

3. Die Arvidsjaurporphyre.

Eine archaische Effusivgesteinsreihe im nördlichen Schweden.

Von

Erland Grip.

(Mit Taf. IV—V.)

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	136
Morphologie	138
Allgemeine geologische Verhältnisse	139
Tektonik	139
Die Eruptionsfolge, Stratigraphie und Verteilung der Effusivgesteine	140
Die Gebiete von Laver, Suddesjaur und Däppis-Kaxliden	140
20 Profile	140
Die Verteilung der Gesteine	147
Das Svartlågebiet	150
Ältere Intrusivgesteine	151
Vargföskonglomerat	152
Sorselegranit und dessen Gangfazies	152
Das Verhältnis der Arvidsjaurporphyre zu den angrenzenden Formationen	153
Erze	155
Petrographische Beschreibung	156
Ältere Effusivgesteine	156
Basaltische Andesite	156
Andesite	162
Dazit	169
Saure Dazit	171
Dazitische Keratophyre	174
Intermediäre Keratophyre	175
Natronkeratophyr	177
Quarzkeratophyre	178
Liparite	182
Lithophysen	199
Jüngere Andesite	209
Gangliparite	210
Sedimentgesteine	211
Gangkeratophyre	214
Metamorphose	216
Zusammenfassung	220

Abkürzungen.

- B.G.I.U. Bulletin of the Geological Institution of Upsala.
G.G.F. Geologiska Föreningens i Stockholm förhandlingar.
S.G.U. Sveriges Geologiska Undersökning.

Einleitung.

Unter der Benennung Arvidsjaurporphyre hat man die Effusivgesteine zusammengefasst, die N vom Skelleftefeld vorkommen und ihre grösste Verbreitung im Kirchspiel von Arvidsjaur haben. Die Formation ist sowohl geologisch wie petrographisch sehr wenig bekannt gewesen. Frühere Beschreibungen sind von A. G. HÖGBOM geliefert worden, der um das Jahr 1900 Übersichtsreisen durch das Gebiet im Zusammenhang mit Untersuchungen des Skelleftefeldes unternahm. Er hat eine kurze Übersicht über die Arvidsjaurporphyre in »Precambrian Geology of Sweden» gegeben und schreibt da von diesen, sie seien »a very representative series, from the most acidic quartz-porphyrries to basic porphyrites, and each type is developed with various structures and accompanied by tuffs und breccias.»¹

Neulich hat A. HÖGBOM die Ergebnisse seiner norrländischen Untersuchungen während der letzten Jahre veröffentlicht.² Sie sind S, N und W vom Arvidsjaurgebiet ausgeführt worden, und der Verfasser macht einige Konnexionen zwischen den Arvidsjaurporphyren und den umgebenden Formationen. Zu diesen komme ich später zurück.

Während der Sommer 1928—1934 habe ich im Auftrag von »Bolidens Gruvaktiebolag» erzgeologische Untersuchungen und Rekognoszierungen im nördlichen Västerbotten und südlichen Norrbotten, vor allem innerhalb der hier gelegenen Porphyrgebiete ausgeführt. Der erste Punkt in dem Arbeitsprogramm war das Herstellen von einer geologischen Karte der betreffenden Gebiete. Hierbei hat die topographische Karte im Masstab 1:200000 als Grundlage gedient. Einige Gebiete sind mehr in Detail kartiert worden, und der Masstab ist hier 1:20000 gewesen. In den Porphyrgebieten wurden so gut wie alle Aufschlüsse untersucht, während die Granitgebiete summarischer behandelt und zum grossen Teil nach von »Blocksuchern» heimgebrachten Handstücken kartiert wurden.

Die mikroskopische Untersuchung der eingesammelten Gesteinsproben habe ich in dem hiesigen Mineralogisch-Geologischen Institut während der Jahre 1932—1933 und zum geringeren Teil in Boliden ausgeführt. Von

¹ B. G. I. U. X. 1910. p. 70.

² A. HÖGBOM, Nya iakttagelser inom Norr- och Västerbottens urberg. G. F. F. 53. 1931. p. 415.

den erforderlichen Dünnschliffen sind 145 hier im Institut von Herrn E. KARLSSON und 90 von Herrn A. BRÄNNSTRÖM in Boliden angefertigt.

Die Übersichtskarte Taf. IV zeigt die Verbreitung der Arvidsjaurporphyre N von Byske älv. Die mikroskopische Untersuchung ist zu den am meisten charakteristischen und am wenigsten metamorphen Gegenden konzentriert worden, nämlich dem Lavergebiet, dem Suddesvaregebiet und dem Däppis-Kaxlidengebiet. Die Geologie des letzterwähnten Gebietes geht aus der Detailkarte Taf. V hervor. Alle im Text vorkommenden Ortsnamen, die innerhalb des kartierten Gebietes fallen, sind auf den Karten Taf. IV und V angegeben. Die Gipfel sind im allgemeinen durch den Anfangsbuchstaben der Bergnamen markiert.

Alle Gesteine der Porphyrrreihe sind mehr oder weniger metamorph, und alle glasig erstarrte Laven sind entglast. Trotzdem habe ich vorgezogen, die für jüngere Effusive übliche Nomenklatur zu benutzen, weil ich immer den ursprünglichen Charakter der verschiedenen Gesteine festzustellen versucht habe. Die Gesteinsnamen sollten eigentlich ein Präfix wie »meta« oder »eo« haben, aber da keine Gefahr einer Verwechslung vorliegt, ist das Präfix im folgenden weggelassen worden.

Die Feldspatbestimmungen sind meistens $\perp \alpha$ oder $\perp MP$ ausgeführt, aber in Schliffen, wo es keine günstigen Schnitte gab, sind andere Methoden benutzt worden. Ausser den gewöhnlichen Drehtischmethoden habe ich bisweilen auch die Zonenmethoden von RITTMANN¹ und EBERT² benutzt.

Dem Chefgeologen in »Bolidens Gruvaktiebolag« Fil. Lic. O. BÄCKSTRÖM, der mich schon bei meinen ersten erzgeologischen Rekognoszierungen im Arvidsjaurgebiet für eine Untersuchung der Porphyrrreihe interessierte, und der das eingesammelte Gesteinsmaterial und die geologischen Neuaufnahmen zur Disposition gestellt hat, bin ich grossen Dank schuldig.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. H. G. BACKLUND, sage ich meinen herzlichen Dank für die lebenswürdige Weise, in welcher er mir während der Laboratorienarbeit mit guten Ratschlägen und wertvoller Hilfe beigestanden hat. Herrn Professor Dr. A. G. HÖGBOM, der mir gütigst seine Handstücksammlung vom Arvidsjaurgebiet demonstrierte und mehrere Lokalangaben gegeben hat, möchte ich meinen ehrerbietigen Dank aussprechen.

Dem Staatsgeologen Dr. A. HÖGBOM danke ich für die Gelegenheit, die er mir gegeben hat, Handstücke und Karten vom Gebiet zwischen Kaxliden und Siksjön in der Geologischen Landesanstalt zu studieren, nach denen ich die Gesteinsgrenzen ein wenig korrigiert habe. Fil. Lic. W.

¹ A. RITTMANN, Die Zonenmethode. Schweiz. Mñ. Petr. Mitt. IX. 1929. p. 1.

² H. EBERT, Die Bestimmung der sauren Plagioklase mit Hilfe der Zonenmethode. Min. Petr. Mitt. 42. Leipzig 1931. p. 7.

LARSSON verdanke ich eine Mitteilung über ein Profil. Mein Vater, Oberlehrer Dr. E. GRIP, hat den deutschen Text sprachlich verbessert, wofür ich ihm meinen besten Dank sage.

Morphologie.

Das Arvidsjaurgebiet liegt zum allergrössten Teil oberhalb M. G. und fällt innerhalb dessen was A. G. HÖGBOM die Waldregion (»skogsregionen»¹) und S. DE GEER das Gebirgshügelland (»bergkullslandet»²) nennt. Über eine schwach wellige Oberfläche, von Moränen, Mooren und Seen bedeckt, ragen moränenüberzogene Berge empor, die in der Eisrichtung etwas langgestreckt sind und auf Schwedisch »lider» genannt werden. Aufschlüsse kommen hauptsächlich in den höchsten Teilen der Berge vor. Besonders die grösseren Berge, die sich 200—250 m über umgebendes flaches Moorland erheben, werden oft an einer oder mehreren Seiten von grossen und steilen Abhängen begrenzt, die nach unten in Taluskegeln verschwinden. An mehreren Stellen breiten sich diese abwärts in weite Blockmeere aus.

Die grosse Ebenheit des Moor-Moränenflachlandes bedingt, dass mehrere Seensysteme, wie Lomträsket und Jerfojaure, Ablauf sowohl gegen N wie S haben. Gegen SE ist die Neigung der Ebene ungefähr ebenso gross wie die der Ströme, welche doch bedeutend tiefer erodiert sind. Das Moor-Moränenflachland kann als lokale Erosionsbasis der auf demselben liegenden Restberge betrachtet werden.

Ausser an den Bergen pflegt man auch Aufschlüsse den Strömen und den Flüssen entlang anzutreffen, aber auf dem Moor-Moränenflachland sind sie ziemlich selten. Darum sind die Observationen von Aufschlüssen in vielen Gebieten, wie z. B. NE von Arvidsjaur und in der Umgebung von Lomträsket, sehr spärlich geworden.

Neben reinen Erosionserscheinungen haben bei der Ausformung der Morphologie auch Verwerfungen und Spaltenlinien eine grosse Rolle gespielt. Zwei Spaltenrichtungen dominieren über die anderen. Die eine läuft etwa in N 70° W, die andere etwa in N 10° W. Einen Repräsentanten der ersten Richtung bildet der Verwerfungsabhang, der mit grossen geriefen Gleitflächen den steilen N-Absturz Suddesvares bildet und nordwärts in eine km-breite Breccien- und Mylonitzone übergeht. Nach der anderen Richtung, N 10° W, ist das lange Tal angelegt, das südwärts von Åträsket hinzieht. Auch hier ist das Grundgebirge mylonitisiert. Aus der topographischen Karte ergibt sich auch, dass die Flüsse zum allergrössten Teil

¹ A. G. HÖGBOM, Norrland, Upsala 1906.

² S. DE GEER, Norra Sveriges landformer, Geogr. An. Stockholm 1926.

diesen beiden Spaltenrichtungen folgen, nach welchen die Erosion hat kräftiger wirken können.

Auch im Kleinen spielen die zwei obenerwähnten Spaltensysteme eine grosse Rolle als Verklüftungsrichtungen in den Gesteinen. Die Porphyrgesteine sind gewöhnlich dicht von Spalten durchsetzt, und durch die Einwirkung des Frostes werden sie zu Blöcken von ganz kleinen Dimensionen zersprengt. Die Granite, die oft sehr schön gebankt sind, bilden viel grössere Blöcke. Eine gewisse Rolle in der Denudation der Porphyre spielt auch ein Abschuppen, das besonders auf hohen, kahlen Gipfeln, wie Akkavare und Palja, sich geltend macht. Teils blättern sich grosse dünne Schollen ab und teils kleine plankonvexe Scherben mit einem Durchmesser von einigen cm. Diese Art von Verwitterung dürfte der Insolation zugeschrieben werden.

Allgemeine geologische Verhältnisse.

Tektonik.

Die Porphyrformation liegt seicht gefaltet, und die Unterlage tritt nur in den Randgebieten zutage. Im grossen gesehen liegen die Faltenachsen flach, mit Streichen in NE—SW, aber sie sind wellenförmig angeordnet mit einem Fallen abwechselnd gegen N und gegen S, und Abweichungen in der Streichrichtung sind oft bedeutend. Die Falten sind in der Regel so breit, dass Bestimmungen der Richtung der Achsen durch Berechnung aus einer Anzahl von Streich- und Fallobservationen geschehen muss. Nur in einigen Fällen haben die Faltenachsen unmittelbar festgestellt werden können, z. B. in einem krausen Tuffe innerhalb des Lavergebietes. Stänglichkeit kommt beinahe gar nicht vor. Wo die Streichen der Lager sich denjenigen der Faltenachsen nähern, fallen sie oft steil, und manchmal sind sie senkrecht.

Bei dieser fast isoklinalen Faltung, die in der Gegend zwischen Däppis und Pjesker (siehe Profil Fig. 1), in der Nähe von Vargisån und N von Svartlå vorkommt, sind die Porphyre oft gepresst und etwas verschiefert worden. Die grössten Areale sind aber viel schwächer gefaltet, und fast horizontale Lagerstellungen werden da nicht selten angetroffen. So ist es der Fall in den Gebieten von Hemberget-Kaxliden, Rakkor-Akkavare und dem stark metamorphisierten Rödingsträskgebiet.

Im Zusammenhang mit der morphologischen Übersicht wurde erwähnt, dass Spaltenlinien und Verwerfungen eine ziemlich grosse Rolle spielen. Durch solche ist u. a. ein junges Konglomerat in der Gegend zwischen Hej und Högbacken niedergesenkt und bewahrt worden (siehe Profil Fig. 5). Breccien- und Mylonitzonen, von Verwerfungen verursacht, sind

an mehreren Stellen angetroffen worden. N von Suddesvare ist der Kera-
tophyr zerbrochen und mehrmals verkittet worden, was unter dem Mikro-
skop festgestellt worden ist. Als Kitt in der Breccie kommt hauptsächlich
Quarz und Calcit vor.

Die Eruptionsfolge, Stratigraphie und Verteilung der Effusivgesteine.

Die Gebiete von Laver, Suddesjaur und Däppis-Kaxliden.

20 Profile.

Im folgenden wird eine Beschreibung einer Anzahl von Kontakten und
Profilen geliefert, die für Stratigraphie und Altersverhältnisse innerhalb der
Porphyrrformation des Arvidsjaurgebietes von Bedeutung sind.

1. Die NE-Seite von Storberget.

Basaltischer Andesit ist zu einer Mächtigkeit von 50 m aufgeschlossen.
In den oberen Teilen der Decke kommen von Quarz und Chlorit ausge-
füllte Blasenräume vor. Darüber folgt saurer Dazit mit Bruchstücken von
dem basaltischen Andesit. Die Grösse der Einsprenglinge nimmt in der
Lavadecke gegen oben zu. Der saure Dazit wird von einem Liparitgang
durchsetzt.

2. Ottertjärnberget-Dabberget.

Auf der N-Seite von Dabberget kommt basaltischer Andesit vor. S
davon folgt Andesit mit Bruchstücken von basaltischem Andesit und dar-
auf mit scharfem Kontakt ein saurer Dazit.

3. 1500 m E von Rörtjärnberget.

Basaltischer Andesit wird von einem kalibetonten, lithophysenführenden
Liparit mit steilem nördlichen Fallen überlagert. Der Kontakt ist von
Erde bedeckt.

4. Der Berg unmittelbar N von Lill-Laver.

Der E-Teil des Berges besteht aus Andesit, dessen Mächtigkeit 200 m
übersteigt. Auf diesen folgt ein etwa 10 m mächtiges Tuffagglomerat mit
WNW Fallen von 50°. Es besteht aus mehr oder weniger gerundeten
Blöcken von Andesit, Dazit und Tuffen in einer sandigen, aber umkristal-
lisierten Matrix von kleinen Bruchstücken desselben Materials nebst Feld-
spat- und Quarzkristallen. Gegen N ist der Tuff feinkörnig, schlierig, aus-
gewalzt und gefaltet. Der Tuff wird von einer mächtigen Dazitdecke über-
lagert, die reich an Bruchstücken ist.

5. N von Stor-Laver.

Ein Profil von W nach E durch die Lavadecken, die steil gegen E
fallen, gibt folgende Lagerungsverhältnisse. Zuunterst liegt Andesit, von

Dazit überlagert. Auf diesen folgt saurer Dazit und kalibetonter Liparit aber die gegenseitigen Altersverhältnisse dieser Gesteine konnten nicht festgestellt werden. Sie dürften wohl einander ersetzen. Auf den sauren Dazit folgt ein wenige m mächtiges Tufflager und darauf ein jüngerer Andesit. An dem Kontakt ist der Andesit schlierig und hat nur kleine, spärlich vorkommende Einsprenglinge. Nach oben nehmen sie an Grösse und Menge zu.

6. Die SE-Seite von Akkavare.

Die Lavadecken fallen 35° gegen W. Zuunterst liegt Andesit mit einer Mächtigkeit von mehr als 150 m. Darauf folgt natronbetonter Quarzkeratophyr in einer 50 m mächtigen Decke. Die beiden Gesteine sind reichlich mit mineralgefüllten Blasenräumen versehen. Beide sind stark metamorphosiert und können von einander im Felde nicht getrennt werden. Mit scharfem Kontakt folgt darauf kalibetonter Liparit. Zuunterst enthält dieser eingeknetete Tuffschlieren, Bruchstücke von Quarzkeratophyr und früher erstarrten Liparit nebst Lithophysen. Die Einsprenglinge, Quarz und Feldspat, sind am Boden klein und spärlich. Nach oben nehmen sie allmählich an Grösse und Menge zu, und 300 m aufwärts spielen die bis 1 cm grossen Einsprenglinge eine bedeutende Rolle. Die Mächtigkeit der Liparitdecke übersteigt 300 m. Diese ist die grösste Mächtigkeit einer einheitlichen Decke, die ich habe feststellen können. Sie ist mit Hilfe einer grossen Anzahl von Streich- und Fallobservationen berechnet worden und scheint beim Erstarren eines einzigen Lavastromes gebildet zu sein, da es keine Fluidalstrukturen gibt, denn die Bodenschlierigkeit vertönt etwa 80 m aufwärts. Im Palja, 1 km S des jetzt behandelten Lokales, gibt es dagegen solche Strukturen an mehreren Stellen auch in den höheren Teilen der Lavadecke, was darauf deutet, dass hier mehrere Lavaströme über einander ausgeflossen sind.

7. Die NE-Seite von Suddesvare.

Ein blaugrauer, natronbetonter Liparit, der gegen S keilförmig ausläuft, wird von einem stark roten, kalibetonen Liparit überlagert. Die Kontaktebene fällt 45° gegen W.

8. Nyträskberget.

In einen intermediären Keratophyr taucht ein Liparit als eine Synklinale hinunter. Ein Gang von kalibetonem Liparit durchsetzt den Keratophyr.

9. Guosevare.

Aus Streich- und Fallbeobachtungen ist das Profil Fig. 1 gezeichnet worden. Die Kontakte sind mit Erde bedeckt. Die Lagerungsfolge von unten nach oben ist: Andesit, dazitischer Keratophyr, intermediärer Liparit.

10. Die N-Seite von Flakaberget.

Zwei Decken von intermediärem Quarzkeratophyr werden von einem 40 m mächtigen, geschichteten Kristalltuff zwischengelagert. Gewisse Schichten sind reich an Calcit.

11. Nilsberget.

Der kalibetonte Liparit wird von einem Gange (oder vielleicht zwei) von grauem, natronbetontem Keratophyr durchbrochen, der gegen den Kontakt einsprenglingsfrei und basisch wird.

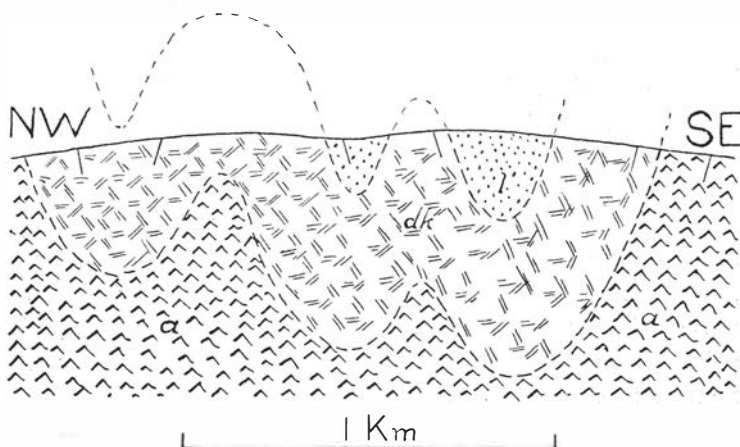


Fig. 1. Profil durch Guosevare. a-Andesit, dk-dazitischer Keratophyr, l-Liparit.

12. Kaddevare.

Hier kommt eine Mehrzahl von Lavadecken mit wechselnden Alkali-proportionen vor. Ein Profil von oben nach unten durch die etwa 45° gegen SW fallenden Decken sieht folgendermassen aus:

Roter, kalibetonter Liparit, mehr als 350 m mächtig.

Grauer, gebänderter Kristalltuff mit scharfem Bodenkontakt und Bruchstücke aus rotem Liparit enthaltend. Die Mächtigkeit ist etwa 100 m.

Roter, stark kalibetonter Liparit, der von einem Liparitgang durchsetzt ist.

Grauer, kalibetonter Liparit mit Lithophysen.

Grauer, felsitischer, quarzarmer, intermediärer Liparit.

Grauroter, schlieriger, kalibetonter Liparit.

Grauer, feinschlieriger, intermediärer Liparit.

13. Bredträskberget.

Die Lavadecken bilden eine Synklinale mit Richtung etwa 30°N15°E. An dem E-Abhang ist ein basaltischer Andesit mit einer Mächtigkeit bis

30 m aufgeschlossen. Er ist mit scharfem Kontakt von einem mehrere 100 m mächtigen, intermediären Keratophyr überlagert. Oberhalb folgt Liparit.

14. Hällsel.

In der Nähe der Höfe von Hällsel tritt ein gebänderter Tuff mit steilem Fallen auf, der eine bedeutende Mächtigkeit hat. Die Parallelstruktur wird durch eine Schieferigkeit geschärft, die in gewissen Partien gut ausgebildet ist. Im E ist er aufgerissen und teilweise in Andesit eingeschmolzen (siehe Fig. 2). Der Andesit ist in den oberen Teilen schlierig, dicht und hat helle Farben mit einem Stich ins Grüne. Gegen SE folgt dann ein hellroter, einsprenglingsarmer Natronkeratophyr, der nur an diesem Lokal angetroffen ist, und danach ein grauer, kalibetonter Liparit.

15. Högberget.

Der Fuss des steilen N-Abhangs des Berges besteht aus intermediärem Quarzkeratophyr. Darüber folgt ein 2 dm mächtiger Tuff und dann ein kalibetonter Liparit, der von Gängen aus intermediärem Keratophyr durchsetzt ist.

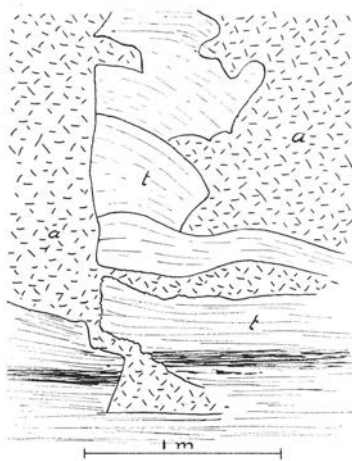


Fig. 2. Kontakt zwischen Tuff (t) und Andesit (a). 300 m ESE von Hällsel.

16. St. Klockarberget-Vinberget.

Fig. 3 zeigt ein Profil durch die zerbrochene Antiklinale, deren W-Schenkel St. Klockarberget aufbaut, während man den E-Schenkel in Vinberget wiederfindet. Zuunterst liegt ein Tuff, der oft sehr schön gebändert und gebankt ist (siehe Fig. 4). Lager aus feinem und aus gröberem, agglomeratischem Material wechseln mit einander ab. Mit dem Kontakt längs einem erdgefüllten Tal folgt über dem Tuff ein dazitischer Keratophyr. Dieser ist in den beiden Antiklinalschenkeln von Liparit, im E mit dm-grossen, dicht liegenden Lithophysen, überlagert. In den SE-Teilen von St. Klockarberget ist das Gestein brecciiert und gepresst, was einen Beweis dafür liefert, dass hier eine Bruchzone vorliegt.

17. Hemberget.

Zuunterst im steilen SE-Abhang des Berges kommt ein Tuffagglomerat mit Bruchstücken von dazitischem Keratophyr und Andesit vor. Mit scharfem, flach liegendem Kontakt ist der Tuff von intermediärem Liparit mit ausserordentlich schön ausgebildeter Fluidalstruktur überlagert. Der Liparit und der im W-Teil des Berges aufgeschlossene Andesit ist von

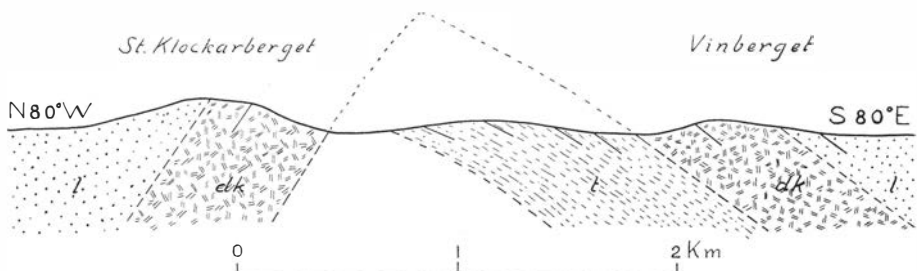


Fig. 3. Profil durch die Antiklinale St. Klockarberget—Vinberget. t-Tuff, dk-dazitischer Keratophyr, l-Liparit.

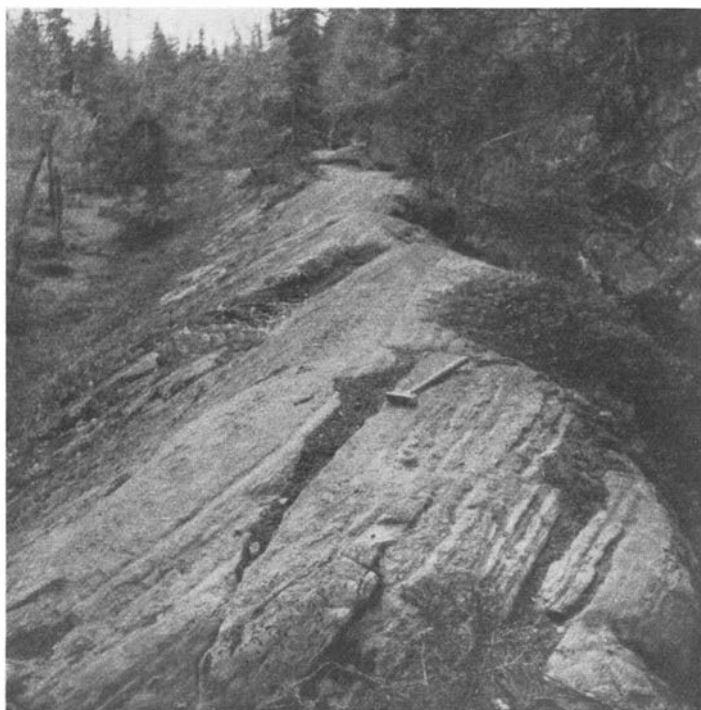


Fig. 4. Gebänderter Tuff. E-Seite vom Berge zwischen St. Klockarberget und Vinberget.

mehreren parallelen Keratophyrgängen mit Richtung $N 35^{\circ}—50^{\circ}W$, $75^{\circ}—90^{\circ}W$, bis gegen einige 10 m breit, durchsetzt. Der Keratophyr ist rot, mit cm-grossen Einsprenglingen. Gegen das Nebengestein wird er allmählich dunkler, mehr basisch und fluidalstruiert. — Nach A. G. HÖGBOM¹ kommt in Hemberget eine Wechsellagerung zwischen sauren und basischen Laven vor. W. LARSSON² fand im SW-Teil von Hemberget eine wieder-

¹ A. G. HÖGBOM, Precambrian Geology of Sweden. B. G. I. U. X. 1910. p. 70.

² Mündliche Mitteilung von W. LARSSON.

holte Wechsellagerung von verschiedenen basischen Laven und Tuffen mit einem roten Quarzkeratophyr (von mir mikroskopiert).

18. Skyberget (siehe Profil Fig. 5).

Dazitischer Keratophyr ist von flach liegendem, natronbetontem Liparit überlagert und kommt in diesem als Bruchstücke vor. Der Kontakt der Gesteine ist von Erde bedeckt.

19. N von Hej (siehe Profil Fig. 5).

Im E ist ein Tuffagglomerat in einem kleinen Aufschluss blossgelegt. 200 m W davon kommt ein 25° gegen W fallender, grauroter Liparit mit Fluidalstruktur und einer damit parallelen, schwach ausgebildeten Bankung vor. Weiter gegen W folgt ein graugrüner, einsprenglingsarmer, dazitischer Keratophyr, der von kurzen, oft mit Calcit gefüllten Erstarrungs- oder Entglasungsrissen durchsetzt ist. Er hat eine Bankung, die 40° gegen W fällt. Nach oben ist er schlierig und im W wird er von einem Tuffagglomerat mit steiler, von Verwerfungen verursachter Parallelstruktur überlagert. Gegen W folgt dann Vargforskonglomerat mit Geröllen aus Granit, Keratophyr und Liparit. Der Granit ist von dem einige km SE-wärts aufgeschlossenen Jörngranit-Typus. Das Konglomerat ist der Verwerfungsebene parallel gepresst.

20. Storkaxen-Norrberget (siehe Profil Fig. 5).

Der steile SW-Abhang des Bergkomplexes besteht aus basaltischem Andesit, der steil gegen NE fällt und von Gabbro durchbrochen ist. Gegen NE ist der basaltische Andesit von intermediärem Quarzkeratophyr mit kleineren Tuffschichten überlagert. Im NE-Absturz von Norrberget folgt darauf eine mächtige Tuffbank, die unter einen Andesit hineinfällt.

In Figur 6 sind alle 20 Profile zusammengeführt. Aus dem Schema ergibt sich, dass keines von den Profilen eine vollständige Lagerungsserie

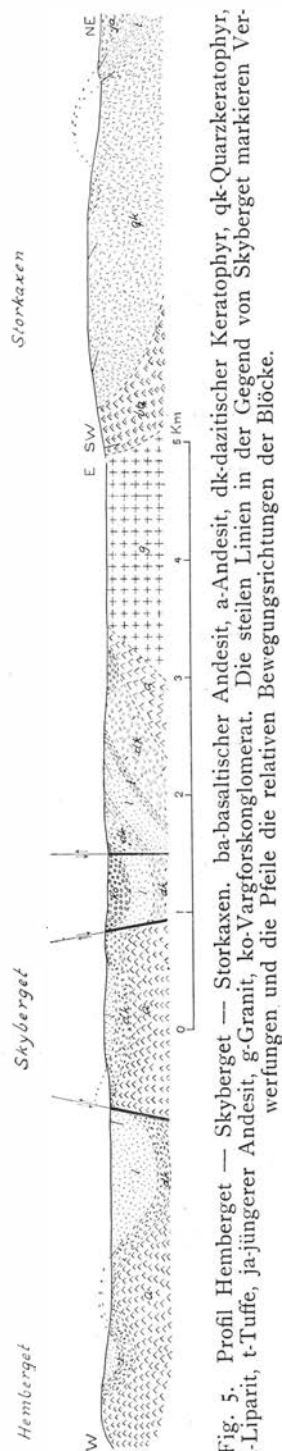


Fig. 5. Profil Hemberget — Skyberget — Storkaxen. ba-basaltischer Andesit, a-Andesit, dk-dazitische Keratophyr, qk-Quarzkeratophyr, l-Liparit, t-Tuffe, ja-jüngerer Andesit, g-Granit, ko-Vargforskonglomerat. Die steilen Linien in der Gegend von Skyberget markieren Verwerfungen und die Pfeile die relativen Bewegungsrichtungen der Blöcke.

aufweist. Die Gesteine liegen über einander in derselben Altersfolge, aber immer fehlen einige Glieder. Diese Tatsache kann auf topographische Verhältnisse bei der Extrusion der Laven beruhen und darauf, dass diese als Ströme ausgeflossen sind und nicht zusammenhängende Decken gebil-

	Storlgt	Östergårdsbgt-Dazigt	Rörtjärnbgt	L Laver	St Laver	Akkavare	Suddesvare	Nytråsbgt	Guosevare	Flakabgt	Nilsbgt	Kaddesvare	Bredträsbgt	Hällsel	Högbgt	St Klakaråbgt Vmigt	Hembgt	Skybgt	Hej	Storkaxen
<i>Gangkeratophyr</i>																				
<i>Vargfors konglom.</i>																				
<i>Gangliparit</i>																				
<i>Andesit</i>																				>30
<i>Liparit</i>							>300 Na	>100				>300 100 >200	>50			>250				
<i>Int. Quarzkerat.</i>																				100 800
<i>Na-bet. "</i>						50														
<i>Na-keratophyr</i>																				
<i>Int. "</i>												500								
<i>Daz. "</i>								300								500 >400				
<i>Saurer Dazit</i>	>50																			
<i>Dazit</i>			>200																	
<i>Andesit</i>			>200			>150		>30												
<i>Basalt. Andesit</i>	>50 100											>50								>50
<i>Totale Mächtigkeiten</i>	>100		>400			>500		>430				>600	>600			>1050				>980

Fig. 6. Schematische Darstellung der 20 Profile. In den verschiedenen Profilen markieren vertikal schraffierte Rechtecke, dass ein entsprechendes Gesteinsglied hier vorkommt. Tuffbänke sind horizontal schraffiert. Dicke horizontale Linien repräsentieren beobachtete Kontakte. Die Ziffern bezeichnen die Dicken (in Meter) der verschiedenen Lavadecken und die totalen Mächtigkeiten einiger Profile sind zuunterst im Schema angeführt worden.

det haben. Vielleicht können gewisse Decken wegerodiert worden sein, bevor sie von der nächsten Decke geschützt wurden. Spuren von solchen Denudationsepochen innerhalb der Eruptionsfolge der Porphyre habe ich jedoch nicht sicher nachweisen können. — In Hemberget und N von Hej gibt es einige Wechsellagerungen, die darauf deuten, dass Eruptionen von verschiedenen Laven zu derselben Zeit stattgefunden haben, oder mit ande-

ren Worten, dass die Eruptionen von saureren Laven begonnen haben, schon ehe die der basischen beendet waren.

Die Verteilung der Gesteine.

Die basaltischen Andesite haben eine grauschwarze oder graugrüne, dichte Grundmasse basaltischer Struktur mit Einsprenglingen von Plagioklas (Andesin bis Labrador), Hornblende und Pyroxen oder Pseudomorphosen nach den beiden letzteren und Olivin. Sie sind die ältesten Gesteine des Arvidsjaurgebiets und ihre Verbreitung ist sehr gering. Sie kommen im Lavergebiet und in den Gegenden N von Byske älv vor.

Die Andesite haben eine dunkelgraue Grundmasse mit pilotaxitischer Struktur und Einsprenglinge von Plagioklas (Andesin bis Labrador), bisweilen von Hornblende und Pseudomorphosen nach mafischen Mineralen. Der Gehalt an mafischen Einsprenglingen ist im allgemeinen kleiner als in den basaltischen Andesiten. Starke Epidotisirungen kommen oft vor. Die Andesite werden in allen Teilen des Arvidsjaurgebiets (und innerhalb grosser Teile des Skelleftefeldes) angetroffen und sind von bedeutender Mächtigkeit, da trotz steiler Lagerstellungen die unterlagernden Leptitgesteine nicht hervoreroziert sind. Die Andesite müssen also eine mächtige und weit ausgedehnte Decke gebildet haben. Das spärliche Vorkommen von hierhergehörigen Tuffen deutet auch darauf, dass die Eruptionen an Spalten sich vollzogen haben. Von diesen hat sich dann das relativ leichtflüssige Magma über weite Areale ausgebreitet. In der Gegend von Lill-Laver und Rörtjärnberget sind die Andesite besonders gut aufgeschlossen und gut erhalten, während sie an anderen Lokalen stark umgewandelt sein können.

Die Dazite enthalten Einsprenglinge von Andesin und seltener einzelne Perthit- und Quarzkörner in einer grauen Grundmasse von mikrogranitischer oder mikrogranophyrischer Struktur. Pseudomorphosen nach mafischen Mineralen kommen auch vor. — Die sauren Dazite nehmen eine Zwischenstellung zwischen den Daziten und den Lipariten ein. In Handstücken sind sie den Lipariten sehr ähnlich, aber unter dem Mikroskop findet man, dass die Plagioklaseinsprenglinge des sauren Dazits etwas reicher an Anorthit als die der Liparite sind. Der Quarzgehalt ist auch ein wenig geringer, während der Epidotgehalt hoch ist. — Dazite und saure Dazite sind nur innerhalb des Lavergebiets angetroffen worden, aber auch hier fehlt das eine oder beide Gesteine in den Lagerserien an einigen Lokalen. N von Lill-Laver wird der Dazit von Tuffagglomerat begleitet und ist voll von Bruchstücken. Die Daziteruptionen scheinen wenig umfassend gewesen zu sein, und die Lava hat Ströme gebildet, die die unterliegenden Andesite nicht vollständig zugedeckt haben. Die sauren Dazite sind an die Liparite eng gebunden und im Felde sind die beiden Gesteine nicht von einander zu scheiden.

Die dazitischen Keratophyre haben als Einsprenglinge Albit, ein wenig Mikroklin und Quarz und Pseudomorphosen nach mafischen Mineralen. Die Grundmasse ist bald pilotaxitisch, bald mikrofelsitisch oder mikrogranophyrisch. Dazitischer Keratophyr ist in der Gegend W von Pjesker, um St. Klockarberget herum und zwischen Hemberget und Hej angetroffen. W von Suddesjaure gibt es in einer km-breiten Breccien- und Mylonitzone ein Gestein, dessen Ursprung auch dazitischer Keratophyr gewesen sein dürfte. Wahrscheinlich hat er eine gegen S keilförmig ausspitzen- de Decke zwischen Andesit und Quarzkeratophyr gebildet.

Die intermediären Keratophyre haben als Einsprenglinge nur Alkalifeldspäte, welche in einer grauen, pilotaxitischen Grundmasse liegen. Sie sind E von Gråträsk, in Nyträskberget und als eine mehrere 100 m mächtige Decke in Bredträskberget angetroffen worden.

Natronkeratophyr ist ein fast reines Albitgestein mit trachytischer Struktur und hellroter Farbe. Er ist nur an einem Lokal, nämlich am Byske älv, 1,5 km SE von Hällsel gefunden worden.

Die Quarzkeratophyre haben Einsprenglinge von Alkalifeldspat und spärlich vorkommende Pseudomorphosen nach mafischen Mineralen in einer Grundmasse, deren Struktur sehr wechselnd ist. Natronbetonter Quarzkeratophyr kommt längs den E-Seiten von Akkavare und Palja vor. Er ist hier stark metamorph und im Felde kann er nicht von dem unterlagernden Andesit unterschieden werden. — Intermediärer Quarzkeratophyr ist auf vielen Lokalen innerhalb eines langgestreckten Gebiets zwischen Guosevarats und Storkaxen aufgeschlossen. Im S ist die Mächtigkeit des Gesteins mehrere 100 m.

Wie aus dieser kurzen Beschreibung hervorgeht, bilden die Dazit-Keratophyr-Quarzkeratophyrgesteine eine reich differenzierte Serie, aber die verschiedenen Glieder haben niemals eine grössere regionale Ausbreitung. Innerhalb der Keratophyr-Quarzkeratophyrreihe habe ich keine Altersfolge aufstellen können, da, wie das Schema (Fig. 6) zeigt, keines von diesen Gesteinen mit einander in Kontakt angetroffen worden ist. Bemerkenswert ist die regionale Verteilung des dazitischen Keratophyrs und des Quarzkeratophyrs. Sie sind jeder für sich nach zwei schmalen, untereinander parallelen Bändern ausgebreitet, die sich in NW—SE strecken und eine Länge von mehr als 30 km haben. Es liegt nahe anzunehmen, dass die Eruptionskanäle an zwei parallele Spaltenzonen gebunden gewesen sind, aus welchen zwei verschiedene Differentiate des Magmas ausgequollen sind.

Innerhalb des Lavergebiets fehlt die ganze Keratophyr-Quarzkeratophyrserie, während Dazit und saurer Dazit in den Gebieten von Suddesvare und Däppis-Kaxliden ganz fehlen. Die beiden Gesteinsserien ersetzen einander, und das Lavergebiet ist kalkbetont, während die anderen ein mehr alkalisches Gepräge haben.

Die Liparite führen Einsprenglinge von Alkalifeldspäten und Quarz

in einer dichten Grundmasse mit sehr wechselnden Strukturformen. Ihre Farben sind auch sehr wechselnd, aber graurote sind vorherrschend. Oft haben sie schöne Fluidalstrukturen, und gut ausgebildete Lithophysen sind nicht selten. — Von den Effusivgesteinen des Arvidsjaurgebiets haben die Liparite die weiteste areale Ausbreitung und bilden Decken mit Mächtigkeiten von mehreren 100 m. Sie werden von dem N-Teil des Kirchspiels von Malå und nordwärts bis Råne älv angetroffen und sind meistens ausserordentlich gut erhalten. Sie überlagern die vorher erwähnten Gesteine und enthalten oft Bruchstücke aus diesen, aber vor allem aus früher erstarrter Liparitlava. Solche liparitische Breccien sind besonders schön in Åtråskfluren, in der Gegend von Rakkor, in dem Gebiet zwischen Renträskberget und Guosevare und in Skyberget ausgebildet. Liparittuffe spielen eine sehr kleine Rolle, und nur in einzelnen Fällen erreichen sie bedeutendere Mächtigkeit, z. B. in Kaddevare. Die Extrusion der Liparite dürfte auch an Spalten stattgefunden haben.

Oft breiten sich mehrere Liparitdecken mit wechselnden Alkaliverhältnissen über einander aus (siehe z. B. p. 142). Die natronbetonten sind von der kleinsten Verbreitung, und wo ihre Position in der Lagerreihe hat festgelegt werden können, liegen sie am Boden der Liparitdecke als das älteste Glied. Die kalireichen Glieder sind jünger als die natronreichen, aber ihr Verhältnis zu den intermediären ist unregelmässig. So trifft man im N-Teil von Åtråskfluren dünne Decken aus stark kalibetontem Liparit, die sowohl nach oben als nach unten von intermediärem Liparit umgeben sind. Dem Übergang von natronbetont bis kalibetont parallel kann man auch eine Steigerung der Azidität der Liparitdecken bemerken.

Ein jüngerer Andesit ist mit Sicherheit nur N von Stor-Laver konstatiert. Der Liparit W von St. Klockarberget fällt jedoch unter einen Andesit hinein, aber der Kontakt ist von Erde bedeckt und die Aufschlüsse liegen zu weit von einander, als dass das Altersverhältnis sicher bestimmt werden könnte. So ist auch das Verhältnis 1,5 km N von Norrberget, wo ein Tuff, der den Quarzkeratophyr überlagert, unter einen Andesit hineinfällt.

Der saure Dazit in Storberget und der Liparit in Kaddevare sind von Gängen aus intermediärem Liparit durchsetzt. Ob sie Eruptionskanäle des Liparits gebildet haben, oder von jüngerem Datum sind, lässt sich nicht entscheiden. — In Åtråskfluren ist die Breccie von mehreren Gängen durchsetzt. Ein 3 m mächtiger Gang besteht aus Liparit mit $\frac{1}{2}$ m breiten basischen Rändern, während andere, mehrere m breite Liparitgänge eine basische Randfazies entbehren. — In demselben Berg kommen auch mehrere andesitische Gänge vor, von welchen einige scharfe Kontakte haben und nicht merkbar von Druck beansprucht sind, während andere gepresst und amphibolisiert sind. Wahrscheinlich gehören sie zwei verschiedenen Generationen an.

Die Arvidsjaurporphyre bilden eine normale Differentiationsfolge mit sukzessivem Übergang von basisch zu sauer, worauf ein basischer Nachschub folgt. Innerhalb des Lavegebiets kommt folgende Reihe vor: basaltischer Andesit, Andesit, Dazit, saurer Dazit, Liparit, Andesit. In den übrigen Gebieten sind die Gesteine mehr alkalibetont, was man schon an den Andesiten bemerkt, deren Plagioklas ein etwas niedrigeren Anorthitgehalt als im Lavegebiet hat. Die Differentiationsfolge ist: basaltischer Andesit, Andesit, dazitischer Keratophyr — Keratophyr — Quarzkeratophyr, Liparit, (Andesit?). Unter den Keratophyren, Quarzkeratophyren und Lipariten können ausserdem mehrere Glieder hinsichtlich der Alkaliverhältnisse unterschieden werden. Die Wechsellagerungen in Hemberget und N von Hej deuten darauf hin, dass Eruptionen von den verschiedenen Laven kurz nach einander stattgefunden haben. Die Eruption eines Lavatypus ist nicht beendet, bevor ein anderer Typus hervorgebrochen ist.

Das Schema (Fig. 6) gibt eine Übersicht von den ungefähren Mächtigkeiten der Lavadecken, wo sie haben festgelegt werden können. In Akkavare scheint die mehr als 300 m mächtige Liparitdecke wirklich aus einem einzigen Lavastrom zu bestehen, und so verhält es sich auch mit der noch ein wenig mächtigeren Liparitdecke, die den Tuff in Kaddevare überlagert. Der Quarzkeratophyr in Storkaxen, der eine Mächtigkeit von etwa 800 m hat, besteht aus mehreren Decken. In St. Klockarberget hat der dazitische Keratophyr eine Dicke von 500 und in Guosevare von 300 m. Die 400 m dicke Tuffbank E von St. Klockarberget ist die mächtigste, die von diesem Gestein angetroffen worden ist. Bei den ältesten Gesteinen, Andesit und basaltischem Andesit, ist der untere Kontakt nie angetroffen worden und folglich haben auch nicht die Mächtigkeiten bestimmt werden können. Sie dürften doch bedeutend sein, da die Gesteine imstande sind, die Unterlage ganz zu verhüllen, auch wo die Faltung sehr stark gewesen ist. Die Mächtigkeit der ganzen Porphyrfornation kann auf rund 1500 m geschätzt werden.

Das Svartlågebiet.

Innerhalb des Svartlågebiets folgen auf die Reihe Andesit-Keratophyr-Liparit mächtige Sedimente (siehe Profil Fig. 7), deren Verbreitung aus der Karte (Taf. IV) hervorgeht. N von Svartlå ist der dunkelgraue Liparit von einer mehr als 40 m mächtigen Konglomeratlage mit gut gerundeten Liparitgeröllen, 1 mm bis 1 dm gross, überlagert. Die Gerölle sind oft gepresst und das Konglomerat ist mehr oder weniger stark verschiefert. Auf dem Konglomerat folgen dann gebänderte Grauwacken mit kleineren Bänken aus schwarzem Schiefer, hellen gebänderten Hälleflinten und kalkigen Sedimenten. E von Svartlå ist der Andesit unmittelbar von der Grauwacke überlagert, und so verhält es sich auch gegen W, bei Staträsket. An beiden Lokalen sind die Gesteine stark metamorphosiert.

In Kängesberget, S von Svartlå, tritt ein grauer, einsprenglingsreicher Liparit auf, der die Grauwacke konkordant überlagert. Bisweilen bildet der Liparit kleinere Lagergänge in der Grauwacke und enthält Bruchstücke derselben. Der Liparit ist wahrscheinlich nicht effusiv, sondern ist in Form von Lagergängen während oder nach der Faltung der Grauwacke intrudiert worden.

Ältere Intrusivgesteine.

Die Intrusivgesteine innerhalb des Arvidsjaurgebiets sind noch nicht petrographisch untersucht worden, aber ich will die wichtigsten Typen und ihre Verhältnisse zu der Porphyreihe erwähnen. Man hat oft von Arvidsjaurgranit als einem besonderen Granittypus gesprochen, dessen Alter nicht näher bestimmt war, der aber dem Alter nach zwischen dem sogenannten Jörngranit und dem Revsundsgranit gestellt wurde. Nun gibt es aber innerhalb des Arvidsjaurgebiets sowohl typische Gneisgranite als typische Rev-

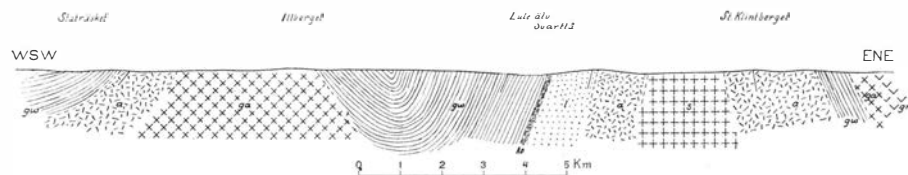


Fig. 7. Schematisches Profil durch das Svartlågebiet. a—Andesit, l—Keratophyr und Liparit, ko—Konglomerat, gw—Grauwacke, ga—Gabbro, s—Syenit, gr—Granit.

sundsgranite. Die ersten sind mit der Porphyreleptitformation syntektonisch und sind besonders gut in den Gegenden zwischen Vargisträsk und Pite älv ausgebildet, wo sie oft in mehr basische Glieder (Quarzdiorit, Diorit und Gabbro) übergehen. Die Revsundsgranite, die z. B. in Storliden und Tjappsåive aufgeschlossen sind, zeigen beinahe keine Parallelstrukturen und durchbrechen die Porphyre scharf. In grossen Teilen des Gebiets ist ein roter, mittelkörniger Biotit-Hornblendegranit vorherrschend, der bisweilen syenitisch wird. Er ist sehr schwach oder oft gar nicht parallelstruiert, und eigentlich ist es dieser Typus, der Arvidsjaurgranit genannt worden ist. Er kommt in den Teilen, wo der Porphyrformation relativ schwach tektonisch beansprucht ist, vor und hat darum seine Frische und Massenförmigkeit beibehalten, obschon er zu der älteren Granitgruppe zu rechnen ist.

In der Gegend von Lauker kommt dieser Typus innerhalb eines mehr als 100 km² grossen Gebiets vor. Es ist ein stark roter, mittelkörniger, leukokrater Granit, der reichlich eingeschmolzene Porphybruchstücke enthält. Diese bestehen hauptsächlich aus einem roten Typus, der dem Granit, wo dieser feinkörnig und porphyrisch ist, vollständig ähnelt. Sie gleichen auch dem kalibetonten Liparit aus der obersten Decke in Kaddevare. In den westlichen Teilen findet man auch dunklere Porphybruch-

stücke (Andesit oder Keratophyr). Die jetzige Oberfläche scheint einen Schnitt durch den oberen Teil eines Granitlakkoliths auszumachen. Die Bruchstücke sind gesunkene Teile, teils von dem im Dach mit porphyrischem Habitus sehr schnell erstarrten Granit, teils vom Dach selbst, das aus Gesteinen der Porphyrrformation bestanden hat.

Überall, wo das Altersverhältnis zwischen der Porphyrrformation und den Graniten hat festgelegt werden können, hat sich der Granit als jünger gezeigt. Die Grauwanke des Svartlågabiets ist nach ihrem Alter nahe an die Porphyre gebunden. Sie ist vom Revsundsgranit durchsetzt und ist also älter als dieser. Sie ist gleichzeitig mit der Porphyrrformation gefaltet und wahrscheinlich im Anfang der Orogenese gebildet worden, während welcher die älteren Granite intrudiert wurden.

Vargforskonglomerat.

In der Gegend zwischen Hej und Högbacken gibt es einige kleine Gebiete von Konglomerat, die von Verwerfungen begrenzt sind (siehe die Karte Taf. V). Das Konglomerat enthält Gerölle aus Granit, Liparit, dazitischen Keratophyr und Andesit. Die Granitgerölle sind von dem 2 km E von Hej vorkommenden Typus. Eine Pressung in der Nähe von den Verwerfungen zeigt, dass das Konglomerat älter als diese ist. Das Konglomerat ist zu der Vargforsformation zu rechnen.

Sorselegranit und dessen Gangfazies.

In Hemberget, Högberget und Nilsberget ist der Liparit von Keratophyrgängen durchsetzt. Keratophyr von demselben Typus ist in Vithatten S von Glommerstråk angetroffen worden, und dort hat seine Altersstellung klargelegt werden können. Vithatten besteht aus vulkanischen Gesteinen von basaltischer Zusammensetzung. Im N-Teil des Berges kommen mächtige Tuffagglomerate vor, und in diesen sind zwei Granitgerölle angetroffen worden. Höher in dem Berge hinauf breitet sich zwischen den sehr flach liegenden Lavadecken ein Lager von Konglomerat und Sandstein aus, das beinahe nur aus Granitmaterial besteht. Es besteht kein Zweifel, dass die Gesteine zu der Vargforsformation gehören. Der Basalt, der das Konglomerat überlagert, ist von einem Gang aus rotgrauem Keratophyr durchsetzt, der also jünger als die Vargforsformation ist.

Den Syenit in dem Massiv zwischen Siksjön und Högbacken habe ich zu der Reihe der Sorselegranite geführt. Er ist einer syenitischen Ausbildung des Sorselegranits ganz ähnlich, der u. a. S von Vithatten vorkommt. Denselben Typus habe ich auch in der grossen Sammlung von Handstücken aus Sorselegraniten in der Geologischen Landesanstalt die Gelegenheit zu sehen gehabt. Die Keratophyrgänge in den dem Syenit-

massiv naheliegenden Lokalen Hemberget, Höggerget und Nilsberget dürften im nahen Anschluss an den Syenit und in Zusammenhang mit seiner Intrusion gebildet worden sein.

Das Verhältnis der Arvidsjaurporphyre zu den angrenzenden Formationen.

Im Grossen liegen die Arvidsjaurporphyre schalenförmig niedergesenkt, und die Leptitformation fällt unter sie von den Randgebieten in S, W und N ein. In E sind die Lagerungsverhältnisse der starken Migmatitisierung zufolge mehr unsicher.

Im N-Teil des Kirchspiels von Malå gelingt eine Konnexion zwischen den Formationen des Skelleftefeldes und des Arvidsjaurgebiets. Nach A. HÖGBOM¹ ist die Lagerungsfolge in der Gegend von Kuorbevare folgende (von oben nach unten):

Porphyritische Grünsteine.

Phyllitische Schiefer und Quarzite.

Intermediäre Leptite.

In Aspavaberget bei Ledefat² sind »kalidominante Leptite mit Feldspat-quarziten und geschichteten, schön klastischen Quarzitsandsteinen» von Porphyriten überlagert.

A. HÖGBOM schreibt über die ältere Suprakrustalformation folgendes³ (Übersetzung): »Eine scharfe Grenze zwischen der unteren und der oberen Abteilung liegt nicht vor, denn die Porphyrit-Grünsteinreihe, die den unteren Teil der oberen bildet, scheint im Grossen das Schiefersediment der Synklinalgebiete zu äquivalieren. In diesem treten oft Lager von Grünstein auf, aber gewöhnlich in untergeordneter Menge. Anderseits findet man oft schwarze, klastische Einlagerungen in den Porphyritgebieten. Diese vulkanische Reihe ist vielerorts mit grosser Mächtigkeit ausgebildet, wobei bisweilen eine deutliche Differentiation in basische und aufwärts saurere Glieder konstatiert werden kann. Uralitporphyrite gehen so aufwärts via Plagioklasporphyrite in kalkige Spilitbreccien oder in agglomeratische Grünsteine über. Die Breccien treten Sedimenten gegenüber auf, während die Agglomerate gewöhnlich von saureren Effusiven überlagert sind. Im nordwestlichen Malå und östlichen Sorsele ist nämlich im Grossen die Grünsteinformation von Porphyren, Syenitporphyren, quarzführenden Porphyren und Quarzporphyren überlagert. Die Lagerung deutet an mehreren Orten auf eine Entwicklung in der vulkanischen Wirksamkeit von basischen Gliedern zu immer mehr aziden, wobei auch eine Verschiebung in dem Feldspat-

¹ A. HÖGBOM, Nya iakttagelser inom Norr- och Västerbottens urberg. G. F. F. 53. 1931. p. 419.

² Ibid. p. 421.

³ Ibid. p. 422.

charakter von Kalk-Natron über Natron zu beinahe reinem Kali konstatiert werden kann. Wechsellagerung zwischen Porphyrit und Porphyr kommt bisweilen in der Grenzzone vor. Die Porphyre, die man z. B. in Brändliden im nordwestlichen Malå, in der Gegend von Bure im östlichen Sorsele und westlich von Sorsele auf beiden Seiten von Storvindeln antrifft, sind bisweilen Sorseleporphyre genannt worden. Sie stimmen sowohl hinsichtlich ihrer petrographischen Ausbildung wie im geologischen Auftreten ganz mit den Arvidsjaurporphyren überein.»

Nach meinen Beobachtungen im Malågebiet kann ich mich der Meinung HÖGBOMS ganz anschliessen. Schon in den untersten Teilen der Sedimentformation beginnen basische Effusivgesteine aufzutreten. Sie sind hier von basaltischem Charakter.

Im nördlichen Malå sind die Porphyrite oder die Andesite, die gegen S in den Schiefen des Skelleftefeldes ausfingern, von Lipariten mit Keratophyren als Zwischenglied überlagert. Diese Porphyreihe kann man nordwärts über Ledfat nach Skidnäsberget verfolgen, aber dann fangen Granite an. Gegen E dagegen hängt sie mit dem Gebiet Bäcknäs-Baktsjaur zusammen, wo Andesite, Keratophyre und Liparite gut ausgebildet und erhalten sind. Dieses Gebiet schliesst sich gegen NE an das Gebiet N von Byske älv an. In der zwischenliegenden Gegend kommen Aufschlüsse nur sehr spärlich vor.

Im NW-Teil des Kirchspiels von Arvidsjaur gibt es einige kleinere Porphyergebiete, die von Granit ganz umgeben sind. Die Gesteine sind hier gewöhnlich stark umkristallisiert, aber ihre Zusammenhörigkeit mit dem Arvidsjaurgebiet kann doch konstatiert werden. Nächst der Grenze gegen das Kirchspiel von Arjeplog, in der Nähe von Jäknatjavelk, gibt es stark epidotisierte Andesitagglomerate und umkristallisierten Liparit. Gegen W folgen aber gebänderte Leptite und Glimmerschiefer. Das Altersverhältnis zwischen Porphyr und Leptit hat nicht sicher bestimmt werden können.

N von Buoksejaure, eines Sees des Pite älv, findet man feingneisigen, grauen und roten Leptit, der unter den E davon liegenden Andesit und Tuff hineinfällt. Gegen E und ENE zacken die Porphyre in die Granite hinein, oder liegen als losgebrochene Teile ganz von Granit umgeben auf derselben Weise, wie die Porphyrbänder im NW-Teil von Arvidsjaur. Gegen E gehen die Porphyre in Migmatite über, die nach A. HÖGBOM¹ graue, biotitreiche, geschichtete, vom Linagranit migmatitisierte Leptite sind. Diese Gesteine sollten die obere Abteilung der älteren Leptitformation bilden. Nun entsteht die Frage, wie sich die Arvidsjaurporphyre zu den Jokkmokkleptiten verhalten. Wo sie auf einander treffen, sind beide stark metamorphosiert, und das Altersverhältnis hat nicht bestimmt werden können. Überblickt

¹ A. HÖGBOM, Praktiskt-geologiska undersökningar inom Jokkmokks socken sommare 1930. S. G. U. Ser. C N:o 369 (1931).

man dagegen die grossen Züge, Gesteinsverteilung und Tektonik, findet man, dass die Porphyre die Leptite überlagern müssen. Die Faltenachsen innerhalb des Jokkmokkgebiets fallen hauptsächlich flach gegen SSW. Im S-Teil dieses Kartengebiets hat HÖGBOM nur eine Faltenachsenobservation. Sie liegt auf Årroivare, und die Richtung ist flach gegen ESE. — Auf Tjårroivare fand ich die Faltenachse 60° S 40° E gerichtet. W von Maitum ist das Streichen des Leptits beinahe N—S und das Fallen 90° . Die Faltenachse muss also auch ein Streichen von N—S haben. Daraus ergibt sich also, dass die Faltenachse einen Bogen durch das Kartengebiet beschreibt. Ihre Richtung geht allmählich von SSW im N über S zu ESE in dem S-Ende des Leptitstrichs über. Das S-Ende des Leptits, oder richtiger des Migmatits, bildet eine Antiklinale, und die Porphyre zwischen L. Vargisträsk und Telejaur liegen in eine Synklinale niedergesenkt. W von dieser, gegen Pite älv, kommt der Leptit wieder zu Tage, wie früher erwähnt wurde. Die grosse Falte ist aus einer Reihe kleinerer solcher zusammengesetzt, und der Granit hat teilweise die Suprakrustalgesteine aufgeschmolzen. So weit weg wie in Unna Palja findet man grosse leptitische Bruchstücke in dem grobkörnigen Granit schwimmend.

N von Svanisträsk wird die Porphyrformation immer mehr metamorphosiert. In dem Berge E von Djupsjön, 5 km E von der Station Gullträsk, sind die Porphyre immer noch so gut erhalten, dass man ein Profil mit Andesit, Dazit und (oder) Keratophyr unterscheiden kann. Auch E von Lakaträsk sind noch die Porphyre zu erkennen. E von diesen Lokalen, längs Råne älv, sind sie vergneist, und hier findet man auch leptitische Partien.

Die Grauwacken des Svartlågebiets, wie auch die Porphyre des Arvidsjaurgebiets von Stockberg im N bis Myrheden im S, gehen gegen SE in Migmatite über, und nach dieser Seite kann man kaum Konnexionen mit anderen Formationen bekommen. Der Grad der Metamorphose ist nämlich zu hoch, als dass die ursprünglichen Gesteine sicher identifiziert werden könnten.

Erze.

Im Gegensatz zum Skelleftefeld ist das Arvidsjaurgebiet arm an Erzen. Ausser einigen kleineren Vorkommnissen von Schwefelkies, Kupferkies und Bleiglanz ist bis jetzt nur ein Erz von ökonomischem Wert angetroffen worden, nämlich bei Laver. Dort kommt ein an eine tuffreiche Zone in dem Liparit gebundenes Kupferharterz vor. Diese Zone ist nach einer steil gegen SSE fallenden Faltenachse gefaltet. Die Ausbildung der Tuffe wechselt von dichter Hälleflinta zu Kristalltuff und groben Tuffagglomeraten. Besonders in den dichteren Tuffen tritt oft eine schöne Bänderung hervor. Die Tuffschichten wechseln bisweilen mit Liparitdecken.

Der hellrote Liparit, der oft brecciiert ist, ist nicht besonders stark metamorphosiert. Die Grundmasse ist jedoch umkristallisiert und mit feinen

Schuppen von Sericit und bisweilen Biotit vermenget. Die Tuffe dagegen sind meistens stark metamorphosiert und oft ganz verskarnt. Als neugebildete Minerale treten in den schwächer metamorphen Tuffen Chlorit, Sericit, Biotit, Epidot und in den stärker ausserdem Amphibol und Granat auf. Besonders prachtvoll ausgebildet sind einige verskarnte Tuffagglomerate mit hellroten Liparitbruchstücken in einer Masse von Hornblende, Biotit und cm-grossen Granaten.

Die Erzminerale findet man teils in den Tuffen, teils als Kitt in den brecciierten Lipariten und teils in den Quarzgängen, die die Gesteine durchsetzen. Das vorherrschende Erzmineral ist Kupferkies. Ausserdem gibt es Magnetkies, Schwefelkies, Arsenkies, Bleiglanz, Zinkblende, Fahlerz und einzelne kleine Schuppen von gediegenem Kupfer.

Das Erz, das auf mehrere Linsen verteilt ist, wird seit einigen Jahren exploitiert.

Petrographische Beschreibung.

Ältere Effusivgesteine.

Basaltische Andesite.

In einer grauschwarzen oder grau-grünen, dichten Grundmasse liegen Einsprenglinge von Plagioklas, Hornblende und Pyroxen, oder Pseudomorphosen nach den beiden letzteren und vielleicht auch nach Olivin.

Die Plagioklaseinsprenglinge erreichen eine Grösse bis 4 mm. Sie sind tafelförmig nach M, oft etwas gerundet, aber bisweilen zerbrochen und mit scharfen, kantigen Umrissen. Sie sind im allgemeinen glasklar und nur schwach mit äusserst feinverteiltem Sericit, kleinen einzelnen Epidot- oder Klinoisitkörnern, einem feinen, rötlichen Staub und in einigen Fällen mit ein wenig Hornblende vermenget. (In dem Gestein von Villisvare sind sie doch stark umgewandelt.) Zonarstruktur mit Rekurrenzen des Anorthitgehalts ist gut ausgebildet, und die verschiedenen Zonen sind meistens an den Ecken gerundet. Der Plagioklas hat eine dichte polysynthetische Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz und ist ausserdem oft nach den Periklin- und Karlsbadergesetzen verzwillingt. Bestimmungen von den Anorthitgehalten der Plagioklaseinsprenglinge sind im Diagramm Fig. 8 zusammengeführt.

Monokliner Pyroxen ist nur in einzelnen Einsprenglingen in den basaltischen Andesiten von Storberget, 500 m N von Brännberg, und von dem SW-Abhang von Storkaxen erhalten. In dem Gestein von Storberget ist der Pyroxen fein magnetitpigmentiert, schwach gelbweiss, ohne merkbaren Pleochroismus und optisch positiv. Zwillingsbildung kommt vor und ist bisweilen polysynthetisch. Am häufigsten bleiben nur Uralitpseudomorpho-

sen übrig. Sie erreichen eine Grösse von 3 mm und sind von verschiedenen Typen: In einer derselben besteht der Kern aus einem Netzwerk von Hornblendeleisten, hauptsächlich nach drei Richtungen orientiert. Sicher sind die Hornblendeleisten nach Spalttrissen in dem ursprünglichen Pyroxen

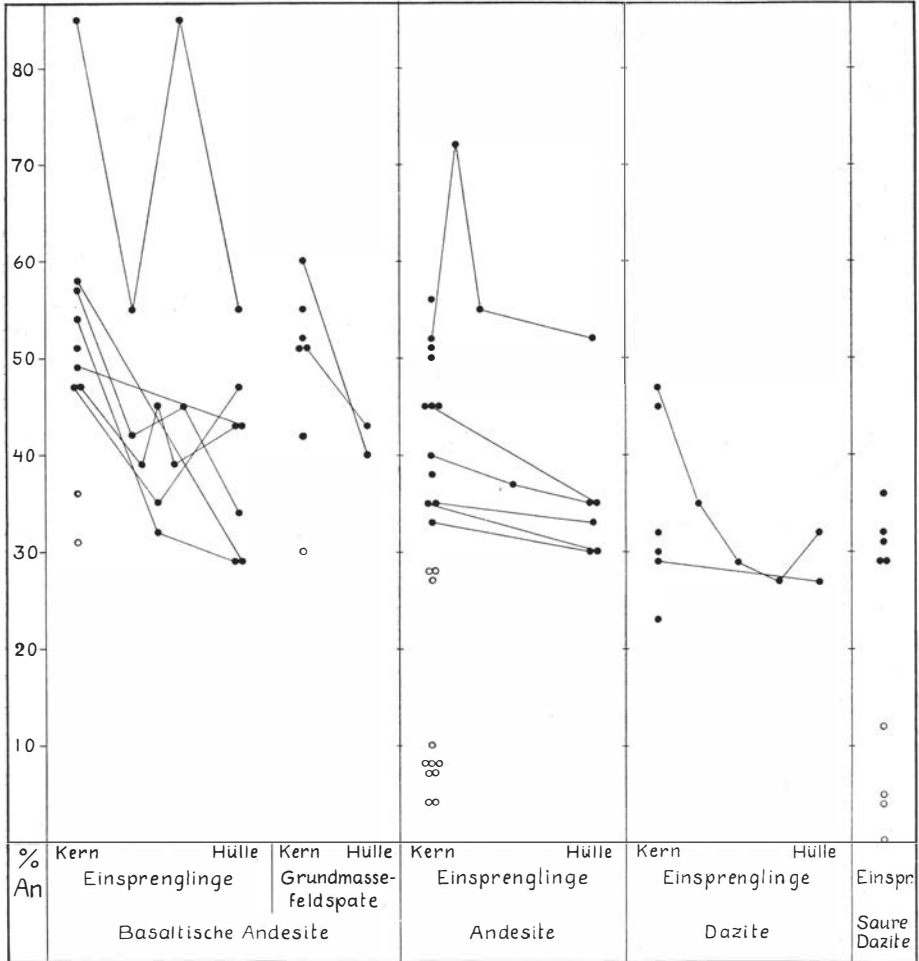


Fig. 8. Diagramm über Feldspatbestimmungen in basaltischen Andesiten, Andesiten, Daziten und sauren Daziten. Jede Feldspatbestimmung ist im Diagramm als ein schwarzer oder, in stärker entkalkten Gesteinen, weisser Kreis bezeichnet. Wo mehrere Bestimmungen an demselben Individuum ausgeführt worden sind, sind entsprechende Kreise durch Linien verbunden.

angelegt. Ausser Hornblende gibt es auch einzelne Erzkörner (Limonit?) und Quarz. Die Hülle besteht aus einheitlich orientierter Hornblende mit mikropoikilitisch eingesprengten Quarz- und Feldspatkörnern. Die Hornblende in Kern und Hülle ist von demselben Typus: optisch negativ; $\rho > v$; α schwach gelb $< \beta$ olivengrün $> \gamma$ blaugrün.

Ferner treten Pseudomorphosen auf, die ausschliesslich aus Hornblendenetzwerk bestehen, und andere nur aus einheitlicher Hornblende.

Die Pseudomorphosen des ersten Typus, mit Kern und Hülle, deuten an, dass es ursprünglich zwei Pyroxene gegeben hat, und die invertierte Zonarstruktur des Plagioklases gibt einen Wink in derselben Richtung.¹ Nach TSUBOI² ist die Zusammensetzung des Magmas ausschlaggebend für die Frage, ob während des intratellurischen Stadiums des Magmas rhombischer oder monokliner Pyroxen zuerst auskristallisieren soll. Im vorliegenden Gestein dürfte der jetzt fehlende rhombische Pyroxen zuerst auskristallisiert sein. Später ist monokliner Pyroxen auf Kosten rhombischen Pyroxens und der Anorthitkomponente des Feldspats gebildet, wobei die Plagioklaseinsprenglinge eine saurere Zone angelagert haben. Der monokline Pyroxen ist teils als späterer Einsprengling, teils als Hülle um die mehr oder weniger stark resorbierten, aus rhombischem Pyroxen bestehenden Körner auskristallisiert. Später hat eine Uralitisierung stattgefunden. Hornblende ist dabei längs den Spaltrissen in dem rhombischen Pyroxen gebildet worden und hat allmählich diesen verdrängt, indem sie ein Netzwerk von Leisten bildete. Der monokline Pyroxen ist zum allergrössten Teil von Hornblende ersetzt worden, wobei diese oft einheitliche Orientierung bekommen hat.

In welcher Ausdehnung Olivin und Hornblende als primäre Einsprenglinge vorgekommen sind, ist unmöglich festzustellen.

In den oberen Teilen der Lavadecke, einige 40 m oberhalb des eben beschriebenen Typus in Storberget, kommen mit Quarz und Chlorit ausgefüllte Blasenräume vor. Hier ist die Metamorphose stärker gewesen. Die Plagioklaseinsprenglinge sind beinahe vollständig in Sericit und Epidot umgewandelt und oft von einem Kranz aus Hornblende, Chlorit und Biotit umgeben. Die Pseudomorphosen nach mafischen Einsprenglingen bestehen aus Epidot, Chlorit, Magnetit und Titanit.

Die Pyroxeneinsprenglinge in dem Gestein vom SW-Abhang von Storkaxen wurden auf dem Drehtisch untersucht. Sie sind nach (100) zwillinglamelliert und sind als kurze, oktagonale Prismen ausgebildet. Der Pyroxen ist farblos; $c : \gamma = 45^\circ$; $2V_\gamma = 54^\circ$. Oft ist er zum grossen Teil in Hornblende umgewandelt, die ziemlich unregelmässig orientiert ist. Diese Umwandlungshornblende ist von Erz fein pigmentiert. — Dieselbe Hornblende kommt auch als Einsprengling mit idiomorphen, kurzen Prismen vor.

Die Pseudomorphosen im Storkaxengestein haben scharfe Kristallumrisse. Der Inhalt besteht aus Hornblende von demselben Typus wie die der Einsprenglinge, aber als netzförmig geordnete, kleine Individuen. Wahr-

¹ Vgl. H. G. BACKLUND, Der magmatische Anteil der Cordillera von Süd-Mendoza. Åbo 1923. p. 143 u. a.

² S. TSUBOI, On the course of crystallization of pyroxen from rock-magmas. Jap. Journ. Geol. a. Geogr. X. 1932. p. 67 u. f.

scheinlich haben sie den Spaltrissen des Ursprungsminerals ihre jetzige Orientierung zu verdanken. Ausser der Hornblende gibt es auch ein bisschen Epidot und bisweilen ein wenig Biotit. Einige enthalten ausserdem etwas Magnetit, Titanit und Quarz. Dieser Typus dürfte, wie der entsprechende im Gestein von Storberget, nach Pyroxen gebildet sein.

Ein paar Hornblendeinsprenglinge im Gestein 500 m N von Brännberg haben Kerne aus farblosem Pyroxen, $c : \gamma = 47^\circ$, optisch positiv. Die Andeutung einer Augitkontur weist darauf hin, dass die Hornblende hülle pseudomorph nach Pyroxen (Augit oder Enstatitaugit) ist.

In dem basaltischen Andesit von Villisvare kann man folgende Pseudomorphosentypen unterscheiden:

I. Pseudomorphosen mit Hornblende, Biotit und Epidot. (Die Hornblende: $c : \gamma = 20^\circ$; optisch negativ; α sehr schwach gelbgrün $< \beta$ schwach olivenbraun $> \gamma$ schwach blaugrün. — Der Biotit: α sehr hell braungelb $< \gamma$ hell olivenbraun. Er bildet bisweilen pleochroitische Höfe ringsum den Epidot, dessen Pleochroismus, α farblos $< \gamma$ citronengelb, auf hohen Eisengehalt deutet.) — a) Die Hornblende ist einheitlich orientiert und hat Einschlüsse von Biotitschüppchen und Epidotkörnern in wechselnden Mengen. In einigen Fällen ist die Umwandlung weiter gegangen, und das Ganze besteht aus einer Sammlung von Biotitschüppchen mit unregelmässiger Orientierung. Im Biotit liegen doch einige kleine, feine Streifen von Hornblende, die unter sich gleichorientiert sind. Dieses Verhältnis zeigt, dass der Biotit ein grosses Hornblendeindividuum ersetzt hat. Die Hornblende ist oft nach (100) verzwillingt. Dieser Pseudomorphosentypus zeigt oft starke Resorption. Sein Ursprung ist wahrscheinlich Hornblende. — b) Die Hornblende liegt als eine Menge unregelmässig orientierter Individuen mit Biotit, Epidot und ein wenig Erz zusammen. Die Pseudomorphosen haben einen oktagonalen Umriss und dürften nach Pyroxen oder vielleicht nach Olivin gebildet sein.

II. Pseudomorphosen mit unregelmässigen Umrissen und ausgezogener Form, nur aus unregelmässig orientierter, faseriger Hornblende bestehend. Sie scheinen nach einem stark resorbierten Mineral gebildet zu sein. Denselben Typus findet man auch als Auswuchs auf einheitlicher Hornblende. Vielleicht ist dieser Typus nach Diopsid gebildet, da die aktinolithische Hornblende ja entsprechende chemische Zusammensetzung hat.

Im Gestein von Ottertjärnberget sind die Pseudomorphosen nach mafischen Einsprenglingen von zwei Typen. Der eine hat ziemlich unregelmässige Konturen und besteht aus Epidot und ein wenig Magnetit und Titanit. Der andere hat eine langgestreckte, rechteckige Form und besteht aus Epidot, Biotit, Magnetit, Titanit, Apatit und etwas Feldspat. Der Epidot ist gewöhnlich nach der b-Achse ausgezogen und liegt in parallelen Bündeln oder ist nach der b-Achse radialstrahlig angeordnet. Der starke

Pleochroismus, α farblos $< \gamma$ citronengelb, und die ziemlich hohe Doppelbrechung deutet auf hohen Eisengehalt.

Die Grundmasse hat basaltische Struktur mit subparallel geordneten, oft ziemlich spärlichen Plagioklasleisten mit einer Länge von 0,1—0,2 mm (siehe Fig. 9). Sie sind nach den Albit-, Karlsbader- und bisweilen Periklingesetzen verzwilligt. Der Anorthitgehalt schwankt zwischen 30 und 60 % und nimmt vom Zentrum nach aussen ab (siehe Fig. 8).

Die Plagioklasleisten sind auch in den stärker umgewandelten Gesteinstypen sehr frisch. Zwischen den Leisten liegt eine feinkörnige Masse von Hornblende, Biotit, Epidot, Quarz, (Chlorit), Titanit, Leukoxen, (Erz), Apatit



Fig. 9. Basaltische Struktur in der Grundmasse eines basaltischen Andesits. E-Seite von Storberget. Nicols +. Masstab 90:1.

und bisweilen einzelne Turmalinnadeln. — Die Hornblende ist von demselben Typus wie der Aktinolith der Pseudomorphosen, und sie ist als kleine Nadeln oder Körner ausgebildet. Der Chlorit ist stark pleochroitisch: α grünblau (etwas schwächer als γ bei der Hornblende) $> \gamma$ schwach hellgelb. $2V_{\gamma}$ ist klein wie auch $\gamma-\alpha$. Der ziemlich hohe Titanitgehalt der Grundmasse dürfte bei einer Umwandlung von Pyroxen und Hornblende in Biotit ausgeschieden worden sein.

Im Storkaxengestein treten in ziemlich reichlicher Menge feine Apatitnadeln auf, die bis 0,1 mm lang, aber nur 0,001 mm dick sind. Sie liegen oft den Feldspatleisten der Grundmasse subparallel und sind zuweilen ganz oder teilweise in denselben eingeschlossen. Dagegen kommen sie nicht in den Plagioklaseinsprenglingen vor, die statt dessen mit größeren und kür-

zeren Apatitprismen von dem gewöhnlichen Typus vermenget sind, der auch in einzelnen Exemplaren auftritt. Der drahtartige Apatit ist also spät auskristallisiert worden.

Im Gestein von Ottertjärnberget fehlt Hornblende sowohl in der Grundmasse wie in den Einsprenglingen. In einer Hauptmasse von Plagioklasleisten liegt hier in beträchtlicher Menge feinschuppiger Biotit, Magnetit und Titanit und kleinere Mengen Epidot und Apatit. — Quarz kommt unter den mehr epidotumwandelten Partien vor und liegt oft in kleinen Anhäufungen, von welchen einige wie stark resorbierte Einsprenglinge aussehen.

Einen von den jetzt beschriebenen basaltischen Andesiten etwas abweichenden Typus findet man in Rörtjärnberget. Er ist sehr reich an Plagioklaseinsprenglingen, die schön zonargebaut sind, mit Rekurrenz des Anorthitgehalts. Morphologisch stimmen sie mit den vorher beschriebenen überein; bemerkenswert ist aber eine äusserst dichte polysynthetische Zwillingslamellierung, die in einigen Individuen auftritt. Einschlüsse und Umwandlungsprodukte gibt es reichlich, besonders in dem Kern der Einsprenglinge, die doch alle ganz frische, glasklare Partien haben. Ein paar Einsprenglinge wurden auf dem Drehtisch untersucht. Ein Korn hatte von dem Kern nach aussen hin folgende Anorthitgehalte in dem verschiedenen Zonen: 85, 55, 85, 55 % An. Ausserdem kamen innerhalb dieser Zonen einige äusserst dünne Schichten mit wechselndem An-Gehalt vor. — Ein anderer Einsprengling hatte vom Kern nach aussen hin: 57, 42, 45, 34 % An. In den Plagioklaseinsprenglingen sind Sericitschüppchen, meistens als kleine Blätter, weiter Biotit, etwas Hornblende, Klinozoisit, Chlorit und Apatit reichlich eingestreut.

Ein paar kleine, gerundete Quarzkörner haben kleingekerbte Konturen, die auf eine starke Resorption deuten.

Hornblendeinsprenglinge erreichen wie die Plagioklase eine Grösse von 3,5 mm. Sie sind der hornblendereichen Grundmasse gegenüber nicht scharf idiomorph. Die typischen Amphibolspaltrisse sind über die ganzen Körner hin deutlich zu unterscheiden. Die Hornblende ist optisch negativ; $2V_\alpha$ auf etwa 80° geschätzt; $c : \gamma = 25^\circ$; α schwach gelbgrün $< \beta$ olivenbraun $> \gamma$ grünblau. Der Rand ist stärker pleochroitisch als der Kern, was darauf deutet, dass ältere Hornblendeindividuen an einer allgemeinen Uralitisierung teilgenommen haben und bei dieser etwas umgewandelt worden sind.

Die Grundmasse ist feinkristallin und besteht aus Feldspat und einer filzigen Hornblendemasse mit einer Korngrösse von etwa 0,06 mm. Man kann eine Andeutung basaltischer Struktur erkennen, aber sie ist von der filzigen Hornblende stark maskiert. Der Biotit liegt oft ringsum und in den Hornblendeinsprenglingen und als Ansammlungen: α hellgelb $< \gamma$ braun. Der spärlich vorkommende, feinkörnige Epidot (orthitisch) hat in den Biotit-

schüppchen pleochroitische Höfe verursacht. Feinkörniger Magnetit ist gleichförmig, aber ziemlich spärlich verteilt. Endlich gibt es einzelne Quarzkörner, Turmalinnadeln und Apatitprismen.

Andesite.

Im Felde und in Handstücken sind die Andesite einförmig. Mit den basaltischen Andesiten verglichen zeigen sie im allgemeinen einen kleineren Gehalt an gefärbten Einsprenglingen. Eine kräftige Epidotisierung, die das



Fig. 10. Andesit mit Bruchstücken von basaltischem Andesit. E-Teil von Rörtjärnberget. Masstab 1 : 6,5.

Gestein grünfleckig macht, trifft man oft, und bisweilen ist die Umwandlung so weit gegangen, dass nur Epidotfels restiert, wie z. B. E von Suddesjaure. Biotit- und Hornblendeumwandlungen haben es oft schwer gemacht, eine Auffassung von dem Aussehen und der Zusammensetzung des ursprünglichen Andesits zu bekommen. In der Gegend von Rörtjärnberget ist der Andesit in grossem Umfang mit dicht liegenden, scharfkantigen oder etwas gerundeten Bruchstücken aus basaltischem Andesit versehen (siehe Fig. 10). Wahrscheinlich hat der Andesit hier einen Eruptionsherd gehabt, weil die Bruchstücke, die das grösste Volumen des Gesteins einnehmen, bei einem Transport sehr bald gerundetere Formen erhalten haben dürften.

In einer dunkelgrauen, dichten Grundmasse liegen Einsprenglinge von Plagioklas, bisweilen von Hornblende und Pseudomorphosen nach mafischen Mineralen.

Die Plagioklaseinsprenglinge sind tafelförmig nach M und erreichen im allgemeinen eine Grösse von etwa 4 mm. Sie sind gerundet und bisweilen zerbrochen und zersplittert. Einschlüsse kommen reichlich vor und sind besonders im Kern konzentriert. Sie bestehen aus Apatit, Hornblende, Epidot, Biotit, Sericit, Klinozoisit, Chlorit und Calcit. Epidot ist besonders als Umwandlungsmineral gewöhnlich. Je reicher an Umwandlungsprodukten die Einsprenglinge sind, desto niedriger ist im allgemeinen ihr Anorthitgehalt. Diese Entkalkungserscheinung kann in zwei verschieden kräftig umgewandelten Einsprenglingen in demselben Schliff, oder sogar in einem einzigen, ungleich umgewandelten Plagioklasindividuum hervortreten. Ande-

site mit stark umgewandelten und entkalkten Einsprenglingen kommen besonders in der Gegend von Akkavare (vgl. Fig. 8) und in dem Gebiet S von Gråträsk vor. Die frischen Partien des Plagioklases sind glasklar, aber bisweilen von einer feinen Erzpigmentierung getrübt. Die Zwillingsbildung pflegt polysynthetisch nach den Albit- und Periklingesetzen zu sein, oft mit einfacheren Zwillingen nach dem Karlsbadergesetz kombiniert. Der Plagioklas hat einen abnehmenden Anorthitgehalt vom Kern nach aussen. Oft ist der Übergang sukzessiv, oder man kann schwach ausgebildete Zonen unterscheiden, aber im Andesit bei Lill-Laver ist die Zonarstruktur sehr schön ausgebildet, und man findet auch eine Rekurrenz des Anorthitgehalts. In Fig. 8 sind die Bestimmungen von den Plagioklaseinsprenglingen der Andesite zusammengestellt worden.

Hornblendeinsprenglinge kommen bisweilen vor, aber sie zeigen starke Spuren von Resorption und meistens restieren nur Pseudomorphosen. Prismflächen sind oft gut erhalten, während die Enden der Kristalle gekerbt und zerfressen sind. Die ältere Hornblende, die sehr schwach pleochroitisch ist, restiert nur als Flecke in dem Inneren der Einsprenglinge, während der Rest in eine andere Hornblende mit stärkerem Pleochroismus umgewandelt ist. Diese andere Hornblende ist von dem Typus, der in den Pseudomorphosen und in der Grundmasse vorkommt. Die Einsprenglinge sind oft nach (100) verzwillingt. Der Pleochroismus der älteren Hornblende ist: α schwach gelbgrün $< \beta$ schwach olivenbraun $> \gamma$ schwach blaugrün. Die neugebildete Hornblende hat ungefähr dieselben Farben, aber sie sind bedeutend kräftiger. Bei der älteren ist $c:\gamma$ etwa 16° und die Doppelbrechung ist ein wenig höher als bei der neugebildeten. Ausser der neugebildeten Hornblende gibt es in den umgewandelten Einsprenglingen auch etwas Biotit, Klinozoisit und Erz.

Hornblendeporphyroblasten kommen reichlich in der Andesitbreccie in Rörtjärnberget vor (siehe Fig. 11). Da ihre optischen Daten nicht die gewöhnlichen waren, wurde das Mineral eingehend untersucht. Die Hornblende besteht aus langen, scharf idiomorphen Nadeln in einer Grösse bis $5 \times 0.5 \times 0.2$ mm. Ausser den Flächen (110) ist (100) gut ausgebildet, und Zwillingsbildung nach der letzten kommt oft vor. Andere Flächen als diese der Prismazone angehörigen sind nicht beobachtet worden. Die Hornblendenadeln haben oft kleine Einschlüsse aus Quarz und in kleinerer Menge solche aus Magnetit und Epidot.

Bei den optischen Messungen wurden Filter benutzt, um homogenes Licht zu bekommen.¹ Der Achsenwinkel wurde auf dem Drehtisch gemessen. Die Gangdifferenzen wurden mittels BEREKS Kompensator bestimmt in einem Hornblendekorn der optischen Achsenebene parallel geschnitten, und in einem daneben liegenden Quarzkorn der c-Achse parallel

¹ Lifa Filter nr 215, 395, 391.

geschnitten. Da die Doppelbrechung des Quarzes $0,0091^1$ ist, wurde die Dicke des Schliffes zu $20,3 \mu$ bestimmt, und die Doppelbrechung der Hornblende konnte berechnet werden. In demselben Individuum wurde die Auslöschungsschiefe bestimmt. Die γ -Richtung scheint in dem stumpfen Winkel β zu liegen, aber obschon mehrere Individuen beobachtet wurden, konnte dies nicht sicher festgestellt werden, da die Spaltrisse nach (001) wenig ausgeprägt sind und leicht mit anderen Spalten verwechselt werden können. Das spezifische Gewicht wurde mittels CLERICIS Lösung und WESTPHALS Wage bestimmt. Zwei mm-grossen Körner wurden unter dem Mikroskop untersucht und frei von anhaftenden Grundmassepartikeln be-



Fig. 11. Hornblendeporphyroblasten in Andesit. E-Teil von Rörtjärnberget.
Nicols +. Masstab 26: 1.

funden. Das eine hatte das sp. Gew. 3,270 und das andere 3,252. Die Hornblende ist, wie vorher erwähnt wurde, oft von kleinen Einschlüssen von Quarz, Epidot und bisweilen ein wenig Magnetit imprägniert. Der starken Färbung zufolge konnte die Menge und die Art der Einschlüsse in den zwei Körnern nicht bestimmt werden, und die gefundenen Werte sollen also nur als approximativ aufgefasst werden.

Pleochroismus	Licht	Wellenlänge	$2V\alpha$	c: γ	$\gamma\text{-}\alpha$	Sp.Gew.
α strohgelb	rot	675	58,5	11,1	0,022	$3,26 \pm 0,05$
β olivengrün	gelb	595	56	11,7	0,020	
γ blaugrün	grün	497	53,5	12	0,020	

¹ ROSENBUSCH und MÜGGE, Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien I, 2. Stuttgart 1927, p. 179.

Die optische Achsenebene ist parallel (010). — Die Dispersion war etwas kleiner bei der der c-Achse nächstliegenden optischen Achse B. Aus den optischen Daten ergibt sich, dass das Mineral geneigte Dispersion hat.

Nirgends in der Literatur ist eine Hornblende mit diesem oder auch nur annähernd ähnlichem Charakter angetroffen worden. Das Mineral hat doch gewisse Ähnlichkeiten mit Gastaldit, dessen Achsenwinkel und Dispersion ähnlich ist, der aber etwas kleinere Auslöschungsschiefe und Doppelbrechung hat. Ausserdem fehlen die für natronreiche Glieder charakteristischen, in violett gehenden Absorptionsfarben. — Achsenwinkel, Doppelbrechung und Auslöschungsschiefe liegen auch nahe der des Barkevikits, dessen Absorptionsfarben doch mehr ins Braune gehen, und ausserdem die Achsenwinkeldispersion $v > \rho$ haben. — Auch mit dem Hudsonit hat die untersuchte Hornblende grosse Ähnlichkeit in Auslöschungsschiefe, Achsenwinkel und Pleochroismus. — Wegen der genannten Eigenschaften mag das untersuchte Mineral eine zwischen Gastaldit und Hudsonit stehende Hornblende sein, aber mit einer Beziehung zu dem Barkevikit, mit dessen niedrigerem Alkaligehalt und höheren Sesquioxidgehalt.

Die Porphyroblasten dürften in Zusammenhang mit einer Alkali- oder Natronmetasomatose gebildet worden sein.¹

Der Andesit auf der SE-Seite von Akkavare ist reichlich mit Strahlen und Bündeln aus Hornblende von verschiedenen Dimensionen vermischt. Der Pleochroismus ist: α strohgelb $< \beta$ braungelb $> \gamma$ blaugrün. $c:\gamma = 18^\circ - 20^\circ$.

Magnetit kommt als idiomorphe, bis 1 mm grosse Oktaeder in der Andesitbreccie in Rörtjärnberget vor.

Pseudomorphosen von verschiedenen Typen spielen in den Andesiten eine sehr hervorragende Rolle. Sie stammen aus Einsprenglingen mafischer Minerale wie Olivin, rhombischen und monoklinen Pyroxen, Hornblende, Biotit, und von Plagioklas. Im allgemeinen ist es doch unmöglich sicher zu entscheiden, was für welche die mafischen Minerale ursprünglich gewesen sind. Scharfe Kristallumrisse sind bisweilen markiert, während die Konturen in den meisten Fällen unregelmässig sind und entweder durch frühe Resorption oder durch Pseudomorphosierung über die ursprünglichen Grenzen des Mutterminerals hinaus entstellt worden sind.

Wie oben erwähnt, ist der Plagioklas oft epidotumwandelt. In einigen Fällen ist die Umwandlung vollständig gewesen, und Pseudomorphosen aus mehr oder weniger feinkörnigem Epidot restieren.

Die mafischen Minerale haben Pseudomorphosen mit wechselndem Mineralinhalt veranlasst. In einem und demselben Schliff pflegt man zwei oder drei verschiedenartige Pseudomorphosen unterscheiden zu können, aber bisweilen nur eine. Der Inhalt der Pseudomorphosen besteht aus

¹ Vgl. V. M. GOLDSCHMIDT. On the metasomatic proc. in silicate rocks. Economic Geology. XVII. 1922, p. 111.

Kombinationen von Hornblende, Biotit, Titanit, Epidot, Magnetit, Quarz, Feldspat und Chlorit.

Folgendes Beispiel illustriert die Ausbildung von drei Pseudomorphosentypen in einem Andesit von Hällsel. Der erste Typus ist kurzprismatisch und besteht zum allergrössten Teil aus einem Epidot, der im allgemeinen nach der b-Achse strahlig ist. Entweder ist er vom Zentrum der Pseudomorphose radialstrahlig, oder liegt er mit seiner b-Achse der Prismazone der Pseudomorphose parallel. Der relativ starke Pleochroismus mit γ scharf kanariengelb deutet auf hohen Eisengehalt. Er nimmt vom Kern nach aussen ab, und bisweilen können zwei Zonen unterschieden werden: ein Kern aus kanariengelbem (γ) Epidot und eine dünne Hülle aus sehr schwach pleochroitischem Epidot. Neben dem Epidot gibt es auch Magnetit und Titanit, und der Kern ist im allgemeinen magnetitreicher als die Hülle. — Kleine Pseudomorphosen eines zweiten Typus bestehen auch aus schwach pleochroitischem Epidot. — Ein dritter, reichlich vorkommender Typus ist sicher nach Hornblende gebildet, worauf sein Habitus deutet. Der helle Chlorit, der den Hauptteil des Inhalts bildet, hat niedrige Doppelbrechung und den Pleochroismus: α schwach grün $> \gamma$ farblos. Er liegt als subparallel geordnete Schüppchen, in welchen der Epidot pleochroitische Höfe verursacht hat. — Die zwei ersten Typen sind sicher nach Pyroxen gebildet. Ein relativ eisenreicher Pyroxen, wahrscheinlich rhombisch, ist zuerst auskristallisiert, und um diesen ist ein weniger eisenreicher ausgeschieden worden. Der letztere hat auch selbständige kleine Einsprenglinge gebildet, und er dürfte eine mehr diopsidische Zusammensetzung gehabt haben.

Der Epidot in einer grossen Pseudomorphose von dem oben beschriebenen ersten Typus wurde wegen seines ungewöhnlich starken Pleochroismus besonders untersucht. Er war einheitlich orientiert und $\perp b$ geschnitten. Seine Dicke wurde durch Messung des Gangunterschiedes mit BEREKS Kompensator in zwei Plagioklasen bestimmt, welche $\perp \alpha$ geschnitten waren und zu beiden Seiten des Epidots lagen. Die Dicke der Plagioklase wurde mit Hilfe des Gangunterschiedes und des aus dem Diagramm entnommenen Wertes der Doppelbrechung berechnet. Der Gangunterschied des Epidots in Na-Licht¹ wurde mit BEREKS Kompensator gemessen. Die Doppelbrechung wurde aus den gefundenen Werten berechnet und war im Zentrum $\gamma - \alpha = 0,055$ und in der Peripherie $\gamma - \alpha = 0,04$. Ein paar Achsenwinkelbestimmungen auf dem Drehtisch in Na-Licht ergaben: $2 V_{\alpha} = 65^{\circ}$ und 70° resp. Die gemessenen Individuen lagen doch näher der Peripherie der Pseudomorphosen als dasjenige, das auf Doppelbrechung bestimmt wurde.

¹ Lifa Filter nr 395.

Mit MALMQVISTS Diagramm verglichen¹, das auf allen damals optisch bekannten Mineralen der Epidotgruppe begründet ist, deuten die gefundenen Werte auf sehr hohe $[\text{Fe}_2\text{O}_3]$ -Gehalte, und der Wert $\gamma - \alpha = 0,055$ fällt sogar ausserhalb des Diagramms. Eine Extrapolation ergibt hier einen $[\text{Fe}_2\text{O}_3]$ -Gehalt von 47 %. Es kann hinzugefügt werden, dass KROKSTRÖM in einer Partie des Brevenganges Epidot angetroffen hat, dessen optische Daten auf einen noch etwas höheren Eisengehalt deuten.²

Die grossen Variationen in der Mineralzusammensetzung der Pseudomorphosen beruhen nicht nur auf verschiedenen Ursprung, sondern auch auf den ungleichen Metamorphosengrad der Gesteine. Bei einer Metasomatose haben die Pseudomorphosen sicher auch eine Stoffzufuhr erhalten, und dadurch wird ihre Deutung noch erschwert.

Die Grundmasse hat gewöhnlich pilotaxitische Struktur, obgleich diese oft von sekundären Mineralen sehr stark maskiert ist. In einigen Fällen ist die Struktur mikrofelsitisch, und die Grundmasse ist hier sicher glasig gewesen. Eine ausgeprägte Fluidalstruktur gibt dem dichten, graugrünen Andesit bei Hällsel ein sedimentähnliches Aussehen. Wo die Metamorphose nicht zu starke Eingriffe gemacht hat, ist der vorherrschende Bestandteil der Grundmasse Plagioklas. Er ist teils als zwillingslamellierte, 0,1—0,2 mm lange Leisten, teils als eine sehr feinkristalline Masse ausgebildet. Oft ist er schwach rot pigmentiert und bisweilen saussuritisiert. Quarz kommt in wechselnden Mengen vor, aber zum grossen Teil ist er sekundär und durch Spalten infiltriert. Hornblende fehlt nur selten. Sie tritt als feine Strahlen, Bündel oder als eine filzige Masse auf und ist von demselben Typus wie die uralitische Hornblende in den Pseudomorphosen. Feinschuppiger Biotit ist wie der grösste Teil der Hornblende sekundär und wird oft mit der letzteren zusammen angetroffen. Biotitschuppen sind auch oft ringsum resorbierte Erzkörner angehäuft, von welchen sie offenbar ihr Eisen bei einer Metasomatose bekommen haben. Epidot ist ein nie fehlendes Mineral, das je nach dem Metamorphosengrad in grösserer oder kleinerer Menge vorkommt. Er ist meistens feinkörnig und hat oft einen Kern aus Orthit, der pleochroitische Höfe in danebenliegenden Biotitschuppen verursacht hat. Mit dem Epidot in den Plagioklaskörnern verglichen pflegt der Pleochroismus stärker und folglich der Eisengehalt höher zu sein. Akzessorisch findet man Titanomagnetit, der zum grossen Teil zerfressen und von einer Titanitkorona umgeben ist, ferner Titanit, Leukoxen, Apatit und mitunter Zirkon. Speziellen Metamorphosenbedingungen zufolge sind mehr lokal solche Minerale wie Granat, Sericit, Chlorit, Turmalin, Calcit, Mikroklin und Kies gebildet worden.

Auf der SE-Seite von Akkavare gibt es einen basischen Andesit reich

¹ D. MALMQVIST, Studien innerhalb der Epidotgruppe mit besonderer Rücksicht auf die manganhaltigen Glieder. B. G. I. U. XXII. 1930. p. 257.

² T. KROKSTRÖM, The Breven dolerite dike. B. G. I. U. XXIII 1932. p. 300.

an mineralgefüllten Blasenräumen, die einer besonderen Erwähnung wert sind. Der Hauptbestandteil der Ausfüllung besteht immer aus Quarz, der in einer peripheren Zone am reinsten zu sein pflegt. Calcit ist ein gewöhnlicher Bestandteil im inneren der Blasenräume und liegt dort wie grosse, einheitliche Individuen mit einigen mikropoikilitisch eingeschlossenen Quarzkörnern. Hornblende, Biotit, Epidot und Chlorit sind oft auch im Zentrum angehäuft. In einem Schliff sind die Blasenräume innerhalb einer peripheren Quarzzone von Alkalifeldspat ausgefüllt, der von feinen Hornblendefasern durchwoben ist. Wahrscheinlich ist der Feldspat ein Metamorphosenprodukt nach einem urprünglichen Zeolith.¹ Die faserige Horn-



Fig. 12. Andesit mit Blasenräumen, in welchen Hornblendebündeln eingewachsen sind. SE-Seite von Akkavare. 1 Nicol. Masstab 27: 1.

blende ist von demselben Typus wie die in der Grundmasse reichlich vorkommende. Sie strahlt oft über die Grenzen der Blasenräume hinaus und ist dem Blasenraumquarz gegenüber idiomorph. In einem Schliff sind die reichlich vorkommenden Blasenräume oft mittels eines unregelmässigen Systems von Erstarrungsrissen mit einander verbunden. Blasenräume und Risse sind gleichzeitig offen gewesen, bevor sie mit einer kristallinen Masse ausgefüllt wurden, denn ihre Füllungen fliessen vollständig in einander über und sind gleichzeitig kristallisiert. Die Wände der Blasenräume und der Risse sind durch einen schmalen Rand aus Titanit und Epidot scharf markiert. Die Bildung der Hornblendebündel und der anderen gefärbten Mi-

¹ Vgl. A. HARKER, *Metamorphism*, London 1932, p. 105.

nerale hängt mit der Metamorphose des Andesits zusammen. Fig. 12 zeigt einige Blasenräume mit der scharfen Titanit-Epidotbegrenzung und über die Grenzen hinausgewachsenen Hornblendebündeln.

Unter den Andesiten des Lavergebiets sind Blasenräume nur 1,5 km W von der N-Ende von Stor-Laver angetroffen worden. Sie sind hier rund und mit Quarz und im Zentrum mit Albit gefüllt. Hornblendenadeln schiessen oft von der Umgebung hinein oder liegen im Zentrum isoliert. Ursprünglich dürfte der Blasenraum mit Quarz und mit Zeolith als Letzt-kristallisation im Zentrum ausgefüllt gewesen sein. Der Zeolith ist dann bei einer Metamorphose in Albit übergegangen, und dann ist auch die Hornblende gebildet worden (vgl. oben erwähntes über die Blasenräume der Akkavareandesite).

In dem Andesit von Hällsel sind die Blasenräume teils nur mit Calcit, teils mit feinkörnigem Quarz, feinschuppigem Chlorit, etwas Biotit und bisweilen Calcit und Epidot ausgefüllt.

Der brecciierte, epidotreiche Andesit in Dabberget führt als Spaltenausfüllung Anorthoklas oder vielleicht Adular ($2 V_x$ etwa 45°) und eisenreichen Epidot in grossen Individuen (γ citronengelb, hohe Doppelbrechung).

Dazite.

In einer dichten, grauen Grundmasse liegen Einsprenglinge aus Plagioklas. Bisweilen und mehr einzeln findet man Perthit- und Quarzeinsprenglinge und Porphyroblasten aus Hornblende. Pseudomorphosen nach mafischen Mineralen sind häufig, so auch Fluidalstrukturen und Blasenräume.

Die Plagioklaseinsprenglinge sind im allgemeinen nur einige mm gross, aber bisweilen bis 6 mm. Sie sind nach M dick tafelförmig und oft etwas gerundet oder mit durch Resorption gekerbten Kanten. Sie dominieren immer unter den Einsprenglingen und können bis zum halben Volumen des Gesteins einnehmen. Ihr Zonarbau ist bisweilen sehr scharf mit Rekurrenz im Anorthitgehalt (z. B. N von L. Laver), aber in einigen Fällen ist er nur sehr schwach erkennbar. Der Plagioklas ist nach den Albit-, Periklin-, Karlsbader- und mitunter Bavenoergesetzen verzwillingt. Er ist immer ein wenig antiperthitisch. Mikroklin scheint den Plagioklas verdrängt zu haben und liegt jetzt als Flecke und Streifen in diesem eingelagert. Die grösseren Mikroklineinschlüsse sind schön gitterig und liegen ziemlich weit von einander. In einigen Fällen hat der Plagioklas poikilitische Einschlüsse aus tropfenförmigem Quarz. Als Umwandlungsprodukte trifft man oft Epidot und Sericit in reichlicher Menge. Eine Flammigkeit, die auf wechselnden Anorthitgehalt im Plagioklas deutet, ist bisweilen angetroffen worden und ist wahrscheinlich durch eine ungleichmässige Epidotumwandlung bedingt. Die nichtumwandelten Teile sind glasklar oder von einem feinen

Pigment etwas rotgefärbt. Der Anorthitgehalt der Plagioklaseinsprenglinge geht aus dem Diagramm Fig. 8 hervor.

Perthiteinsprenglinge sind nur selten angetroffen worden (SW und NW von Regnberget) und dann als kleine einzelne Individuen. Der Perthit kann auch eine Hülle ringsum den Plagioklas bilden.

Quarz kommt meistens auch als Einsprenglinge vor, aber in untergeordneter Menge. Sie sind undulös und stark korrodiert.

Pseudomorphosen nach mafischen Mineralen kommen in grossem Umfang vor, und man kann bis vier Typen in demselben Schliff finden. In verschiedenen Schliffen wechseln aber die Typen, und nur in einigen Fällen kann man wirklich ihren Ursprung bestimmen. Die Hornblendereste, die in einigen Pseudomorphosen eines gewissen Typus vorkommen beweisen, dass das Muttermineral hier Hornblende gewesen ist. Pseudomorphosen aus Epidot, Quarz und Biotit oder Chlorit mit ziemlich hohem Titanitgehalt sind wahrscheinlich nach Pyroxen gebildet.

Porphyroblasten aus Hornblende sind in zwei Schliffen angetroffen worden (N von Stor-Laver) und bestehen aus schmalen Nadeln oder Garben: α strohgelb $< \beta$ olivenbraun $> \gamma$ blaugrün; $c:\gamma$ etwa 18° ; optisch negativ.

Die Grundmasse ist im allgemeinen mikrogranitisch, aber neben dieser Struktur kommt oft mikrogranophyrische vor. Zuweilen findet man auch eine Andeutung pilotaxitischer Struktur. Die Minerale der Grundmasse sind: Plagioklas, Mikroklin, Quarz, Magnetit, Titanit, Apatit, Zirkon, Epidot, Biotit, Hornblende, Sericit, Chlorit, Haematit, Turmalin. — Der Plagioklas ist das dominierende Mineral. In den mikrogranitischen Partien ist die Korngrösse etwa 0,02 mm. Oft kommen grosse Partien beinahe ausschliesslich aus solchem Plagioklas vor. Er hat bedeutend niedrigeren Anorthitgehalt als die Einsprenglinge, was daraus hervorgeht, dass seine Lichtbrechung viel niedriger ist. Die mikrogranophyrischen Teile sind reicher an Quarz als die mikrogranitischen. Die pilotaxitische Struktur in einigen Schliffen (N von Lill-Laver und N von Stor-Laver) ist durch kleine Plagioklasleisten, die mehr oder weniger dicht liegen, verursacht. Eine Bestimmung des Anorthitgehalts in einer solchen Leiste ergab 23% An. Nach ROSENBUSCH-OSANN¹ ist der Plagioklas der Grundmasse in pyroxenhaltigen Daziten überwiegend leistenförmig, während er in pyroxenfreien Daziten isometrischer ist. Leistenförmigen Plagioklas gibt es nun in drei Schliffen und in diesen kommen auch Pseudomorphosen vor, die schon aus anderen Gründen nach Pyroxen gebildet zu sein scheinen. — Mikroklin kommt spärlich und nur auf einigen Lokalen vor. — Der Quarz ist bisweilen teilweise sekundär. — Der Magnetit ist meistens von Titanit begleitet und bildet ein Pigment.

¹ H. ROSENBUSCH und A. OSANN, Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart 1923. p. 397.

Unter sekundären Mineralen ist der Epidot vorherrschend. Er kommt bisweilen spärlich, aber in vielen Fällen in bedeutenden Mengen vor und ist dann oft schön radialstrahlig. Sein Eisengehalt ist, dem Pleochroismus nach zu schliessen, ziemlich hoch. — Der Biotit ist wie in den Andesiten oft an die Nähe von Magnetitkörnern gebunden, aber liegt ausserdem als Schüppchen mit α hell strohgelb $< \gamma$ hellbraun gleichmässig verteilt. — Sericit und Chlorit findet man nur selten. — Haematit ist in einem Schliff als kleine Tafeln reichlich eingestreut. — Turmalin ist spärlich als kleine Nadeln im Dazit von Storberget angetroffen worden.

Fluidalstrukturen findet man meistens im Zusammenhang mit Blasenräumen. Der Dazit im W-Abhang von Storberget hat kleine Blasenräume, die mehr oder weniger abgeplattet und ausgezogen sind. Die kleineren sind ausschliesslich mit Quarz ausgefüllt, der schwach von sehr feinverteiltem Erz und einigen äusserst feinen, kleinen Nadeln imprägniert ist. Die grösseren sind auch quarzgefüllt, aber reichlich mit Biotit, Epidot und Magnetit vermengt.

Saure Dazite.

Saure Dazite nehmen eine Zwischenstellung zwischen den Daziten und den Lipariten ein. Im Feld und in Handstücken sind sie von einander ziemlich verschieden. Der obere Teil von Storberget besteht aus einem rotgrauen, sauren Dazit, oft mit Lithophysen und Schlieren. Reiche Epidotisierung ist häufig und das Gestein ist an mehreren Stellen reich an eingeschmolzenen Bruchstücken. — Ein ähnlicher Typus liegt zwischen Dazit und jüngerem Andesit auf der S-Seite von Regnberget. Er ist infolge von grossem Epidotgehalt grün- und rotflammig und führt Quarzeinsprenglinge, welche in Storberget fehlen. — N von Stor-Laver ist das Gestein grau und ohne charakteristische Züge. — In Ottertjärnberget gibt es noch einen Typus. Dieser ist grau und reichlich mit Quarzeinsprenglingen und Epidot versehen.

Ein gemeinsamer Zug aller dieser sauren Dazite ist ihr hoher Epidotgehalt, zu welchem ich später zurückkommen will. Im Vergleich mit den Daziten ist der Anorthitgehalt der Plagioklaseinsprenglinge niedriger, während der Gehalt an Kalifeldspat und Quarz höher ist. Die Pseudomorphosen sind zum allergrössten Teil nach Biotit gebildet.

Der Plagioklas, der unter den Einsprenglingen dominiert, ist tafelförmig nach M mit dichter polysynthetischer Albitlamellierung, oft in Kombination mit Karlsbader- und Periklinzwillingen. Bestimmungen der Anorthitgehalte sind im Diagramm Fig. 8 zusammengeführt. Der anorthitreichere Plagioklas ist zonarggebaut, mit Rekurrenz des Anorthitgehalts. Verunreinigungen, teils aus einem rötlichen Pigment, teils aus Sericit, Biotit und Epidot oder Klinozoisit, kommen reichlich vor. Der Plagioklas ist in wechselndem Grad antiperthitisch. Oft sind die Mikroklinflecke in dem

Plagioklas nicht unter einander einheitlich orientiert. Man kann den Feldspat mit dem »Schachbrettalbit« BECKES vergleichen.¹ Dieser besteht doch aus Alkalifeldspat, zum Teil von Albit verdrängt. Der Albit ist hier, wie der Mikroklin in den Plagioklasen der sauren Dazite, ohne bestimmte Orientierung angelegt. — Bisweilen hat der Mikroklin den Plagioklas in grossen Zügen ersetzt. In Ottertjärnberget sind die Plagioklaseinsprenglinge oft zum grossen Teil epidotumwandelt. Der Epidot ist optisch negativ, hat niedrigen Pleochroismus und ist also auch relativ eisenarm. Er ist als grosse, einheitliche Individuen ausgebildet.

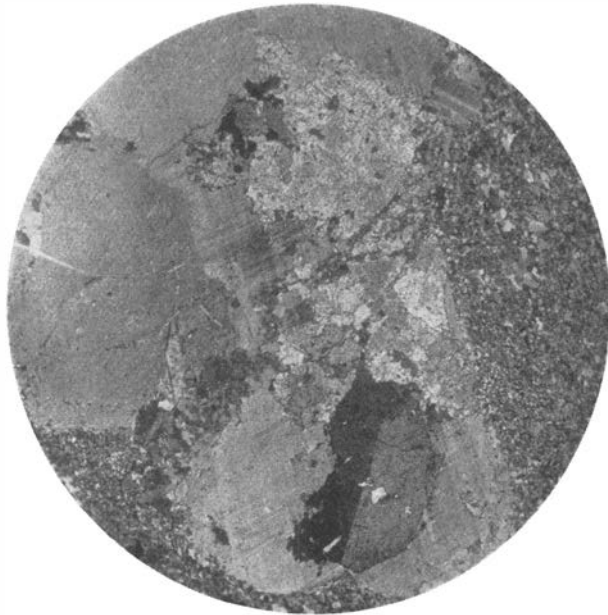


Fig. 13. Grosse verzwilligte Epidotindividuen in Mikroklineinsprenglingen eines sauren Dazits. S-Seite von Regnberget. Nicols+. Masstab 26:1.

Die Mikroklineinsprenglinge sind meistens perthitisch. Sie treten spärlicher und in kleineren Individuen als der Plagioklas auf. In Regnberget sind die Mikroklinkörner, die durch Resorption gerundet sind, oft von einer Perthithülle umgeben, die die Kristallform etwas komplettiert. In einem Fall hat der Mikroklin ringsum einen Kern aus Albit weiterkristallisiert. In einem Teil von diesen Mikroklinkörnern und in einigen Plagioklaskörnern liegen grosse, eingeschlossene Epidotindividuen, die bisweilen verzwilligt sind (siehe Fig. 13). Der Pleochroismus, α beinahe farblos < γ orangegelb, deutet auf hohen Eisengehalt. Als Einschlüsse in dem Epidot findet man immer in kleinerer oder grösserer Menge Magnetit, Quarz und Chlorit. Epidot von demselben Typus findet man auch in einer Art von quarz-

¹ F. BECKE, Physiogr. d. Gemengteile d. Kryst. Schiefer. Denkschr. d. k. Akad. Wiss. Math. Nat. Kl. Wien 1913. p. 124.

reichen, lithophysenartigen Nestern. Dieser Epidot kann kaum durch Umwandlung aus Plagioklas gebildet worden sein. Sein Vorkommen in den Mikroklinkörnern und sein hoher Eisengehalt spricht dagegen. Wahrscheinlich ist er ein Pneumatolyseprodukt, und so dürfte es sich auch mit dem Epidot der Lithophysen verhalten. Die Doppelbrechung des Epidots, mit BEREKS Kompensator gemessen, ist $\gamma - \alpha = 0,067$. Die Dispersion ist sehr stark, und darum ist die Doppelbrechungsbestimmung ein wenig unsicher. Die Dicke des Schnittes wurde durch Messung der Gangunterschiede in einem danebenliegenden Quarzkorn, der c-Achse parallel geschnitten, bestimmt. Dieser Epidot fällt ausserhalb des von MALMQVIST aufgestellten Diagramms¹, das sich bis 40 % $[\text{Fe}_2\text{O}_3]$ erstreckt. Eine Extrapolation gibt den Wert 58 % $[\text{Fe}_2\text{O}_3]$, der natürlich nur als approximativ betrachtet werden darf (vgl. p. 167). Der Gehalt des Epidots an Fe_2O_3 erreicht nach diesen Berechnungen etwa 25 %.

Die Quarzeinsprenglinge sind bipyramidal, ohne Prismen und stark unzulös. In Ottertjärnberget kommen sie reichlich vor und erreichen eine Grösse bis 4 mm. Sie enthalten tiefe Kavitäten und Hohlräume, die von Grundmasse ausgefüllt sind. Ihre Begrenzung ist nicht immer scharf, sondern man findet oft einen diffusen Übergang von Quarz zu Grundmasse (vgl. p. 188 u. 189). In Regnberget sind die Quarzkörner bisweilen verzwilligt. Ein Korn besteht aus einer Zusammenwachsung nach der Basis von zwei Bipyramiden mit einspringenden Winkeln zwischen den zwei Individuen. Andere bestehen aus mehreren ungleich orientierten Individuen, aber sind von derselben Kontur wie ein einheitlicher Kristall umgeben. Dieses Phänomen ist in den Lipariten näher untersucht worden und beruht auf einer Zermalmung und tektonische Regelung der verschiedenen Bruchstücke (siehe p. 190).

Unter den Pseudomorphosen sind die plattenförmigen, nach Biotit gebildeten besonders gut erkennbar und spielen die grösste Rolle. Daneben gibt es auch Pseudomorphosen nach Pyroxen und Titanomagnetit.

Porphyroblasten aus einzelnen kleinen Aktinolithnadeln sind in einem Schriff von dem N-Ufer von Stor-Laver angetroffen worden: $c : \gamma$ etwa 20° ; α schwach gelbgrün $< \beta$ schwach grün $\geq \gamma$ schwach blaugrün.

Die Grundmasse ist in all den untersuchten Schriffen mikrogranitisch, aber oft in Kombination mit einer anderen Struktur wie mikrogranophyrisch oder pilotaxitisch. Die mikrogranitische Grundmasse besteht aus Mikroklin oder Alkalifeldspat und Quarz. Spärlich liegende Albiteileiten geben ihr bisweilen ein pilotaxitisches Aussehen. Feldspat und Quarz sind die dominierenden Minerale. Ausserdem gibt es Biotit, Sericit, Epidot, Klinozoisit, Magnetit, Titanit, Apatit, Zirkon, Chlorit, Calcit, Turmalin und Orthit. —

¹ D. MALMQVIST, Studien innerhalb der Epidotgruppe... B. G. I. U. XXII. 1930. p. 257.

Fluidalstrukturen sind oft ausgeprägt und sind durch Schlieren mit wechselnder Korngrösse und wechselnden Mengen dunkler Minerale markiert.

Blasenräume findet man in den Gesteinen am N-Ufer von Stor-Laver und auf der NE-Seite von Storberget. Sie sind etwas abgeplattet, mit Quarz und kleinen Mengen gefärbter Minerale ausgefüllt. Im sauren Dazit vom ersten Lokal hat ein quarzgefüllter Blasenraum in der Mitte radialstrahligen Klinozoisit. Vielleicht ist dieser ein Umwandlungsprodukt nach einem Zeolith (Skolezit?).

Dazitische Keratophyre.

Der dazitische Keratophyr scheint ein Zwischenglied zwischen Dazit und Keratophyr zu bilden. Starker Umwandlung und Brecciiierung zufolge ist es schwierig eine richtige Auffassung vom ursprünglichen Charakter des Gesteins zu bekommen. Die Menge von Pseudomorphosen nach mafischen Mineralen ist grösser als bei den Keratophyren. Einige Plagioklaseinsprenglinge haben eine schwache Zonarstruktur, die bei den Keratophyren ganz fehlen. Andererseits scheinen sie nicht so hohen Anorthitgehalt wie die Dazite gehabt zu haben, weil sie in vielen Fällen keine Andeutung davon zeigen, dass Entkalkung stattgefunden hat.

Der Anorthitgehalt der Plagioklaseinsprenglinge variiert zwischen 0 und 8 %. Oft sind sie epidotisiert, aber ganz frische Partien können doch vorkommen. In Vinberget und Bollberget sind sie stark sericitumwandelt und auf dem letzten Lokal auch mit etwas Epidot, Chlorit, Turmalin und Orthit vermenget. Sie sind nach M tafelförmig, idiomorph oder etwas gerundet und sind bis 1 cm gross. Zwillingsbildung kommt nach den Albit-, Karlsbader- und Periklingesetzen vor. Spärliche Mikroklinlamellen sind in einem Schliff (E-Seite von Vinberget) und mikropoikilitisch eingeschlossene Quarzkörner in einem anderen (SE-Seite von Guosevare) angetroffen worden.

Einzelne Mikroklineinsprenglinge kommen im dazitischen Keratophyr S von St. Klockarberget und in Guosevare vor.

Quarz als einzelne, kleine, stark korrodierte Körner findet man im Gestein von St. Klockarberget und Guosevare.

Pseudomorphosen nach mafischen Einsprenglingen spielen eine grosse Rolle unter den Bestandteilen des Gesteins. Eine Hornblende ist ganz in Biotit umgewandelt, während Biotitplatten durch feinkörnigen Epidot und Biotitschuppen ersetzt worden sind. Epidot, Magnetit und bisweilen Hornblende, Biotit und Titanit bilden Pseudomorphosen nach Pyroxen (wahrscheinlich sowohl rhombischer wie monokliner).

Die Struktur der Grundmasse ist bald pilotaxitisch, bald mikrofelsitisch oder mikrogranophyrisch, und Übergangsformen kommen auch vor. Fluidalstrukturen sind zuweilen angetroffen worden. Wo die Metamorphose nicht zu weit gegangen ist, ist der Feldspat das dominierende Mineral in der

Grundmasse. Ein paar Leisten erwiesen sich aus reinem Albit zu bestehen. Kein anderer Feldspat ist sicher konstatiert worden. In der pilotaxitischen Grundmasse liegen die Albitleisten entweder dicht subparallel zusammengepackt, oder in einer äusserst feinkristallinen, hauptsächlich aus Feldspat bestehenden Masse eingebettet. Quarz kommt spärlich vor und ist zum Teil sekundär. Erz und Titanit findet man ziemlich reichlich als ein feines Pigment. Apatitnadeln gibt es immer, Zirkonkörner dagegen sind mehr selten. Unter den sekundären Mineralen ist der Epidot am reichlichsten repräsentiert, danach folgt Biotit, Sericit und Chlorit während Calcit, Hornblende und Turmalin zu gewissen Lokalen gebunden sind, aber da treten sie in relativ grosser Menge auf.

Wo Blasenräume vorkommen, sind sie hauptsächlich von Quarz ausgefüllt. In dem stark sericit-calcitumwandelten Gestein in Bollberget tritt neben dem Quarz auch Calcit und ein wenig Sericit in den Blasenräumen auf. In einem Schliff von der E-Seite von Vinberget haben kleine Quarzfüllungen im Zentrum einen hellen Glimmer (α sehr schwach gelb $< \gamma$ hell olivengrün). Dieser Glimmer unterscheidet sich bedeutend von dem braunen in der Grundmasse (α hellgelb $< \gamma$ sepiabraun).

Die meisten der mikroskopisch untersuchten dazitischen Keratophyre sind brecciiert. Sie sind von Quarz, Epidot, Chlorit und in Vinberget auch von Mikroklin und Biotit verkittet.

Zu den dazitischen Keratophyren gehört wahrscheinlich auch ein Gestein, das W von Suddesjaure angetroffen worden ist. Es ist doch so stark mechanisch und chemisch beansprucht, dass sein ursprünglicher Charakter ein wenig unsicher ist. Von einer Fülle von Einsprenglingen bleiben nur Pseudomorphosen mehrerer Typen übrig. Ein magnetitarmer Typus, der hauptsächlich aus Epidot und Sericit besteht, muss nach Plagioklas gebildet sein. Pseudomorphosen nach gefärbten Mineralen sind oft scharf idiomorph, und Konturen und Spaltrisse sind durch kompakte Magnetitränder markiert. Das Innere besteht aus feinkörnigem Feldspat und Quarz nebst kleineren Mengen Calcit, Limonit und Magnetitpigment. Die Grundmasse ist mikrofelsitisch oder pilotaxitisch (siehe Fig. 14) und besteht zum grössten Teil aus Albit. Ausserdem gibt es Quarz, Sericit, einen hellen Biotit, Chlorit, Epidot, Calcit, Titanit, Leukoxen, Erz, Turmalin und Zirkon. Die Breccien-spalten sind mit Calcit ausgefüllt, der oft tektonisch geregelt ist.

Intermediäre Keratophyre.

In Handstücken sind die intermediären Keratophyre grau und den Andesiten ziemlich ähnlich, aber zufolge niedrigem Gehalt an dunklen Mineralen machen sie einen härteren und frischeren Eindruck.

Als Einsprenglinge findet man nur Alkalifeldspat. Sie sind äquidimensional oder nach der c-Achse etwas ausgezogen, scharf idiomorph oder

ein wenig gerundet und sind bis 5 mm gross. Oft sind mehrere Individuen zusammengeballt. Bald dominiert Albitstruktur mit dichter Lamellierung, bald das Mikroklingitter, und beide Strukturen können in demselben Einsprengling vorkommen. Die Einsprenglinge, die eine ausgeprägte Albitstruktur haben, scheinen schärfer idiomorph als die übrigen zu sein. Eine schwache Perthitstruktur tritt bisweilen auch hervor. Die Einsprenglinge sind in wechselndem Grad mit Sericit, Epidot, Klinozoisit, Biotit, Titanit, Magnetit, Apatit, Zirkon, Calcit und einem feinen Staub vermengt. Bestimmungen des Anorthitgehalts der Albiteinsprenglinge in vier Schliffen ergaben 0—8 % An.

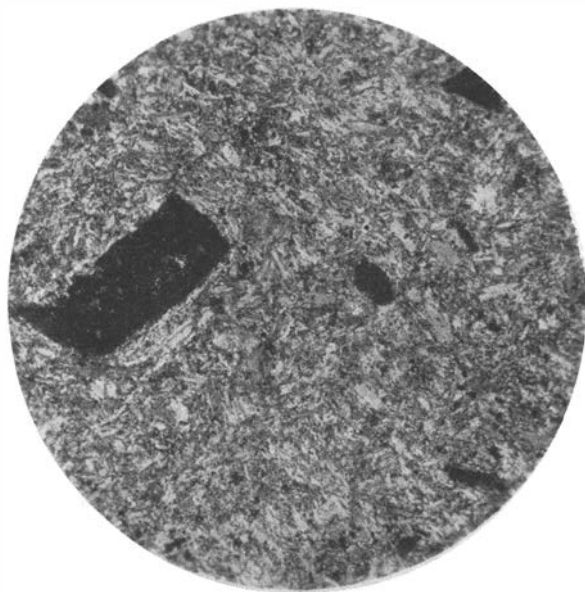


Fig. 14. Dazitischer Keratophyr mit pilotaxitischer Grundmasse und magnetitreichen Pseudomorphosen. W von Suddesjaure. Nicols +. Masstab 26:1.

Die Grundmasse ist pilotaxitisch ausser in Bredträskberget, wo sie mikrogranophyrartig und wenigstens im Bodenlager entglast ist. Der erste Typus besteht aus Leisten von Alkalifeldspat, die in einer mikropegmatitischen, quarzarmen Masse dicht liegen (siehe Fig. 15). Die Leisten, die den Hauptbestandteil der Grundmasse ausmachen und etwa 1 mm lang sind, haben unscharfe Konturen und sind bisweilen zwillingslamelliert. Magnetit, Titanit und Leukoxen bilden ein ziemlich dichtes Pigment. Apatit kommt als feine Prismen vor. Biotit, Sericit und Calcit, alle feinverteilt, sind sekundär. — Die mikrogranophyrische Grundmasse hat ungefähr dieselbe Zusammensetzung wie die pilotaxitische und der Quarz spielt auch hier eine ganz untergeordnete Rolle. Im Bodenlager besteht diese Grundmasse aus mm-grossen, einheitlich auslöschenden Feldern mit einem dichten, feinen

Pigment aus als Margarite geordneten Erzkörnern. Als kleine Einsprenglinge liegen Skelette aus Titanomagnetit in Titanit eingebettet, bisweilen mit Biotit und Epidot zusammen. Die beiden letzteren sekundären Minerale kommen auch in der Grundmasse feinverteilt vor.

Natronkeratophyr.

Der Natronkeratophyr ist hellrot mit einem Stich ins Violette. Er ist dicht und hat nur spärlich kleine Einsprenglinge von einer Grösse, die sich nicht erheblich von derjenigen der Grundmasse unterscheidet.



Fig. 15. Intermediärer Keratophyr mit pilotaxitischer Grundmasse. E-Seite von Nyträskberget. Nicols +. Masstab 27:1.

Die Grundmasse hat trachytische Struktur mit kurzen, in einer Masse aus demselben Material dicht liegenden Albitleisten (siehe Fig. 16). Die Leisten haben nur eine kleine Anzahl von Zwillingslamellen, sind dagegen oft nur einfach verzwillingt. Sie sind idiomorph, aber ihre Enden sind gewöhnlich etwas gekerbt. Eine Untersuchung des Anorthitgehalts ergab 6 % An. Der Albit dominiert vollständig im Gestein, und die übrigen Minerale nehmen höchstens 10 % des Volumens ein. Unter diesen ist ein feinkörniger Epidot, der gleichförmig verteilt ist und eine Korngrösse bis 0,05 mm erreicht, am meisten hervortretend. Sein Pleochroismus, α citronengelb, γ rosa, ist in verschiedenen Individuen ungleich und deutet auf hohen Mangangehalt. Wahrscheinlich ist es dieser Mangangehalt, der dem Ge-

stein seine eigenartige rotviolette Farbe verleiht. — Akzessorisch findet man weiter Sericitschüppchen, Erz, Titanit, Leukoxen und Apatit. Im Epidot gibt es bisweilen kleine rotbraune Kerne, die Orthit sein dürften.

Quarzkeratophyre.

Natronbetonter Quarzkeratophyr, der nur in Akkavare und Palja angetroffen worden ist, ist im Felde dem Andesit sehr ähnlich. Unter dem Mikroskop dagegen findet man, dass die beiden stark metamorphosierten



Fig. 16. Natronkeratophyr mit trachytischer Grundmasse. 1,2 km S von Hällsel. Nicols +. Masstab 100 : 1.

Gesteine doch verschiedenartig sind. Unter anderem spielt der Epidot eine geringere Rolle in dem Quarzkeratophyr.

Die idiomorphen Plagioklaseinsprenglinge sind mit Biotit untermengt und im ziemlich grossen Umfang durch Mikroklin verdrängt. Ihr Anorthitgehalt, in drei Schläffen gemessen, erwies sich 3—6 % An zu sein. Bei der Untersuchung auf dem Drehtisch nach EBERTS Methode wurden Zwillinge nach den Albit, Albit-Ala-B- und Periklingesetzen beobachtet.

Einsprenglinge aus Kalifeldspat spielen eine geringere Rolle.

Pseudomorphosen findet man von mehreren Typen. Einige bestehen aus achtkantigen Prismen, von Epidot und etwas Biotit sowie Apatit gefüllt. Andere sind hauptsächlich von Quarz ausgefüllt.

Die Struktur der Grundmasse ist zuunterst in der Decke mikroganophyrisch mit ziemlich stark begrenzten, einheitlich auslöschenden

Feldern ≤ 5 mm. In diesen liegen feine Feldspatleisten und bedeutende Mengen von feinschuppigem Biotit. Höher in der Decke ist die Grundmasse mehr pilotaxitisch. Biotitschuppen kommen auch hier reichlich vor (α schwach gelbbraun $< \gamma$ dunkelbraun). Als gewöhnliche Akzessorien gibt es Titanomagnetit, Titanit, Apatit und Zirkon.

Blasenräume und Kontraktionsrisse sind von Quarz ausgefüllt, in dem Zentrum oft mit Chlorit (α schwach gelb $< \gamma$ grünblau), zuweilen in Verbindung mit radialstrahligen Epidotaggregaten.

Die intermediären Quarzkeratophyre sind im Handstück grau oder graugrün und haben frische, rote Feldspateinsprenglinge, die mehr als 1 cm gross sein können.

Die Einsprenglinge bestehen aus Alkalifeldspat. In kleinen Mengen gibt es auch Pseudomorphosen nach mafischen Mineralen. Die Feldspateinsprenglinge sind äquidimensional, idiomorph oder der Resorption zufolge etwas gerundet. In vielen Fällen ist Rhombenform ausgeprägt. Sie liegen oft zusammengeballt. Wie in den intermediären Keratophyren ist bald Mikroklinstruktur, bald Albitstruktur vorherrschend. Die letztere ist doch etwas weniger gewöhnlich als die erstere. In einigen Schliffen liegt der albitstruierte Feldspat oft als ein Kern von einer Hülle mit Mikroklingitter umgeben, in anderen dagegen bildet der Albit die Hülle. Perthit- und Antiperthitstrukturen findet man auch oft. Bestimmungen des Albits in vier Schliffen, wo diese Einsprenglinge ziemlich gut ausgebildet sind, ergaben 0—10 % An. Die Albiteinsprenglinge sind nach den Albit-, Periklin-, Karlsbader-, Bavenoer- und Manebachergesetzen verzwillingt. Ein feines Pigment gibt dem Feldspat eine mehr oder weniger starke rote Farbe. Die Einsprenglinge sind meistens sehr frisch, aber sind in wechselndem Grad mit Erz, Calcit, Biotit und vor allem Sericit vermengt. Die Sericitschüppchen sind oft parallel geordnet. Bemerkenswert ist, dass die Sericitumwandlung immer die albitreichen Körner viel stärker als die mikroklinreichen trifft.

Hornblendeeinsprenglinge sind nur in Storkaxen und hier als einzelne, stark resorbierte Nadeln angetroffen worden. Der Pleochroismus ist: α strohgelb $< \beta$ hell olivengrün = γ blaugrün. $c : \gamma = 15^\circ$. Längs den am stärksten angefressenen Partien liegen Titanit und Biotit angehäuft. Die Hornblende ist etwas streifig und ist wahrscheinlich als ein uralitisches Produkt nach einer anderen primären Hornblende gebildet.

Einzelne Pseudomorphosen nach Biotit findet man in Schliffen aus den Lokalen: E-Seite von Myrberget, 1 km W von Myrberget und NE-Absturz von Högberget. Sie bestehen aus halb-mm grossen Platten, in den Schliffen des ersten Lokals von Magnetit und Piemontit, in den anderen von Magnetit, Biotit, Epidot und Quarz ausgefüllt.

Die Grundmassenstruktur wechselt und ist stark von dem etwas variierenden Quarzgehalt abhängig. Die Letztkristallisation hat nämlich eine

eutektische Zusammensetzung gehabt und als solche mikropegmatitische Struktur erhalten (siehe Fig. 17). Im Mikropegmatit liegen in wechselnden Mengen etwa 0.1 mm lange Feldspatleisten, meistens so reichlich, dass die Struktur pilotaxitisch wird (siehe Fig. 18). In einigen Fällen ist der Quarzgehalt sehr gering und die Feldspatleisten sind da von einer mikrofelsitischen, quarzarmen Masse verkittet. Die Leisten haben meistens ein Mikroklingitter, während Albitlamellierung sich hauptsächlich in den Schlif- fen mit den am besten ausgebildeten Albiteinsprenglingen geltend machen. In Storkaxen deuten bis 1,5 mm lange Erzmargarite darauf, dass die Grund-



Fig. 17. Intermediärer Quarzkeratophyr mit pilotaxitisch-mikropegmatitischer Grundmasse. NE-Absturz von Högberget. Nicols +. Masstab 100:1.

masse als Glas erstarrt ist und dann bei einer Entglasung eine mikropegmatitisch-sphärolithische Struktur entwickelt hat (siehe Fig. 19). Als Akzessorien findet man Erz, Titanit, Leukoxen, Apatit und Zirkon. Biotit tritt bisweilen sehr reichlich auf und ist zum Teil primär. In Guosevarats gibt es zwei Biotite. Der eine liegt als kleine Schuppen in der Grundmasse, hat den Pleochroismus: α strohgelb $< \gamma$ olivenbraun und ist wahrscheinlich primär. Der andere besteht aus divergentstrahligen Bündeln, α hell rostgelb $< \gamma$ dunkel olivenbraun; $c : \alpha$ etwa 2° ; $2V_\alpha$ klein; $\rho > v$. Dieser Biotit ist bisweilen in die Feldspateinsprenglinge hineingewachsen und ist oft ringsum diese angesammelt, besonders an ihren bei tektonischer Beanspruchung gebildeten Leeseiten. Der Biotit liegt meistens in schwach markierten, parallelen Strichen und scheint im Zusammenhang mit Bewegungen gebildet zu sein. Folgende Minerale kommen nur in einigen

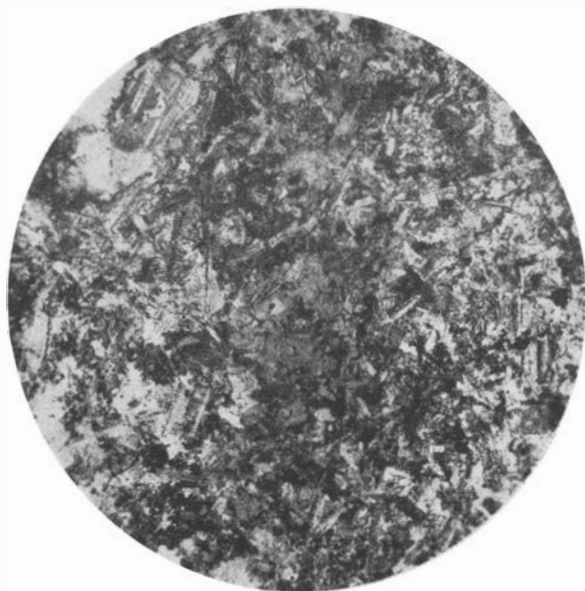


Fig. 18. Intermediärer Quarzkeratophyr mit pilotaxitischer Grundmasse. NE-Seite von Flakaberget. Nicols +. Masstab 27:1.



Fig. 19. Intermediärer Quarzkeratophyr mit Erzmargariten in einer mikropegmatitisch-mikrosphärolithischen Grundmasse. W-Seite von Storkaxen. Nicols +. Masstab 90:1.

Schliffen vor: Epidot mit oder ohne Orthitkern, Manganepidot, Sericit, Chlorit, Fluorit, Turmalin und Calcit.

Blasenräume gibt es nur im Gestein von der E-Seite von Myrberget. Sie sind mit Quarz, Erz und Manganepidot ausgefüllt. Der Manganepidot, der auch in der Grundmasse vorkommt, sitzt oft als ein Kranz ringsum einige korrodierte Erzkörner. Sicher hat der Epidot seinen Mangan Gehalt gerade aus diesem Erz erhalten. Der Pleochroismus des Manganepidots ist stark: α scharf gelb $> \beta$ schwach rosa $< \gamma$ karminrot.

Liparite.

Das Aussehen der Liparite ist im Feld betreffs Struktur und Farbe sehr wechselnd. Auf den kahlen, durch Insolation abgeblättern und vom Wind blank polierten Liparitaufschlüssen auf Gipfeln wie Akkavare und Palja treten eine Menge von Strukturen ausserordentlich schön hervor, und auch in anderen Aufschlüssen kann man sie deutlich beobachten. Vor allem in den unteren Teilen der Lavadecken, vom Bodenkontakt und einige 10 m nach oben, sind oft Fluidalstrukturen sehr ausgeprägt. Besonders markant sind sie, wo verschiedenfarbige Schlieren mit einander wechseln. Stellenweise, wie z. B. in Akkavare, sind Schlieren aus einem unterlagernden Tuff in dem Liparit eingeknetet; sie verursachen, wie es auch bei ausgepressten Keratophyrbruchstücken der Fall ist, scharfe Farbengegensätze. Vielerorts liegen dicht in dem Liparit kleine Quarzschlieren, und ringsum Einsprenglinge sieht man sogar mit blossen Auge schöne Turbulenzphänomene. Diese Quarzschlieren verleihen den Lipariten in der Gegend N von Hällsel, in Hemberget (siehe Fig. 20), in Kaddevare und in den W-Teilen des Lavergebiets ihr besonderes Gepräge. Die Quarzschlieren bilden die Restkristallisation der Lava, wie ich unten zeigen will.

Die Einsprenglinge bestehen aus Quarz und Feldspat. Ihre Grösse und Menge ist sehr wechselnd, und bisweilen fehlen sie ganz. In der Regel sind sie am Boden der Lavadecken kleiner an Grösse und Anzahl als höher hinauf (siehe p. 141).

Die Farben der Liparite sind sehr wechselreich. Am gewöhnlichsten sind rotgraue Farben, die jedoch in ziegelrot, wie in Suddesvare und Åträskfluren, oder braunrot, wie in Akkavare und Palja; oder gelbrot, wie in Skyberget, übergehen können. Blaugraue Farbe ist seltener, aber kommt z. B. in einem natronbetonten Liparit von Suddesvare vor. Schwarzen Liparit findet man in Bölonåive und S. Palja. Weisse oder sehr helle Farben gibt es in Sulfidierungsgebieten, und sie sind durch Bleichen entstanden. Starke Epidotisierung hat den Liparit in Harrejaurliden grünflammig gemacht.

Lithophysen trifft man oft, und sie können auf vielerlei Art ausgebildet sein. Sie können mehrere dm in Diameter sein und haben bisweilen so grosse Hohlräume im Zentrum, dass man in diese die Hand einstecken kann

(N von Skyberget, Vinberget). Die Wände der Hohlräume sind oft mit Quarzdrusen bekleidet. In fluidalstruierten Lipariten sind die Lithophysen meistens gepresst (z. B. in Akkavare und Palja). Bald liegen sie dicht zusammengepackt (Suddesvare, Regnberget), bald ziemlich vereinzelt. Auf einer mässig verwitterten Fläche tritt ihr Zonarbau schon dem blossen Auge sehr schön hervor. Die Lithophysen scheinen an die obersten und die untersten Teile der Lavadecken gebunden zu sein, während sie in den Zwischenteilen seltener sind. Nähere Beschreibung der Lithophysen folgt später (p. 199).



Fig. 20. Liparit mit ausgeprägter Fluidalstruktur. E-Seite von Hemberget. Masstab 1 : 2.

Der Charakter der mikroskopisch untersuchten Liparite variiert innerhalb ziemlich weiter Grenzen. Wenn man die Liparite in mehrere Gruppen einteilen wollte, sollte diese Einteilung auf das Verhältnis $\text{Na}_2 : \text{K}_2\text{O}$ begründet werden. Mikroskopische Bestimmungen von Alkalifeldspäten werden ja nur approximativ. Über das Alkaliverhältnis der Einsprenglinge kann man jedoch durch Studium ihrer Struktur und der Mengenverhältnisse in den verschiedenen Typen eine ziemlich richtige Vorstellung bekommen. Dann bleibt aber die Grundmasse, und da sie meistens sehr feinkörnig ist, kann ihr Feldspat selten bestimmt werden. Die grobe Einteilung der Liparite in stark kalibetonten, kalibetonten, intermediären und natronbetonten, die ich im folgenden bisweilen benutze, ist hauptsächlich auf Schätzungen von dem Alkaliverhältnis der Einsprenglinge begründet, und dies dürfte in der Tat ziemlich nahe demjenigen des ganzen Gesteins liegen.

Eine Statistik des Vorkommens von Quarzeinsprenglingen gibt ein gewisses Mass der Azidität der Liparite. Man findet, dass Quarzkörner in den kalibetonten Lipariten am gewöhnlichsten sind, während sie in einem beträchtlichen Teil der untersuchten Schliffe von intermediären und besonders natronbetonten ganz fehlen (siehe Tabelle unten). Aus diesem Verhältnis kann man schliessen, dass die Azidität der Liparite bei der Verschiebung der Alkalinität von natronbetont bis kalibetont durchschnittlich zunimmt.

Liparite	% Schliffe mit Quarzeinsprenglingen	Anzahl der untersuchten Schliffe
Kalibetonte	69	42
Intermediäre	39	31
Natronbetonte	33	9

Man könnte sich auch eine Einteilung der Liparite nach Grundmassenstrukturen denken, aber eine solche Einteilung würde von geringem Wert sein, da diese meist ein Mass von Abkühlungsgeschwindigkeit, Gehalt an flüchtigen Bestandteilen u. ä. geben würde. Um Wiederholungen zu vermeiden, will ich die ganze Liparitgruppe gleichzeitig behandeln, welchem Typus die Glieder ihren Alkaliverhältnissen oder Strukturen zufolge auch angehören.

Feldspäte spielen in der Regel unter den Einsprenglingen die grösste Rolle. Ihre Grösse variiert vom Bruchteil eines mm:s bis 10 mm. Im allgemeinen ist diese doch etwa 1—2 mm. Es gibt eine ganze Reihe Feldspäte von Albit über Antiperthit und Perthit bis Mikroklin. Niemals kommt ein Typus ausschliesslich vor, aber oft dominiert ein solcher vollständig über die anderen. In den kalibetonten Lipariten ist der Mikroklin vorherrschend, meistens mit einem feinen und gut ausgebildeten Gitter und nach dem Karlsbader-, bisweilen Bavenoer- und selten Manebachergesetz verzwillingt. Die Einsprenglinge sind idiomorph oder durch Resorption etwas gerundet, nach M schwach tafelförmig oder nach der a-Achse ausgezogen. Oft sind mehrere Körner unregelmässig zusammengeballt. Zunehmender Na_2O -Gehalt verursacht Inhomogenitäten im Mikroklin, die vor allem als ungleichmässige Auslöschung hervortreten. Bei höheren Gehalten hat eine Entmischung stattgefunden, wobei der Albit in der Form mehr oder weniger dicht liegender Perthitschnüre ausgeschieden worden ist. Diese Phänomene kann man in gewissen Fällen in einem und demselben Einsprengling studieren (z. B. in einem kalibetonten Liparit von Regnberget). Der Na_2O -Gehalt nimmt vom Zentrum nach aussen zu und zugleich ändert sich die Auslöschungsschiefe. Gegen die Peripherie treten dann Albitlamellen, zuerst dünn und weiter auswärts immer reichlicher auf. — Die Orientierung der Perthitschnüre ist oft ziemlich unregelmässig. Bald folgen sie gewissen Kristallflächen wie (001), (100) und dem rhombischen Schnitt, bald liegt der Albit in der Nähe von gewundenen Rissen konzentriert. In

einem Schliff eines kalibetonten Liparits von dem Berg E von Suddesjaure kann man bei stärkerer Vergrößerung neben den deutlichen Schnüren eine äusserst feine Streifung beobachten, die den gröberen Schnüren parallel läuft und wie diese gegen den Mikroklin durch eine Differenz in der Lichtbrechung hervortritt. Diese feine Streifen bestehen sicher auch aus Albit.

Ein schönes Beispiel von dem Kampf des Albites und Mikroklin um den Herrschaft sieht man in einem Schliff vom kalibetonten Liparit 2 km NNE von Regnberget. Die Albiteinsprenglinge, die kleine Einschlüsse aus

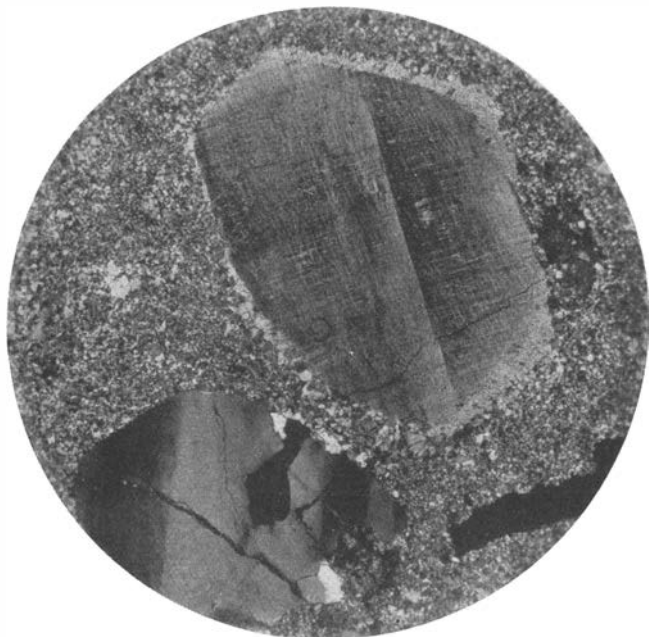


Fig. 21. Mikroklinperthiteinsprengling mit Antiperthithülle in kalibetontem Liparit. Berg 2 km NNE von Regnberget. Nicols +. Masstab 26: 1.

Mikroklinresten führen, haben gerundete Formen. Auf diesen gerundeten Albiten ist eine Hülle mit eigentümlicher, mikrogranophyrartiger Struktur auskristallisiert worden. Diese Hülle besteht aus einem Antiperthit mit sehr dicht liegenden Schnüren und mit einer quantitativ nur wenig überwiegenden Albitkomponente. Die Antiperthithülle hat treu dieselbe Zwillingslamellierung wie der Kern beibehalten. — Die Mikroklinperthiteinsprenglinge, die spärlich kleine, feine Perthitschnüre enthalten, sind auch gerundet (Fig. 21). Um diese sind wie um die Albitkörner Antiperthithüllen auskristallisiert, und die Hülle komplettiert in einer sehr schönen Weise die durch Korrosion verlorene Kristallform. Der Verlauf bei der Kristallisation der Einsprenglinge ist etwa der folgende gewesen: kalireicher Feldspat ist früh ausgeschieden, aber später zum grossen Teil resorbiert worden, wahrscheinlich dadurch, dass die K_2O -Konzentration der Lösung im Zusammenhang

mit der Kristallisation von Biotit gesunken ist. Die Reste des Kalifeldspats haben dann in gewissen Fällen einen Kern des auskristallisierenden Albits gebildet. Durch die fortgesetzte Kristallisation des Albits hat sich die Kalikonzentration erhöht, und eine Hülle aus ungefähr gleichen Teilen Kali- und Natronfeldspat ist dann ringsum sowohl Albit- als Mikroklineinsprenglinge abgesetzt worden.

Ein Typus von Feldspateinsprenglingen besteht aus ungefähr gleichen Teilen Kali- und Natronfeldspat, oder mit einem kleinen Übergewicht der einen Komponente. Sie haben eine sehr unruhige Struktur und sind am besten als »Schachbrettalbit« zu charakterisieren¹. Einige haben ein fleckiges und flammiges Aussehen und stimmen nahe mit dem von GAVELIN beschriebenen Natronkalifeldspat der Orthophyre von Småland² überein. Es gibt auch Albitindividuen, die nur dünn mikropoikilitisch eingestreuten, unregelmässig orientierten Mikroklin enthalten. Das Entsprechende gilt von gewissen Mikroklineinsprenglingen.

Die Albiteinsprenglinge sind oft scharf idiomorph, nach M tafelförmig und haben dichte polysynthetische Lamellierung nach dem Albitgesetz, oft in Kombination mit Zwillingen nach den Periklin-, Karlsbader- und bisweilen Manebachergesetzen. Bestimmungen von dem Anorthitgehalt des Albits in 68 Schliffen zeigten, dass dieser niedrig ist. In $\frac{2}{3}$ der Proben wurde der Anorthitgehalt zu 0—5 % und in $\frac{1}{3}$ zu 6—11 % An festgestellt. — Zonarstruktur ist niemals angetroffen worden. Antiperthitischer Albit kommt in viel kleinerem Umfang als Mikroklinperthit vor, kann aber doch mit scharf gegitterten Mikroklin schnüren schön ausgebildet sein. Wie der Albit bisweilen Kerne in Mikroklin bildet, so können auch Mikroklinindividuen in Albiteinsprenglingen eingeschlossen sein.

In einigen Lipariten, wie z. B. denjenigen von Kaddevare, sind die Alkalifeldspäte offenbar noch nicht durch Entmischung zersetzt worden. Mikroklin- und Albitstrukturen sind nämlich in diesen selten ausgeprägt, sondern man sieht allerlei Zwischenformen mit sehr kleiner Differenz der Lichtbrechung.

Die Feldspateinsprenglinge sind mehr oder weniger stark von einem feinen Staub pigmentiert, der ihnen eine rote Farbe verleiht. Im allgemeinen sind die kalireichen Feldspäte etwas stärker als die natronreichen pigmentiert. Der bei Entmischung ausgeschiedene Feldspat, der Perthit- und Antiperthitschnüre und Flecke im »Schachbrettalbit« bildet, unterscheidet sich scharf von dem bestäubten Muttermineral dadurch, dass er vollkommen glasklar und farblos ist. Oft sind die Einsprenglinge zerbrochen, und dann kommt es vor, dass der Albit längs den Rissen von Kalifeldspat

¹ F. BECKE, Physiogr. d. Gemengteile d. Kryst. Schiefer. Denkschr. d. k. Akad. Wiss. Math. Nat. Kl. Wien 1913. p. 124.

² A. GAVELIN, Ett nytt postarkäiskt eruptivområde i norra Småland. S. G. U. Ser. C. N:o 241.

verdrängt ist, der von aussen zugeführt worden ist. Ausser dem feinen Erzpigment findet man auch in wechselnden Mengen Quarz, Apatit, Erz, Sericit, Biotit, Klinozoisit, Epidot, Prehnit, Calcit und Turmalin. Der Albit pflegt stärker als der Mikroklin sericitisiert zu sein. In den kalireicheren Feldspäten ist der Quarz ein gewöhnlicher Bestandteil und kann in so bedeutender Menge auftreten, dass die Einsprenglinge schriftgranitähnlich werden. Der Quarz liegt als kleine unregelmässige Schlieren oder Gänge, die oft gegen einen Spaltriss scharf abgegrenzt sind und aus einem oder mehreren Quarzindividuen bestehen. In vielen Fällen bestehen die Ein-

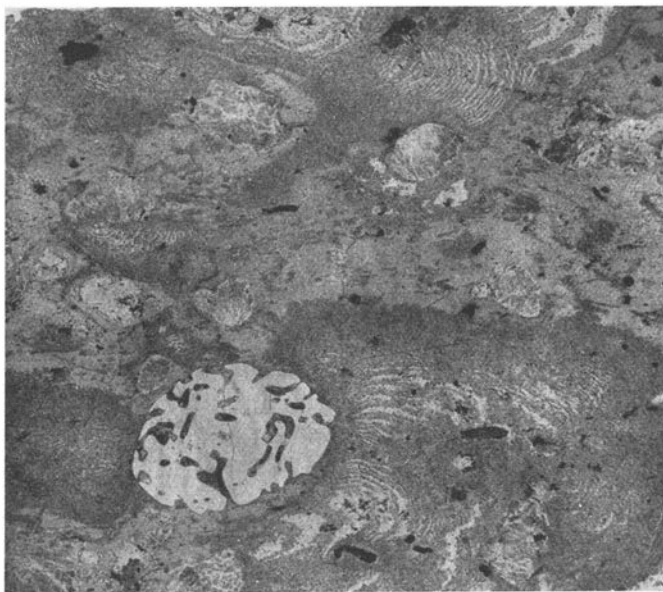


Fig. 22. Lithophysen und Quarzeinsprenglinge mit wurmlochähnlichen Gängen in kalibetontem Liparit. E-Seite von Palja. 1 Nicol. Masstab 5:1.

schlüsse aus einer mikrogranophyrischen Quarz-Feldspatmasse. Ich komme zu diesen Einschlüssen im Zusammenhang mit der entsprechenden Erscheinung des Quarzes zurück.

Quarzeinsprenglinge findet man in etwas mehr als der Hälfte der untersuchten Liparitschliffe. In der Regel kommt Quarz in etwas geringerer Menge als Feldspat vor, aber bisweilen kann er auch dominieren. Seine Korngrösse ist innerhalb desselben Präparats bedeutend einheitlicher, aber gewöhnlich etwas geringer als die der Feldspäte. Scharf idiomorphe Kristalle sind sehr selten, aber die Kristallform kann meistens auch in dem am häufigsten vorkommenden gerundeten Typus erkannt werden. Gut ausgebildete Bipyramiden sind mit kurzen Prismen kombiniert, die doch häufig ganz fehlen. Zwillingsbildung spielt eine kleine Rolle, aber in einigen Schliffen findet man eine solche nach der Hauptachse. Die beiden Indi-

viduen liegen entweder Seite an Seite mit einspringenden Winkeln zwischen den Rhomboedern, oder über einander mit einspringenden Winkeln auf den Prismaflächen. In einigen anderen Schlifften gibt es Zwillinge nach dem Japanergesetz mit einem Winkel von 83° zwischen den Hauptachsen.

Die Quarzeinsprenglinge enthalten sehr oft tiefe, sackförmige Kavitäten, wurmlochähnliche Gänge und negative Rhomboeder (siehe Fig. 22). Die Begrenzungslinien der Höhlungen haben oft Orientierung nach Rhomboederflächen angenommen. Die Ausfüllung der Hohlräume pflegt mikrogranophyrisch oder mikrosphärolithisch zu sein, und der Quarz des Einsprenglings fingert oft mit langen, feinen Zipfeln in diese Masse hinein.

HOLMQUIST hat die sogenannten Korrosionsformen der Quarzeinsprenglinge eingehend studiert und betont, dass sie zum allergrössten Teil nicht durch magmatische Korrosion gebildet sind.¹ Er schreibt: »Es erscheint einfacher anzunehmen, dass alle diese Bildungen von wirklichen Einschlüssen herrühren, und dass also die Porphy Quarze nicht in reinem Zustande, sondern zusammen mit anderen Magmasubstanzen und besonders mit Feldspat sich ausgeschieden haben. Eine entsprechende Erklärung muss dann auch für die sog. Korrosionsbildungen anderer Einsprenglinge, z. B. von Feldspat, versucht werden. Die wurmlochähnlichen Bildungen im Porphy Quarz, die meistens, aber vielleicht nicht immer, mit der Oberfläche in Verbindung stehen, können möglicherweise Überreste einer früheren mikropegmatitischen oder mikropoikilitischen Struktur, die beim Fortgang der porphyrischen Kristallisation wieder zerstört worden ist, darstellen. Es ist zu bemerken, dass die Einsprenglinge der Porphyre sowie die Hauptminerale der Tiefengesteine sehr reich an Einschlüssen sind. Der Quarz zeigt sich unter gewöhnlichen Umständen als eine Ausnahme von dieser Regel. Dass aber Quarz-Feldspatmischungen sich in einem frühen Stadium der magmatischen Kristallisation ausscheiden können, zeigt ausser der Beobachtung von J. S. FLETT das häufige Vorkommen von Quarzeinschlüssen in den porphyrischen Feldspäten und den Granitfeldspäten sowie der Umstand, dass das Pegmatitmagma bei normalem Verlauf der Kristallisation zuerst Schriftgranit auszuscheiden scheint.«

In den kalireicheren Feldspateinsprenglingen ist mikropoikilitischer Quarz sehr gewöhnlich und oft gegen den Feldspat scharf abgegrenzt. Mikrogranophyrische Einschlüsse sind weniger verbreitet. Die Einschlüsse der Quarzeinsprenglinge bestehen aus feinen Zusammenwachsungen von Quarz und Feldspat, wozu bisweilen ein Erzpigment kommt. Reine Feldspatindividuen gibt es niemals, aber es lässt sich sehr wohl denken, dass solche ursprünglich in den Quarz eingeschlossen worden sind, aber dass sie dann umkristallisiert und mit angrenzendem Quarz zusammen eine Masse mit Implikationsstruktur gebildet haben. Hierbei können die gerundeten Formen ausgefüllter Hohlräume entstanden sein.

¹ P. J. HOLMQUIST, Zur Morphologie der Gesteinsquarze. G. F. F. 37. 1915, p. 687.

In den fluidalstruierten Lipariten müssen die Einsprenglinge sehr starken mechanischen Beanspruchungen ausgesetzt gewesen sein. Wären die Quarzkörner skelettartig gewesen, hätten sie schwerlich an dem Auswalzen der Lava teilnehmen können ohne zermalmt zu werden.¹ Da nun auch die am meisten von Löchern und Gängen durchsetzten Quarzkörner in stark fluidalstruierten Lipariten unzermalmt sind, spricht auch dies dafür, dass die Höhlungen schon bei der Extrusion der Lava von fester Substanz (Feldspat) ausgefüllt waren.

In vielen Fällen ist der Übergang von Quarz zu Grundmasse diffus, oder liegen die Quarzindividuen von einer mikrogranophyrischen Korona umgeben.

Durch die mechanische Beanspruchung, welcher die Liparite ausgesetzt gewesen sind, sind auch die Quarzeinsprenglinge verändert worden. Undulöse Auslöschung fehlt fast niemals. Die einheitlich auslöschenden, langgestreckten Zipfel liegen immer γ' subparallel. Oft ist der Quarz optisch zweiachsig, und der Achsenwinkel ($2 V_\gamma$) kann bis 20° erreichen.

In dem roten, stark kalibetonten Liparit von Kaddevare, in dem überlagernden Kristalltuff und in einem nahe liegenden Liparitgang haben die gut ausgebildeten Quarzeinsprenglinge eine schwache, feine Streifung. Diese wurde in vier Individuen auf dem Drehtisch untersucht. Die Streifen sind nicht streng parallel sondern dünn spul- oder leistenförmig, und ihre Breite ist $\leq 0,02$ mm. Oft sind sie von schwach markierten Spaltrissen begrenzt. Der Winkel zwischen den Streifen und der Hauptachse des Quarzes wurde in den vier Einsprenglingen zu 64° , 65° , 66° , 69° resp. bestimmt. Zufolge der undulösen Auslöschung und den nicht immer besonders scharfen Konturen der Lamellen müssen die Werte als ziemlich approximativ betrachtet werden. Die Lamellen dürften aber einer Rhomboederfläche, nämlich $(10\bar{1}3)$, parallel liegen, die einen Winkel von $67^\circ 3'$ mit der c-Achse bildet. In den Quarzkörnern des Kristalltuffs findet man auch Streifen der Basis und der c-Achse parallel. Die Auslöschungsschiefe der Lamellen unterscheidet sich im allgemeinen 2° — 4° von der des umgebenden Quarzes. Keine Differenz der Doppelbrechung oder Lichtbrechung ist sichtbar, aber bisweilen sind die Streifen von einem äusserst feinen Pigment schwach gefärbt. Die Streifen sind an den Grenzen der Undulationsstengel unterbrochen und bilden innerhalb eines jeden solchen Stengels denselben Winkel gegen die Hauptachse des Quarzes. Man hat den Eindruck, dass die feine Streifung älter als die Undulosität ist.

In der Literatur findet man eine ganze Reihe Angaben über diese von BECKE benannte »BÖHMSche Streifung«. Mehrere Theorien von ihrer Entstehung sind vorgelegt worden, aber jetzt wird allgemein angenommen,

¹ Skelettartige Quarzeinsprenglinge hat WAKAR in Sibirischen Ganglipariten angetroffen. — W. A. WAKAR, Gangliparite und -Obsidiane aus dem Kolymischen Gebiete. Tscherm. Mitt. 1934. p. 7.

dass sie durch mechanische Beanspruchung entstanden ist.¹ Neulich hat WENK die Quarzlamellen in Myloniten des Silvrettakristallins eingehend untersucht.² Er fand an den Quarzen feine Streifen, die bei zunehmender Beanspruchung in Gleitflächen übergingen. Er konnte auch feststellen, dass bei mechanisch erzwungenem Kornfliessen verschiedene Gitterebenen gleichzeitig als Gleitflächen in Funktion treten.

Ausser in den Kaddevaregesteinen ist die BÖHMISCHE Streifung nicht in schwächer tektonisierten Gesteinen des Arvidsjaurgebiets angetroffen

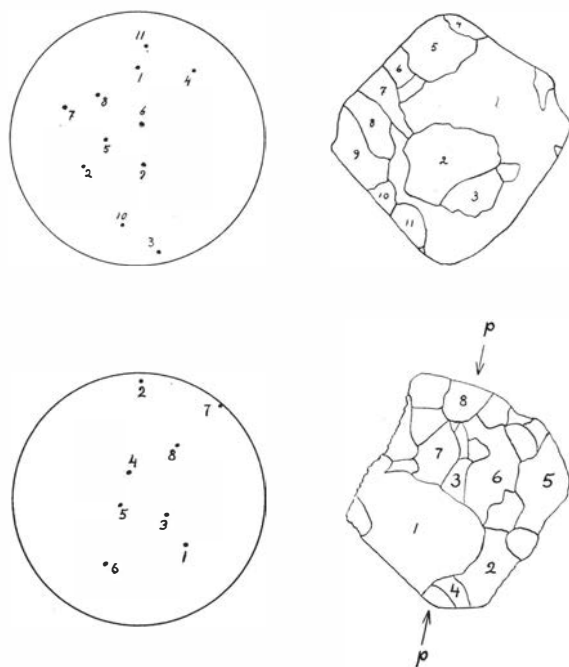


Fig. 23. Zwei zerdrückte und geregelte Quarzeinsprenglinge in Liparit, zuoberst vom Berg 2 km NE von Regnberget, Masstab 40: 1, und zuunterst von der N-Seite von Åtråskfluren, Masstab 60: 1. Links stereographische Projektionen von den Hauptachsen der verschiedenen Teile der Einsprenglinge. Die Quarzteile (rechts) und deren Achsen (links) haben dieselben Numerierung. $p-p$ ist die Druckrichtung.

worden. Dagegen findet man gestreifte Quarzeinsprenglinge in Lipariten, wo man eine deutliche Pressung mit blossen Auge sieht, z. B. in den Gesteinen von der N-Seite von Åtråskfluren und 1,5 km NE von Regnberget.

An den letztgenannten Lokalen sind die Quarzeinsprenglinge oft aus einer Menge Individuen zusammengesetzt, und das Ganze hat einen Umriss,

¹ Vgl. FISCHER, Centralbl. f. Min. 1925. p. 210 und STORZ, Tscherm. Mitt. 1928. p. 220.

² E. WENK, Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. Schweiz. Min. Petr. Mitt. XIV, 1934. p. 243.

der mit den Umrissen von Quarzeinsprenglingen übereinstimmt oder diesen sehr ähnlich ist. Von Blasenräumen unterscheiden sich diese zusammengesetzten Einsprenglinge durch ihre scharfe Kristallumrisse und den Mangel an eingeschlossenen Mineralen. — Einige solche Einsprenglinge wurden auf dem Drehtisch untersucht, wobei die Lage von den optischen Achsen der Quarzpartikel bestimmt und auf ein stereographisches Netz projiziert wurden. Fig. 23 zeigt teils den Bau der Quarzeinsprenglinge, wie er in Schliffen hervortritt, teils die Richtungen der optischen Achsen in den verschiedenen Quarzfeldern. Aus den Projektionen geht hervor, dass die Hauptachsen der Quarzpartikel sich alle einer gemeinsamen Zone nähern. In mechanisch deformierten Gesteinen haben ja die Quarzkörner eine mehr oder weniger bestimmte Orientierung oder Regelung bekommen.¹ Zusammengesetzte Quarzeinsprenglinge sind in den untersuchten Lipariten nur da angetroffen worden, wo das Gestein brecciiert ist. Bei der Zertrümmerung müssen auch die Quarzeinsprenglinge zerbrochen worden sein. Unter Stressverhältnissen sind die Quarzpartikel geregelt worden und haben ihre gegenwärtige Orientierung bekommen, bei welcher die Quarzachsen sich einer Ebene der Druckrichtung parallel nähern.

Biotiteinsprenglinge sind nur in zwei Präparaten beibehalten (SW-Ufer von Gråträsket und W-Gipfel von Bredträskberget), aber Pseudomorphosen zeugen davon, dass sie eine ziemlich grosse Verbreitung, obgleich in geringen Mengen, gehabt haben. Der Biotit besteht aus mm-grossen, stark resorbierten Platten mit starkem Pleochroismus, α hellgelb $< \gamma$ dunkelbraun. Eingesprengte Zirkonkörner haben pleochroitische Höfe verursacht.

Als Einsprenglinge können auch Titanomagnetitkristalle gerechnet werden, die gewöhnlich von Titanit angefressen und umgeben sind. Sie sind im allgemeinen klein und kommen nur spärlich vor. Kieskristalle findet man bisweilen auch.

Pseudomorphosen spielen unter den Bestandteilen der Liparite eine unbedeutende Rolle, aber sind von verschiedenen Typen. Am gewöhnlichsten sind die Biotitpseudomorphosen. Sie sind durch ihre Tafelform, deren Sechsseitigkeit bisweilen sichtbar ist, leicht erkennbar und bestehen aus einer feinkristallinen Masse von Biotit, Titanit mit Leukoxen, Magnetit, Quarz und bisweilen Epidot, Albit, Sericit. — Titanomagnetitkörner sind mehr oder weniger stark umgewandelt und bestehen meistens aus einem Magnetitskelett, oft als ein regelmässiges Gitter mit dreieckigen, von Titanit und Leukoxen ausgefüllten Löchern. In ein paar Fällen ist die Umwandlung zu Chlorit und Limonit fortgeschritten, aber hier dürfte doch der Titanitgehalt von Anfang an bedeutend niedriger gewesen sein. — Der Rest der Pseudomorphosen ist in der Ausbildung mehr variabel und hat unregelmässige Konturen oder nur eine Andeutung einer Kristallform. Sie bestehen hauptsächlich aus feinschuppigem Biotit. Hierzu kommt Magne-

¹ B. SANDER. Gefügekunde der Gesteine. Wien 1930.

tit, Titanit, Sericit und bisweilen Epidot, Quarz und Chlorit. Sie dürften aus einer stark resorbierten Hornblende oder in einigen Fällen aus Pyroxen entstanden sein.

Die Grundmasse hat Strukturen von mehrfacher verschiedener Art, und mehrere solche können in demselben Gestein zusammen existieren. Mikrogranitische und mikrogranophyrische Strukturen kommen in ungefähr gleichem Umfang vor und wurden in etwa 70 % der untersuchten Liparitschliffe angetroffen. Sie sind von den Alkaliverhältnissen unabhängig, aber die mikrogranophyrische scheint mit Vorliebe in den etwas saureren Gesteinen konzentriert zu sein. Mikrofelsitische Struktur ist in Lipariten mit niedrigem Quarzgehalt etwas gewöhnlicher als in solchen mit hohem. Die ziemlich seltenen mikrosphärolithischen und mikropegmatitischen Strukturen dagegen sind meistens an quarzreiche Gesteine gebunden.

Die Grundmasse mit mikrogranitischer Struktur hat eine Korngrösse von etwa 0,02 mm, aber sie kann sehr variabel sein und in demselben Schliff bis 0,2 mm erreichen oder so viel abnehmen, dass die Struktur mikrofelsitisch wird. Die Hauptminerale sind Quarz und Feldspat, die über die anderen vollständig dominieren. Leider ist es in vielen Fällen unmöglich den Charakter des Feldspats zu bestimmen, und die Einteilung in Kali- und Natrontypen ist darum erschwert worden. Oft hat der Feldspat eine Grösse, die geringer als die des Quarzes ist, und der Feldspat liegt sehr oft einsam als kleine, mehr oder weniger ausgezogene Schlieren zusammengeballt. Sowohl Albit als Mikroklin sind gewöhnlich rot pigmentiert, und dieses Pigment verleiht dem ganzen Gestein seine rote Farbe. Fluidalstrukturen mit Turbulenzphänomenen ringsum Einsprenglinge und Blasenräume sind besonders gut durch Schlierigkeit markiert. Die Schlieren haben verschiedene Zusammensetzung und Korngrösse. Feinkörnige feldspatreiche Schlieren können z. B. mit grobkörnigen quarzreichen wechseln. Die akzessorischen Minerale, besonders der Magnetit, liegen vielmals auch ungleichmässig und schlierig verteilt und bringen oft die dunkelstreifigen Typen zustande, die man so oft im Feld sieht. Ein Typus feiner Schlieren besteht aus Quarz und ausserdem bisweilen Feldspat und pflegt bedeutend grössere Körner als die Grundmasse zu haben (ausführlichere Beschreibung siehe p. 207). In einem Schliff findet man kleine einsprenglingsführende Mikrogranitklumpen in einer Quarzmasse, die eine Korngrösse von etwa 0,07 mm hat und von demselben Typus wie die eben erwähnten Schlieren ist. Dieser Quarz bildet den letztkristallisierten Teil der Grundmasse. Die entsprechende Erscheinung wird im Zusammenhang mit den Mikrogranophyren näher beschrieben werden (p. 194).

Mikrogranophyrische und mikropoikilitische Strukturen¹ geben durch

¹ Vgl. P. GEIJER, On poikilitic intergrowths of quartz and alkali feldspar in volcanic rocks. G. F. F. 35. 1913. p. 51.

ihre dichtliegenden, schwammigen, einheitlich auslöschenden Felder den Grundmassen unter dem Mikroskop ein charakteristisches Aussehen. Diese Felder bestehen aus fein zusammengewachsenem Quarz und Feldspat. Der Quarz ist immer einheitlich orientiert und gewöhnlich quantitativ vorherrschend. Da er ausserdem höhere Doppelbrechung als der Feldspat hat, gibt er zwischen gekreuzten Nicols den schwammigen Feldern sein Gepräge. In der mikrogranophyrischen Grundmasse bestehen die Felder aus einer äusserst feinen, schwammartigen Durchwachsung von einem Quarz- und einem Feldspatindividuum (siehe Fig. 24). In dem mikropoikilitischen da-

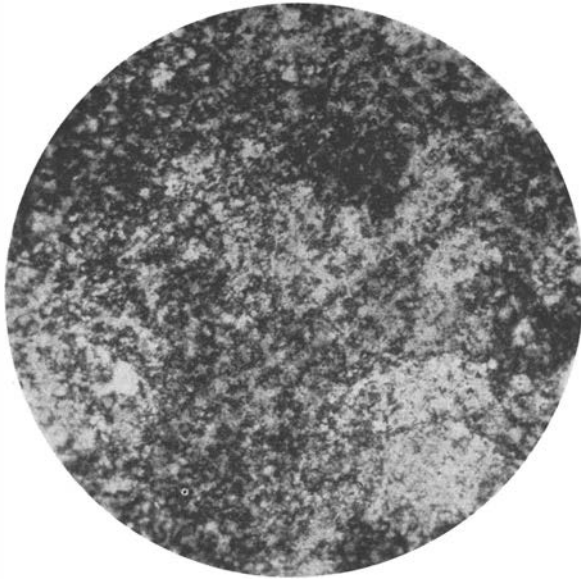


Fig. 24. Mikrogranophyrische Grundmasse in kalibetontem Liparit. Akkavare. Nicols +. Masstab 90:1.

gegen sind kleine Feldspäte unregelmässig in grössere Quarzindividuen eingestreut. Nun ist es in den meisten Fällen unmöglich sicher zu entscheiden, ob man mit der einen oder der anderen von diesen zwei Strukturen zu tun hat. Die Feldspatpartien in dem Mikrogranophyr und Mikropoikilit sind nämlich von so kleinen Dimensionen, dass diese im allgemeinen gar nicht die Dicke der Schliffe erreichen. Dadurch, dass dünne Quarzschichten über oder unter den Feldspat hineinschiessen, wird die Polarisationsebene gedreht und man bekommt keine richtige Auffassung von der Orientierung des Feldspats.

Die Grösse der verschiedenen Felder ist im allgemeinen $\leq 0,5$ mm, kann aber bisweilen etwas mehr als 1 mm sein. Meistens sind die Felder mehr oder weniger stark ausgezogen und liegen längs der Fluidal- oder Pressungsebene subparallel geordnet. Oft findet man Einsprenglinge von

einheitlichen Feldern umgeben, welche dieselbe optische Orientierung haben, besonders wenn die Einsprenglinge aus Quarz bestehen.

Man nimmt ja allgemein an, dass eine mikrogranophyrische Grundmasse eine eutektische Mischung von Quarz und Feldspat ist¹, aber die Mikrogranophyre, die ich untersucht habe, scheinen keine konstante Zusammensetzung zu haben. Kommen mehrere Grundmassenstrukturen neben einander vor und wenn ihr gegenseitiges Altersverhältnis festgestellt werden kann, ergibt es sich, dass die mikrogranophyrische Struktur die älteste ist. In einem Schliff von Akkavare findet man also folgende Kristallisationsreihe:

Quarz- und Feldspateinsprenglinge.
 Mikrogranophyrische Grundmasse.
 Mikrosphärolithische » .
 Mikrogranitische » .
 Spaltenfüllung.

Die Grundmasse hat mikrogranophyrisch zu kristallisieren begonnen, ist aber aufgebrochen worden, sodass mikrogranophyrische Bruchstücke jetzt von Mikrogranit verkittet sind. — Vielmals liegen zwischen den einheitlichen Feldern Ansammlungen von Quarz und bisweilen von Feldspat, die meistens als Schlieren oder Linsen ausgebildet sind. Die Schlieren, die von demselben Typus sind wie der im Zusammenhang mit dem Mikrogranit erwähnte, sind die zuletzt kristallisierten Teile des Gesteins. Besonders deutlich tritt dieses Verhältnis in einem Schliff von Åtråskfluren hervor, in welchem die Granophyrschwämme in den Partien, wo sie einander nicht berühren, sondern von einer Quarzanhäufung getrennt sind, nach aussen als feine Leisten (Albit) kristallisiert haben, die jetzt in den Quarz hindrängen. Diese Quarzschlieren sind den quarzgefüllten Blasenräumen ganz unähnlich, die gleichzeitig auftreten können, aber gerundete Formen haben und nie in dünne Schlieren ausgepresst sind. Die Quarzschlieren entsprechen den von GEIJER erwähnten »Knopflöchern« in den Kirunaporphyrten.²

Ein Liparit vom S-Abhang von Regnberget hat eine sehr eigenartige Struktur (siehe Fig. 25). Feldspateinsprenglinge liegen in einer an Blasenräumen reichen Grundmasse hauptsächlich mikrogranophyrischer Struktur. Grosse Teile bestehen aus einem rot pigmentierten, äusserst feinkörnigen Feldspat, der vorzugsweise gleichorientiert ist und mit sehr geringen Quarzmengen zusammen liegt. In dieser Masse findet man mikropoikilitische Partien, wo der Quarz über den Feldspat dominiert. Sie haben mehr oder weniger deutlich die Kristallform des Quarzes und sind bisweilen nach dem Japanergesetz (1122) verzwilligt. Die meisten Individuen liegen als ziem-

¹ A. JOHANSEN, A Descriptive Petrography. Chicago 1931. I. p. 43.

² P. GEIJER, Berggrunden inom malmtrakten Kiruna-Gällivare-Pajala. S. G. U. Ser. C N:o 366. p. 46.

lich scharf begrenzte, nach einer Rhomboederfläche ausgezogene Rhomboeder. Quarzschlieren gibt es auch hier.

GEIJER hat in einer Untersuchung über mikropoikilitische Grundmassen in schwedischen Quarzporphyren gezeigt, dass ein mikropoikilitischer Quarz mit netzartiger Struktur (s. g. »reticulating quartz«) wahrscheinlich nach Tridymit paramorph ist.¹ Solche Strukturen habe ich nur selten in den Arvidsjaurlipariten angetroffen. In einigen Präparaten (von Akkavare, Kaddevare u. a.) sind sie jedoch sichtbar, aber ziemlich schwach ausgebildet.



Fig. 25. Mikropoikilitische Grundmasse in kalibetontem Liparit. S-Abhang von Regnberget. Nicols +. Masstab 26:1.

Die mikrofelsitische Struktur ist meistens von einer schönen Fluidalstruktur begleitet, mit Umbiegungen ringsum Einsprenglinge, Bruchstücke und Blasenräume. Die letzteren können auch schneeballsartig in der Grundmasse eingehüllt sein. Die Grundmasse ist oft ein wenig tektonisch geregelt, was sich durch eine ziemlich einheitliche Auslöschung der Schlieren zeigt.

Die mikrosphärolithische Struktur trifft man immer mit einer oder einigen anderen zusammen. Kleine, runde Sphärolithe (etwa 0,1 mm) und Sektoren von solchen liegen dicht zusammengepackt oder in einer Masse von einer anderen Struktur eingebettet (siehe Fig. 26). Die Sphärolithe zeigen zwischen gekreuzten Nicols schöne Kreuze und sind immer optisch negativ.

Mikropegmatitische Struktur, die nur in drei Fällen beobachtet wurde,

¹ P. GEIJER, On poikilitic intergrowths of quartz and alkali feldspar in volcanic rocks. G. F. F. 35. 1913. p. 51.

ist immer mit anderen kombiniert. In den feinen Quarz-Feldspatschlieren sieht man oft mikropegmatitische Randpartien, während der Quarz die Restkristallisation in der Mitte bildet. Einige von den untersuchten Schliffen (z. B. von Tjalmisberget und 2,6 km NNW von Hällsel) haben in grossen Teilen mikropegmatitische Struktur. Die Einsprenglinge sind von einem dichten mikrographischen Quarz-Feldspatrand umgeben, der nach aussen gröber und mikropegmatitisch ist. In diesen Schliffen gibt es oft grob gebaute, feldspatreiche Sphärolithe. Die Zwischenräume zwischen den von verschiedenen Seiten hervorspringenden Feldspatleisten ist von letztkristallisiertem Quarz ausgefüllt (drusitische Struktur).

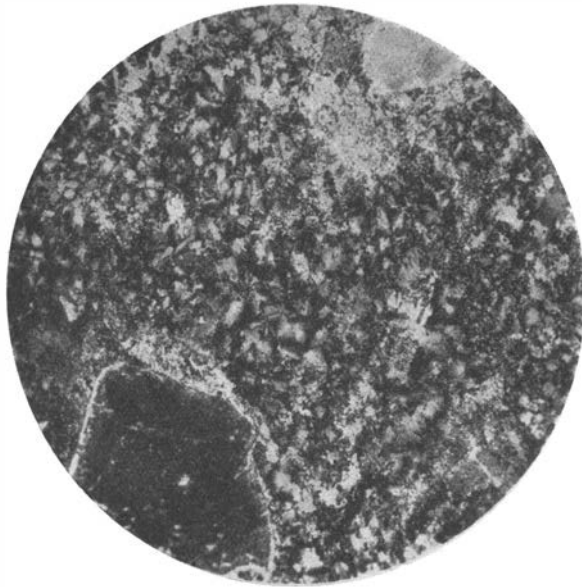


Fig. 26. Mikrosphärolithische Grundmasse in stark kalibetontem Liparit. N-Absturz von Högberget. Nicols +. Masstab 27:1.

Ein paar von den eben beschriebenen Strukturen sind sicher durch Entglasung entstanden, wenn auch es manchmal schwierig ist, dieses Verhältnis zu beweisen. Lange Erzmargarite (z. B. im dunklen Liparit von Palja; vgl. auch p. 180) und Kontraktionsrisse (Suddesvare, Palja) deuten auf Entglasung und ebenso einige von den feineren Strukturen. Unter den Lipariten mit entglaster Grundmasse sind besonders ein paar Typen von Regnberget und Åträskfluren zu nennen, die reich an kleinen lithophysenartigen Bällen oder Tropfen sind. Eine nähere Beschreibung folgt unten im Zusammenhang mit den Lithophysen (siehe p. 204).

Ausser den Hauptmineralen Quarz und Alkalifeldspäte enthalten die Grundmassen, welche Strukturen sie auch haben mögen, eine ganze Reihe akzessorischer Minerale. Gibt es mehrere Strukturen in derselben Grund-

masse, so sind oft die Kleinminerale mit Vorliebe in einem Typus konzentriert, besonders in dem mikrogranitischen. Primär sind Titanomagnetit, Apatit, Zirkon, Orthit, Turmalin, Fluorit, während Epidot, Piemontit, Klinozoisit, Biotit, Sericit, Chlorit, Granat, Hornblende, Calcit, Titanit, Magnetit, Kiese und Limonit hauptsächlich sekundär oder deuterisch sind. — Der Titanomagnetit bildet Oktaeder von wechselnder Grösse, ist gewöhnlich zerfressen und von Titanit umgeben. Der bedeutendste Farbstoff der Liparite besteht aus feinverteiltem Erzpigment. Der Grundmassenfeldspat enthält denselben feinen, roten Staub wie die Einsprenglinge, und dieser verleiht dem Gestein dessen rote Farbe. Ein gröberes Erzpigment gibt

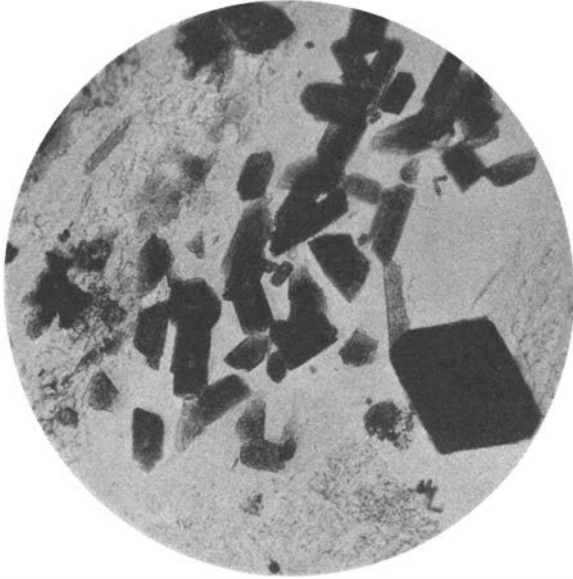


Fig. 27. Orthitkristalle in intermediärem Liparit. Das grosse, schwarze Mineralkorn ist Magnetit. Gipfel von Regnberget. 1 Nicol. Masstab 90:1.

dem Liparit einen mehr oder weniger dunklen Ton. Die oft vorkommenden, dunkelgrau-rotstreifigen Liparite haben einer ungleichförmigen Verteilung des Pigments ihr charakteristisches Aussehen zu verdanken. — Der Apatit ist als lange hexagonale Prismen ausgebildet, bisweilen mit einem negativen Kristall in der Mitte. Der sehr spärlich vorkommende Zirkon besteht aus größeren Prismen, die oft zonarggebaut sind. — Orthit findet man bisweilen als Kerne im Epidot; er hat da pleochroitische Höfe im nebenanliegenden Biotit verursacht. In einem Schliff vom Gipfel von Regnberget (siehe Fig. 27) liegt in der mikrogranophyrischen Grundmasse eine kleine Ansammlung von scharf idiomorphen, etwa 0,1 mm langen Mineralkörnern. Sie haben einen Kern aus eisenreichem Epidot, darauf eine Zone aus dunklem Orthit und dann eine Epidothülle mit nach aussen abnehmendem Eisengehalt. — Turmalin als einzelne kleine Nadeln wird bisweilen ange-

troffen. — Calcit ist selten, aber liegt bisweilen als letzt-kristallisiertes Mineral in den Quarzschlieren.

Die sekundären Minerale sind vor allem bei der regionalen Metamorphose gebildet, die die ganze Porphyrrreihe betroffen hat (siehe p. 216). Dem sekundären Magnetit fehlen ganz Titanitausscheidungen. Sein sekundärer Charakter ergibt sich daraus, dass die scharf idiomorphen Körner nicht die geringsten Biegungen oder Ablenkungen der Fluidalstruktur verursachen, was bei den primären Titanomagnetitkörnern der Fall ist. Die beiden Typen trifft man bisweilen zusammen, und der Unterschied ist markant. In derselben Weise wie der Magnetit tritt manchmal Schwefelkies auf. —

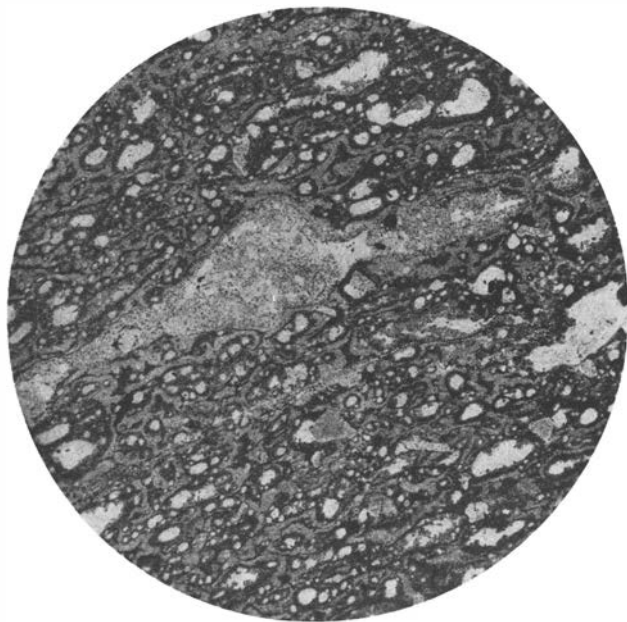


Fig. 28. Dicht liegende Blasenräume in intermediärem Liparit (Pahoehoelava). N-Gipfel von Palja. 1 Nicol. Masstab 5:1.

Granat ist selten. An einigen Lokalen ist seine geringe Korngrösse ein charakteristischer Zug. So sind z. B. in Palja die scharf idiomorphen Rhombendodekaeder $\leq 0,03$ mm. — Wo Biotitschuppen reichlich vorkommen, verleihen sie den Liparit eine graue Farbe z. B. in Regnberget. Hier ist die Verwitterungshaut im allgemeinen weiss, aber grün, wo die Verwitterung nicht so weit fortgeschritten ist. Im letzten Fall ist der Biotit offenbar in Chlorit umgewandelt worden. Bei fortgesetzter Verwitterung ist er baueritisiert worden¹, und das Gestein hat eine weisse Farbe erworben.

Blasenräume sind an der Oberfläche der Lavaströme eine gewöhnliche Erscheinung, und bisweilen findet man auch solche am Boden der Ströme.

¹ P. NIGGLI, Lehrbuch der Mineralogie. Berlin 1926. II. p. 357.

Wie man erwarten kann, kommen sie nur in Lipariten mit Grundmassenstrukturen vor, die auf schnelle Erstarrung deuten, aber niemals findet man solche dort, wo mikrogranitische Grundmasse vorherrscht. Sie haben gerundete, etwas abgeplattete Formen und liegen längs der Fluidalstruktur gestreckt, die ringsum die Blasenräume schön verbogen ist. Im allgemeinen haben sie hauptsächlich Quarz als Ausfüllung, aber bisweilen kommt dazu Feldspat, Epidot, Biotit und geringe Mengen von Sericit, Calcit, Turmalin und Erz. Fig. 28 zeigt eine »Pahoehoelava« von Palja. Die dicht liegenden Blasenräume sind grösstenteils mit Quarz ausgefüllt. In den grösseren sind jedoch die Wände ganz oder teilweise mit Feldspat bekleidet, und im Zentrum von einigen gibt es Piemontit. Die Blasenräume sind von einer Aureole aus dichtem und feinem Erzpigment umgeben. Im Gestein findet man auch Quarz-Feldspatschlieren, aber im Unterschied zu den Blasenräumen sind sie zu langen Streifen ausgezogen.

Lithophysen.

Wie oben erwähnt wurde, sind Lithophysen in den Lipariten sehr gewöhnliche Erscheinungen, und sie haben mehrere Ausbildungsformen. Ehe ich auf eine Beschreibung von diesen eingehe, will ich aber eine kurze Übersicht der wichtigsten Theorien über die Bildungsart der Lithophysen geben.

V. RICHTHOFEN¹ war der erste, der sich mehr eingehend mit Lithophysen und ihrer Bildung beschäftigte. Er war der Ansicht, dass Lithophysen und Sphärolithe zwei ganz verschiedene Dinge seien. Die Lithophysen wären dadurch gebildet, dass gewisse Partien ihren Gasinhalt als Blasen allmählich abgegeben hätten. Dies sollte vor allem von dem verminderten Druck bei der Eruption beruhen.

IDDINGS² hat folgende Theorie aufgestellt: In der noch plastischen, glasigen Lava wuchsen eine Menge von Feldspatmikrolithen von einem Kristallisationszentrum durch eine Glassphäre radial hinaus. Als diese wasserfreien Mikrolithe an Grösse zunahmen, wurde die Zusammensetzung des nebenanliegenden Glases verändert. Es wurde ärmer an Al_2O_3 und Alkalien, aber relativ reicher an SiO_2 und Wasser. Ein Punkt wurde erreicht, wo der Wasserdampf nicht länger absorbiert gehalten werden konnte, sondern als eine Menge kleiner Blasen abgegeben wurde, welche entweder gleichförmig umhergestreut oder zu grösseren Blasen vereint wurden. Das so entbundene Gas wirkte als überhitzter Dampf auf alle Teile der ursprünglichen Glassphäre mineralisierend und kristallisierend. Als das wasserhältige Glas vor der endgültigen Kristallisation sein gebundenes Wasser abgab, schrumpfte es der Volumenabnahme zufolge ein und wurde rissig.

¹ F. V. RICHTHOFEN, Studien aus den Ungarisch-Siebenbürgischen Trachyt-Gebirgen. 1861. Ref. in Neues Jahrb. 1862. p. 208.

² J. IDDINGS, Nature and origin of Lithophysae, Am. J. Sci. 1887. p. 43.

ENDELL¹ betont die grosse Bedeutung der Isolierung von Kristallkeimen für die rhythmische Fällung in Lithophysen. LIESEGANG² hat früher die Bildung der Oolithe auf dieselbe Weise erklärt.

CROSS³ nimmt bei der Erklärung der Bildungsart der Sphärolithe an, dass im Magma Kugeln einer kolloidalen Substanz ausgeschieden werden, die nicht nur aus wasserhaltigem SiO_2 bestehen, sondern auch ähnliche Zusammensetzung wie die Hauptmasse der Lava haben könnten. MÜGGE, der die CROSSsche Abhandlung referiert hat, bemerkt dabei, dass auch Tropfen von übersättigter Feldspatlösung ausgeschieden werden könnten.

Innerhalb des Arvidsjaurgebiets haben die Lithophysen sehr wechselnde Ausbildungsformen. Allen diesen gemeinsam ist doch ihr Zusammenhang mit flüchtigen Bestandteilen im Magma. Sie sind gegen die umgebende Gesteinsmasse scharf abgegrenzt und die Hülle pflegt sehr feinkörnig, mikrofelsitisch oder mikrogranophyrisch zu sein. Ihrer Natur nach unterscheiden sie sich von mineralgefüllten Blasenräumen, aber die Letztkrystallisation in einigen Lithophysen dürfte unter denselben Bedingungen wie die Kristallisation der Blasenraumfüllungen stattgefunden haben. Wie die Blasenräume, kommen die Lithophysen nur in Lipariten mit solchen Grundmassenstrukturen vor, die auf schnelle Erstarrung deuten. Am öftesten sind sie von mikrogranophyrischer Grundmasse begleitet, aber diese kann auch mit mikrofelsitischer oder -sphärolithischer kombiniert sein. Mikrogranitische Grundmasse dagegen findet man niemals in den lithophysenführenden Lipariten.

Fig. 29 und 30 zeigen ein paar Handstücke von Suddesvare. Sie sind dem oberen Teil der Liparitdecke entnommen. Grobe Bälle und feines Material liegen wie in einem Sediment schön geschichtet. Betrachtet man die Bälle näher, so findet man, dass einige in der Mitte mit Quarzdrusen versehen sind und oft bedeutende Mengen von Fluorit führen. Man kan zwei Typen von Bällen unterscheiden. Einer besteht vorzugsweise aus Quarz und führt bisweilen Quarzdrusen im Zentrum. Der andere besteht grösstenteils aus Feldspat und hat oft in der Mitte einen Feldspateinsprengling. Die Bänderung des Gesteins wird dadurch gebildet, dass Schichten mit grossen, quarzreichen Bällen mit anderen Schichten von kleinen Feldspatbällen und Feldspateinsprenglingen abwechseln. Nur unbedeutenden Raum nimmt eine mikrofelsitische Masse zwischen den Bällen ein.

Die quarzreichen Bälle sind zonargebaut, aber nur mit einigen ziemlich scharf markierten Zonen (siehe Fig. 31). In den Bällen liegen Ein-

¹ K. ENDELL, Über Diffusionserscheinungen in Silikatschmelzen bei höheren Temp. Neues Jahrb. 1913. 2. p. 129.

² R. E. LIESEGANG, Über schaligdisperse Systeme. Kolloidzeitschr. 1913. p. 269.

³ W. H. CROSS, Constitution and Origin of Spherulites in Acid Eruptive Rocks. — Ref. in Neues Jahrb. 1893, 1. p. 294.

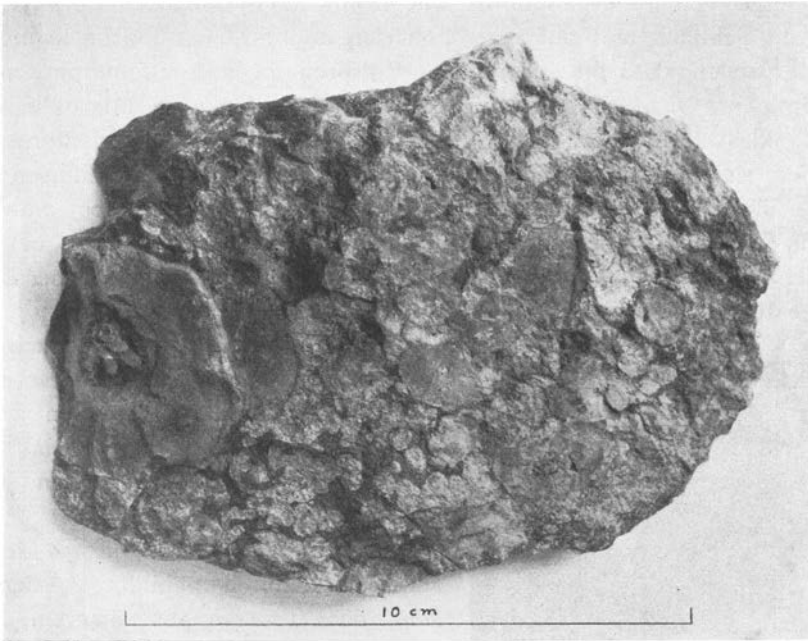


Fig. 29. Liparitischer Lithophysenfels mit einer Quarzdruse in der Lithophyse links.
SW-Seite von Suddesvare. Masstab 1: 1, 3.

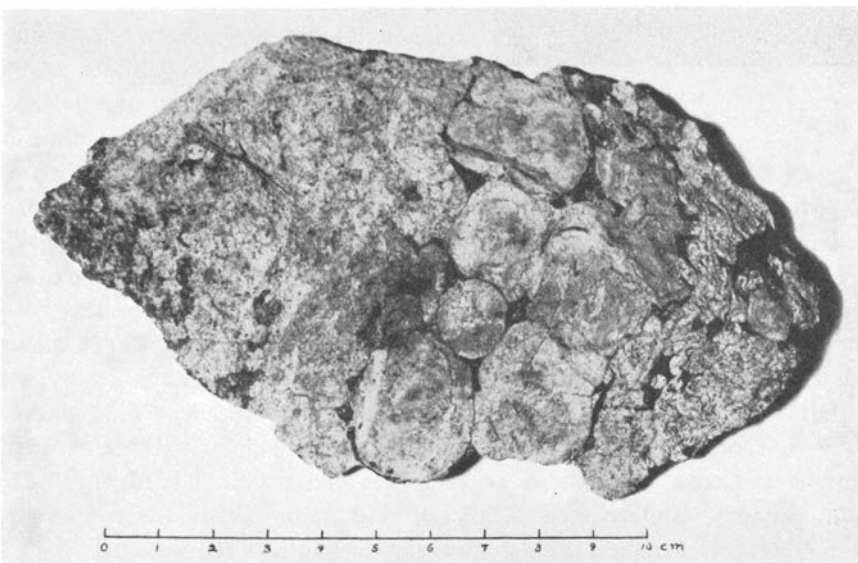


Fig. 30. Gebänderter Lithophysenfels. SW-Seite von Suddesvare.

sprenglinge von Feldspathabitus wie in einem gewöhnlichen Porphyry verteilt. In Schliffen und auf einer polierten und geätzten Fläche kann man aber feststellen, dass die scheinbaren Einsprenglinge Pseudomorphosen aus feinkörnigem Quarz und stark resorbierten Resten von Mikroklin oder Anorthoklas ausmachen (siehe Fig. 31). Ringsum die Pseudomorphosen befinden sich feldspatreiche, sphärolithähnliche Koronen mit diffusen Umrissen. Der Feldspat der Einsprenglinge hat sich offenbar nicht wohl befunden, in dem sauren Milieu konzentriert zu liegen, sondern ist, um sich mit der Kieselsäure zu vermischen, ausdiffundiert, wahrscheinlich besonders in eutektischem Verhältnis.



Fig. 31. Polierte und mit HF geätzte Lithophyse. SW-Seite von Suddesvare. Masstab 2: 1.

Die Feldspatbälle haben auch schwach ausgebildeten Zonarbau und scheinen aus radial geordneten Strahlen zu bestehen. Die Einsprenglinge sind hier frischer als diejenigen, die in den Quarzbällen liegen.

Die Lithophysen in diesem Gestein scheinen dadurch gebildet worden zu sein, dass Tropfen aus nasserem, SiO_2 -reichem Magma in dem Lavastrom ausgeschieden worden sind. Die Lava hat also eine Emulsion gebildet, in welcher jeder Tropfen seine Form bei der Erstarrung behalten hat. Die grossen, SiO_2 -reichen Klumpen sind als Glas erstarrt. Eine Hülle ist zuerst gebildet worden, welche die flüchtigen Bestandteile eingeschlossen hat, die bisweilen statt dessen im Zentrum angereichert worden sind, wo sie einen Drusenraum mit Quarz und Fluorit gebildet haben.

Durch Separierung der SiO_2 -reichen, nassen Tropfen wurde der Rest der Lava besonders an Feldspat angereichert. Bei einer schnellen Abkühlung kristallisierte Feldspat als Sphärolithe aus, oft mit schon befindlichen Feldspateinsprenglingen als Kristallisationszentra. — Möglich ist auch, dass der Feldspat als Tropfen im Magma ausgeschieden worden ist.

Die Bänderung des Gesteins dürfte dadurch verursacht sein, dass sich in der hervorströmenden Lava Schlieren verschiedener Zusammensetzung ausgebildet haben, besonders betreffs des Gehalts an flüchtigen Bestandteilen. In den SiO_2 -reichen Schlieren sind dann vorzugsweise Quarzbälle und in den SiO_2 -ärmeren Feldspatkugeln ausgebildet worden.

Am Boden derselben Liparitdecke, die mehrere 100 m mächtig ist, gibt es auch Lithophysen in reichlicher Menge. Hier ist die Lava oft fluidalstruiert, und dann sind die Lithophysen meistens lang ausgezogen.

Fig. 32 zeigt ein paar cm-grosse, schön zonarstruierte Lithophysen von Palja. Die eine hat nicht weniger als 80 Zonen, die wechselweise aus Quarz und aus Feldspat bestehen. Die Korngrösse nimmt gegen das Zentrum zu. Die Quarzkörner, die unregelmässig orientiert sind, haben immer erheblich grössere Dimensionen als die Feldspatkörner in nebenanliegenden Zonen. In den innersten Quarzzonen findet man auch Fluorit, Calcit und Sericit. In den Feldspatschalen gibt es auch ein wenig Erz. Der Feldspat ist in der Hauptsache regelmässig orientiert mit γ' radial gerichtet. Einzelne Einsprenglinge liegen in den Lithophysen und stören die regelmässige Struktur. Die Grenze der Lithophyse ist gegen aussen haarscharf,

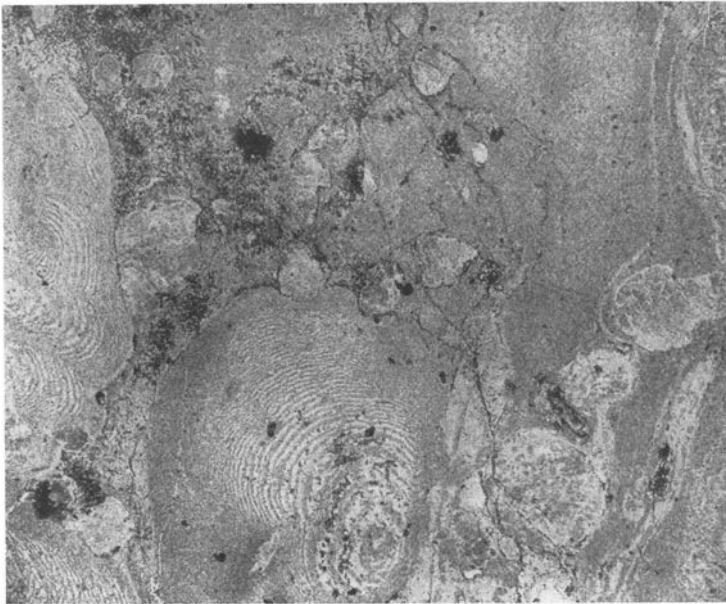


Fig. 32. Lithophysen in kalibetontem Liparit. E-Seite von Palja. 1 Nicol. Masstab 5:1

aber mit von Einsprenglingen u. a. hervorgerufenen Einbuchtungen. Der Gehalt an Erzmineralen ist in den Lithophysen geringer als in der umgebenden Grundmasse.

Fig. 22 zeigt noch einige Lithophysen von demselben Lokal. Bemerkenswert ist hier der grosse Quarzeinsprengling mit den vielen »Wurm-löchern«. Die Quarzzonen in der nebenanliegenden Lithophyse sind zusammengeschnürt und reichen nicht bis zum Einsprengling, der von einer feinkörnigen Feldspatmasse ganz umgeben ist. Offenbar war der ganze Quarzüberschuss der Umgebung für den Zuwachs des Einsprenglings erforderlich, sodass die Lithophyse hier bei ihrer späteren Kristallisation quarzfrei wurde.

Ein dritter Typus von Lithophysen kommt im Lavergebiet vor (siehe

Fig. 33). Der grösste Teil des Liparits besteht aus dicht liegenden, etwas abgeplatteten Bällen mit scharfem Umriss. Zuäusserst haben die Bälle eine mikrogranitische Schale mit Korngrösse etwa 0,01 mm und aus Quarz, Feldspat, Sericit, Biotit, Epidot, Magnetit und Titanit aufgebaut. Innerhalb dieser Hülle liegt eine Masse aus Quarz mit der Korngrösse etwa 0,2 mm und einzelnen Sericitschüppchen. In der Mitte eines Balls gibt es einige Feldspatindividuen ($\leq 2,5$ mm), die teils aus stark gelbgefärbtem Albit, teils aus glasklarem Mikroklin bestehen. Der Albit, der am reichlichsten vorkommt, ist ein wenig epidotisiert und hat einen Anorthitgehalt von

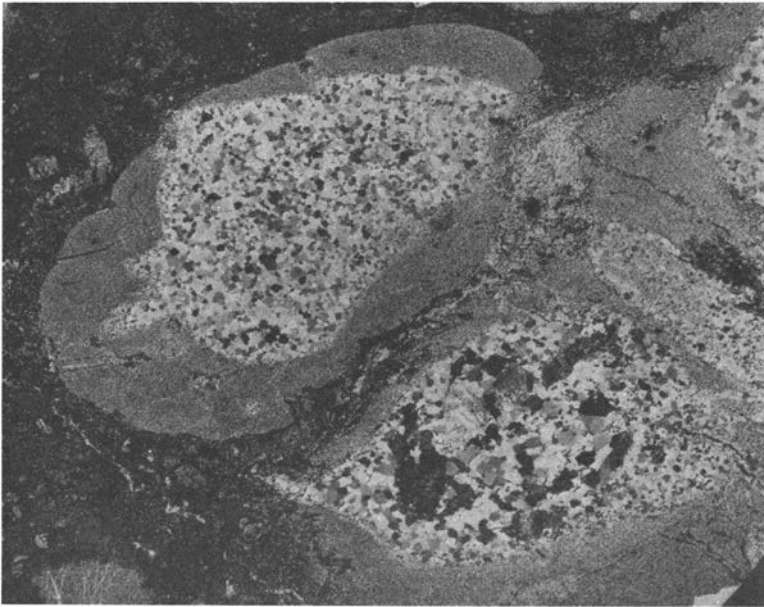


Fig. 33. Lithophysen in intermediärem Liparit. W-Seite von Åtråskfluren.
Nicols ||. Masstab 5: 1.

7 %. In demselben Ball findet man auch mehr Chlorit und Biotit als in den übrigen. Der Feldspat ist vielleicht nach Zeolithen pseudomorph. Die mikrogranitische Schale der Bälle ist von Spalten durchsetzt, die mit Quarz und ein wenig Albit von demselben Typus wie im Kern eines Balls gefüllt sind. Die Spalten gehen durch die Schale hindurch, aber sind am Rande scharf abgebrochen und keine Fortsetzung kann in der Grundmasse des Gesteins beobachtet werden. Die Schale ist wahrscheinlich als Glas erstarrt, das später bei der Entglasung zusammengeschrumpft und dabei von Spalten durchzogen worden ist.

Fig. 34 zeigt einen ähnlichen Typus, der in der Nähe von dem eben beschriebenen angetroffen ist. Tropfenförmige kleine Klumpen aus etwa 0,05 mm grossen Quarzkörnern und feinschuppigem Sericit sind von einer

mikrofelsitischen, sericitreichen Masse umgeben. Die Kontakte zwischen den Klumpen und dem Mikrofelsit sind haarscharf. Die Fluidalstruktur ist sehr schön ausgebildet.

Einen vierten Typus findet man in kalibetonten Lipariten in Högerget und Suddesvare. Die Lithophyse in Fig. 35 (Högerget) ist von einer etwa 1 mm dicken Schale umgeben, die aus einer mikrofelsitischen Masse von Feldspat und etwas Sericit und Erz besteht. In der Schale liegen teilweise eingeschlossene Einsprenglinge aus Quarz und Feldspat, und der Mikrofelsit ist in die Kavitäten des Quarzes eingedrungen. Nach aussen umschliesst der Mikrofelsit der Schale ganz oder teilweise mikrogranophyrische Partien von dem in der Grundmasse des Gesteins gewöhn-



Fig. 34. Tropfenförmige Lithophysen in fluidalstruiertem, intermediärem Liparit. Regnberget. 1 Nicol. Masstab 5: 1.

lichen Typus. Innerhalb der Schale liegen Einsprenglinge von demselben Typus und mit derselbe Verteilung wie im übrigen Gestein. Die bipyramidalen Quarzeinsprenglinge ohne Prismen und mit tiefen Kavitäten haben weiter kristallisiert und ihr ursprüngliches Volumen mehrfach verdoppelt. Während dieser späteren Kristallisation hat der Quarz die Form von bipyramidalen Prismen mit einer Länge bis dreimal die Dicke bekommen. Bisweilen sind die Quarzeinsprenglinge nach dem Japanergesetz verzwilligt. Langprismatische Quarzkörner ohne Kern kommen auch vor. Der später kristallisierte Quarz, also die langprismatischen Schalen und einzelne neue Individuen, sind poikilitisch, mit Einschlüssen aus Feldspat und etwas Sericit. Der Feldspat kann in so grossen Mengen vorkommen, dass er über den Quarz dominiert. Im allgemeinen sieht man zwischen dem Kern und der Hülle eine scharfe Kontur, die von Feldspatkörnern markiert ist. Der

jüngere Quarz enthält bisweilen Margarite und Longulite aus Erz. Die Feldspateinsprenglinge sind denjenigen, die ausserhalb der Lithophysen liegen, vollständig ähnlich.

Die Grundmasse in diesen Lithophysen besteht zum allergrössten Teil aus Feldspat. Die Feldspatkörner, die wenigstens teilweise aus Mikroklin bestehen, sind bis 0,1 mm gross, haben sehr unregelmässige Konturen und bisweilen eine Andeutung eines Sphärolithenbaues. In geringerer Menge gibt es Sericit, teils als einzelne Schuppen, teils als kleine Anhäufungen. Weiter gibt es granophyrische Partien von etwas wechselnder Grösse. Ak-

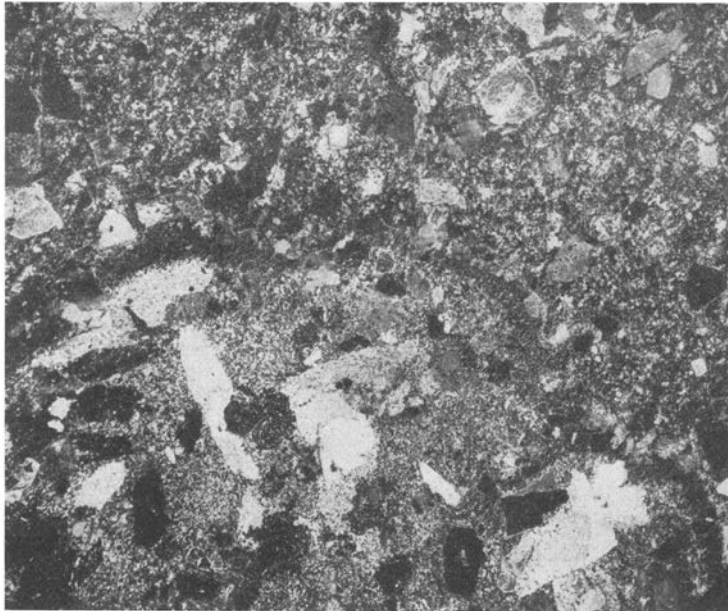


Fig. 35. Lithophyse (die untere Hälfte des Bildes) mit langen poikilitischen Quarzprismen in stark kalibetontem Liparit. N-Absturz von Högberget. Nicols +. Masstab 5:1.

zessorien sind Epidot, Magnetit, Titanit mit Leukoxen, Zirkon, welche oft in kleinen Ansammlungen liegen, und weiter Biotit, Turmalin und Apatit.

Das reichliche Vorkommen von Einschlüssen in dem langprismatischen Quarz deutet darauf hin, dass er in einem Kristallbrei kristallisiert hat. Die langen Prismen deuten auch auf niedrige Bildungstemperatur. Der Turmalin zeigt auch, dass flüchtige Bestandteile wahrscheinlich dabei gewesen sind. Den Verlauf bei der Bildung der Lithophyse kann man sich dann in folgender Weise denken. Bei der Abkühlung der Lava sind tropfenförmige Partien von nasserem Magma abgeschieden und vor allzu schnellem Trocknen durch eine dichte Hülle geschützt worden. Innerhalb der Hülle ist dann die Kristallisation fortgeschritten, und der geringeren Viskosität

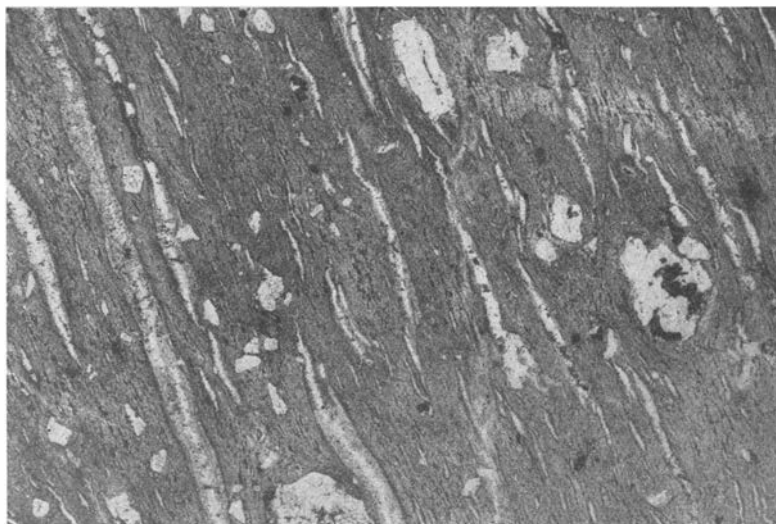


Fig. 36. Quarz-Feldspatschlieren in intermediärem Liparit. NE-Seite von Kaddevare.
1 Nicol. Masstab 5: 1.

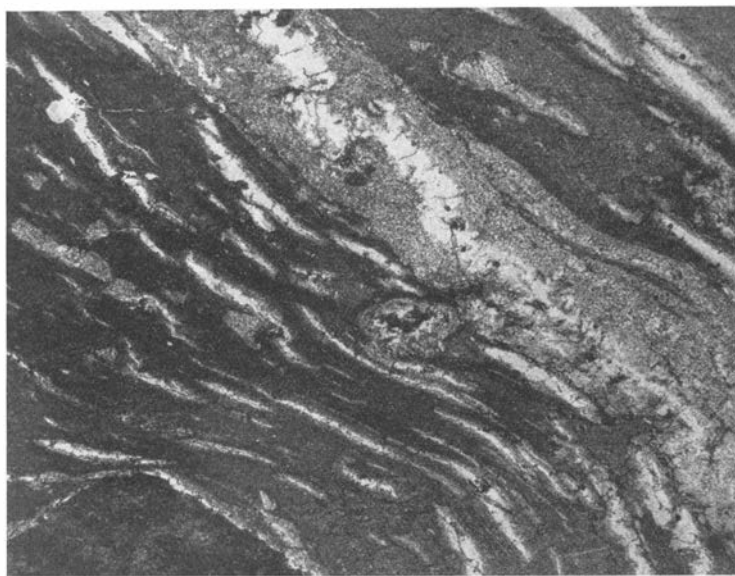


Fig. 37. Quarz-Feldspatschlieren wechselnder Dicke in intermediärem Liparit. E-Seite
von Hemberget. 1 Nicol. Masstab 5: 1.

des nasseren Magmas und den günstigeren Diffusionsverhältnissen zufolge haben grössere Kristalle gebildet werden können.

Schliesslich gibt es ein Phänomen, das als ein fünfter Lithophysentypus gerechnet werden kann, und dies sind die mehr oder weniger gut

ausgebildeten Schlieren, die man so oft in sauren Effusivgesteinen antrifft (siehe Fig. 36 und 37). Sie bestehen entweder aus Quarz oder aus Quarz und Feldspat, wobei der Feldspat die Wände bekleidet und der Quarz die Restkristallisation in der Mitte, bisweilen zusammen mit Calcit, bildet. Wie die Lithophysen pflegen die Schlieren nach aussen scharf abgegrenzt zu sein und können in demselben Gestein mit mehr oder weniger runden, ausgefüllten Blasenräumen vorkommen. Ihrer Natur nach sind die Schlieren also wie die Lithophysen von den Blasenräumen verschieden.

Alle die nun beschriebenen Lithophysentypen müssen flüchtigen Bestandteilen im Magma ihre Entstehung zu verdanken haben. Hierauf deutet das Vorkommen solcher Minerale wie Fluorit, Calcit, Turmalin und die Ausbildung von Quarzkristallen. Mir scheint es also, als ob »nasse Klumpen« in einem ziemlich späten Stadium aussepariert worden sind und eine Emulsion in der trockneren Lava gebildet haben. Am Boden der Lavaströme sind die Tropfen zu Schlieren ausgewalzt worden, während sie in ruhigeren Partien ihre runde Form beibehalten haben.

Je nach den Erstarrungsbedingungen sind in den Klumpen verschiedene Strukturen entstanden. Jede ist von aussen nach innen erstarrt, wobei zuerst eine Schale gebildet worden ist, die das Entweichen flüchtiger Bestandteile verhindert hat. Diese sind gegen das Zentrum in höherem oder geringerem Grad konzentriert worden. Diesem Verhältnis zufolge ist hier bisweilen ein Blasenraum ausgebildet, in welchem unter hydrothermalen Bedingungen Drusen oder Füllung hat kristallisieren können.

Die Quarzlithophysen des ersten Typus sind als Glas mit Feldspateinsprenglingen und bisweilen mit Hohlräumen in der Mitte erstarrt. Durch Diffusion hat dann Materialwechsel stattgefunden, wobei die Quarzpseudomorphosen und die Feldspatsphärolithe gebildet worden sind.

Die zonargebauten Lithophysen vom zweiten Typus haben als Glas zu erstarren begonnen. Durch Anreicherung von flüchtigen Bestandteilen im Inneren sind die Bedingungen der Kristallisation gefördert worden, und die Kristallisation hat dann zufolge Keimisolierung rhythmisch stattgefunden.

Der dritte Typus hat eine Glashülle bekommen und dann wie die Füllung eines Blasenraumes kristallisiert.

Der vierte Typus ist von einer Schale umgeben worden, die gegen Gasverlust geschützt hat, worauf die Abkühlung sehr langsam vor sich gegangen sein muss. Die Einsprenglinge haben nämlich in einem Kristallbrei Zeit gehabt ihr Volumen mehrfach zu verdoppeln, und dies hat nur durch die Gegenwart von flüchtigen Bestandteilen stattfinden können. Ausserhalb der Lithophyse sind die Quarzkörner nicht durch eine späte Kristallisation weitergewachsen.

Die Bildungsart des fünften Typus, d. h. der Schlieren ergibt sich schliesslich aus dem oben Erwähnten. Es kann hinzugefügt werden, dass

sie sicher grosse Bedeutung als geschmierte Gleitflächen bei dem Hervorströmen der Lava gehabt haben.

Jüngere Andesite.

An der S-Seite von Regnberget gibt es eine kleine Partie von einem Andesit, der den sauren Dazit überlagert. Längs dem Kontakt ist der Andesit schlierig und enthält nur vereinzelte kleine Einsprenglinge. Höher hinauf nehmen die Einsprenglinge an Grösse und Menge zu, und die bis 4 mm grossen, dick tafelförmigen Plagioklase sind zonarstruiert. Bestimmungen des Anorthitgehalts an einem Einsprengling ergaben im Kern An_{56} und in der Peripherie An_{32} . Die Einsprenglinge sind staubig und saursuritisiert. Porphyroblasten aus Hornblende kommen als zerfressene Nadeln mit einer Dicke $\leq 0,2$ mm vor. $2 E_{\alpha}$ etwa 80° ; α sehr schwach gelbgrün $< \beta$ olivengrün $> \gamma$ blaugrün; c: $\gamma = 25^{\circ}$; $\rho > v$. Mit der Hornblende zusammen liegen oft Ansammlungen von Biotit und Epidot. — Die Grundmasse ist feinkörnig und besteht aus Plagioklas vorzugsweise, und Quarz, etwas Mikroklin, Biotit, Epidot, Hornblende, Titanit, Apatit.

Das Altersverhältnis der zwei folgenden Andesite habe ich nicht sicher feststellen können, aber wahrscheinlich gehören sie zu den jüngeren Andesiten.

Das Gestein 2 km W von St. Klockarberget kann Hornblendeandesit genannt werden. Die Einsprenglinge desselben bestehen ausschliesslich aus einer aktinolithischer Hornblende mit dem Pleochroismus α sehr schwach gelb $< \gamma$ sehr schwach grün; c: $\gamma = 20^{\circ}$; $2 V_{\alpha}$ etwas kleiner als 90° . Die Einsprenglinge, die oft nach (100) zwillingslamelliert sind, sind als kurze idiomorphe Prismen mit stumpfer bipyramidalen Begrenzung ausgebildet. Zur Hälfte etwa bestehen sie aus Biotitschuppen, die innerhalb einer Hülle aus reiner Hornblende liegen. Mit dem Biotit zusammen findet man auch meistens Quarz und kleine Epidotkörner mit Orthitkernen. Die pyramidalen Enden der Kristalle sind nicht scharf abgegrenzt, sondern die Hornblende hat fortgesetzt als kleine Strahlen nach der c-Achse auszuwachsen. Wahrscheinlich ist die gegenwärtige Hornblende nach einer anderen paramorph. Die Grundmasse hat eine Andeutung pilotaxitischer Struktur mit bis 0,2 mm langen Feldspatleisten. Die Struktur wird zum aller grössten Teil von gefärbten sekundären Mineralen wie Epidot, feinschuppigem Biotit und feinen Hornblendestrahlen maskiert. Als Kleinminerale findet man: Titanit mit Leukoxen, Magnetit, Kies, Orthit, Apatit. Blasenräume sind von Quarz und kleineren Mengen Biotit, Epidot, Titanit, Erz, Chlorit und Hornblende ausgefüllt.

Der Andesit NE von Nordberget ist spärlich mit kleinen Einsprenglingen aus Plagioklas und Hornblende versehen. Die Plagioklase sind stark gerundet und glasklar, wo eine Sericitumwandlung nicht begonnen hat,

was besonders längs Spaltrissen und anderen Rissen der Fall gewesen ist. Bestimmungen des Anorthitgehalts im Inneren von zwei Individuen ergaben An_{45} und An_{32} . Der Anorthitgehalt nimmt gegen die Peripherie der Einsprenglinge ab. — Die Hornblendeeinsprenglinge sind nach (100) verzwillingt; α schwach strohgelb $< \gamma$ schwach hellgrün; $c:\gamma = 15^\circ$. Sie sind längs der Prismazone ausgezogen, aber zufolge Resorption an den Kanten gekerbt. Von Pseudomorphosen gibt es drei Typen: A (≤ 2 mm) besteht aus feinkörnigem Quarz, Chlorit, Epidot, Magnetit, äusserst feinkörnigem Haematit, ein wenig Titanit und feinschuppigem Biotit. Der Ursprung dürfte Pyroxen sein. B (≤ 1 mm) besteht aus Biotit, ein wenig Hornblende und Titanit. Die Form ist unregelmässig. C. Kleine, beinahe runde Ansammlungen aus einigen Quarzkörnern mit schwacher Erzpigmentierung. — Die Grundmasse besteht aus einer Zusammenballung von etwa 0,05 mm langen Hornblendenadeln ($c:\gamma = 20^\circ$), feinschuppigem, braunem Biotit (γ braungrün), Feldspat, Magnetit, Titanit und etwas Epidot.

Gangliparite.

Der Gangliparit in Storberget hat cm-grosse Einsprenglinge aus undulosem, bipyramidalem Quarz, dick tafelförmigem Albit (An_7) und Mikroklinmikroperthit. — Die Grundmasse ist mikrogranitisch, mit einer Korngrösse von etwa 0,02 mm. Sie hat eine schöne Fluidalstruktur, die sich ringsum die Einsprenglinge schmiegt. Der Quarz dominiert über den Feldspat. Dunkle Biotitschuppen sind spärlich und liegen meistens mit etwas Chlorit zusammen. Akzessorisch findet man Magnetit und Apatit. Kleine ausgezogene Ansammlungen von Biotit, Epidot und Titanit bilden Pseudomorphosen nach mafischen Mineralen, darunter sicher Biotit.

Das Gestein des Kaddevareganges ist demjenigen von Storberget sehr ähnlich. Bemerkenswert ist, dass die undulösen Quarzeinsprenglinge wie auch diejenigen des nebenanliegenden Liparits und Tuffes BÖHMSche Streifung aufweisen (siehe p. 189). Die Grundmasse ist mikrogranitisch, aber die Feldspäte sind oft ein wenig leistenförmig.

Zu den Ganglipariten gehört vermutlich auch ein kalibetonter, quarz-ärmer Liparit in Nyträskberget. Im Handstück ist auch dieser dem Liparit von Storberget sehr ähnlich, aber die roten Feldspäte, die gegen die dunkle Grundmasse scharf abstechen, sind bedeutend kleiner. Die Einsprenglinge, Perthit und Antiperthit, sind dick tafelförmig nach M. Albit (An_0) und Quarz sind seltener. Die Grundmasse hat Fluidalstruktur, ist mikrogranitisch und besteht aus Feldspat, Quarz, Sericit, Epidot, Biotit, Magnetit, Titanit, Leukoxen, Apatit und Zirkon. Calcit findet man neben Einsprenglingen und in Spalten. Pseudomorphosen von Biotit, Magnetit, Titanit und

bisweilen Feldspat sind in der Fluidalrichtung gestreckt und wahrscheinlich nach Hornblende gebildet.

Sedimentgesteine.

In der Gegend von Hällsel gibt es einen gebänderten Tuff, der oft stark verschiefert ist. In einem Schliff treten zwei wesentlich verschiedene Schichten hervor. Die eine ist reichlich mit Calcitkörnern versehen, die eine Füllung zwischen ursprünglichen Tuffbestandteilen auszumachen scheinen, welche hier eine Korngrösse von 0,2—0,3 mm gehabt haben. Die andere Schicht, wo grosse Calcitindividuen beinahe vollständig fehlen, ist aus einer sehr feinkörnigen Masse gebildet. Ziemlich gleichförmig über das ganze

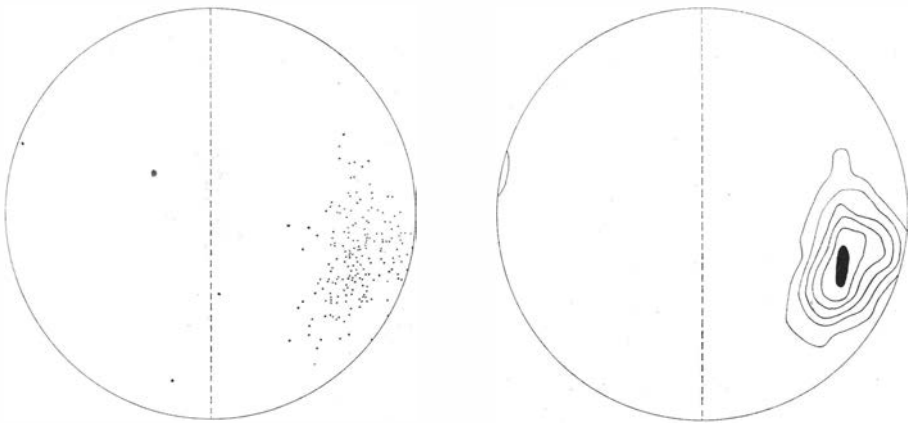


Fig. 38. Die optische Orientierung von 200 Calcitkörnern im Verhältnis zur Verschiebungsebene (gestrichelt) des Tuffes 300m ESE von Hällsel. > 15—12,5—10—7,5—5—2,5—0.

Präparat verteilt liegen Reste von Glaspartikeln. Sie haben runde oder zersplitterte Formen und bestehen aus Erz, Sericit, Feldspat und Titanit. Die Hauptmasse des Tuffes ist aus Feldspat und Quarz gebildet, die grössten- teils von dem besonders reichlich vorkommenden, unregelmässig orientierten, feinschuppigen Sericit maskiert sind. Feinkörniger Epidot, Titanit und Erz sind ziemlich gewöhnlich und gleichförmig verteilt.

Die oben erwähnten Calcitkörner sind tektonisch geregelt. Fig. 38 zeigt die optische Orientierung von 200 Körnern im Verhältnis zur Verschiebungsebene des Gesteins. Diese Ebene bildet einen Winkel von etwa 60° mit der Maximifrequenz für die Richtung der c-Achsen der Calcitkörner. Allem Anschein nach ist es die Fläche »e« oder (01 $\bar{1}$ 2) des Calcits, die in der Verschiebungsebene (ab nach SANDER) eingeregelt ist. Die Fläche »e«, die eine ausgeprägte Translationsfläche ist, bildet nämlich einen Winkel von $63^\circ,5$ mit der Hauptachse des Calcits. Der Tuff sollte im Sinne SANDERS ein S-Tektonit sein.¹

¹ B. SANDER, Gefügekunde der Gesteine. Wien 1930. p. 204.

Der mehrere 100 m mächtige Tuff, der W von Vinberget den dazutischen Keratophyr unterlagert, ist oft schön gebändert und gebankt (siehe Fig. 4). Schichten aus feinem Material wechseln mit größerem. Das feine Material besteht aus Kristallen von Albit und in geringerer Menge von Perthit und Hornblende, Pseudomorphosen nach mafischen Mineralen und aus kleinen Bruchstücken mit keratophyrischer oder mikrogranitischer Struktur. Das gröbere Material besteht aus vulkanischen Bomben und Bruchstücken meistens mit keratophyrischer Struktur. Die Minerale des Tuffes sind: Feldspat, Quarz, Epidot, Biotit, Chlorit, und in geringeren Mengen Titanit, Hornblende, Granat und Erz.

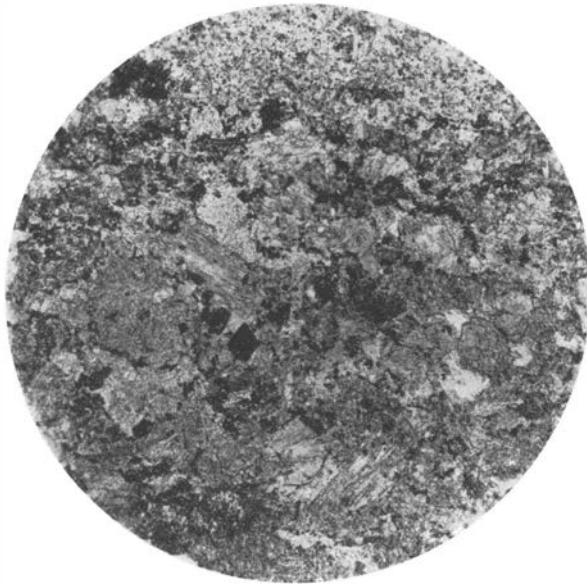


Fig. 39. Gebänderter Kristalltuff. N-Absturz von Suddesvare. 1 Nicol. Masstab 27: 1.

Unter dem Liparit in dem NE-Absturz von Suddesvare findet man ein schön gebändertes Sediment. Die Bänderung tritt auch in einem Schliff hervor (siehe Fig. 39). Eine Schicht mit sehr feinkörniger Masse ist zu beiden Seiten von Material mit einer Korngrösse von etwa 0,5 mm umgeben. Die eine Begrenzungsfläche der Schicht (die obere) ist sehr eben, während die andere (die untere) nicht scharf markiert ist. Einer ziemlich starken Umwandlung zufolge ist keine wirklich klastische Struktur erhalten, aber die ursprünglichen Kornumrisse sind durch feinkörnigen Titanit markiert. Dies gilt doch nicht von den Albitkörnern, die gekerbte Konturen ohne Kristallrand haben. Der Albit (An_8) ist stark epidotisiert. Die Hauptmasse der Körner besteht aus Hornblende und Biotit und in geringerer Menge aus Epidot. Die Hornblende liegt bald als idiomorphe Kristalle und bald als ein Gewirr von feinen Nadeln, im letzten Fall meistens mit

Biotit zusammen. Einige Körner sind mikrofelsitisch wie auch das Zement und die Masse der oben erwähnten Schicht. Das Gestein ist wahrscheinlich ein Kristalltuff gewesen, reich an Pyroxen-, Hornblende- und Plagioklaskörnern und felsitischen Bruchstücken von ungefähr derselben Grösse. Bei einer Metamorphose im Zusammenhang mit der Intrusion der Granite ist der Pyroxen in grüne Hornblende unter Titanitausscheidung umgewandelt worden. Im Inneren der Hornblendekörner gibt es Partien, die beinahe farblos sind, während der Rest ziemlich stark pleochroitisch ist: α schwach strohgelb $< \beta$ braungrün $> \gamma$ blaugrün; $c: \gamma = 19^\circ$. Die inneren Teile sind Reste von einer früheren Hornblende, die nun zum grossen Teil in eine



Fig. 40. Tuff mit Aschenstrukturen. SE-Seite von Hemberget. 1 Nicol. Masstab 26: 1.

grüne umgewandelt ist. Unter Einwirkung flüchtiger Bestandteile vom Granit ist ein Teil der Hornblende unter erneuerter Titanitabsonderung in Biotit umgewandelt worden. — Dieses Sediment dürfte ein Tuff sein, der zu dem dazitischen Keratophyr mit den zahlreichen Pseudomorphosen W von Suddesjaure gehört (siehe p. 175).

Zwischen zwei Decken aus intermediärem Quarzkeratophyr auf der NE-Seite von Flakaberget findet man eine Tuffbank, die einige 10 m mächtig ist. Der Tuff besteht zum grossen Teil aus scharfkantigen Albitsplittern (An_9) und kleinen Bruchstücken von einem Natronkeratophyr, der beinahe ausschliesslich aus Albit aufgebaut ist. Das Gestein ist bisweilen gebändert, was im Feld hervortritt, weil die Korngrösse variiert und einige Schichten besonders calcitreich sind. Andere Minerale im Tuff sind Biotit, Sericit und etwas Quarz und Erz.

In Hemberget ist der quarzschlierige Liparit von einer mehr als 10 m mächtigen Bank aus Tuff und Tuffagglomerat unterlagert. Es ist ein Kristalltuff mit idiomorphen Individuen von Albit und in geringerer Menge von Perthit. Bälle aus dazitischem Keratophyr und Andesit gibt es reichlich auf gewissen Niveaus. Einige runde Bälle, die eine auf Entglasung deutende Struktur haben, dürften vulkanische Bomben sein. Bisweilen treten in Schliffen schöne Aschenstrukturen hervor (siehe Fig. 40). Chlorit und Calcit kommen in reicher Menge vor.

Der Liparittuff in Kaddevare ist grau und meistens schön gebändert. Zuunterst ist er mit Bruchstücken des roten unterlagernden Liparits versehen. Höher hinauf findet man gut abgegrenzte Schichten, die sehr reich an Quarzkörnern und Pseudomorphosen nach Feldspat sind. Die Quarzkörner sind von demselben Typus wie die Einsprenglinge des Liparits und haben wie diese BÖHMISCHE Streifung nach einer Rhomboederfläche. Ausserdem gibt es Streifen der Basis und der Hauptachse parallel. Die Pseudomorphosen haben den Kristallumriss des Feldspats und bestehen aus von aussen nach innen kristallisiertem Epidot, der mit seinen scharf idiomorphen Nadeln in die quarzgefüllten Mittelpartien hineinsteckt. Kleine Bruchstücke kommen auch ziemlich reichlich vor und bestehen aus mikrogranitischen und mikrogranophyrischen Grundmassen mit Albiteinsprenglingen und Feldspatpseudomorphosen oder ohne solche. Der Rest des Tuffes ist eine feinkristalline Masse aus Quarz, Feldspat, Epidot, Biotit, Erz, Titanit, Apatit und Hornblende.

Gangkeratophyre.

Der Gangkeratophyr in Hemberget ist rot und hat cm-grosse Einsprenglinge. Gegen das Nebengestein wird er allmählich dunkler, basischer und fluidalstruiert. Im Inneren der Gänge ist er kalibetont und führt als Einsprenglinge etwas gerundete, oft zusammengeballte Mikroklinindividuen. Zu kleineren Teilen haben einige von den im übrigen gegitterten Mikroklinkörnern eine dichte, polysynthetische Albitlamellierung, die auf höheren Natrongehalt deuten dürfte. Die Einsprenglinge sind gewöhnlich nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt und mit Perthitschnüren spärlich versehen. Sie sind von einem feinen Pigment rotgefärbt und haben bisweilen Einschlüsse von Biotit, Klinoisit und Apatit.

In den dunkleren Randzonen kommt neben dem dominierenden, korrodierten Mikroklinperthit Albit als scharf idiomorphe Einsprenglinge kleinerer Dimensionen vor. Nächst dem Kontakt gegen das Nebengestein (Liparit) sind die Einsprenglinge stark umgewandelt (mit Sericit, Biotit, Klinoisit und Epidot vermengt). In der Randzone gibt es auch Pseudomorphosen nach Biotit, die aus dünnen Platten von Epidot, Titanit und

bisweilen Biotit bestehen. Der Ursprung kleiner epidotgefüllter Pseudomorphosen in der Mitte des Ganges ist unsicher.

Die Grundmasse hat keratophyrische Struktur, mit bis 1 mm grossen, ziemlich unregelmässig begrenzten Feldspatleisten, die ein schwach ausgebildetes Mikroklingitter haben und nach dem Karlsbadergesetz verzwilligt sind. Wie die Einsprenglinge ist der Grundmassenfeldspat rotpigmentiert. Quarz kommt in kleinen Mengen vor und Albit beinahe nur in der Randzone. Feinverteilter Epidot und Biotit wie auch Apatit und Zirkon sind spärlich. Die beiden ersteren Minerale findet man auch in kleinen Anhäufungen mit Magnetit, Titanit und Chlorit zusammen. Der Biotit ist stark pleochroitisch mit α strohgelb $< \gamma$ dunkel olivenbraun. Ganz neben dem Kontakt gegen den Liparit ist die Grundmassenstruktur von den hier reichlich vorkommenden gefärbten Mineralen maskiert. Diese sind Hornblende (α schwach gelb $< \gamma$ schwach grün), Biotit (α strohgelb $< \gamma$ olivenbraun), Epidot, Chlorit und Titanit. Quarz findet man hier reichlicher als im Inneren des Ganges.

Der Keratophyr in einem Gang 2 km NNW von Siksjön ist von demselben Typus wie der in Hemberget. Die cm-grossen Mikroklinperthiteinsprenglinge enthalten aber mehr Albit, und die Mikroklinleisten der Grundmasse sind nur etwa 0,1 mm lang.

In Högberget gibt es einen roten, intermediären Gangkeratophyr, der in der Mitte ziemlich quarzhaltig ist. Die Einsprenglinge bestehen aus Mikroklinmikroperthit und Albit (An_5). Die Grundmasse hat zum grossen Teil mikropegmatitische Struktur. In der Randzone ist das Gestein ärmer an Quarz. Die Struktur ist hier hauptsächlich keratophyrisch, aber der Quarz ist mit dem Feldspat mikropegmatitisch zusammengewachsen. Eine reiche Erzpigmentierung verleiht dem Gestein eine schwarze Farbe. Die Erzkörner sind als Margarite geordnet, und diese deuten darauf, dass die Grundmasse ein entglastes Produkt ist (siehe Fig. 41). Biotitschuppen sind ziemlich gleichmässig eingestreut, aber sind besonders ringsum Einsprenglinge und Pseudomorphosen angehäuft. Apatitnadeln findet man sowohl in Einsprenglingen als in der Grundmasse und ebenso Turmalin. Zirkon wird als einzelne Körner angetroffen. Titanit zusammen mit Erzkörnern und Epidot bilden Ansammlungen in Grundmasse und Einsprenglingen. — Pseudomorphosen gibt es von drei Typen, und sie haben ziemlich gut erhaltene Kristallkonturen. Ihr Mineralinhalt ist der folgende: A. Epidot, Biotit. B. Epidot, Magnetit, Titanit, Biotit und etwas Feldspat und Quarz. C. Calcit, Epidot neben ein wenig Biotit und Erz. Typus C ist B gegenüber Scharf idiomorph. Wahrscheinlich ist C Hornblende und B Pyroxen gewesen.

In Nilsberget schliesslich ist ein oder vielleicht zwei Gänge mit einem grauen, natronbetonten Keratophyr angetroffen worden. Dieser hat idiomorphe Einsprenglinge aus Albit (An_3 — An_7). Der Albit ist antiperthitisch

und nach den Albit-, Periklin- und bisweilen Manebachergesetzen verzwilligt. Mikroklinmikroperthit liegt vereinzelt als Einsprengling und hat bisweilen eine Albithülle. — Die Grundmasse hat keratophyrische Struktur mit etwa 0,5 mm langen Leisten aus Albit und Mikroklin (siehe Fig. 42). Die Leisten haben einwenig unscharfe Konturen und sind durch eine mikropegmatitische Quarz-Feldspatmasse verkittet. Biotitschuppen sind reichlich eingestreut. Weiter gibt es Titanomagnetit, Titanit mit Leukoxen, Epidot, Turmalin und Apatit. Der Biotit ist oft ringsum die Erzkörner angehäuft, die vielmals skelettartig sind.

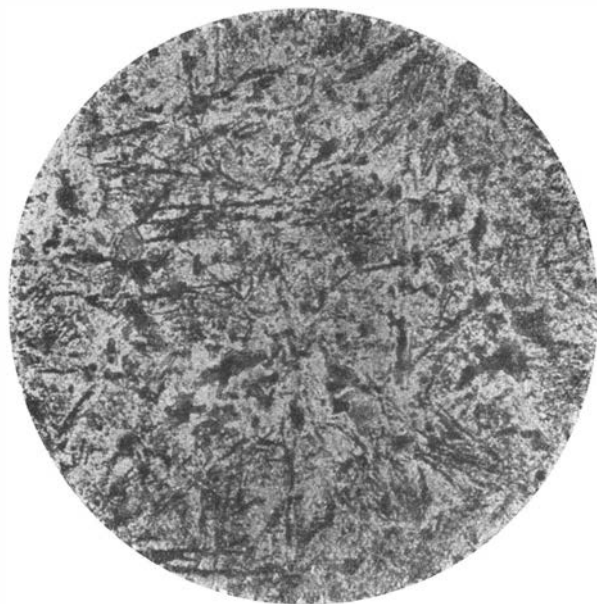


Fig. 41. Erzmargarite in Gangkeratophyr. NE-Absturz von Högerget. 1 Nicol. Masstab 100 : 1.

Gegen den Kontakt des Nebengesteins (Liparit) wird der Keratophyr dichter, dunkler und immer freier von Einsprenglingen. Einen halben Meter vom Kontakt besteht er aus einer filzigen Masse von Biotit, Hornblende, Epidot, Feldspat und in geringeren Mengen Quarz, Chlorit, Titanit, Turmalin, Apatit. Einsprenglinge sind hier sehr selten.

Metamorphose.

Die Gebiete, deren Gesteine mikroskopisch untersucht worden sind, gehören zu den am geringsten durch Metamorphose beeinflussten innerhalb des Arvidsjaurgebiets. In den Randgebieten dagegen ist die Metamorphose bedeutend durchgreifender gewesen, und die Effusivreihe ist durch Granit-injektionen und Aufschmelzen innerhalb grosser Gebiete in Migmatite um-

gewandelt worden. In der petrographischen Beschreibung ist die Metamorphose und ihre Produkte wiederholt erwähnt worden. Im folgenden will ich darum diese Erscheinungen nur übersichtlich behandeln. Eine Einteilung nach verschiedenen Metamorphosenprozessen ist gemacht worden, obgleich sie natürlich in einander eingreifen.

Dynamometamorphose hat in mehreren verschiedenen Epochen stattgefunden. Eine frühe solche hat mehr oder weniger scharf hervortretende Parallel- und Augenstrukturen verursacht, die grosse Bedeutung für die Zirkulation von Lösungen bei der gleichzeitigen chemischen Metamorphose



Fig. 42. Keratophyrische Grundmassenstruktur in natronbetontem Gangkeratophyr. SW-Seite von Nilsberget. Nicols +. Masstab 27 : 1.

gehabt haben. Spätere mechanische Deformationen sind hauptsächlich in Verbindung mit Verwerfungstektonik entstanden und haben den Charakter von Myloniten, Breccien und Spaltensystemen.

Thermale Metamorphose mit nur geringer Materialzufuhr von aussen oder ganz ohne solche hat die grösste Rolle bei den Umwandlungen gespielt, welchen die Porphyrformation ausgesetzt gewesen ist. Am besten kommt diese in den basischen Gliedern zum Vorschein, wo mafische Einsprenglinge durch schnelle Abkühlung metastabil geworden sind, aber bei einer späteren Temperatursteigerung Gelegenheit bekommen haben, in stabilere Formen umgewandelt zu werden. Diese Pseudomorphosen, die oben ausführlich behandelt wurden, enthalten Mineralassoziationen, welche oft von Lokal zu Lokal wechseln, auch wenn das Ursprungsmineral dasselbe gewesen ist. Substanz austausche müssen stattgefunden haben, aber sie dürften

im allgemeinen zu der nächsten Umgebung der Einsprenglinge begrenzt gewesen sein. Bedeutender sind solche Austausch in den stärker mechanisch deformierten Gesteinen gewesen wie z. B. in dem dazitischen Kerautophyr W von Suddesjaure (siehe p. 175). Hier gibt der Mineralinhalt der Pseudomorphosen (Magnetit, Quarz, Feldspat und etwas Calcit und Limonit) sehr geringe Auskunft darüber, welches die Mutterminerale gewesen sind. Die Umwandlung der mafischen Minerale haben der Reaktionsreihe Pyroxen $\rightarrow$ Hornblende $\rightarrow$ Biotit gefolgt. Olivin ist nicht angetroffen worden, aber nach den Pseudomorphosen zu urteilen hat solcher in gewissen Fällen existiert und ist auf ähnliche Weise wie der Pyroxen umgewandelt worden. Bei Bildung von Hornblende und Biotit hat Titanitabsonderung stattgefunden. Der Biotit hat immer eine gewisse Neigung ganz neben den Titanomagnetitkörnern aufzutreten, die zum grösseren oder geringeren Teil dem Biotit ihr Eisen abgetreten haben. Hierbei ist der Titanit als ein sehr feines Aggregat ausgefällt worden. Auch die Grundmasse enthält oft bedeutende Mengen von feinverteiltem Titanit desselben Typus. Biotit und Titanit sind mit Vorliebe zu Schlieren, Verschieferungsebenen und Spalten in den Gesteinen konzentriert, was zeigt, dass diese Minerale aus zirkulierenden Lösungen gebildet sind, die doch nicht vom aussen zugeführt sein müssen.

Unter anderen Mineralen, die wenigstens zum grossen Teil bei thermaler Metamorphose gebildet sind, spielen Epidot und Sericit eine bedeutende Rolle. Epidot findet man beinahe in allen untersuchten Proben, welche Basizität sie auch haben mögen. Besonders in den basischen Gliedern ist der Epidot zu Einsprenglingen und Pseudomorphosen konzentriert. Der Plagioklas ist oft mit feinverteiltem Epidot stark vermengt, und in den epidotreichen Gesteinen ist der Anorthitgehalt des Plagioklases zum grossen Teil zu Epidotbildung verbraucht worden, sodass jener viel geringer als in entsprechenden frischeren Typen ist. Wie Biotit und Titanit ist auch der Epidot oft in Schlieren und Spalten angesammelt.

Die saureren Gesteine sind im allgemeinen mit Sericit vermengt, und wo stärkere Druckbeanspruchung stattgefunden hat (dynamothermale Metamorphose), gibt es beträchtliche Mengen von feinschuppigem, subparallel geordneten Sericit. Wirkliche Sericitschiefer findet man bisweilen auch. Sericitschüppchen liegen fast immer in den Feldspateinsprenglingen, deren Zwillingslamellierungen dadurch ganz maskiert sein können. Eigentümlicherweise ist der Albit in der Regel viel mehr als der Kalifeldspat mit Sericit vermengt.

Oben sind mehrere Fälle beschrieben worden, wo Blasenräume Feldspat oder Klinozoisit enthalten, die wahrscheinlich nach einem Zeolith gebildet worden sind (pp. 168, 169, 174). HARKER betont, dass die Minerale der Blasenräume in vielen Laven nicht sekundär sind, sondern die letzte **Restkristallisation** des Magmas ausmachen.¹ Bei Temperatursteigerung bildet

¹ A. HARKER, Metamorphism. London 1932, p. 105.

Natrolith oder Analcim in Verbindung mit Quarz Albit, während Skolezit in Klinozoisit übergeht. Die erste Reaktion scheint in den Andesiten in Akkavare und W von Stor-Laver repräsentiert zu sein, während die quarz-klinozoisitgefüllten Blasenräume in dem sauren Dazit N von Stor-Laver den anderen Typus repräsentieren sollten.

Die Minerale niedriger Bildungstemperatur Chlorit und Calcit kommen hauptsächlich in Breccien, Myloniten, Tuffen und in der Verwitterungshaut der Gesteine vor.

Metasomatose ist Hand in Hand mit thermaler Metamorphose gegangen und hat vorzugsweise die Partien der Porphyrfornation betroffen, welche den empordrängenden Graniten am nächsten gelegen haben. Unter zugeführten Stoffen bemerkt man: Fe, Mg, Ca, K, Na, B, F, S, Si u. a.

Epidot ist besonders reichlich in der Nähe von den Granitkontakten gebildet worden. So ist der rote Liparit in Harrejäurliden oft von Epidot ganz grünflämmig, und der Andesit E von Suddesjaur ist vollständig umgewandelt, so dass beinahe ausschliesslich Epidot übrig bleibt. Der Epidot bildet oft in den metasomatisch umgewandelten Porphyren grosse, einheitliche Individuen (siehe Fig. 13).

Die reiche Amphibolbildung des Andesits von Rörtjärnberget muss einer Natronmetasomatose zugeschrieben werden, während die grosse Fülle an Beimengungen von Biotitschuppen, die vielerorts vorkommt, einer Zufuhr von Eisen, Magnesium und Kalium ihre Bildung zu verdanken haben dürften. Magnetitkörner von zwei Generationen findet man bisweilen und die spätere ist dann, wie auch einige Sulfidminerale, metasomatisch gebildet worden. Turmalin und Fluorit sind ziemlich selten und hauptsächlich an die stärker mechanisch deformierten Gesteinen gebunden.

Bemerkungen zur Karte Taf. IV.

Das Gebiet direkt E der Linie Bredträskberget—Björkberget bis zur Eisenbahn ist von den Geologen E. Dahlström und G. Bjurström kartiert worden. Die Gegend W von Älvsby habe ich hauptsächlich nach einer Skizze in A. HÖGBOM, Guldinmutningarna vid Älvsbyn (S. G. U. Ser. C N:o 322) gezeichnet und die Konturen des Migmatitgebiets Tjärrovar—Årroivare sind z. T. A. HÖGBOM, Praktiskt-geologiska undersökningar inom Jokkmokks socken sommaren 1930 (S. G. U. Ser. C N:o 369) entnommen.

Zusammenfassung.

Das Altersschema der Gesteine im nördlichen Västerbotten und südlichen Norrbotten erhält nach der oben gegebenen Darstellung folgendes Aussehen:

Die Sorselegranitreihe mit Gangfazies.

Die Vargforsformation (Konglomerate, Grauwacken, saure und basische Effusive).

Revsundsgranit.

Jörngranit.

Svartlågrauwacke.

Andesit.

Liparit.

Quarzkeratophyr, Keratophyr, Dazit.

Andesit.

Schiefer und Quarzit.

Basaltischer Andesit.

Leptit (saure Effusive und Tuffe).

Die Arvidsjaurporphyre schliessen sich in ihren unteren Teilen der Leptitformation des Skelleftefeldes an, indem Andesite mit Schiefen wechselagern. In den NW-Teilen des Skelleftefeldes werden die Schiefer dünner und gehen in gröbere Sedimente wie Sandstein und Quarzit über. Die Porphyreihe wird nach oben immer saurer. Im Lavergebiet sind die Zwischenglieder dazitisch, während sie in den Suddesvare- und Däppis-Kaxlidengebieten keratophyrisch sind. Über diesen Gesteinen liegen mächtige und weit verbreitete Liparitdecken. Die Effusivfolge wird von Andesit als »Nachgeburt« abgeschlossen. Tuffe und Tuffagglomerate liegen vielerorts zwischen den Lavadecken, aber im Vergleich mit den Laven spielen sie quantitativ eine sehr kleine Rolle. Der ältere Granit oder Jörngranit ist jünger als die Porphyreihe und die darauf folgende Svartlågrauwacke. Die ganze Reihe der Arvidsjaurporphyre dürfte eine Effusivfazies des Jörngranits mit allen dessen Differentiaten sein. Jünger als der Jörngranit ist der Revsundsgranit, zu welchem keine Effusivfazies angetroffen worden ist. Nach dem Revsundsgranit kommt eine grosse Diskordanz, auf welche die Vargforsformation mit ihren Sedimenten und Effusiven folgt. Die Vargforsformation ist vom Sorselegranit und dessen Gangfazies durchbrochen, und ihre Effusivgesteine müssen als die Oberflächenfazies des Sorselegranits betrachtet werden.

Gedruckt ²²/₃ 1935.



