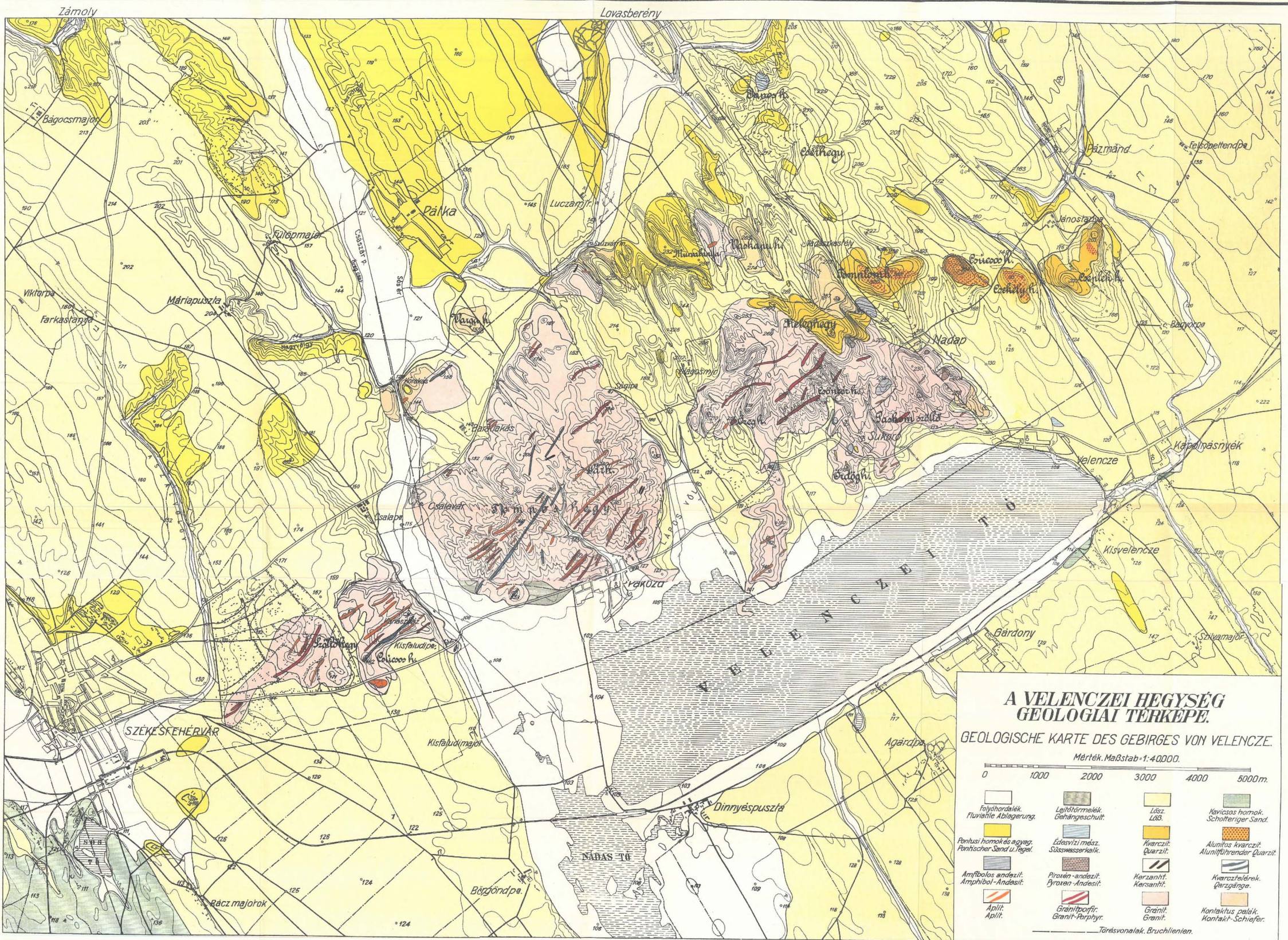
„	Petrozsény (Z. 24, K. XXIX), Vulkanpaß (Z. 24. C. XXVIII)	vergriffen
„	Gaura-Galgó (Z. 16, K. XXIX)	7.—
„	Hadad-Zsibó (Z. 16, K. XXVIII)	6.—
„	Lippa (Z. 21, K. XXV)	6.—
„	Zilah (Z. 17, K. XXVIII)	6.—

2. Mit erläuterndem Text.

„	Abrudbánya (Z. 20, K. XXVIII) Erl. v. M. v. PÁLFY	5.—
„	Alparét (Z. 17, K. XXIX) Erl. v. A. KOCH	6.60
„	Bánffyhungar (Z. 18, K. XXVIII) Erl. v. A. KOCH und K. HOFMANN	7.50
„	Bogdán (Z. 13, K. XXXI) Erl. v. T. POSEWITZ	7.80
„	Brusztura-Porohy (Z. 11—12, K. XXX) Erl. v. Th. POSEWITZ	8.50
„	Budapest-Szentendre (Z. 15, K. XX) Erl. v. F. SCHAFARZIK	10.40
„	Budapest-Tétény (Z. 16, K. XX) Erl. v. J. HALAVÁTS	9.—
„	Dognácska-Gattaja (Z. 24, K. XXV) Erl. v. Gy. v. HALAVÁTS	9.—
„	Gyertyánliget (Kabolapolána) (Z. 13, K. XXXI) Erl. v. T. POSEWITZ	5.—
„	Kismarton (Z. 14, K. XV) Erl. v. L. ROTH v. TELEGD	4.—
„	Kolosvár (Z. 18, K. XXIX) Erl. v. A. KOCH	6.60
„	Kőrösmezó (Z. 12, K. XXXI) Erl. v. T. POSEWITZ	7.80
„	Krassova—Teregova (Z. 25, K. XXVI) Erl. v. L. ROTH v. TELEGD	6.—
„	Magura (Z. 19, K. XXVIII.) Erl. v. M. v. PÁLFY	5.—
„	Máramarossziget (Z. 14, K. XXX) Erl. v. T. POSEWITZ	8.40
„	Nagybánya (Z. 15, K. XXIX) Erl. v. A. Koch u. A. Gesell	8.—
„	Nagykároly-Ákos (Z. 15, K. XXVII) Erl. v. Th. v. SZONTAGH	7.—
„	Ökörmezó-Tuchla (Z. 11, K. XXIX) Erl. v. Th. POSEWITZ	8.50
„	Szászsebes (Z. 22, K. XXIX) Erl. v. J. HALAVÁTS u. L. ROTH	7.—
„	Tasnád-Széplak (Z. 16, K. XXVII) Erl. v. Th. v. SZONTAGH	8.—
„	Temeskutas-Oravicza (Z. 25, K. XXV) Erl. v. L. ROTH v. TELEGD u. J. HALAVÁTS	8.—
„	Torda (Z. 19, K. XXIX) Erl. v. A. KOCH	7.70

Agrogeologische Karten.

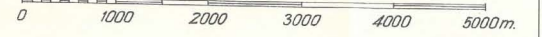
„	Érsekujvár—Komárom (Z. 14, K. XVIII) Erl. v. J. TIMKÓ	9.—
„	Magyarszölgyén—Párkány-Nána (Z. 14, K. XIX) Erl. v. H. HORUSITZKY	5.—
„	Szeged—Kistelek (Z. 20, K. XXII.) Erl. v. P. TREITZ	5.—



**A VELENCZEI HEGYSÉG
GEOLOGIAI TERKEPE.**

GEOLOGISCHE KARTE DES GEBIRGES VON VELENCZE.

Mérték. Maßstab = 1:40000.



--- Törésvonalak, Bruchlinien.			

