

## 9. Zwei erratische Blöcke von der Küste Upplands.

Von

Tómas Tryggvason.

---

### 1. Dellenit.

Im Herbst 1938 überreichte mir Professor Dr. H. G. BACKLUND, Uppsala, zwei Dünnschliffe und ein Handstück von glasigem, schwarzen Hypersthenandesit zur Untersuchung. Beide Dünnschliffe stammen von losen Blöcken, der eine (Sv. A. XII: 4) von Kallerö, Roslagen, und der andere (Sv. A. XII: 7, mit dem Handstück) von Biludden, Gemeinde Älvkarleby, Uppland, von Fil. Lic. G. SANDBERG, Uppsala, aufgehoben.

Die Dünnschliffe gleichen einander ausgesprochen, und dürften beide ohne Zweifel von dem Andesitvorkommen am Dellen in Hälsingland stammen. Der Schliff besteht hauptsächlich aus braunem Glas, in dem Einsprenglinge von Plagioklas sehr allgemein sind. Hypersthenkristalle von variierender Grösse liegen in der Glasmasse eingesprengt, sind aber bei weitem nicht so zahlreich wie die Plagioklase. Kleine Magnetitkörner sind überall eingestreut, sowohl im Glas, wie in den Einsprenglingen. Ringsum diese Magnetitkörner entwickeln sich farblose Kristallisationshöfe, woraus man den Schluss ziehen kann, dass die braune Farbe des Glases von submikroskopischen Magnetitpartikeln her stammt, die aus der unmittelbaren Umgebung der Magnetitkristalle in diese eingewandert sind. Ein charakteristischer Zug ist die reichliche Sphärolithbildung (Fig. 1). Die sphärolithe sind in der Längsrichtung der Strahlen positiv; meist ist die Kernpartie und der Aussenrand am reichsten an Eisen, während eine Mittelzone heller und auch ein Gürtel des umgebenden Glases an Eisen verarmt ist. Die Struktur des Glases selbst ist ausgesprochen perlitisch (Fig. 2). Globuliten und Kumuliten sind gewöhnlich.

SVENONIUS (22) hat die Andesite vom Nördlichen Dellen in Hälsingland beschrieben und diskutiert. Makroskopisch teilt er sie in drei Hauptgruppen ein. Die hier behandelten Proben gehören offenbar hierher, näher bestimmt zu seiner ersten Gruppe. Sie wird bezeichnet als glaskörnig, der Bruch als glaskglänzend und vor dem Lötrohr unter Aufblähen leicht



Fig. 1. Dellenit, Biludden. Sphärolithe links, Mitte und rechts unten. Gew. L. Vergr.  $45\times$  (Foto A. SAGERHOLM).

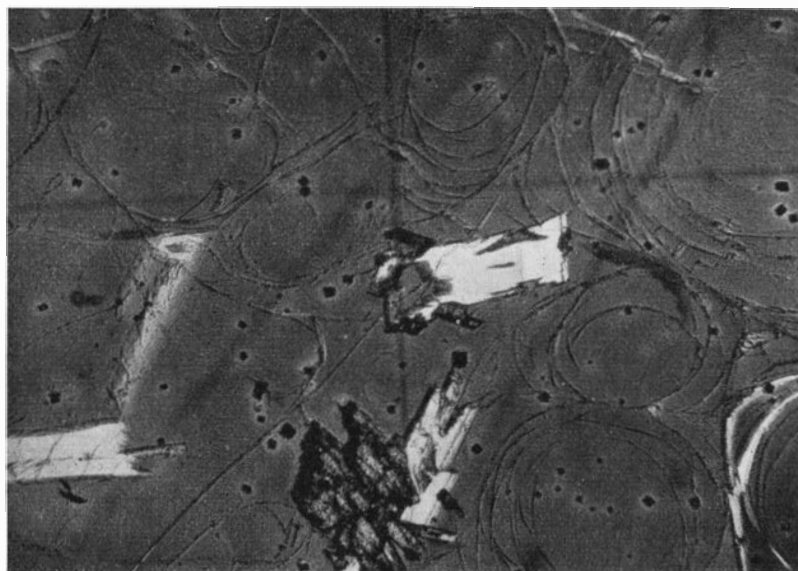


Fig. 2. Dellenit, Biludden. Perlitische Glasbasis mit Plagioklas, Hypersthen (Mitte unten) und kleinen Magnetitkristallen. Gew. L. Vergr.  $45\times$  (Foto A. SAGERHOLM).

schmelzbar. Unter dem Mikroskop stimmen sie am besten mit SVENONIUS' Beschreibung der Gruppe I, Varietät 2 und 4 überein, die auf Gräsö, bei Öregrund, am Nördlichen Dellen und auf der Festlandsseite des Öregrundsgrep gefunden wurden.

Resorptionsreste kommen in beiden Dünnschliffen vor (Fig. 3), anscheinend von derselben Art, die SVENONIUS beschreibt »als eine Art *Glasnetz* erscheinende, gewöhnlich recht grosse Reste von durch *magma-tische Resorption* umgewandelten Feldspatpartien, oft von einem dichten Kranz von Feldspatmikrolithen umgeben.« Die Resorptionsreste bestehen aus grossen isometrischen(?) Plagioklaskristallen. Die Kernpartie hat ausgeprägte Netzstruktur, wobei teils die zahlreichen Spaltrisse durch Resorption erweitert und glasgefüllt sind, teils die Zwischenareale dicht glaspunktiert erscheinen. Diese Restkristalle sind umgeben von einem glasklaren, schmalen, allseitig homoaxialen Saum aus kleinsten Plagioklasindividuen



Fig. 3. Dellenit, Kallerö. Rechts grosser resorbierter Plagioklaskristall von einem glasklaren Saum jüngeren Plagioklases umgeben. Gew. L. Vergr.  $45\times$  (Foto A. SAGERHOLM).

ohne Resorption, etwas saurer als die stark resorbierte Kernpartie, aber die Zwillingslamellen gehen kontinuierlich durch beide hindurch. Der Saum ist also jünger als der Resorptionsakt. Die Auslöschung in den Resorptionsresten der Kernpartie ist etwas flammig oder undulös, was exakte optische Bestimmungen erschwert, aber solcher 7, nach BEREK (4), gaben zwischen  $An_{50}$ — $An_{65}$  variierende Werte, was bedeutet, dass die Resorptionsreste Labradorit sind, vielleicht eine Kleinigkeit saurer als die übrigen kleineren Einsprenglinge.

Das spezifische Gewicht des Blockes von Biludden wurde zu 2,486 mit der WALKER-la-TOUCHE-Waage bestimmt. Eine geometrische Analyse eines Dünnschliffes desselben Blockes wurde mittels des Integrationstisches ausgeführt (Tab. I, Vol. %). Das spezifische Gewicht des Plagioklases

wurde ermittelt nach dem Diagram über optische Achsenwinkel nach DUPARC und REINHARD (7), das des Hypersthens auf gleiche Weise nach WINCHELL (24). Des spezifische Gewicht des Glases (+ Sphärolithen) wurde mit WESTPHALS Waage in Bromoform zu 2,39—2,40 bestimmt. Das spezif. Gewicht des Magnetits kann auf 5,0 angesetzt werden in Betracht des normativen Ilmenitgehalts der Generalanalyse. Mit Hilfe der Volumenprozent und des spezifischen Gewichtes der Bestandteile konnte deren Gewichtsprozent berechnet werden (Tab. I).

SVENONIUS hat das spez. Gew. 2,481 an einem Hypersthenandesit vom Nördlichen Dellen bestimmt. Die Gewichtsprozent der Bestandteile desselben Gesteins hat er durch »eine Art mechanischer Analyse« bestimmt (Tab. I). Der Unterschied in den Resultaten erklärt sich am besten dar-

Tabelle I.

|                             | Vol. % | Sp. Gew. | Gew. % | Gew. % nach SVENONIUS |
|-----------------------------|--------|----------|--------|-----------------------|
| Plagioklas . . . . .        | 10,70  | 2,7      | 11,6   | 29,8                  |
| Hypersthen . . . . .        | 3,17   | 3,5      | 4,5    |                       |
| (Titano)magnetit . . . . .  | 1,09   | 5,0      | 2,2    | 4,2                   |
| Helle Sphärolithe . . . . . | 3,06   | 2,4      | 81,7   | 66,0                  |
| Braune » . . . . .          | 8,02   |          |        |                       |
| Glas . . . . .              | 73,95  |          |        |                       |
|                             | 99,99  |          | 100,0  | 100,0                 |

aus, dass »etwas Sphärolithen und Glas« der Hypersthen- und Plagioklasfraktion folgten. Etwas Glas muss auch dem Magnetit gefolgt sein, da dieser soviel wie 4,2 % ergeben hat. Diese Ziffer ist nämlich etwas höher als der normative Magnetit- (+ Ilmenit-) Gehalt der entsprechenden Analysen. Dieses ist leicht verständlich, da es ausserordentlich schwer ist, die kleinen (ungef. 0,02 mm<sup>3</sup>) Magnetitkristalle von allem Glas freizumachen.

Um zu einer Auffassung über die chemische Zusammensetzung des Glases zu kommen, wurde eine bauschale Zusammensetzung von Plagioklas + Hypersthen + (Titano-) Magnetit nach deren Gewichtsprozenten und optischen Daten berechnet (Tab. II, 3), wodurch die chemische Zusammensetzung des Glases angegeben werden konnte (Tab. II, 4). Freilich wird eine solche errechnete Analyse nicht exakt richtig sein, aber sie kann doch als Leitfaden dienen.

Die Analysen 2 und 5 der Tabelle II stammen aus SVENONIUS' Arbeit. Man sieht, dass die zwei Generalanalysen (1 und 2) in der chemischen und normativen Mineralzusammensetzung einander ausgesprochen gleichen. Der Unterschied zwischen den normativen Eisenmineralen beruht teilweise auf verschiedenem Oxydationsgrad, teilweise auch darauf, dass TiO<sub>2</sub> in der älteren Analyse nicht bestimmt wurde.

Tabelle II.

|                                        | I      | 2        | 3     | 4     | 5        |
|----------------------------------------|--------|----------|-------|-------|----------|
| H <sub>2</sub> O+ . . . .              | 2,63   |          |       | 3,2   |          |
| SiO <sub>2</sub> . . . .               | 67,27  | 68,36    | 46,6  | 71,9  | 70,77    |
| TiO <sub>2</sub> . . . .               | 0,46   | n. best. | 1,4   | 0,2   | n. best. |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . | 13,00  | 13,24    | 19,0  | 11,7  | 13,18    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . | 2,01   | 1,29     | 6,5   | 1,0   | 0,93     |
| FeO . . . .                            | 3,23   | 3,39     | 11,1  | 1,5   | 2,34     |
| MnO . . . .                            | 0,03   | 0,27     | ?     | 0,0   | 0,30     |
| MgO . . . .                            | 1,12   | 1,15     | 4,7   | 0,3   | 0,38     |
| CaO . . . .                            | 2,66   | 2,51     | 7,8   | 1,5   | 1,54     |
| Na <sub>2</sub> O . . . .              | 2,21   | 2,05     | 2,9?  | 2,1?  | 2,57     |
| K <sub>2</sub> O . . . .               | 5,21   | 5,34     | ?     | 6,4?  | 4,86     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .  | 0,19   | n. best. |       | 0,2   | n. best. |
| Cl . . . .                             | 0,17   | » »      |       | 0,2   | » »      |
| F . . . .                              | Spur?  | » »      |       |       | » »      |
| Gl. Verl. . .                          |        | 2,63     |       |       | 2,96     |
|                                        | 100,19 | 100,23   | 100,0 | 100,2 | 99,83    |
| — O für Cl                             | 0,08   |          |       | 0,1   |          |
|                                        | 100,11 |          |       | 100,1 |          |

1. Generalanalyse des Glasigen Hypersthenandesits (Dellenits) von Biludden (N. SAHLBOM 1939).
2. Generalanalyse des glasigen Andesits (Dellenits) vom Nördlichen Dellen (H. SANTESSON 1888).
3. Errechnete Analyse von Plagioklas + Hypersthen + (Titano)magnetit in der Probe von Biludden gemäss Gewichtsprozenten und optischen Daten.
4. Die Zusammensetzung des Glases, aus Analyse 1 und 3 berechnet.
5. Glas desselben Typus wie in N:o 2 (H. SANTESSON 1888).

In der errechneten Analyse ist der eventuelle Kaligehalt des Feldspats nicht mit in Rechnung gezogen. Der Kaligehalt des Plagioklases lässt sich nicht auf optischem Wege bestimmen, aber die Diagramme, die ALLING (1) aufgestellt hat, zeigen, dass die Kurven der Auslöschungswinkel im System Or-Ab-An ungefähr parallel der Dreiecksseite Or-Ab laufen, was besagt, dass der Auslöschungswinkel charakteristisch nur für den An-Gehalt und unabhängig von dem Verhältnis Ab:Or ist. Da der Durchschnitt von etwa 50 optischen Bestimmungen 61 % Anorthit ergab, muss der Or-Gehalt nach MÄKINEN (16, Fig. 1, A, S. 132) im Intervall 0—15 % liegen. So erklärt sich, dass in dem berechneten Glase der Kaligehalt höher und der Natrongehalt geringer ist als in dem analysierten. Weiterhin liegt der greifbarste Unterschied zwischen der Analyse 4 und 5 in dem Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalt. Dieser Unterschied, der wenigstens zu einem Teil darauf beruht, das TiO<sub>2</sub>

Tabelle III.

Die normative Zusammensetzung der Analysen der Tabelle II.

|                            | 1      | 2      | 3     | 4     | 5     |
|----------------------------|--------|--------|-------|-------|-------|
| Q . . . . .                | 26,53  | 26,60  |       | 32,4  | 31,46 |
| C . . . . .                |        |        |       |       | 0,89  |
| or . . . . .               | 30,77  | 31,55  | ?     | 37,7  | 28,72 |
| ab . . . . .               | 18,72  | 17,36  | 24,8? | 17,4  | 21,76 |
| an . . . . .               | 10,15  | 11,16  | 38,7  | 3,8   | 7,65  |
| Σsal . . . . .             | 86,17  | 86,67  | 63,5  | 91,3  | 90,48 |
| wo . . . . .               | 0,48   | 0,55   |       | 0,6   |       |
| en . . . . .               | 2,79   | 2,86   | 11,8  | 0,8   | 0,94  |
| fs . . . . .               | 3,62   | 5,66   | 12,7  | 1,5   | 4,09  |
| mt . . . . .               | 2,92   | 1,87   | 9,5   | 1,5   | 1,34  |
| il . . . . .               | 0,80   |        | 2,6   | 0,5   |       |
| ap . . . . .               | 0,71   |        |       | 0,9   |       |
| Σfem . . . . .             | 11,32  | 10,94  | 36,6  | 5,8   | 6,37  |
| H <sub>2</sub> O . . . . . | 2,63   | 2,63   |       | 3,2   | 2,96  |
|                            | 100,12 | 100,24 | 100,1 | 100,3 | 99,81 |

in SANTESSONS Analysen nicht bestimmt wurde, verursacht eine in die Augen fallende Differenz zwischen dem normativen Anorthitgehalt dieser zwei Glasanalysen, der noch stärker hervortritt dadurch, dass in der berechneten Analyse sowohl  $P_2O_5$  als auch Cl als Apatit gerechnet wurden, diese aber in der älteren Analyse fehlen.

Da mikroskopisch kein Apatit anzutreffen war, muss dieser in dem Glase stecken. Das Verhältnis  $P_2O_5:Cl$  zeigt etwas Cl-Überschuss, der vermutlich auch in dem Glase steckt.

Der Anorthitgehalt des Plagioklases wurde auf optischem Wege bestimmt, sowohl mit Hilfe der Universalmethoden nach BEREK als auch auf verschiedene Weise mit dem gewöhnlichen Mikroskop nach BECKE (3), DUPARC et REINHARD (7) und CHUDOBA (6). Nach den Bestimmungen variiert der An-Gehalt von 50 %—75 %, aber für die überwiegende Mehrzahl lag er zwischen 55 % und 65 %. Der Durchschnitt aller (51) Bestimmungen der beiden Proben war 61 % Anorthit. Der Plagioklas ist meistens zonar gebaut, doch ist die Zonarität nicht ausgeprägt. Die Differenz wurde in einigen Schnitten  $\Delta$  PM bestimmt. Die äussere Zone zeigte im Durchschnitt 57 % Anorthit und der Kern 62 %. Recht oft kann man kaum von Zonarität reden, sondern der Auslöschungswinkel nimmt kontinuierlich von der Kernpartie nach aussen hin ab. Dies gilt speziell von Leisten, die nach der (010)-Fläche ausgezogen sind.

Folgende 18 Zwillinge wurden auf dem Universaldrehtisch bestimmt:

|                  |                          |                  |
|------------------|--------------------------|------------------|
| Albit . . . . 3  | Albit-Karlsbader . . . 5 | Periklin . . . 2 |
| Karlsbader . . 7 | Albit-Esterel . . . . 1  |                  |

Man sieht, dass alle, ausser zweien, (010) als Kontaktfläche haben. Die Plagioklaskristalle sind gewöhnlich am bestem // der c-Achse, oder doch jedenfalls // der (010)-Fläche, entwickelt. Die Grösse schwankt, aber ungefähr  $0,8 \times 0,1$  mm ist recht gewöhnlich für Kristalle, die nach der (010)-Fläche zwillingsgelagert sind. Zuweilen liegen Zwillingsslamellen, zu klein um bestimmt werden zu können, zwischen den gemessenen Individuen parallel zu (010) (vgl. SPAENHAUER, 21).

Glaseinschlüsse sind recht gewöhnlich. Oft sind sie Spaltfüllungen und folgen dann den Spaltrissen so genau, dass sie zur Bestimmung von Lage der Spaltung und von Kontaktflächen benutzt werden können. Zuweilen treten jedoch diese Glastropfen mitten im Kristall auf, ohne jede sichtbare Verbindung mit Spaltbarkeit und Kontaktflächen, und sie sind zwischen gekreuzten Nicols dunkel in allen Lagen. Das bedeutet, dass die Einschlüsse ebenso dick oder dicker als der Dünnschliff sind ( $0,02-0,03$  mm). Die Dicke der glasgefüllten Spaltrissen ist dagegen  $< 0,01$  mm, sodass diese, in der Schleifebene liegend, nicht Dunkel in allen Lagen zeigen dürften. Ein wichtiges Charakteristikum dieser Einschlüsse ist, dass sie von bedeutend dunklerer Farbe (eisenreicher) als die umgebende Glasmasse sind. Es ist sehr wahrscheinlich, dass diese Einschlüsse primär sind d. h., dass sie der Plagioklas bereits während der Kristallisation isoliert hat. Ihre dunkle Farbe deutet darauf, dass das »Magma« beim Bildungsstadium der Einsprenglinge eisenreicher (basischer) war als beim Eruptionsstadium.

Um den Kristallisationsverlauf klarzulegen, wäre es sehr aufschlussreich, wenn man ihn im Schmelzzustand mit der gegebenen Zusammensetzung rekonstruieren könnte, so wie die Generalanalyse und die Glasanalyse sie angeben. Wenn man das Verhältnis Ab:An in den Plagioklasen untersucht, und die Plagioklaseinsprenglinge mit den normativen Plagioklasen der Analysen vergleicht, sieht man, dass dieses Verhältnis ungefähr mit BOWENS (5) Kristallisationsdiagramm für Plagioklas übereinstimmt (Kristallisationstemp.  $> 1300^{\circ}$  C). Nimmt man dagegen an, dass Orthoklas den Albit zum Teil ersetzt, so sind die Einsprenglinge zu basisch (An-reich). Die Zonarität zeigt auch, dass die Einsprenglinge nicht im Gleichgewicht mit der Schmelze gestanden haben. Thermale Kristallisationsdiagramme für Schmelzsysteme mit mehr als drei Komponenten sind selten, aber durch Anwendung von zwei ternären Diagrammen,  $Ab + An - Or - SiO_2$  und  $Ab - An - SiO_2$ , nach VOGT (23), kann man sich doch eine aproximative Vorstellung über den (möglichen) normalen Kristallisationsverlauf machen (Fig. 4, a und b).

Bei der Aufstellung der Diagramme wurde der normative Quarz + Ortho-

Tabelle IV.

|                             | General-<br>analyse | Glasanal.<br>errechnet | Glasanal.<br>(SANTESSON) |
|-----------------------------|---------------------|------------------------|--------------------------|
| a) $\text{SiO}_2$ . . . . . | 30,8                | 35,5                   | 35,1                     |
| Or . . . . .                | 35,7                | 41,3                   | 32,1                     |
| Ab + An . . . . .           | <u>33,5</u>         | <u>23,3</u>            | <u>32,0</u>              |
|                             | 100,0               | 100,1                  | 100,0                    |
| b) $\text{SiO}_2$ . . . . . | 47,9                | 60,4                   | 51,7                     |
| Ab . . . . .                | 33,8                | 32,5                   | 35,7                     |
| An . . . . .                | <u>18,4</u>         | <u>7,1</u>             | <u>12,6</u>              |
|                             | 100,0               | 100,0                  | 100,0                    |

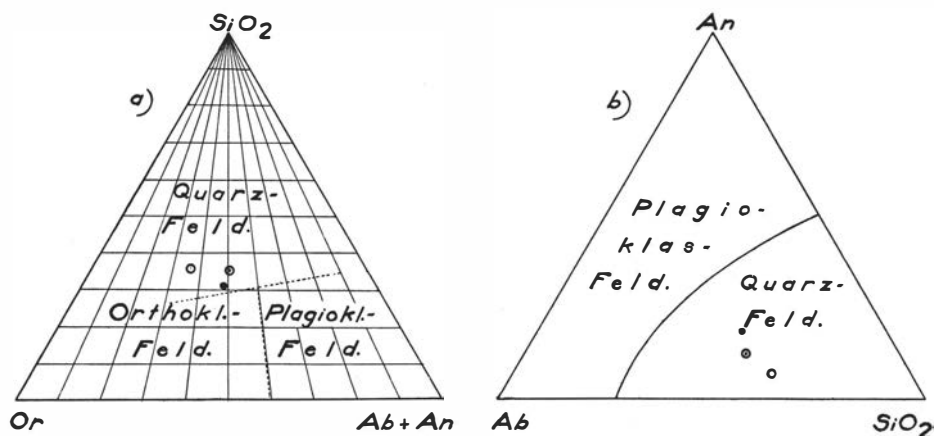


Fig. 4. Kristallisationsdiagramm des Dellenits (nach VOGT).  
 ● Generalanalyse, ○ berechnetes Glas, ⊙ analysiertes Glas.

klas + (Albit + Anorthit) (a), und der Quarz + Albit + Anorthit (b) in den Analysen 1, 4 und 5 der Tabellen II und III zu 100 umgerechnet (Tab. IV).

VOGT (Op. cit.) hat in sauren Porphyren, mit einem  $\text{SiO}_2$ -Gehalt ähnlich dem des beschriebenen Gesteins, dieselben Verhältnisse wie hier wahrgenommen, nämlich, dass der Plagioklas zuerst auskristallisierte, und dass  $\text{SiO}_2$  bis zu 75 % in der Grundmasse angereichert wird, ohne dass Quarz ausfällt, entsprechend dem Maximalverhältnis  $\text{SiO}_2$ :Feldspat = (30 bis 33): (70 bis 67). In dem Dellengestein erreicht  $\text{SiO}_2$  nicht 75 %, weder in der Generalanalyse noch in der Grundmasse, aber dank Hypersthen, Magnetit und akzessorischen Mineralen übertrifft der normative Quarz im Verhältnis zum normativen Feldspat das von VOGT angegebene Maximum, weswegen im Diagramm (Fig. 4, a) sowohl das Glas als auch das Gestein in den Kristallisationsraum des Quarzes fallen. Wenn man das Ab-An- $\text{SiO}_2$ -Diagramm (Fig. 4, b) untersucht, tritt die Abnormität noch mehr hervor. Es geht also aus diesen Diagrammen hervor, dass der Plagioklas weder in



der Gesteinsart als Ganzem noch im Glas im Gleichgewicht mit der normativen Kieselsäure steht; der Quarz müsste vor oder gleichzeitig mit dem Plagioklas kristallisiert haben.

Gegen diese Diagramme kann man möglicherweise einwenden, dass sie auf Untersuchungen von Graniten mit einigermassen anderem Chemismus als dem des untersuchten Gesteins basiert sind. Nach NIGGLI (17, S. 114) haben die Dellenite jedoch granitischen Chemismus: »Ihre Zusammensetzung vermittelt zwischen der des normalgranitischen und adamellitischen Magmas.« In einer späteren Arbeit (18) klassifiziert NIGGLI die Dellenite direkt als normalgranitisch.

Die Diagramme sprechen dafür, dass der Plagioklas aus einer Schmelzmasse, die bedeutend ärmer an Kieselsäure (und möglicherweise auch an Kalifeldspat) als die gegenwärtigen Bauschalwerte war, auskristallisiert haben muss. Das kann man etwa so erklären, dass das »Magma« nach der Auskristallisierung des Plagioklases einen Zuschuss eines sauren Gesteins oder »Magmas« erhalten oder assimiliert hat; oder auch, dass es mechanischer »Auspressung« (»squeezing«) ausgesetzt gewesen war, wofür doch keine äusseren Anzeichen vorliegen.

Der Hypersthen macht etwa 3,2 % des Volumens des Gesteins aus. Er tritt in relativ grossen Kristallen auf, die nach der c-Achse ausgezogen sind, zuweilen 2 mm lang und länger. Der Pleochroismus ist deutlich:

$\alpha$  gelb, rötlich oder bräunlich

$\beta$  schwach gelb

$\gamma$  graugrün.

Wie der Plagioklas schliesst auch der Hypersthen Reihen von Magnetitkristallen ein und erscheint jünger als der Plagioklas. Glaseinschlüsse liessen sich in ihm nicht wahrnehmen.

Die Optik wurde an drei Individuen mit Hilfe des Universaldrehtisches bestimmt, nach NIKITINS Methode (4), für  $2V_\alpha = 59^\circ$ , was 4½ Mol-%  $\text{FeSiO}_3$  nach WINCHELL entspricht.  $N_\gamma - N_\alpha$  war 0,017, während die Gangdifferenz mit dem BEREK-Kompensator in einem Schnitt mit normalem  $\beta$ -Austritt bestimmt wurde, dessen Dicke dann mit Hilfe des Mikrometerokulares gemessen wurde.

Nach BARTH (2) kann der Hypersthen als geologisches Thermometer angewendet werden: aus einer Schmelzmasse mit einer Temperatur über dem Umwandlungspunkt, — in diesem Fall ungefähr  $1100^\circ \text{C}$  — kristallisiert monokliner Pyroxen aus, unter dieser Temperatur rhombischer.

Der Hypersthen ist etwas jünger als der Plagioklas, da der letztere meistens idiomorph dem ersteren gegenüber ist. Es mag darauf hingewiesen sein, dass der Hypersthen auch in basischen Gesteinen (mit hoher Kristallisationstemperatur) vorkommt. ROSENBUSCH (19, S. 204) nennt verschiedene Vorkommen von Hypersthen-Diabas, HACKMAN (13) hat einen solchen als (»kontaktmetamorphen«) Einschluss im Rapakivi Finnlands beschrieben

u. s. w. Der Hypersthen scheint also kein unbedingtes Argument gegen die Annahme auszumachen, dass die Einsprenglinge sich in einer basischen Schmelzmasse gebildet haben können.

In der Wiborg-Gegend, Finnland, kommt der Hypersthen-Diabas alternierend mit Hornblende-Diabas im Rapakivi eingeschlossen vor, wobei die Hornblende umgewandelten Pyroxen repräsentiert. Man kann sich möglicherweise denken, dass der Hypersthen ein Produkt von »Kontaktumwandlung« ist und ein Zwischenstadium zwischen der Hornblende und einem primären Klinopyroxen repräsentiert, der gerade in diesen Diabasen so häufig vorkommt. Wenn der Hypersthen die Niedrigtemperaturform des Klinopyroxens (Pigeonit) ist, muss der Pigeonit unter dem Verwandlungspunkt instabil sein, und dürfte, unter optimalen physikalisch-chemischen Verhältnissen, sich zu Orthopyroxen umwandeln können. Gegen diese Annahme spricht anscheinend die Tatsache, dass in manchen sauren Gesteinen, z. B. Syeniten und Monzoniten, Pyroxene vorkommen, die Orthopyroxen im Kern und Klinopyroxen in der Randpartie aufweisen.

Die Resorption der grossen Plagioklaseinsprenglinge deutet auf steigende Temperaturen mit folgender, relativ schneller Abkühlung. Die Resorption zeigt vielleicht auch an, dass (exogene?) Plagioklase in einem frühen Stadium in die Schmelzmasse geraten sind.

## 2. Basalt.

Ungefähr gleichzeitig mit dem Hypersthenandesit (Dellenit) überreichte Professor Dr. H. G. BACKLUND mir einen Block und Dünnschliffe eines vollständig dichten, schwarzen Basalts, gefunden bei Östhammar, Roslagen, von Herrn B. BLOMQUIST, Uppsala. Äusserlich hat dieser Block einige Ähnlichkeit mit der soeben beschriebenen Gesteinsprobe.

Die Grundmasse ist glasig, dicht und dunkel und sehr reich an Magnetit-substanz. In ihr liegen unregelmässig verstreut Einsprenglinge von Plagioklas von 1 cm<sup>3</sup> und darüber. Kleinere Plagioklaskristalle in einer Grösse von etwa 0,4 × 0,03 mm bis herunter zu feinen Nadeln und Fäden kommen ebenfalls vor. Die Grundmasse selbst ist, nur in sehr dünnen Schliffen sichtbar, sehr reich an kleinsten Leisten, Nadeln und Fibern von monoklinem Pyroxen, die zu klein sind um näher bestimmt werden zu können. Magnetisches, dendritisch entwickeltes Erz ist in der Grundmasse reichlich repräsentiert.

Der Plagioklas ist ein Labradorit. Die Bestimmung geschah mit Hilfe des Universaldrehtisches nach BERÉK. Aus 6 Bestimmungen ergab sich für die grossen Einsprenglinge ein Anorthitgehalt zwischen An<sub>60</sub> und An<sub>72</sub>, im Durchschnitt An<sub>67</sub>. Die kleineren Plagioklase der Grundmasse ergaben, nach 8 Bestimmungen, An-Werte zwischen An<sub>57</sub> und An<sub>70</sub>, im Durchschnitt An<sub>63</sub>. Die kleinsten Plagioklaskristalle sind zu klein um bestimmt werden zu können.

Die grossen Plagioklaseinsprenglinge sind einigermaßen serizitisiert (Fig. 5), und der Serizit ordnet sich parallelstreifig nach Spaltrissen und Sprüngen. In den kleinen Einsprenglingen lässt sich keine Serizitisation nachweisen, was bedeuten kann, dass ein beträchtlicher Altersunterschied zwischen ihnen und den grossen Einsprenglingen herrscht. In einem der grossen Einsprenglinge fand sich ein Einschluss (Fig. 6), der ebenfalls auf hohes Alter deutet. Dessen Randpartie ist sphärolithisch entwickelt, + in der Längsrichtung, opt. —, sozusagen parkettartig: wahrscheinlich Wolla-

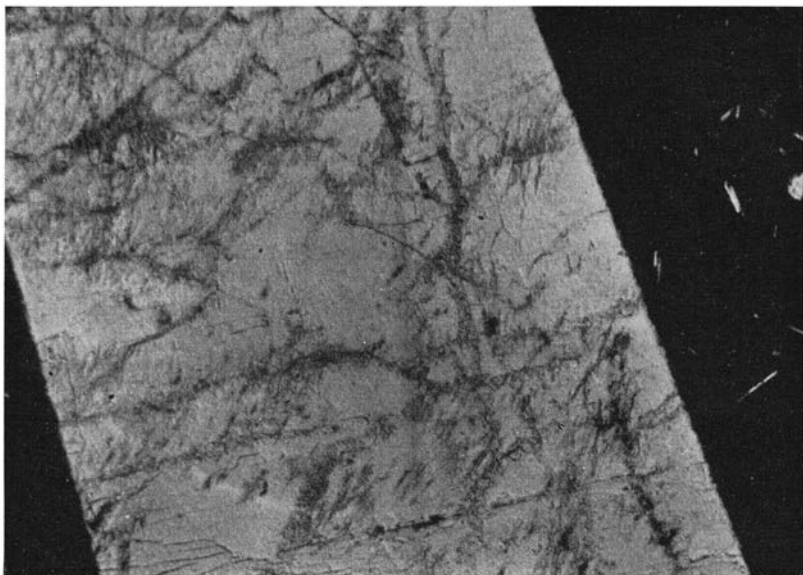


Fig. 5. Basalt, Östhammar. Grosser Plagioklaseinsprengling, etwas serizitisiert. Gew. L. Vergr. 64× (Foto A. SAGERHOLM).

stonit. Die Zentralpartie scheint optisch isotrop zu sein. Verstreut über den ganzen Einschluss liegen kleine eiförmige Mineralkörner mit hoher Lichtbrechung. Sie sind zu klein, um bestimmt werden zu können, aber mit grösster Wahrscheinlichkeit handelt es sich um Epidot oder Titanit.

Trotz des hohen Gehaltes an  $P_2O_5$  und  $Cl + F$  lässt sich kein Apatit in den Dünnschliffen erkennen.

In der Grundmasse liegen zahlreiche Quarzkörner eingestreut, die in der Regel Kalzit oder Wollastonit einschliessen, zuweilen beides, und oft kleine Erzpartikeln (Fig. 7). Sie sind gerundet, wie von Wind- oder Wassertransport, doch kann man zuweilen die Kristallflächen des Quarzes erkennen. Die Grösse ist recht einheitlich, der Durchmesser etwa 0,08 mm.

Der Wollastonit repräsentiert anscheinend ein Reaktionsprodukt zwischen dem Quarz und dem Kalzit. Er zeichnet sich durch niedrige Doppelbrechung, Sektorbildung und eine schwache Fibrigkeit aus. Die Fibern

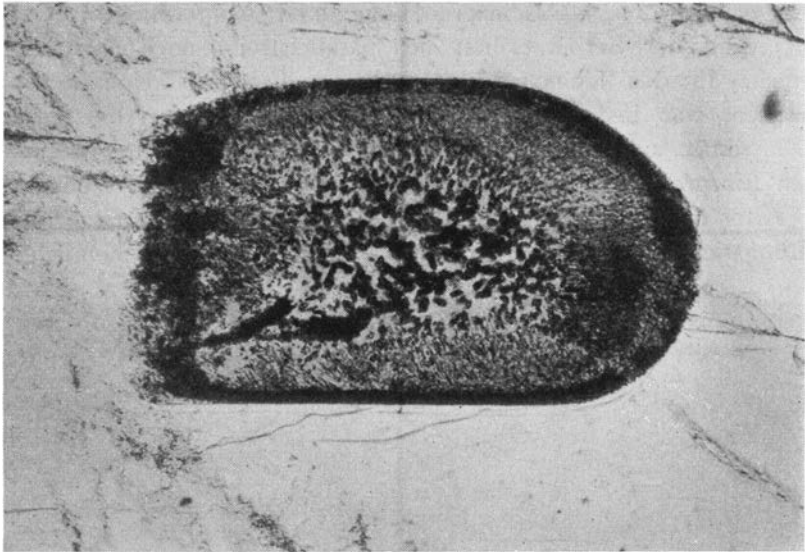


Fig. 6. Basalt, Östhammar. Einschluss im Plagioklas. 1 Nic. Vergr. 190 × (Foto Verf.).

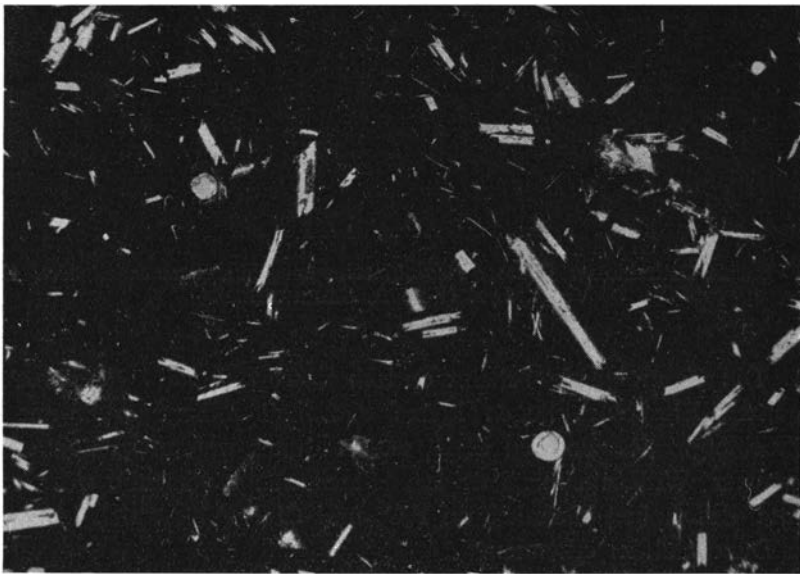


Fig. 7. Basalt, Östhammar. Die Grundmasse. Plagioklasleisten sowie Quarzkörner mit Kalcit im Kern. Gew. L. Vergr. 50 × (Foto A. SAGERHOLM).

sind bald +, bald – in der Längsrichtung und laufen anscheinend parallel, aber zwischen gekreuzten Nicols wandert die Auslöschung, was auf gedrehte Fächerstruktur deutet. Der optische Charakter ist negativ,  $2V_\alpha < 40^\circ$ .

Quarz und Kalcit repräsentieren oft Füllungen von Blasenräumen in Erhaltungsgesteinen. Wenn dies hier der Fall wäre, so dürften sich in

dem Quarz keine Erzpartikeln und auch kaum Wollastonit finden, und noch weniger wären die Kristallflächen des Quarzes zu erkennen. Diese Quarzkörner dürften von irgend einem Sandsteinvorkommen stammen, das der Basalt durchgebrochen hat. Nach GOLDSCHMIDT (12, S. 6) spielen Temperatur und Druck eine grosse Rolle bei der Reaktion des Quarzes mit  $\text{CaCO}_3$ . Unter  $600^\circ \text{C}$  kann die Reaktion unter keinen Druckverhältnissen vor sich gehen, und mit wachsendem Druck bedarf es höherer Temperaturen. Da nach WINCHELL (Op. cit., S. 402) der optisch negative Wollastonit in den opt. positiven Pseudowollastonit bei  $1200^\circ \text{C}$  übergeht, kann dieses Mineral als Thermometer für die Eruptionstemperatur des Basaltes angewendet werden.

### 3. Vergleiche.

Wenn man das fragliche Stück mit den basischen Intrusivgesteinen vergleicht, die v. ECKERMANN (8, 9, 10, 11), KROKSTRÖM (14, 15) und SOBRAL (20) aus Nord- und Mittelschweden beschrieben haben, so geht aus sowohl Mineralbestand wie Aussehen hervor, dass es sich hier um eine Varietät handelt, die bisjetzt in Schweden noch nicht beschrieben worden ist. Die grossen Einsprenglinge von Plagioklas erinnern etwas an den von v. ECKERMANN (11, Taf. IV) jüngst beschriebenen Öje-Diabas, und noch mehr erinnert das Stück an einen Basalt vom Nördlichen Norrsand, Ulfön, beschrieben und abgebildet von SOBRAL (op. cit., Taf. X, Fig. 1).

Eine Analyse schien deshalb motiviert (Tab. V).

Die grossen Plagioklaseinsprenglinge sind nicht in die Analyse aufgenommen, da sie so ungleich verteilt sind und so sporadisch im Blocke auftreten, dass man sich keine Auffassung über ihren prozentuellen Durchschnittswert in dem Gestein bilden kann.

Vergleicht man die NIGGLI-Werte der Analyse mit den NIGGLI-Werten für verschiedene schwedische Diabase und Basalte, so sieht man, dass sie am ehesten an den Åsby-Diabas erinnern. Fig. 8 ist ein solches NIGGLI-Vergleichsdiagramm; die ausgezogenen Linien sind kompiliert nach v. ECKERMANN (11, Fig. 2), und repräsentieren den Åsby-Diabas und den verwandten Monzonit. I, II und V sind nach SOBRAL eingezeichnet und repräsentieren postjotnischen Diabas, bzw. einen jüngeren Basaltgang in ihm sowie Monzonit, alle von Norra Ulfön. IV ist aus umstehender Analyse (Tab. V) genommen. Auch die NIGGLI-Werte für k und c/fm fallen ungefähr mit v. ECKERMANN'S »Kurve« der Åsby-Diabase zusammen (11, Fig. 7).

Der Unterschied ist hauptsächlich darin zu suchen, dass der Östhammar-Basalt weder modalen noch normativen Olivin aufweist, dagegen normativen (und eine Kleinigkeit modalen) Quarz (trotz negativer Quarzzahl in den NIGGLI-Werten). Das kann seine Erklärung in der Assimilation von

Tabelle V.

Basaltblock, Östhammar. Analytiker: N. SAHLBOM.

|                                          | %      | Mol. prop.<br>× 100 | Norm             |        | Niggli-Werte |       |
|------------------------------------------|--------|---------------------|------------------|--------|--------------|-------|
| H <sub>2</sub> O+105° . . .              | 1,48   | 8,22                | Q                | 8,38   | qz           | — 1,1 |
| SiO <sub>2</sub> . . . . .               | 51,51  | 85,76               | or               | 9,46   | si           | 135,4 |
| TiO <sub>2</sub> . . . . .               | 2,70   | 3,38                | ab               | 21,39  | ti           | 12,2  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 11,82  | 11,60               | an               | 16,16  | al           | 18,3  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 4,74   | 2,97                | Σsal             | 55,39  | fm           | 51,0  |
| FeO . . . . .                            | 10,04  | 13,98               | wo               | 6,34   | c            | 21,5  |
| MnO . . . . .                            | 0,28   | 0,40                | en               | 12,05  | alk          | 9,1   |
| MgO . . . . .                            | 4,84   | 12,00               | fs               | 10,59  | mg           | 0,37  |
| CaO . . . . .                            | 7,64   | 13,62               | mt               | 6,88   | k            | 0,29  |
| Na <sub>2</sub> O . . . . .              | 2,53   | 4,08                | il               | 5,13   | c/fm         | 0,42  |
| K <sub>2</sub> O . . . . .               | 1,60   | 1,70                | ap               | 2,32   | p            | 2,03  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .  | 0,80   | 0,56                | Σfem             | 43,31  | h            | 13,0  |
| Cl . . . . .                             | 0,16   | 0,45                | H <sub>2</sub> O | 1,48   | cl           | 0,71  |
| F . . . . .                              | 0,11   | 0,58                |                  | 100,18 | f            | 0,92  |
|                                          | 100,25 |                     |                  |        |              |       |
| — O für F + Cl                           | 0,09   |                     |                  |        |              |       |
|                                          | 100,16 |                     |                  |        |              |       |
| Sp. Gew. . . .                           | 2,94   |                     |                  |        |              |       |

Nebengestein finden. SOBRAL (op. cit., S. 132) kommt zu dem Schlusssatz, dass im Gebiet von Nordingrā »... there have been generated all the intermediate rocks between granite and diabase, by means of assimilation of granitic fragments by the diabase«. Mit Bezug auf die jüngeren basischen Ganggesteinsarten sagt er (S. 160), dass »... all these dykes younger than the Post-Jotnian diabase have probably originated from the same magma. This magma seems to have been of the same composition as that of the Post-Jotnian diabase«. Alle Anomalien erklärt SOBRAL als »... due to assimilation, alteration or both together«.

Da das fragliche Stück als loser Block in Roslagen gefunden worden ist, kann es ja tatsächlich von jeder beliebigen Stelle im Zuflussbereich des Bottenmeeres stammen. Darum muss man sehr vorsichtig sein, wenn man seine Herkunft beurteilen will. Aber das oben angeführte gibt doch die Möglichkeit einer Andeutung über die chemische Verwandtschaft des Stückes mit dem Åsby-Diabas und den jüngeren basischen Ganggesteinen des Nordingrā-Gebietes.

Als N:r III der Fig. 8 sind die NIGGLI-Werte der errechneten Analyse der Einsprenglingsmasse des Dellenits (Tab. II, 3) gesetzt. Es ist bemer-

kenswert, wie sehr die NIGGLI-Zahlen dieser Einsprenglingsmasse denen der basischen Ganggesteine von Norra Ulfön gleichen. Und eine andere Seite: Der Plagioklas des Dellenits hat ungefähr dieselbe Zusammensetzung wie der des Basalts mit derselben geringen Differenz zwischen grösseren Phänokristen (im Dellenit resorbiert) und kleineren Einsprenglingen. Dies könnte ein weiterer Beleg sein für die Hypothese, dass der Dellenit im kristallisationsstadium der Einsprenglinge bedeutend basischer gewesen ist als im eigentlichen Effusionsstadium. Obgleich diese Hypothese nicht als

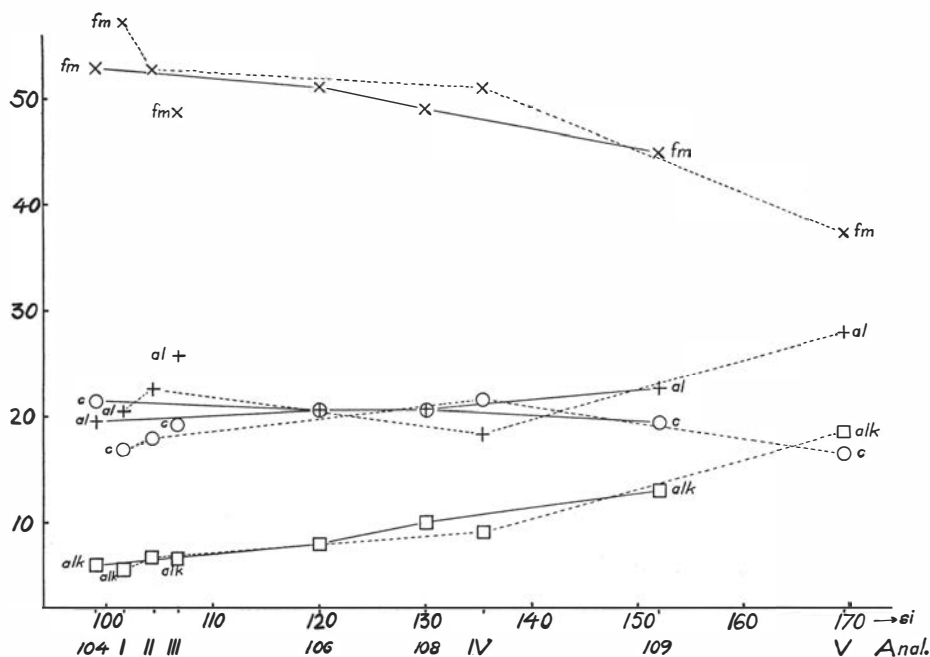


Fig. 8. NIGGLI-Diagramm. I. Diabas, N.-Ulvön (nach SOBRAL, Tab. II, S. 95). II. Basalt, N.-Ulvön (nach SOBRAL, Tab. XIII, S. 137). III. Einsprenglingsmasse des Dellenits (Tab. II, 3). IV. Basalt, Östhammar Tab. V. V. Monzonit, N.-Ulvön (nach SOBRAL, Tab. X, S. 129). Ausgezogene Linie (Anal. 104, 106, 108, 109): Åsby-Diabas, Åsby-Monzonit (nach v. ECKERMANN, II, Fig. 2).

bewiesen angesehen werden kann, so bleibt doch trotz allem der Gegensatz zwischen den Phänokristen und dem Glas im Dellenit.

Diese Untersuchung wurde ausgeführt in dem Mineralogisch-Geologischen Institut der Universität Upsala im Frühjahr und Herbst 1939, auf Veranlassung meines Lehrers, Professor Dr. H. G. BACKLUND. Ich benutze die Gelegenheit, meinen wärmsten Dank an ihn zu richten für alles Entgegenkommen, seine wertvolle Hilfe und sein lebendiges Interesse für meine Arbeit. Ebenso danke ich Herrn Dozenten T. KROKSTRÖM, Upsala, für vielfache gute Hilfe.

## Konsultierte Literatur.

1. ALLING, H. L.: The Mineralography of the Felspars. — J. of Geol. *XXIX*, S. 193—294 (fig. 12, S. 250). Chicago 1921.
2. BARTH, T. F. W., CORRENS, C. W., ESKOLA, P.: Die Entstehung der Gesteine, S. 29. Berlin 1939.
3. BECKE, F.: Physiographie der Gemengteile der kristallinen Schiefer. — Denkschr. d. Akad. d. Wissensch. 75. Wien 1906.
4. BEREK, M.: Mikroskopische Mineralbestimmung mit der Hilfe der Universaldrehtischmethoden. Berlin 1924.
5. BOWEN, N. L.: The Evolution of the Igneous Rocks, S. 34. — Princeton 1928.
6. CHUDOBA, K.: Die Feldspäte und ihre praktische Bestimmung. Stuttgart 1932.
7. DUPARC, L. et REINHARD, M.: La Détermination des plagioclases dans les coupes minces. — Mém. Soc. Phys. et Hist. nat. 40, 1. Genève 1924.
8. ECKERMANN, H. VON: The Gevle Diabase. — G. F. F. 47, S. 299—309. Stockholm 1934.
9. —: The Limestone-Quarry at Sandvik. Contribution to the Study of Swedish Limestones and Diabases. — G. F. F. 56, S. 101—110. Stockholm 1934.
10. —: The Loos-Hamra Region. — G. F. F. 58, S. 129—343. Stockholm 1936.
11. —: A Contribution to the Knowledge of the Öje Diabase. — G. F. F. 61, S. 177—192. Stockholm 1939.
12. GOLDSCHMIDT, V. M.: Die Gesetze der Gesteinsmetamorphose, mit Beispielen aus der Geologie des südlichen Norwegens. — Videnskapsselsk. Skr. I. Mat.-naturv. Kl. N:o 22. Kristiania 1912.
13. HACKMAN, V.: Das Rapakivirandgebiet der Gegend von Lappeenranta (Willmanstrand). — Bull. Comm. Geol. Finl. N:o 106. Helsingfors 1934.
14. KROKSTRÖM, T.: The Breven Dolerite Dike. A Petrogenetic Study. — Bull. Geol. Inst. Ups. *XXIII*, S. 243—330. Uppsala 1930—1932.
15. —: The Hällefors Dolerite Dike and some Problems of Basaltic Rocks. — Bull. Geol. Inst. Ups. *XXVI*, S. 113—263. Uppsala 1936.
16. MÄKINEN, E.: Über die Alkalifeldspäte. — G. F. F. 39, S. 121—184. Stockholm 1917.
17. NIGGLI, P.: Gesteins- und Mineralprovinzen. Berlin 1923.
18. —: Die Magmentypen. — Schweiz. Min. Petr. Mitt. *XVI*, S. 335—399. Zürich 1936.
19. ROSENBUSCH, H.: Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. — 2 Aufl. Stuttgart 1887.
20. SOBRAL, J. M.: Contributions to the Geology of the Nordingrå Region Uppsala 1913.
21. SPAENHAUER, F.: Über das Ergebnis von Messungen an Synthetischen Plagioklasen mit Hilfe des Universaldrehtisches. — Schweiz. Min. Petr. Mitt. *XIII*, S. 356—365. Zürich 1933.
22. SVENONIUS, F.: Andesit från Norra Dellen i Helsingland. — G. F. F. 10, S. 262—285. Stockholm 1888.
23. VOGT, J. L. H.: On the Terms Eutectic, Cotectic, Peritectic, Anchi-Eutectic, Anchi-Cotectic etc. and their Importance in Petrogenesis. — J. of Geol. 39, S. 401—432. Chicago 1931.
24. WINCHELL, A. L.: Elements of Optical Mineralogy. — Part II, 3rd Ed. New York 1933.

*Gedruckt 10/4 1940.*