

Bergens Museums Aarbog 1896.

No. V.

Die labradorfelse des westlichen Norwegens.

I. Das labradorfelsgebiet bei Ekersund und Soggendal

von

Carl Fred. Kolderup.

Mit 5 karten und tafeln und 15 figuren im text.

Vorwort.

Die vorliegende arbeit ist das resultat der untersuchungen, die ich während der sommer 1893—1895 mit unterstützung von professor RATHCHES legat ausgeführt habe. Die mikroskopische bearbeitung des eingesammelten materials ist an dem mineralogischen institute in Kristiania unternommen. Für die werthvolle hülfe mit rath und that, die mir hier von hrrn professor dr. W. C. BRØGGER geleistet wurde, ist es mir ein drang meinen besten dank auszudrücken. Die in meiner abhandlung erwähnten analysen sind sämmtliche an dem metallurgischen laboratorium und unter anleitung von hrrn professor VOGT ausgeführt, ich danke ihm hierdurch für sein groszes wohlwollen. Meinen besten dank sende ich auch dem director der geologischen landesuntersuchung, hrrn dr. H. REUSCH, der in vielen richtungen meine arbeit gefördert hat. Ferner will ich auch der herren amanuensis C. O. B. DAMM und THESEN für ihre bereitwilligkeit und hrrn stud. min. P. SCHEI für zwei ausgeführte analysenbestimmungen dankend erwähnen.

Es war meine absicht, dasz dieser arbeit über das Ekersund-Soggendalsgebiete zwei abhandlungen über die übrigen labradorfelse des westlichen Norwegens bald folgen sollten. Dieser plan ist leider z. th. durch die nichtbevilligung des stipendiums von seiten des academischen collegiums in Kristiania gestört worden. Es ist indessen meine hoffnung, dasz ich schon im nächsten sommer im stunde dazu sein werde meine geologischen untersuchungen der labradorfelse des westlichen Norwegens fortzusetzen.

Bergen, im september 1896.

Der verfasser.

Die labradorfelse des westlichen Norwegens.

Wie man auf der geologischen übersichtskarte Norwegens sehen kann, treten im westlichen Norwegen mehrere getrennte gebiete von labradorfelsen auf, gebiete, die gewisz an den verschiedenen localiteten nicht unwesentliche änderungen sowohl mit rücksicht auf zusammensetzung als auf structur erlitten haben, die jedoch meiner meinung nach in genetischer relation zu einander stehen und gewisz in einer und derselben geologischen periode zu eruption gekommen sind. Die labradorfelse sind auf drei, weit von einander getrennte gebiete beschränkt. Sie kommen hier entweder allein oder mit noriten und ähnlichen gebirgsarten vor. Die drei gebiete sind:

1) Das gebiet bei Ekersund und Soggendal, das ein areal von 1450 km.² einnimmt, besteht aus 956 km.² labradorfelse, 25 km.² norite und quarznorite, 78 km.² monzonite, 150 km.² adamellite und 250 km.² banatite. Die gesteine sind nicht wie in den beiden übrigen gebieten regionalmetamorphosiert, was vielleicht auf ein verhältnismässig junges alter deutet. Die contacte gegen die silurischen gesteine auf Jäderen sind nicht entblöszt.

2) Das gebiet bei Bergen erstreckt sich in einem weiten bogen von Sletten im süden bis zu dem nördlichsten theile Holsenös im norden und hat ein areal von 450 km.² Das gebiet ist stark regionalmetamorphosiert worden. Gänge aus labradorfelsen setzen in die silurischen gneise hinein, so dasz man mit ziemlich groszer sicherheit davon ausgehen kann, daszes jedenfalls von silurischem, ob nicht postsilurischem alter ist.

3) Das gebiet bei Voss und Sogn erstreckt sich von dem kirchspiele Ulvik in Hardanger bis Lekanger in Sogn und nimmt ein areal von ca. 2000 km.² ein. Auch dies gebiet ist von

silurischem oder postsilurischem alter und zeigt regionalmetamorphische erscheinungen. Die beiden letzteren gebiete sind sehr wenig bekannt, und die karten sind gleichfalls nicht genau.

Die bisherige literatur über das Ekersund—Soggendal- gebiet.

Wenn man die bisherige literatur über das eruptivgebiete von Ekersund und Soggendal durchlesen hat, wird es einem bald klar, dasz man hier einem sehr wenig untersuchten eruptivgebiete gegenüber steht. Sämtliche unten citierten arbeiten sind nämlich die resultate der wenigen observationen, die während eines kurzen aufenthaltes in einem ausgedehnten gebiete gemacht werden konnten. Es fehlt indessen gar nicht an solchen kleinen streifzügen durch das gebiet, und diese haben von der anfang des jahrhunderts bis 1888 gedauert.

Der erste, der, mir bekannt, das gebiet besuchte und ein wenig von seinem besuche mitgetheilt hat, ist professor ESMARK, der eine reise die küste entlang im jahre 1823 machte und dann landete, wenn es ihm wind und wetter gestatteten. Diese reise hat in zwei beziehungen ein grösseres interesse, indem erstens professor ESMARK das gebiet als noritgebiet erkannte und zweitens erwies, dasz das gebiet nicht ein ganz homogenes sei, sondern wenigstens aus zwei distinct verschiedenen, massiven gesteinen, dem gelblich-grauen norit und dem rothen bis weissen gabbro besteht. Unglücklicherweise waren diese gesteinsbegriffe gar nicht precisiert, und kommt hierzu, dasz die petrografische untersuchung nur eine ganz flüchtige war, indem sie nur während der reise ausgeführt wurde, so ist es selbstverständlich, dasz seine notizen keine bedeutung für die spätere forschung gehabt haben und bald vergessen wurden. Bemerkungswerth ist doch, dasz er die groszen und mächtigen norit- und gabbro-noritgänge nur als unbedeutende änderungen des hauptmassives auffaszte, und dasz die gelblichgrauen, biotit- und hypersthen-reichen norite in der umgegend von Rekefjord und Soggendal von ihm als equivalente der labradorite und labradoritnorite von Hitteröen betrachtet wurden. Von den letztgenannten unterschied er die gesteine an der westseite des Rekefjordes, die er gabbro (nach meiner nomenclatur labradorite und labradoritnorite) nannte.

Seine auffassung des noritbegriffes und einige seiner übrigen notizen werden wir später an ihrer stelle berühren.

Von dieser reise ESMARK's zu anfang des dritten decenniums unsres jahrhunderts geht eine längere zeit hin, ohne dasz das gebiet von geologen bereist wird, bis es Keilhau im jahre 1839 während seiner reisen in Lister und Mandals amt passiert. Seine reise ist indessen für unser eruptivgebiet von einem weit geringeren interesse als diejenige professor ESMARK's, indem er nur an einem orte (Hitterö) in das eruptivgebiet eingedrungen ist. Und da er selbst von diesem orte keine nähere beschreibung liefert, kann man wohl im groszen und ganzen seine reise als das eruptivgebiet gar nicht betreffend ansehen.

Dann kommt im jahre 1844 Scheerers arbeit: „Ueber den norit und die auf der insel Hitterö in dieser gebirgsart vorkommenden mine ralienreichen granitgänge.“ Für Scheerer ist es von dem gröszten interesse gewesen die granitgänge und die in ihnen auftretende mineraliengesellschaft näher zu studieren und zu beschreiben, er hat aber auch nicht ganz unwichtige notizen von den noriten auf Hitterö und Andabelö gegeben, und diese beschreibungen zeigen die ersten versuche einer genauen petrografischen untersuchung der letztgenannten gesteine, indem er auch nach seiner rückkehr die gesteine einer näheren behandlung unterwarf und z. b. das in norit auftretende titaneisen analysierte. Es verdient auch erwähnt zu werden, dasz er den feldspath als labrador erkannte und versprach nähere untersuchungen über die hypersthene anzustellen, ein versprechen, das er nicht zeit genug hatte später zu erfüllen. Nach ihm zeigen die norite auf Hitterö folgende mineralkombination 1) feldspath (überwiegend in sämtlichen varieteten), 2) quarz, 3) diallag, 4) hornblende mit glänzelndem bruche in übergangsgesteinen zwischen norit und gneis, 5) ilmenit, 6) glimmer, 7) hypersthen, 8) granat in einem übergangsgesteine.

Ferner hat er auch die kontakte der norite und der gneise des urgebirges studiert und einige lokaliteten beschrieben. Die hauptresultate dieser studien können in folgenden worten kurz zusammengefasst werden: „Es lässt sich hier eben so wenig von scharfen begränzungen als von allmählichen übergängen reden, eher dagegen, wie wir bald sehen werden, von einer verflechtung zweier gebirgsarten innerhalb einer breiten grenzzone.“

Zuletzt wollen wir nach ein anderes interesse, das sich an Scheerers arbeit knüpft, kurz berühren. Er versucht nämlich den

von ESMARK gegebenen noritbegriff zu precisieren; aber zu diesem versuche werden wir an einer anderen stelle, wenn die rede von diesem begriffe ist, zurückkehren.

In dem nächsten jahre 1845 liesz Scheerer in „Nyt magasin for naturvidenskaberne B. IV“ eine neue abhandlung, „Geognostisk-mineralogiske skizzer“ drucken. In dieser abhandlung unterwirft er die norite keiner näheren behandlung, sondern beschreibt die gneise des Flekkefjordes und die genannte zone mit „der verflechtung zweier gebirgsarten.“

Es geht dann noch einmal eine längere zeit hin, bis man nähere auskünfte über unser eruptivgebiet bekommt. Es ist diesmal dr. TELLEF DAHLL, der in der naturforschersitzung zu Stockholm 1863 das gebiet berührt, indem er hier seine arbeit über die geologische reihenfolge in Kristiansand stift vorlegt. In dieser arbeit begegnen wir dem ersten versuche einer altersbestimmung der in Kristiansand stift auftretenden gesteine. Die reihenfolge ist nach DAHLL: 1) azoische schiefer, 2) dem urgebirge zuhörende granite, 3) die silurformation, 4) die devonformation (bei Skien), 5) silurische oder postsilurische eruptivgesteine, α) angitporfyre bei Skien, β) synite bei Skien, γ) granite (Grimstad, Bömmelö und Stordöen) δ) gabbroen und norite (Torrisdal, Egersund, Langö, Jamæasknuden) ε) hornblendegranite bei Lindesnäs.

Ein anderes interesse knüpft sich auch an diese arbeit, indem der verfasser versucht den gesteinsbegriff norit festzustellen. Unter norit will TELLEF DAHLL einen labradorfels mit eingemengtem hypersthen verstehen, d. h. der name hat beinahe seine jetztige bedeutung erhalten. Man sieht auch aus dieser arbeit, dasz man in das innere des eruptivgebietes hineingedrungen ist, indem eines ganges von reinem titaneisen 1500 faden lang und 20 breit erwähnt ist, aber eine nähere aussonderung der verschiedenen haupttypen und eine untersuchung ihrer verhältnisse zu einander fehlen gäezlich.

1877 liefert dr. HEINRICH MÖHL eine beschreibung einiger norwegischen eruptivgesteine und berührt hierbei den hornblende-granit bei Farsund und einen diabas bei Soggendal.

1878 besucht dr. REUSCH die ilmenitgänge in der nähe von Soggendal und giebt eine beschreibung der Blaafjeldsgruben.

Zu anfang der achtziger jahre entdeckt adjunkt HOUGLAND einige gänge von diabas und „gabbro,“ die auf einer kleinen karte abgesetzt und von professor dr. ROSENBUSCH beschrieben wurden. Der letztgenannte verfasser hat auch den labradorfels von

Ogne und Ekersund einer mikroskopischen untersuchung unterworfen.

Dann kommen zuletzt die mehr umfassenden arbeiten professor VOGT's, der das eruptivgebiet besucht um das vorkommen von titaneisen zu studieren, der aber bei diesem studium das noritgebiet von Rekefjord und Soggendal entdeckt und in dem gesammelten materiale ein exemplar von dem gesteine, das er nach konference mit professor BRÖGGER enstatitgranit nennt, mitbringt.

Er ist es, der zum ersten male konstatiert, dasz wiederholte masseneruptionen stattgefunden haben, indem er nachweist, dasz eine scharfe grenze zwischen dem biotit- und hypersthensreichen noritgebiete von Rekefjord und Soggendal und dem labradorfelse n. w. von diesen orten existiert. Die versuche einer altersbestimmung gelingen ihm indessen gar nicht, und das verhältnisz zwischen den ilmenitnoriten und den übrigen gesteinen sind meiner auffassung nach nicht correct angegeben; aber zu diesen punkten werden wir bei einer anderen gelegenheit zurückkommen. Es ist indessen nothwendig, wenn die rede von diesen arbeiten ist, zu erinnern, dasz die reise nur eine ganz kurze, und dasz sie des studiums des ilmenitvorkommens wegen gemacht war. Ferner darf nicht vergessen werden, dasz unsre kenntnis von diesem eruptivgebiete bei professor VOGT's ankunft eine ganz unvollständige war. Die damals gewöhnlich verbreitete meinung von diesem eruptivgebiete war, dasz es ein ganz homogenes sei und nur aus einer einzelnen gebirgsart bestehe, einer gebirgsart, die freilich an ihren stellen mit verschiedener consistenz und structur auftreten könne, die aber doch zu demjenigen typus gehört, den KEILHAU und SCHEERER norit und DAHLL und KJERULF labradorfels nannten. Als eine solche homogene masse wurden auch die hier auftretenden eruptivgesteine auf der geologischen übersichtskarte des südlichen Norwegens abgesetzt.

Dies war nur eine in wenigen worten abgefaszte, orientierende übersicht über die früheren auffassungen der geologischen und petrografischen verhältnisse in dieser gegend; wir werden bei einer späteren gelegenheit die früheren detailuntersuchungen mehr eingehend behandeln. Zuletzt wird ein chronologisches verzeichnisz sämtlicher arbeiten, in welchen das gebiet behandelt wird, hinzugefügt:

- 1) ESMARK: Om noritformationen. Mag. for natv. B. I. 1823.
- 2) KEILHAU: Reiser i Lister og Mandals amt 1839. Nyt mag. for natv. B. II.
- 3) SCHEERER: Ueber den norit und die auf der insel Hitterö in

- dieser gebirgsart vorkommenden mineralienreichen granitgänge. *Gæa Norwegica*. B. II. 1844.
- 4) SCHEERER: Geognostisch-mineralogische skizzen gesammelt auf einer reise an der südküste Norwegens.
 - 5) SCHEERER: Geognostisk-mineralogiske skizzer. *Nyt mag. for natv.* B. IV. pag. 162 f. f. 1845.
 - 6) TELLEF DAHLL: Om de geologiske undersøgelser i Kristiansands stift. *Förh. vid natfn. i Stockholm* 1863.
 - 7) Dr. HEINRICH MÖHL: Die eruptivgesteine Norwegens. *Nyt mag. f. natv.* B. XXIII. 1877.
 - 8) H. H. REUSCH: Et besøg i titanjerngruberne ved Soggendal. *Geol. fören. förh.* B. IV. 1878.
 - 9) TH. KJERULF: Udsigt over det sydlige Norges geologi. 1879.
 - 10) TH. KJERULF: Om ganggjennemskjæringer ved Ekersund. *Nyt mag. f. natv.* B. XXVII. 1883.
 - 11) H. ROSENBUSCH: Die gesteine von Ekersund. *Nyt mag. f. natv.* B. XXVII. 1883.
 - 12) I. H. L. VOGT: Norske ertsforekomster (anden række) 1887.
 - 13) I. H. L. VOGT: Om dannelsen af jernmalmsforekomster. *N. G. U.* 1892.

Allgemeine bemerkungen über die norite, labradorfelse und die mit ihnen verwandten gesteine.

Da ich hier zum ersten male verschiedene unbekannte oder wenig bekannte gesteinstypen beschreiben will, und da die bisherige anwendung einiger der hauptbegriffe nicht ganz konstant gewesen ist, wird es vielleicht am besten sein einige bemerkungen meine nomenclatur betreffend, vorzuschicken und die verschiedenen petrografischen übergangsreihen, die sich an die hauptgesteine des eruptivgebietes von Ekersund und Soggendal knüpfen, näher zu besprechen.

Ich will mit den noriten anfangen, da diese gesteinsgruppe als ein centraler ausgangspunkt der in unserm eruptivgebiete auftretenden gesteine aufgefasst werden kann.

Das erste mal, wo wir dem namen norit begegnen, ist in „*Mag. f. naturv.* B. I. 1823,“ wo professor ESMARK in seiner oben genannten abhandlung den namen anwendet um die ganze formation von gesteinen zu bezeichnen, die entweder, was LEOPOLD v. BUCH

als gabbroen bezeichnet hatte, waren oder in näherer verbindung zu diesen standen. Es heizt hiervon pag. 207: „Dies gestein (gabbro vom gipfel des Throndfjeldes) hat hr. v. BUCH gabbro genannt und die verschiedenen hierzugehörigen gesteine rechnet er der gabbroformation zu; da ich aber mehrere gesteine gefunden habe, die in näherer verbindung hiermit stehen, und da sie so in Norwegen verbreitet sind, so will ich die ganze formation die noritformation nennen und das gestein selbst norit und in solcher weise v. BUCH's gabbroformation als dieser untergeordnet ansehen.“

Wie man leicht erkennen wird, sagte dieser name, als er damals verwendet wurde sehr wenig, ja kaum mehr als, dasz man hier in Norwegen eine ganze serie von gesteinen hätte, von welchen man nichts näheres wuszte, die aber, da sie hier solch bedeutende ausdehnung hatten, norite genannt wurden. Professor ESMARK war selbst der erste die unvollkommenheit der definition zu erkennen und fügte darum später folgendes hinzu: „Die speciellen von v. BUCH und mir gefundenen verschiedenen gesteine dürften wohl später eigene benennungen verdienen um näher bezeichnet zu werden, obgleich sie wie oben bemerkt alle der noritformation zugehören.“ Solch eine trennung der verschiedenen gesteine der noritfamilie hat auch ESMARK versucht, indem er z. b. pag. 210 in derselben oben citierten arbeit, die von mir als norite und labradorfelsen bezeichneten gesteine folgenderweise erwähnt: „Die gelblichgraue noritformation (auch nach meiner bezeichnung norit) zeichnet sich auch dadurch aus, das sie mit grasz, heidekraut und heidelbeeren bewachsen ist, der härtere und festere gabbro (nach meiner nomenclatur: labradorfels) war überall nackt und kahl.“ Eine nähere erklärung der verhältnisze konnte indessen professor ESMARK nicht geben. Seine reise wurde in boot unternommen, und da das wetter ihm selten günstig war, konnte er nur an wenigen orten landen.

Der erste, der nach ESMARK sich mit unsrem eruptivgebiete beschäftigte, begriff auch bald, dasz das erste, was gemacht werden müsse, eine feststellung des noritbegriffes sei. SCHEERER versucht auch eine solche und faszt seine resultate in folgenden worten zusammen (Gæa Norwegica II. 314): „Faszen wir die eben gegebenen Erläuterungen zusammen, so möchte Ich die kürzeste Definition von Norit im Sinne ESMARK's etwa folgendermassen ergeben: Norit ist ein krystallinisch-körniges Feldspathgestein, entweder allein aus Feldspathmasse bestehend, oder Diallag, Bronzit, Hypersthen oder Hornblende, zuweilen auch wohl ausserdem Quarts

und Glimmer, als Gemengtheile enthaltend. Diese Definition bleibt jedoch stets noch eine sehr schwankende. Krystallinische Feldspathgesteine, namentlich mit etwas eingemengtem Quarts, werden sehr häufig in der norwegischen Urgneus-Formation angetroffen. Sollen nun diese Gesteine alle zum Norit gezählt werden, selbst wenn auch nirgends eine Spur des charakteristischen augitischen oder amphibolitischen Bestandtheile darin vorkäme? Das hiesse wohl die Grenzen dieser Gebirgsart, mehr als ESMARK vielleicht gewollt hat, auszudehnen. Wir müssen also der oben gegebenen Definition noch beifügen, dass solche körnig krystallinische Feldspathgesteine nothwendigerweise mit Gabbro-Bildungen im innigsten Zusammenhange angetroffen werden müssen, wenn man berechtigt sein sollte, sie zum Norite zu rechnen. Durch diese nothwendige Beschränkungen kommt aber der Begriff von Norit dem eines, an seinen augitischen Gemengtheilen oftmals sehr armen Gabbro ziemlich nahe.“

Wie aus diesem hervorgeht, scheint SCHEERER vorzugsweise den namen norit angewendet zu haben, wo das gestein ausschliesslich oder fast ausschliesslich aus feldspath besteht; er hat mit anderen worten mit diesem namen die labradorfelse bezeichnet. Sicher ist es, dass er ihn auf den labradorfelsen Hitterøes anwendete. Eine ähnliche anwendung bekam der name bei den späteren forschern, professor HJORTDAHL und M. IRGENS, auf deren arbeit: „Geologiske undersøgelse i Bergens omegn“, ich in dieser beziehung verweise. Dieser standpunkt SCHEERERS musz als einen vorschritt bezeichnet werden, indem die eruptiven norite von manchen der sedimentären gneise getrennt wurden, und die definition gewinnt dadurch an precision. Leider hat er keine gelegenheit gehabt die verschiedenen norittypen auszuscheiden. Dies war vielleicht auch eine aufgabe, die mit den dortigen hülfsmitteln unmöglich gewesen wäre.

Die bezeichnung norit hat professor KJERULF nicht gefallen, er bemerkt beiläufig in seinem lehrbuch: „Stenriget og fjeldlæren“: Mit dem namen norit bezeichnete ESMARK senior verschiedene gabbroen. Er benutzte indessen nicht oft den namen labradorfels, wie früher hervorgehoben ist. Bezeichnend ist in dieser beziehung seine bemerkungen in: „Oversigt over det sydlige Norges geologie“ pag. 207. „Der labradorfels, ein ausgezeichnet typisches gestein, seinem namen entsprechend, ist theils violet (die labradorfarbe), theils weiss von hauptfarbe und setzt als solcher enorme gebirgsmassen zusammen. Er führt dabei innerhalb dieser so oft die übrigen bestandtheile des gabbros, dass er sich hierdurch

als der gabbrogruppe angehörig erzeugt.“ Ja KJERULF betont sogar in der eben citierten arbeit, dasz es nur stören würde, den namen norit gerade für den labradorfels zu behalten.

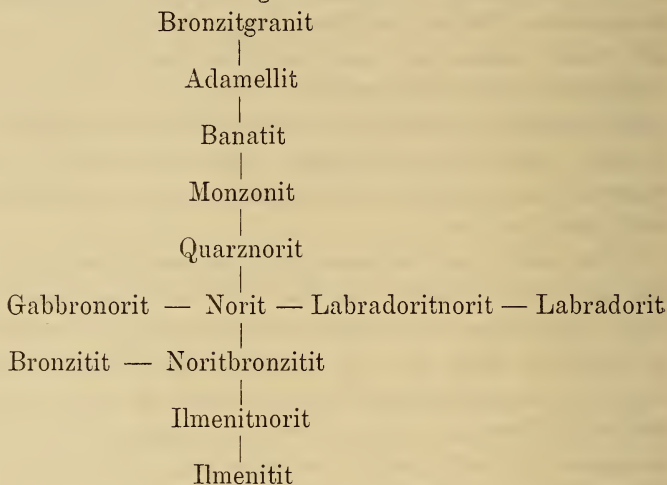
Der mitarbeiter KJERULF's, dr. TELLEF DAHLL giebt in seiner arbeit: „Om de geologiske undersøgelser i Kristianssands stift“ eine ganz genügende definition, die der jetzigen sehr nahe kommt: „Norit ist ein labradorfels mit eingemengtem hypersthen.“

Die eigentliche petrografische bedeutung bekam der name wie bekannt erst, als ihn professor ROSENBUSCH, der keine bezeichnung für die kombination rombisch pyroxen und plagioklas (von labradorconsistenz) hatte, auf diese gruppe der gabbrofamilie verwendete. Mit dieser bedeutung wird auch die bezeichnung von mir in der vorliegenden arbeit angewendet. Ich verstehe demnach unter norit ein abyssisches gabbrogestein mit der mineralkombination rombisch pyroxen und basich plagioklas, wozu immer ein erz (ilmenit oder magnetit) und zuweilen auch monokliner pyroxen, hornblende, biotit und quarz kommen.

Ob solch eine eintheilung der gabbrogesteine in die zwei gruppen den echten gabbro und den norit eine berechnigte ist, darf wohl eine offene frage sein, indem das auftreten des monoklinen pyroxens in manchen fällen als ein accessorisches aufgefasst werden musz, und in übereinstimmung hiermit dürfte er nicht als grund einer eintheilung benutzt werden. Professor BRÖGGER hat in seinen vorlesungen über petrographie bemerkt, dasz es vielleicht besser wäre die familie in gabbroen mit olivin und gabbroen mit rombischem pyroxen zu theilen, da es scheint als ob diese mineralien (olivin und rombischer pyroxen) nicht häufig zusammen in demselben gesteine auftreten. Diesem versuche einer eintheilung gegenüber dürfte es wohl bemerkt werden, dasz das vorkommen des olivins, ob nicht mehr, so doch völlig so accessorisch wie dasjenige des monoklinen pyroxens ist. An einigen orten eines eruptivgebietes tritt der olivin als wesentliches gemengtheil auf, an anderen kommt er nur spärlich vor, oder er scheint sogar ganz zu fehlen. Ferner verdient auch erwähnt zu werden, dasz die rombischen pyroxene mehrmals mit den olivinen in demselben gesteine auftreten wie es z. b. aus der arbeit v. CHRUSTSCHOFF's „Die pertitophyre Volhyniens“ hervorgeht. Meiner ansicht nach wäre es jedesfalls vorläufig am besten die gewöhnliche eintheilung der gabbrogesteine in echten gabbro und norit zu behalten und dazu gruppen wie hornblende-und glimmer-gabbro zufügen. Innerhalb

dieser gruppen können wir dann die eintheilung fortsetzen und namentlich die verschiedenen übergangstypen ausscheiden.

Wie aus der natur der sache hervorgeht, können wir sowohl in der petrographie als auch in anderen wissenschaften niemals von scharfen grenzen reden. Dies können wir bald auch bei den hier-beschriebenen gesteinen namentlich den noriten konstatieren, sie gehen durch änderungen ihrer zusammensetzung in verschiedenen anderen gesteinstypen über. Die centrale stellung des norits und sein verhältnisz zu den anderen in unsrem eruptivgebiete auftretenden gesteinen wird man durch folgendes schema leicht einsehen.



Es ist selbstfolglich, wie auch oben angedeutet, dasz wir von den meisten groszen gesteinsgruppen solche ausstrahlungsreihen aufstellen können, indem wir die verschiedenen mathematisch möglichen kombinationen aufsetzen; es gelingt indessen gar nicht in jedem eruptivgebiete solch eine vollständige serie nachzuweisen, wie es in dem hier beschriebenen der fall ist. Es fehlt hier nur eine einzelne reihe, nämlich diejenige der olivinreichen gesteine. Eine solche reihe ist indessen gar nicht nur mathematisch möglich; in v. CHRUSTSCHOFF's oben citierter arbeit werden viele mehr oder weniger olivinreiche glieder erwähnt, die wahrscheinlich den anfang der serie bilden und als olivinführende norite und olivinnorite bezeichnet werden müszen. Eine bedeutendere reduction des plagioklasgehalts und wir kommen in die harzburgiten hinein, die an einigen localiteten mit den reinen olivinfelsen innig verknüpft sind. Solche gesteine hoffe ich auch bei einer späteren gelegenheit näher

besprechen zu können, indem sie in den labradorfelsen in der nähe von Bergen als grenzfacies vorkommen.

Ein besonderes interesse bietet die saure übergangsgruppe, welche die norite mit den bronzitgraniten verbindet, indem wir hier höchst interessante beispiele der orthoklas-plagioklasgesteine haben; hier können wir auch die geologische stellung dieser eigentümlichen granite als differentiationsproducte mehr basischer typen zeigen.

Das erste glied dieser übergangsreihe ist, was ich als quarznorite bezeichnet habe. Diese finden wir theils als gänge z. b. bei Theingsvaag pr. Ekersund theils als centrale typen des Soggendallakkolithes. Ich habe in diesem eruptivgebiete innerhalb der noritfamilie alle übergänge von den gesteinen, in welchen quarz nur als eine ganz verschwindende zwischenklemmungsmasse zwischen den übrigen bestandtheilen vorkommt bis zu den gesteinen, in welchen er als mehr oder weniger vorherrschender constituent auftritt. Ein gutes beispiel der letzten typen bietet der quarznorit von Svelevand in dem adamellitgebiete bei Birkrem. Wie aus einer späteren figur hervorgeht, besteht dies gestein aus ca. 30 % quarz und hat nach meiner berechnung ca. 60 % Si O₂. Da ein groszer theil der feldspathe keine zwillingslamellierung zeigt, dürfte man vermuthen, dasz diese feldspathe monokline seien, und dasz wir somit ein orthoklas-plagioklasgestein haben. Durch isolation habe ich indessen bewiesen, dasz kein feldspath saurer ist als labrador, und das gestein ist dann ein echter quarznorit. Leider besitze ich keine analyse von diesem ganz eigentümlichen gestein, das später mehr eingehend beschrieben werden soll.

Beispiele wie das oben erwähnte sind indessen nicht häufig, das häufigste ist, dasz die feldspathe mit zunehmendem Si O₂-gehalt ihren charakter ändern, so dasz wir entweder in die gruppe der quarzdiorite oder in diejenige der orthoklas-plagioklasgesteine hineinkommen. Eine solche entwicklung in saurer richtung finden wir auch in unsrem eruptivgebiete; z. b. die centralen typen des Soggendallakkolithes und einige ganggesteine. Das gestein von Soggendal ist seiner chemischen zusammensetzung zufolge noch ein quarznorit (mit 52.21 % Si O₂), aber es zeigt durch seine saurere plagioklase einen deutlichen übergang zu den quarzdioriten, indem die feldspathe andesin (obere grenze), albit und orthoklas sind, deren volumverhältnisz als 8: 1: 1 ist. Diese entwicklung in saurer richtung ist gröszer bei dem ganggesteine von Theingsvaag pr. Ekersund, wo die feldspathe meiner analysenberechnung nach andesin (Ab₃ An₂ = 50 %), mikropertthit ((Ab₄ An₁)_{2,4} Or₁ = 5.59 %)

und orthoklas (7.32 %) sind. Eine äusserlichere verrückung des mengenverhältnisses zwischen orthoklas und plagioklas und wir kommen in die orthoklas-plagioklasgesteine hinein.

Was diese grosse zwischengruppe betrifft, deren berechtigung professor dr. BRÜGGER in seiner arbeit: „Die eruptionsfolge der triadischen eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol“ hervorgehoben hat, so schliesze ich mich in groszen und ganzen diesem verfasser an und nehme mit ihm die bezeichnungen monzonit, banatit und adamellit auf. Ich bezeichne also mit monzoniten die mehr basischen orthoklas-plagioklasgesteine mit einem Si O₂ gehalt von 50—60 %, als banatite werden die intermediären mit 62—66 % Si O₂, und als adamellite die saureren mit mehr als 67 % Si O₂ bezeichnet. Die banatite entsprechen also den quarzsyeniten und die adamellite den graniten innerhalb der orthoklasgesteine. Innerhalb der plagioklasgesteine entsprechen dagegen die adamellite den quarzdioriten.

Um den ganzen procesz zu beleuchten und dessen vorgang zu studieren seien folgende analysen beigefügt. Des vergleichs willen ist der gesamtgehalt von Fe als Fe₂ O₃ berechnet und aufgeführt.

	I	II	III	IV	V	VI	VII
Si O ₂	46,85	52,21	53,28	57,11	64,35	70,33	73,47
Ti O ₂	Nicht best	3,12	1,87	1,59	1,63	1,09	0,12
Al ₂ O ₃	19,72	19,24	23,30	18,00	15,46	15,59	15,42
Fe ₂ O ₃	11,54	10,46	7,55	11,58	7,50	3,05	1,02
Mg O	7,75	2,36	3,02	1,78	0,50	1,20	0,20
Ca O	13,10	7,28	5,01	3,99	3,38	3,05	1,35
Na ₂ O	1,56	3,48	3,90	3,96	3,28	4,50	5,57
K ₂ O	0,09	1,09	1,51	2,59	4,54	1,29	3,64

- I WILLIAMS: Norit von Baltimore.
 II KOLDERUP: Quarznorit von Soggendal.
 III KOLDERUP: Quarznorit von Theingsvaag bei Ekersund.
 IV KOLDERUP: Monzonit von Fuidland bei Farsund.
 V KOLDERUP: Banatit von Dypvik bei Farsund.
 VI KOLDERUP: Adamellit von Farsund.
 VII KOLDERUP: Bronzitgranit von Birkrem.

Wir sehen bald in welcher richtung die entwicklung geht. Es ist eine steigerung der Si O₂-, Na₂ O- und K₂ O-gehalte und ein entsprechendes sinken der Ti O₂-, Fe₂ O₃-, Mg O- und Ca O-gehalte. Dies wird mit rücksicht auf die mineralogische zusammensetzung eine bereicherung der alkalifeldspathe und quarz und eine abnahme

der zuerst auskrystallisierenden mineralien, erze und eisenmagnesiumsilicate. In II und III sind die alkalifeldspathe nur ein geringer theil der sämmtlichen feldspathe; steigt indessen der alkaligehalt fortwährend, erhalten wir bald beinahe denselben gehalt von beiden, und bekommen somit die orthoklas-plagioklasgesteine, die ich nach Bröggers nomenclatur als monzonite bezeichnen will. Solche gesteine kommen als centrale typen in dem monzonitgebiete von Hæskestad und als periferen typen in dem banatitgebiete s. w. von Farsund vor, und sie sind, wie später erörtert wird, als differentiationsproducte des ursprünglichen labradorfelsmagmas aufzufassen. Die chemische zusammensetzung ergibt sich aus der analyse IV. Wenn man diese analyse mit den drei ersten vergleicht, wird es bald klar, dass das gestein durch fortsetzung der früher ange deuteten entwicklung entstanden ist. Es ist eine steigerung der Si O_2 -, $\text{Na}_2 \text{O}$ - und $\text{K}_2 \text{O}$ -gehalte und ein entsprechendes sinken der Ti O_2 -, Mg O - und Ca O -gehalte. Eine abweichung zeigt nur der ziemlich hohe $\text{Fe}_2 \text{O}_3$ gehalt, der gewissermassen durch die leichte diffusion von Fe gegen die grenze des massives verursacht worden ist.

Es dürfte wohl die grosze frage sein, wo man die grenze zwischen den orthoklas-plagioklas-gesteinen und den plagioklas-gesteinen einerseits und den orthoklas-gesteinen andererseits feststellen kann. Meiner meinung nach wäre es am besten die frage in folgender weise zu lösen:

Plagioklas-gesteine Pl_3 — $\text{Pl}_2 \text{ Or}_1$.

Orthoklas-plagioklas-gesteine $\text{Pl}_2 \text{ Or}_1$ — $\text{Pl}_1 \text{ Or}_2$

Orthoklasgesteine $\text{Pl}_1 \text{ Or}_2$ — Or_3 .

Man musz demnach nicht nur die in den analysentafeln angegebenen zahlen der Ca O - und $\text{Na}_2 \text{O} + \text{K}_2 \text{O}$ -gehalte vergleichen, da ein nicht ganz unwesentlicher theil des Ca O -gehaltes in den hornblenden und pyroxenen hineingeht. Die zahlen, die uns das verhältnis zwischen Ca O und $\text{Na}_2 + \text{K}_2 \text{O}$ angeben, geben uns eine andeutung, jedoch nur eine chemische analyse in verbindung mit einer genauen, mikroskopischen untersuchung kann in schwierigen fällen ein zuverlässiges resultat geben.

Die nächste stufe der serie, die banatite, kommen als centrale typen des gebietes s. o. von Farsund vor. Ihre zusammensetzung ergibt sich aus der analyse V.

Auch in dem adamellitgebiete des Listerlandes treten banatite auf, und hier sind sie mit den adamelliten innig verknüpft, so dass jene in diese allmählich übergehen. Die adamellite sind in dem

Birkremslakkolithe mit den bronzitgraniten, den sauersten gliedern der ganzen entwickelungsserie, verbunden. Dieser lakkolith bei Birkrem würde, wenn er durch erosion mehr entblözt wäre, manche interessante beispiele von petrographischen übergängen liefern; wir gehen indessen meistens an der oberfläche des lakkolithes und bekommen nur dann und wann einen einblick in den kern. Durch diese einblicke wurden die bronzitgranite entdeckt. Ihre zusammensetzung ist in VII aufgeführt, und auf grundlage dieser analyse lässt sich folgende berechnung anstellen.

K ₂ O	= 3,64				
Al ₂ O ₃	= 3,94				
Si O ₂	= 14,01				
		21,59	%	K ₂ Al ₂ Si ₆ O ₁₆	
Na ₂ O	= 5,45				
Al ₂ O ₃	= 8,93				
Si O ₂	= 31,83				
		46,21	%	Na ₂ Al ₂ Si ₆ O ₁₆	
Ca O ₂	= 1,35				
Al ₂ O ₃	= 2,43				
Si O ₂	= 2,83				
		6,61	%	Ca ₂ Al ₂ Si ₄ O ₁₆	
				74,41	% feldspath
Mg O	= 0,05				
Al ₂ O ₃	= 0,12				
Si O ₂	= 0,07				
		0,24	%	Mg Al ₂ Si O ₆	
Mg O	= 0,15				
Si O ₂	= 0,23				
		0,38	%	Mg Si O ₃	
Fe O	= 0,54				
Si O ₂	= 0,45				
		0,99	%	Fe Si O ₃	
				1,61	% hypersthen
Fe O	= 0,13				
Ti O ₂	= 0,12				
Fe ₂ O ₃	= 0,26				
		0,51	%	Fe Ti O ₃ + Fe ₂ O ₃	
				0,51	% ilmenit
Si O ₂	= 24,05			24,05	% quarz
		Sum = 100,58 % + 0,12 % Na ₂ O.			

Da die feldspathe ausschliesslich mikroperthite sind, musz ihre zusammensetzung $Or_1 (Ab_7 An_1)_{2,4}$ sein, d. h. orthoklas ist mit einem plagioklase, der auf der grenze zwischen albit und oligoklas liegt, verwachsen.

Vergleichen wir VI und VII mit einander und mit den analysen der granite werden wir bald sehen, dasz wir mit VII in die reihe der granite hineingekommen sind. Der $Si O_2$ gehalt ist auch bei VI hoch genug um das gesteine zu den graniten zu rechnen, aber der $K_2 O$ gehalt ist zu niedrig und das verhältnisz zwischen $Ca O$ und $Na_2 O + K_2 O$ ist zu hoch. Dies ist bei dem bronzitgranite von Birkrem 1: 7, bei dem gesteine von Farsund 1: 1,9; ich bezeichne darum dies als hypersthensadamellit.

Eine nähere vergleichung des bronzitgranits mit den übrigen mir bekannten granitanalysen zeigt uns, dasz er der reihe der natrongranite zugerechnet werden musz. Eine besondere stellung nimmt er dadurch ein, dasz der feldspath ausschliesslich aus mikroperthit besteht. Möglicherweise dasz einige forscher solch ein gesteine wegen seines hohen feldspathgehalts perthitophyr nennen würden. Da es indessen seiner chemischen zusammensetzung zufolge zur reihe der natrongranite gehört, will ich nicht versuchen die nomenclatur mehr zu verwirren, als sie schon geworden ist und bezeichne das gesteine darum als bronzitgranit. Ich thue es auch gern, da es scheint, als ob die meisten, modernen petrographen darin einig sind den chemischen inhalt mehr und mehr als eintheilungsprincip zu verwenden. Der name pertitophyr ist auch früher in solcher weise verwendet, dasz er uns sehr wenig von der zusammensetzung des gesteins erzählt. Der beschreibung v. CHRUSTSCHOFFS zufolge gehören einige pertitophyre der serie der olivinnorite, andere derjenigen der quarznorite an, während eine dritte klasse als labradorfelsen bezeichnet werden dürfte. Von bedeutung würde die benennung erst dann sein, wenn sie näher precisiert würde, so dasz sie um die mit oligoklasiten und labradoriten equivalenten gesteine zu bezeichnen verwendet würde, d. h. sie wäre die benennung der gesteine, die entweder ausschliesslich aus mikro- resp kryptoperthiten bestünden, oder der einige procente der übrigen granitconstituenten beigemengt wären. Ihre chemische zusammensetzung würde dann zwischen den folgenden angegebenen grenzen liegen:

$Si O_2$	65	—	70	%
$Al_2 O_3$	21	—	18	%
$Fe_2 O_3$	1	—	0,2	%

Mg O	0,5—	0,1	%
Ca O	1,5—	1	%
Na ₂ O	6	5	%
K ₂ O	3	5	%

Nachdem wir nun die ganze nachweisbare übergangsreihe zwischen den noriten und den graniten, wie sie in unsrem eruptivgebiete vorkommt, behandelt haben, wenden wir uns gegen eine andere petrographische übergangsgruppe, die von demselben ausgangspunkte, den noriten, in den labradorfelsen hineinführen. Während wir die meisten lakkolithe untersuchen muszten um die erste reihe vervollständigen zu können, werden wir hier nun ein einzelnes eruptionsgebiet verfolgen. Wir haben nämlich in dem groszen gebiete von labradorfelsen, wenn wir von der grenze gegen die centralen theile gehen, einen continuirlichen übergang von einem noritischen grenzfacies z. b. bei Birkrem—Helland zu den reinen labradorfelsen bei Slettebö (Siehe später). Eine ganz flüchtige befahrung zeigt uns die richtung der entwicklung. Es ist in mineralogischer beziehung eine erniedrigung der gehalte von pyroxenen und erzen und eine erhöhung des plagioklasgehalts, wie es durch zusammenstellung der verschiedenen analysen hervorgeht.

	I	II	III
Si O ₂	46,85	52,61	53,42
Ti O ₂		0,23	
Al ₂ O ₃	19,72	27,15	28,36
Fe ₂ O ₃	11,54	4,05	1,80
Mg O	7,75	1,55	0,31
Ca O	13,10	9,96	10,49
Na ₃ O	1,65	4,53	4,82
K ₂ O	0,09	0,78	0,84
	<u>100,61</u>	<u>100,87</u>	<u>100,04</u>

- I WILLIAMS: Norit, Baltimore
 II KOLDERUP: Labradoritnorit, Ekersund
 III KOLDERUP: Labradorit, Ogne.

Die gehalte von Si O₂, Al₂ O₃ und Na₂ O steigen von norit zu labradorit, die gehalte von Fe₂ O₃ und Mg O sinken dagegen. Es ist eine entwicklung, die von der eben besprochenen bei den sauren typen wesentlich darin verschieden ist, dasz hier auch der Al₂ O₃ gehalt steigt, während er in der anderen reihe fortwährend sank, bis er bei den bronzitgraniten sein minimum erreichte. Die drei

oben zusammengestellten analysen sind genügend um die petrographische verbindung zwischen den noriten und den labradorfelsen zu zeigen. Steigen die gehalte von Si O_2 , $\text{Al}_2 \text{O}_3$ und $\text{Na}_2 \text{O}$ und sinken in entsprechender weise die gehalte von $\text{Fe}_2 \text{O}_3$ und Mg O in den noriten, bekommen wir gesteine, die entweder ausschliesslich aus labrador oder aus labrador mit beigemengten norit- oder gabbroconstituenten bestehen. Für diese gesteine, die demnach als petrographische endglieder der norite oder gabbroen aufzufassen sind, verwende ich den namen labradorfels und nehme bestimmten abstand von der auffassung einiger norwegischer forschers (SCHEERER, HJORTDAHL und IRGENS), die den namen auf diallagreiche gesteine anwendeten, während sie die nach meiner nomenclatur als labradorfelse bezeichneten gesteine norite nannten. (Vgl. HJORTDAHL og IRGENS: „Geologiske undersøgelser i Bergens omegn,“ pag. 14).

Wie bekannt ist das auftreten der meisten dieser gesteine unter anderen namen beschrieben worden. Ich will hier einige dieser namen, besonders pertitophyr (v. CHRUSTSCHOFF) und anorthosit (Adams u. a.) näher besprechen.

Was erstens den namen pertitophyr, den v. CHRUSTSCHOFF zum ersten male in die literatur eingeführt hat, betrifft, so musz bemerkt werden, dasz die von ihm beschriebenen gesteine von einer so verschiedenen zusammensetzung sind, dasz sie nicht mit einem einzelnen namen bezeichnet werden können. Aus den petrographischen detailbeschreibungen, die v. CHRUSTSCHOFF in seiner arbeit, „Die pertitophyre Volhyniens,“ liefert, scheint hervorzugehen, dasz die meisten gesteine als änderungen der labradorfelse und norite aufgefasst werden müssen, indem plagioklas, der überall labrador ist, immer als wesentliches gemengtheil aufgeführt ist, entweder allein oder mit Mg-Fe-silicaten. Meiner ansicht nach ist der name labradorfels mehr bezeichnend für manche dieser gesteine als pertitophyr, und es scheint mir, als ob v. CHRUSTSCHOFF einen gefährlichen weg eingeschlagen hat, wenn er solch einen accessorischen bestandtheil wie mikroperthit als grundlage der systematik legt. Es musz immer und immer hervorgehoben werden, dasz die wesentlichen und nicht die accessorischen mineralien für die petrographischen benennungen bestimmend sind. Dasz das auftreten des mikroperthits in manchen fällen ganz accessorisch ist, hat v. CHRUSTSCHOFF selbst betont. Er sagt z. b., wo er die pertitophyre charakterisiert: „Die haupteigenthümlichkeiten der unter der bezeichnung „labradorite“ cursierenden gesteine sind also: Auftreten des mikro-

perthits als ein echtes residueum, obgleich der gehalt an mikroperthit in verschiedenen vorkommen groszen schwankungen unterworfen zu sein scheint, indem er hier fast das ganze, dort nur einen kleinen theil des residueums representiert, fehlt er nie gänzlich und fungirt allenthalben als ein zuletzt erstarrter krystallisationsrückstand.“ Seine schemas sprechen deutlicher.

1) Mittelgrobkörniger perthitophyr von Horozki in Volhynien

Primäre mineralen	Wesentliche	{ Plagioklas
		{ Augit
	Accessorische	{ Olivin
{ Enstatit		
{ Biotit		
{ Hornblende		
{ Orthoklas (mikroperthit)		
{ Apatit		
{ Zirkon		
{ Titaneisen		
Secundäre substanzanzen	{ Magnetit	
	{ Eisenkies	
	{ Chloritische substanz	
		{ Titanomorphit

2) Perthitophyr von Lisowszczyzna

Primäre mineralen	Wesentliche	{ Plagioklas
		{ Augit
Accessorische	{ Diallag	
	{ Bronzit	
	{ Olivin	
	{ Biotit	
	{ Orthoklas (mikroperthit)	
	{ Titaneisen	
	{ Magnetit	
	{ Zirkon	
Secundäre substanzanzen	{ Apatit	
	{ Eisenkies	
	{ Magnetit	
		{ Chlorit

Gesteine, in welchen die mikroperthite eine solche rolle spielen, verdienen nicht den namen perthitophyre.

Was die benennung anorthosit betrifft, so ist sie sehr unglücklich gewählt, indem sie nach der bedeutung des wortes nur für gesteine, die beinahe ausschliesslich aus anorthit bestehen, verwendet werden dürfte, und die plagioklase sind, wie es von ARTHUR WICHMANN in seiner abhandlung „Ueber gesteine von Labrador“ betont ist, sehr selten anorthite, ja er sagt sogar, dasz das vorkommen von anorthit zu den groszen ausnahmen gehört. Selbst wenn er als ein collectivname der gesteine, die beinahe nur aus plagioklas bestehen, benutzt wird, ist er nicht glücklich gewählt. Die moderne petrographie musz die gesteine mit sauren von denjenigen mit basischen plagioklasen trennen, und die hier besprochenen gesteine müszen daher als albitfelse, labradorfelse u. s. w. bezeichnet werden. Später können wir die eintheilung fortsetzen und jede gruppe nach den übrigen mineralen in untergruppen theilen, die durch ihre namen die verbindung mit den groszen hauptfamilien der plagioklasgesteine ausdrücken.

Die benennung labradorfels ist von den verschiedenen norwegischen geologen mit verschiedener bedeutung benutzt worden. KJERULF und DAHL bezeichneten damit gesteine, die beinahe nur labrador hielten, während HJORTDAHL und IRGENS unter dem namen gesteine, die ausser labrador und diallag auch hypersthen, hornblende und granat führten, verstanden. Hierbei sei daran erinnert, dasz die letztgenannten forschner nur regionalmetamorphosierte labradorfelse studierten, und dasz unsre kenntnisz von den wirkungen der regionalmetamorphose damals nur unbedeutend war. Ich definiere die labradorfelse als das petrographische endglied der norite und gabbros, d. h. als abyssische, eugranitisch körnige gesteine, die entweder ausschliesslich aus labrador bestehen oder ausser labrador als wesentlichen bestandtheil auch ein wenig der übrigen norit- resp. gabbro-constituenten führen.

Die labradorfelse können in folgenden unterabtheilungen getheilt werden: 1) Labradorite oder echte labradorfelse, die nur aus labrador bestehen 2) Labradoritnorite, die ausser labrador (vorwiegendem bestandtheil) auch einige procente von rhombischen pyroxenen und erzen führen 3) Labradoritgabbros, die ausser labrador monokline pyroxene und erze führen 4) Quarzführende labradorfelse, die in drei unterabtheilungen fallen: a) quarzführende labradorite b) quarzführende labradoritnorite und c) quarzführende labradoritgabbros.

Diese stehen durch die saureren plagioklas-gesteine und die orthoklas-plagioklas-gesteine in verbindung mit den graniten. 5) Olivinführende labradorfelse, welche die labradorfelse mit den mehr basischen typen als wehrliten verbinden.

Während es verhältniszinäsizig leicht ist die obere grenze der labradorfelse festzustellen, ist es sehr schwer die grenze gegen die norite scharf zu ziehen, und es ist in manchen fällen zweifelhaft, ob man das gestein zu den noriten oder zu den labradorfelsen rechnen dürfte. Ich glaube, es wäre vielleicht am besten die grenze bei 50 % Si O₂ zu setzen, d. h. einem gestein mit ca. 80 % labrador. Bemerkenswerth ist doch, dasz die quarznorite mit rücksicht auf den Si O₂-gehalt diese grenze überschreiten.

Wir wenden uns nun der dritten und mehr basischen übergangsreihe zu, welche die norite mit den ilmenititen verbinden. Die zwischenglieder habe ich kurz als ilmenitnorite und ilmenithypersthenite bezeichnet, und ich definiere diese begriffe in folgender weise: Die ilmenitnorite sind abyssische oder hypabyssische norite, in denen ilmenit und die Mg-Fe-silicate die vorherrschenden gemengtheile sind. Tritt der plagioklas noch mehr zurück, so dasz er nur wenige procente des gesteins ausmacht, bekommen wir ein ilmenit hypersthenit. Um die zusammensetzung der ilmenitnorite und ihr verhältnisz als zwischenglied der norite und ilmenitite zu illustrieren füge ich die folgenden analysen bei:

	I	II	III
Si O ₂	46,85	31,59	0,60
Ti O ₂	Nicht best	18,49	41,75
Al ₂ O ₃	19,72	8,54	Nicht best
Fe ₂ O ₃	11,54	27,45	56,74
Mg O	7,75	10,70	3,15
Ca O	13,10	2,25	0,55
Na ₂ O	1,56	1,03	
K ₂ O	0,09	0,15	

- I WILLIAMS: Norit. Baltimore
 II KOLDERUP: Ilmenitnorit. Rekefjord
 III TAMM: Ilmenitit.

Wie leicht zu sehen ist haben wir in dieser entwicklungsreihe eine erhöhung der Ti O₂ und Fe₂ O₃-gehalte. Der Mg O-gehalt steigt erst, bis er ein maximum erreicht bei den ilmenitnoriten und sinkt dann zu seinem minimum bei den reinen ilmenititen. Die

obere grenze der ilmenitnorite setze ich bei 40 % Si O₂ und die untere bei 6 %. Die grenzen sind wie bei allen übergangsgesteinen schwierig festzustellen. Ich glaube indessen das richtige getroffen zu haben, wenn ich die obere grenze an 40 % Si O₂, d. h. bei den basischen grenzfazies der gabbros, gesetzt habe. Die niedere grenze ist mehr willkürlich gewählt.

Die übergänge zwischen den gabbros und noriten bilden die noritgabbros und gabbronorite. Zu den letzteren habe ich die ganggesteine von Ekersund, die früher von professor ROSENBUSCH als gabbros beschrieben wurden, gerechnet; da in sämtlichen dünn Schliffen, die ich von diesen bekommen habe, die rhombischen und nicht die monoklinen pyroxene vorherrschten. Als grenzen habe ich folgende gesetzt:

Norite Rhombische pyroxene: Monokline pyroxene = 1: 0 bis 2: 1.

Gabbronorite Rhombische pyroxene: Monokline pyroxene = 2: 1 bis 1: 1.

Noritgabbros Rhombische pyroxene: Monokline pyroxene = 1: 1 bis 1: 2.

Gabbros Rhombische pyroxene: Monokline pyroxene = 1: 2 bis 0: 1.

Bei den hornblendeführenden typen habe ich immer untersucht, ob der hornblende primär oder secundär war. Nur wenn die feldspathe saure plagioklase oder orthoklase waren, habe ich andere bezeichnungen als gabbro oder norit von den durch primäre hornblende charakterisierten plagioklasgesteinen, angewendet, indem ich wünschte scharf zu precisieren, dasz es die verschiedene zusammensetzung der feldspathe und nicht die mehr oder weniger zufällige auskrystallisation dieses oder jenes Mg-Fe-silicates ist, welche die groszen gesteinsfamilien charakterisierte.

Die secundären und hypabyssischen typen unsres eruptivgebietes werde ich später an ihrer stelle näher behandeln.

Die mineralogische zusammensetzung.

Die zahl der mineralien, welche die gesteine des eruptivgebietes bei Ekersund und Soggendal zusammensetzen, ist nicht grosz. Ich habe nur 31 verschiedene species gefunden, und von diesen sind 12 secundäre, 8 der 19 übriggebliebenen sind entweder ausschliesslich

an die ganggesteine gebunden, oder sie sind accessorisch, nur 11 sind also als wesentliche gemengtheile aufzufassen. Diese constituenten sind die folgenden: plagioklas, orthoklas + mikroklin, mikroperthit mit kryptoperthit, die drei rhombischen pyroxene, diallag (in einigen fällen auch augit), hornblende, biotit, quarz und ilmenit.

Im allgemeinen besteht jedes gestein aus 3 oder 4 mineralien; aber einige z. b. die echten labradorite haben nur 1, und andere wie die gabbronorite haben 10.

Die in unsrem eruptivgebiete auftretenden mineralien sind, wenn ich die in geologischer rücksicht zweifelhaften pegmatitgänge von Hitterö nicht als dem eruptivgebiete zugehörend rechne, folgende:

Primäre mineralien	Wesentliche	{	Plagioklas
		{	Orthoklas + mikroklin
		{	Mikroperthit mit kryptoperthit
		{	Enstatit
		{	Bronzit
		{	Hypersthen
		{	Diallag (in einigen fällen augit)
		{	Hornblende
		{	Biotit
		{	Quarz
	{	Ilmenit	
	Accessorische	{	Olivin
		{	Apatit
		{	Zirkon
		{	Eisenkies
		{	Spinel
		{	Magnetit
Secundäre mineralien	{	Kupferkies	
	{	Magnetkies	
	{	Granat	
	{	Serpentin	
		{	Chlorit
		{	Bastit

Secundäre mineralien	}	Epidot
		Kupfer
		Eisenoxydhydrat
		Muskovit
		Caolin
		Parragonit
		Anatas
Calcit		

Plagioklas ist der meist verbreitete bestandtheil der gesteine des eruptivgebietes und fehlt nimmer, selbst wenn er wie in dem bronzitgranit Birkrems nur in geringer menge vorkommt. Im allgemeinen macht er 50 % des gesteins aus; aber in den labradoriten von Ogne und Nordfjord bei Rekefjord habe ich dünnschliffen durchgesehen ohne andere bestandtheile zu entdecken. In dem bronzitgranit bei Birkrem, wo er in perthitischer verwachsung mit orthoklas vorkommt und wo seine formel $Ab_7 An_1$ ist, ist er 52,82 % des gesteins, in den ilmenitnorit bei Rekefjord, wo er aus labrador besteht, ist er 20 %.

Um die zusammensetzung der plagioklase in den verschiedenen gesteinstypen des eruptivgebietes zu studieren, habe ich mehrere isolationen ausgeführt von sämtlichen der haupttypen z. b. labradorit, labradoritnorit, norit sowohl von gängen als von massiven, sowohl von den centralen als den peripheren theilen u. s. w. Die isolationen sind mit dem Haradaschen apparat und quecksilberjodid ausgeführt. Die mengenverhältnisse zwischen den volumen der feldspathe sind unten angegeben. Es ist indessen selbstverständlich, dasz diese zahlen keinen anspruch an groszer genauigkeit machen, da sie indessen ihre bedeutung haben, füge ich sie den beschreibungen zu.

1) Die plagioklase des labradorits von Nordfjord in der gegend von Rekefjord waren ausschliesslich labrador; indem das gewicht des ersten bodenfalls ca. 2,685 war (zwischen 2,71 und 2,679, aber bedeutend näher der letzteren zahl), und der zweite bodenfall sank, wenn das gewicht der flüssigkeit zwischen 2,679 und 2,671 war. Das verhältnisz zwischen dem ersteren und letzteren war = 1: 16.

2) Die bodenfälle der plagioklase von biotitführendem labradoritnorit bei Barstadvand in der gegend von Rekefjord hatten gewichte, die zwischen 2,726 und 2,687 samt zwischen 2,687 und 2,670 liegen. Die menge des letzteren war mehrmals gröszer als

diejenige des ersteren. Da auch das gewicht des ersteren bedeutend näher 2,687 als 2,726 liegt, ist der plagioklas in diesem gesteine ausschliesslich labrador.

3) Die isolation des ziemlich grobkörnigen labradoritnorits auf Hitterö zeigte zwei feldspathportionen, die eine mit gewicht = 2,713 die andere mit 2,686. Die verhältnisse waren: I: II = 1: 9.

4) In dem granatführenden quarznorit bei Svelevand in der nähe von Birkrem war auch der plagioklas ausschliesslich labrador mit gewicht = 2,68.

5) Von dem noritgebiete bei Rekefjord und Soggendal habe ich isolationen sowohl von dem grenzgesteine als dem centralen typus ausgeführt. Die feldspathe der grenze waren theils labrador der oberen reihe mit gewicht zwischen 2,70 und 2,684, theils labrador der unteren reihe mit gewicht 2,674 und theils andesin, dessen gewicht 2,642 war. Die volumverhältnisse waren labrador der oberen reihe: labrador der unteren reihe: andesin = 1: 12: 2. Hierbei ist zu bemerken, dass ein ganz unbedeutender theil der plagioklas bei 2,73 sank; dieser theil würde dann aus anorthit bestehen.

In der mitte des noritgebietes konnte man die drei folgenden theile ausscheiden. Der eine sank bei 2,65 und war dann andesin, der andere bei 2,612 und war demnach albit, der dritte sank erst, da das gewicht der quecksilberjodid 2,562 war, er bestand folglich aus orthoklas. Die mengenverhältnisse waren I: II: III = 8: 1: 1.

6) Die feldspathe des noritganges bei Refsvand in der gegend von Rekefjord waren in der gangmitte folgende: 1) labrador mit gewicht = 2,676, 2) albit, gewicht = 2,601 und 3) orthoklas mit gewicht 2,570. Die mengenverhältnisse waren: I: II: III = 1: 6: 1.

An der grenze konnten auch drei feldspathe getrennt werden. Es waren hier: bytownit (gew. = 2,712), labrador (2,654) und oligoklas (2,611). Labrador war der vorherrschende.

7) In dem ilmenitnoritgang „Storgang“ bei Rekefjord war der feldspath von einem mehr basischen charakter, indem die erste portion sank, da die flüssigkeit ein gewicht von 2,702 hatte, und der letztere theil sank bei 2,665. Das verhältnisz ist: bytownit: labrador = 1: 12.

Diese beispiele können durch andere vermehrt werden, sie sind indessen hinreichend um uns eine übersicht über die die basischen und

intermediären gesteinstypen zusammensetzenden mineralien zu geben, wie auch aus folgender zusammenstellung hervorgeht.

Labradorit (Rekefjord): Labrador.

Labradoritnorit (Barstad): Labrador.

Labradoritnorit (Hitterö): Labrador.

Quarznorit (Svelevand): Labrador.

Norit (Rekefjord): Labrador, andesin.

Quarznorit (Rekefjord): Andesin, albit, orthoklas.

Norit (ganggrenze): Bytownit, labrador.

Diorit (gangmitte): Labrador, albit, orthoklas.

Ilmenitnorit (gang, Rekefjord): Bytownit, labrador.

Wie man sieht herrscht labrador in den noriten, einigen der quarznorite samt in den labradorfelsen (sowohl labradoriten als labradoritnoriten) vor, und da diese gesteine ca. $\frac{3}{4}$ des eruptivgebietes ausmachen, musz labrador als der am meisten verbreitete plagioklas aufgefasst werden. In den mehr basischen gesteinen ist bytownit der vorwiegende, und in den saureren centralen typen herrschen oligoklase und albite vor. Was die plagioklase der mikroperthite betrifft, so sind sie gleichfalls von saurer zusammensetzung; ich werde sie indessen bei den mikroperthiten näher behandeln. Alles in allem können wir sagen, dasz wir in dem eruptivgebiete bei Ekersund und Soggendal alle plagioklasmischungen von dem reinen natron-thonerde-silicat bis zum reinen kalk-thonerde-silicat vorfinden.

Die chemische zusammensetzung der plagioklase kann man am besten aus den folgenden analysen sehen:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Si O ₂	53,78	52,30	52,45	52,20	51,39	56,33	54,52	55,70	51,48
Al ₂ O ₃	26,20	29,00	29,85	29,05	29,42	27,83	27,15	28,25	31,11
Fe ₂ O ₃	2,36	1,95	1,00	0,80	2,90	0,73	2,86		
Mg O	0,88	0,15	0,16	0,13	0,37	0,11	0,38		
Ca O	8,89	11,69	11,70	12,10	9,44	9,95	9,57	10,33	13,64
Na ₂ O	5,77	4,01	3,90	4,70	5,63	4,93		5,72	3,77
K ₂ O	2,12	0,50	0,60	spor	0,71	1,12			
Sum	100,00	99,60	99,66	98,98	100,96	101,00	94,42	100,00	100,00

I SCHEERER: Labrador von Hitterö

II KERSTEN: Grauer labrador von Ekersund

III KERSTEN: Grauer labrador von Ekersund

- IV KERSTEN: Grauer labrador von Ekersund
 V WAAGE: Labrador von Hitterö
 VI HOLMSEN: Labrador von Blaafield bei Rekefjord
 VII ANDERSEN: Labrador von Blaafield bei Rekefjord
 VIII Labrador, berechnet aus der zusammensetzung $Ab_1 Au_1$
 IX Labrador, berechnet aus der zusammensetzung $Ab_1 An_2$.

Bei diesen analysen sei erstlich bemerkt, dasz die eine (labrador von Blaafield) nicht fertig ist; setzen wir indessen voraus, dasz die übrigen gehalte correct sind, so wird der gesamtgehalt der alkalien 5,58 % sein, ein resultat, das in guter übereinstimmung mit den übrigen analysen steht. Was die $Si O_2$ -gehalte betrifft, so liegen diese, den von professor WAAGE analysierten labrador von Hitterö ausgenommen, innerhalb der grenze der labradorgruppe. Dieser typus trennt sich auch in einer anderen beziehung von den übrigen, indem er einen unverhältnismässig groszen $Fe_2 O_3$ -gehalt besitzt. Denselben hat er mit einem anderen labrador von derselben gegend, nämlich den von SCHEERER analysierten, gemein.

Der grund ist nicht, wie zu vermuthen wäre, im mangel an genauigkeit zu suchen. Die feldspathe in dem labradoritnorit von Hitterö sind beinahe dunkel gefärbt von zahlreichen mikroskopischen, nadelförmigen interpositionen. Wahrscheinlich besteht ein theil des aufgeführten $Fe_2 O_3$ -gehaltes aus $Ti O_2$, rücksichtlich dessen das gestein nicht analysiert worden ist.

Die anderen gehalte betreffend sei bemerkt, dasz die Ca O-menge so gering ist, dasz sie nur in Kerstens drei analysen die untere grenze des labradors erreicht. Wie aus den analysen VIII und IX hervorgeht, sollte der CaO-gehalt zwischen den grenzen 10,33 und 13,64 liegen; diese forderung erfüllen nur II, III und IV, die übrigen Ca O-gehalte sind sämtlich zu niedrig. Selbst wenn wir die Mg O-gehalte zurechnen, ist es nicht genug. In allen analysen sind die Mg O gehalte, wie auch zu erwarten sehr niedrig, von 0,11 bei labrador von Blaafield bis 0,88 bei labrador von Hitterö (die analyse SCHEERERS). Hierbei musz erinnert werden, dasz die gehalte nur mässig mit denen des labradors übereinstimmen. In voller übereinstimmung mit der labradorzusammensetzung ist nur der $Si O_2$ gehalt, die gehalte von $Al_2 O_3$ und Ca O sind zu niedrig und die gehalte von $Fe_2 O_3$, Mg O und alkalien zu hoch.

Trotz allen nichtübereinstimmungen im einzelnen müszen wir doch annehmen, dasz sämtliche analysierte plagioklase der labra-

dorreihe gehören; und zu dieser gruppe rechne ich auch wie oben erwiesen sämtliche feldspath-constituenten der labradorfelse und norite unsres eruptivgebietes.

Da die plagioklase nach den accessorischen mineralen, den erzen und oft auch nach den Mg-Fe-silicaten auskrystallisieren, ist ihre begrenzung hypidiomorph, oder noch besser können wir allotriomorph sagen. Ihre formen sind im allgemeinen abgerundete körner, sie können aber in einzelnen gesteinstypen mit ophitstructur auch in listenförmigen individuen auftreten.

Wie bekannt unterscheidet man den orthoklas von den plagioklasen am leichtesten durch das fehlen der zwillingslamellierung. Dies ist gewöhnlicherweise auch in unsrem eruptivgebiete der fall. Wir haben indessen bei unsren plagioklasen auch beispiele von mangelnder zwillingsbildung nach dem albitgesetze. In manchen fällen werden diese plagioklase ohne zwillingslamellen als orthoklase aufgefasst. Ich habe indessen durch isolation erwiesen, dasz sie plagioklase sind, und in dieser weise mehrere sauren quarznorite mit einem Si O₂-gehalt von ca. 60 % hervorgezogen. In manchen plagioklasen findet man gleichseitige zwillingsbildung nach dem albit- und dem periklin-gesetze. Auszer regelmässigen lamellen, die das ganze individ durchsetzen, finden wir auch namentlich in einigen grenzzonen, diese regelmässig verlaufenden, fingerförmigen lamellen, die am öftesten einen schiefen winkel gegen die lamellen nach dem albit- und periklin-gesetze bilden. Aller wahrscheinlichkeit nach müssen diese lamellen als drucklamellen aufgefasst werden, und sie werden auch als solche später beschrieben. Es verdient hier bemerkt zu werden, dasz diese lamellen nur in solchen gesteinen auftreten, in welchen druckstructur wahrnehmbar ist, z. b. in labradorfels am kontakte gegen norit in der nähe von Birkrem, in labradorfels am kontakte gegen norit bei Rekefjord, in einem bruchstück von labradorfels in dem groszen noritgang bei Ekersund, u. s. w. Auch bedeutende veränderungen der primären lamellen sind an mehreren orten beobachtet, sie sind gebogen, geknickt, zugespitzt oder ausgeloschen.

Zonarstructur wird in mehreren gesteinen unsres eruptivgebietes gefunden. In dem quarznoritgange bei Theings tritt eine innere zone von basischem plagioklas auf und auszerhalb dieser ein kranz von zwei perthitisch verwachsenen plagioklasen, von welchen der eine den saureren gliedern der plagioklasgruppe zugehört. Völlig analoge resultate zeigt auch der dünnschliff von der grenze des

sogenannten Refsgangs bei Rekefford, wo eine nicht unwesentliche diffusion stattgefunden hat. Der gestreifte labradorfels am kontakte gegen norit bei Birkrem zeigte in derselben weise einen kern von basischem plagioklas und eine randzone von plagioklas, der bedeutend saurer war als der erste. Diese zonen scheiden sich in dem dünnsliffe scharf von einander aus, indem die innere zone stark verwittert ist und eine grosze menge kaolinschuppen zeigt, während die äuszere zone sich besser gehalten hat und beinahe als frisch bezeichnet werden kann.

Die umwandlungsproducte sind die gewöhnlichen, caolin, muscovit und theilweise auch paragonit. Bei einigen finden wir spuren von saussuritisierung.

Flüssigkeitseinschlüsse fehlen den plagioklasen des eruptivgebietes, aber einschlüsse von festen körpern sind bei manchen typen zahlreich. Sowohl in den labradorfelsen von Hitterö wie in dem gabbronoritgang bei Ekersund werden die von der St. Pauls insel beschriebenen interpositionen gefunden.

Mikro- und krypto-perthite.

Mikroperthit ist ein nicht unwesentlicher bestandtheil der gesteine des Ekersund-Soggendal-gebietes. Die zahl der mikro- und krypto-perthitführenden gesteine ist durch meine untersuchungen immer grösser geworden. Die genannten mineralien findet man nun sowohl in den lakkolithen bei Birkrem, Farsund, Hækestad und Listerland als auch in manchen ganggesteinen. Namentlich hat mikroperthit in bronzitgranit von Birkrem eine mehr ausgedehnte verbreitung, als früher vermuthet wurde. Der dünnsliff, der als grundlage für professor Vogts untersuchungen benutzt wurde, zeigt somit durch anwendung stärkerer vergrößerung, dasz die feldspathe ausschliesslich mikroperthite waren. Mit rücksicht auf form und begrenzung zeigen unsre mikroperthite dieselben verhältnisse wie die plagioklase, sie sind aber deutlicherweise ein wenig später auskrystallisiert, wie aus den beobachtungen von dem quarznoritgange bei Theings hervorgeht. Hier sind die mikroperthitindividuen als randzone grösserer plagioklase vorhanden.

Die verschiedenen versuche, die ich mit den mikroperthiten des bronzitgranits ausgeführt habe um die richtung, nach welcher die albitlamellen eingewachsen waren, festzustellen, führten nicht zu ganz genügenden resultatn; sie zeigten nur, dasz die einlagerungen $\neq b$ waren. Es mag dann eine offene frage bleiben, ob sie längs

einer orthodomenfläche ($\frac{1}{2} P \sim$) oder \mp des orthopinacoids liegen. Durch die untersuchungen von dem hypersthensadamellit bei Farsund kam ich zu sichreren resultaten, indem ich hier nachweisen konnte, dasz die richtung der einlagerungen einen winkel von 62—64° gegen den orthopinacoid bildete. Diese winkel stimmen so gut mit denjenigen überein, die professor USSING in seiner arbeit „Mineralogisk-petrografiske undersøgelser af grønlandske nefelinsyeniter og beslægtede bjærgarter“ angegeben hat, dasz ich vermuthe, dasz wir hier wie in den grönländischen gesteinen eine einlagerung nach $\overline{801}$ haben sollten. Die kleine unübereinstimmung zwischen den von professor USSING und mir gefundenen gradenzahlen ist wohl in den schwierigkeiten einer scharfen observation zu suchen.

Die chemische zusammensetzung kann durch folgende analysen leicht gesehen werden:

	I	II
Si O ₂	65,41	64,07
Al ₂ O ₃	20,56	21,99
Ca O	1,81	3,02
Na ₂ O	7,32	7,99
K ₂ O	4,89	2,91
Sum	99,99	99,98

I KOLDERUP: Mikroperthit von bronzitgranit bei Birkrem

II KOLDERUP: Mikroperthit von hypersthensadamellit bei Farsund.

Auch sind kryptoperthite nicht ganz selten in unsrem eruptivgebiete; sie sind an mehreren stellen zu vermuthen, wo es mir durch anwendung der stärksten vergrößerung nicht möglich war perthitstructur zu entdecken.

Auszer diesen mikroperthiten haben wir auch andere, wo die sauren plagioklase mit mikroklin verwachsen sind, und die dann als mikroklinmikroperthite bezeichnet werden müssen. Auch verwachsungen zwischen kleinen albitschnüren und grösseren plagioklasindividuen, die wahrscheinlich eine labrador-zusammensetzung besitzen, habe ich beobachtet. Ich habe diese mikroperthiten, die später beschrieben werden sollen, als plagioklasmikroperthite bezeichnet. Es ist dies in voller übereinstimmung mit den früher verwendeten namen orthoklas- und mikroklinmikroperthite.

Distinct verschieden von diesen primären perthitstructuren ist die ganz unregelmäßige und secundäre structur, die in einigen ge-

steinen vorkommt, wo die plagioklase aller wahrscheinlichkeit nach \mp dem orthopinacoide eingelagert sind.

Orthoklas und mikroklin.

Orthoklas und mikroklin treten als selbstständige individuen nur in den banatiten o. von Farsund auf. Sie sind dann makroskopisch röthlich und zeigen mikroskopisch bei schwacher vergrößerung einen stahlgrauen ton. Da die gesteine selbst hier in diesem gebiete, wo der K_2O -gehalt doch verhältnismässig hoch ist, nur wenig K_2O besitzen, sind sowohl die orthoklase als mikrokline mit respectiven mikropertiliten und mikroklinmikropertiliten innig verbunden. DR. MÖHL hat nachgewiesen, dass die graue farbe der orthoklase durch einsprenglinge verursacht ist. Es heiszt hiervon in seiner abhandlung „Die eruptivgesteine Norwegens“: „Der sehr klare orthoklas hat bei schwacher vergrößerung einen sehr zart stahlgrauen ton, der nach den rändern verläuft, wo man jetzt schon erkennt, dass man mit interpositionen zu thun hat. Diese bestehen vorwiegend aus graden, sehr feinen, selbst für stärkste vergrößerung undurchsichtigen nadeln, die von groszer kürze bis 0,2 mm länge erreichen. Sie liegen mathematisch, streng parallel vorwiegend, in zwei sich unter einem winkel von 80° kreuzenden und einem dritten diese schräg durchschneidenden systeme. Die unzahl der nadeln geht von einem sehr schönen lockeren zu einem recht dichten gittersystem allmählig über.“

Die rhombischen pyroxene.

Die rhombischen pyroxene sind wie die plagioklase sehr wesentliche bestandtheile in den eruptivgesteinen an der südwestküste Norwegens und fehlen nur in den echten labradoriten und den granitähnlichen banatiten s. o. von Farsund. Sie haben mit den plagioklasen das gemein, dass alle die verschiedenen, isomorphen mischungen auftreten. Wenn zwei rhombische pyroxene in demselben gesteine vorkommen, pflegen es gern die zwei am nächsten verwandten, entweder bronzit und enstatit oder bronzit und hypersthen zu sein. In einzelnen fällen können auch enstatit und hypersthen in demselben gesteine zusammen auftreten, z. b. in norit bei Hustopte in Birkrem, wo der enstatit einen kranz um das erz bildet; wahrscheinlich ist hier durch diffusion alles eisen im erz gesammelt worden und der reine oder beinahe reine Mg-silicat muszte dann auskristallisieren.

Die krystalbegrenzung ist eine sehr unvollkommene, indem die rhombischen pyroxene fast immer als rundartige körner vorkommen. In gesteinen wie z. b. labradorfels von Rekefjord, wo der rhombische pyroxen ein hypersthen ist, wird auch eine deutliche krystallographische begrenzung beobachtet. Bemerkenswerth ist es, dasz der labradorfels hier ein beinahe echter labradorit war. Wo in demselben gesteine die rhombischen mit den monoklinen pyroxenen auftreten, ist der rhombische zuerst auskrystallisiert; die krystallisation der monoklinen pyroxene hat indessen angefangen, ehe die der rhombischen zu ende gebracht war. In einigen gesteinstypen, namentlich in denjenigen, die ich als noritgabbros und gabbronorite bezeichnet habe, sind die rhombischen pyroxene mit den monoklinen nach $\infty P \infty$ und $\infty P \infty$ parallel verwachsen. Andere einlagerungsrichtungen sind auch beobachtet, indem der monokline pyroxen in norit von Birkrem einen winkel auf 75° und in norit von Eia 40° gegen die spalttrise der prismenzone bildete.

In den hypersthenen von Birkrem und Storgangen treten die von anderen orten beschriebenen einlagerungen von braunen tafeln eines titansäurehaltigen minerals, das möglicherweise pseudobrookit ist, auf. In einem fall bilden diese tafeln winkel von 46° gegen die primatische spaltbarkeitsrisze, in einem anderen fall nur ca. 30° . Da beide hier besprochenen gesteine druckphänomene zeigen, dürfte wohl vermuthet werden, dasz sie als secundäre ausfüllungen längs einer gleitfläche des wirthes aufgefasst werden müssen. Diese fläche dürfte wohl in einigen fällen $\frac{1}{4} P \sim$ sein, nach welcher wie bekannt zwillingslamellierung, die durch druck hervorgerufen ist, auftritt. Auszer diesen für hypersthen so charakteristischen interpositionen, die dem bedeutenden titansauregehalt des gesteins zuzuschreiben sind, finden wir auch einsprenglinge der zuerst auskrystallisierenden mineralien. In dem „Storgang“ finden wir kleine körner von diallag, und in dem „Ekersundsgang“ sehen wir titaneisen mit hornblende, die in das titaneisen hineingewachsen ist.

Viele rhombischen pyroxene sind mehr oder weniger stark umgewandelt. Als regel ist es der hypersthen, der am besten die wirkungen der atmosphärlilien widersteht. Die umwandlungsproducte bieten kein besonderes interesse dar. Magnetit und biotit sind längs der spaltbarkeitsrisze angeordnet, oder die inneren theile zeigen grosze mengen von staubförmigen magnetitindividuen, während das mineral längs der spalttrise in serpentin oder chlorit umgewandelt ist. In gesteinen wie bronzitgranit bei Birkrem und labrador-

fels zwischen Birkrem und Ekersund sind alle pyroxenindividuen völlig verändert, so dasz sie nur aus groszen serpentin- oder chloritmassen bestehen.

Wenn wir die von professor ROSENBUSCH gegebenen grenzen acceptieren und alle rhombischen pyroxene mit 0—5 % Fe O + Fe₂ O₃ als enstatite, diejenigen mit 5—14 % Fe O + Fe₂ O₃ als bronzite und diejenigen mit mehr als 14 % Fe O + Fe₂ O₃ als hypersthene bezeichnen, so zeigen die analysen von den rhombischen pyroxenen unsres eruptivgebietes hypersthenszusammensetzung. Um dies zu illustrieren werde ich die folgenden analysen beifügen:

	I	II
Si O ₂	47,81	48,40
Al ₂ O ₃	10,47	9,11
Fe ₂ O ₃	3,94	—
Fe O	10,04	15,14
Mg O	25,31	25,29
Ca O	2,12	1,90
Sum	99,69	99,84

I REMÉLE: Hypersthen von Farsund.

II DES CLOISEAUX: Hypersthen von Farsund.

Betrachten wir diese analysen näher und berechnen das verhältnisz zwischen den verschiedenen silicaten, so bekommen wir von dem von DES CLOISEAUX analysierten hypersthen folgendes resultat:

Mg Si O ₃	=	52,04 %
Fe Si O ₃	=	26,76 %
Mg Al ₂ Si O ₆	=	17,40 %
Ca Si O ₃	=	3,80 %
Sum	=	100,00 %

Wie bekannt betehen die rhombischen pyroxene von Mg Si O₃ und Fe Si O₃ als wesentliche constituyente und auszer diesen können auch geringe mengen von Mg Al₂ Si O₆, Ca Si O₃ und Mn Si O₃ auftreten. Diese geringen mengen sind in dem vorliegenden falle zu bedeutenden factoren gewachsen, indem der gesamtgehalt von Mg Al₂ Si O₆ + Ca Si O₃ sich zu 21,20 % d. h. $\frac{1}{5}$ des ganzen gesteins beträgt. Dies zeigt, dasz die pyroxene von einem Al₂ O₃-Ca O-reichen magmabasin ausgeschieden sind, und wie ich später nachweisen werde, ist der hohe gehalt an Al₂ O₃ und Ca O dem Ekersund-Soggendals-gebiete eigen. Bemerkenswerth ist es, dasz ich

hier nur den an Al_2O_3 - und CaO -ärmesten pyroxen behandelte. Hätte ich den anderen berechnet, würde das verhältnis zwischen $\text{MgAl}_2\text{SiO}_6 + \text{CaSiO}_3 + \text{MgFe}_2\text{SiO}_6$ und $\text{MgSiO}_3 + \text{FeSiO}_3$ grösser geworden sein, indem die ersteren sich zu den letzteren wie 1:2 verhalten, d. h. die gewöhnlicher in äusserst geringer menge auftretenden silicate sind hier $\frac{1}{3}$ des ganzen gesteins. Vorausgesetzt, dass Fe_2O_3 in dem silicate $\text{MgFe}_2\text{SiO}_6$ eingeht, ist die zusammensetzung des ersteren hypersthens:

MgSiO_3	=	49,97 %
FeSiO_3	=	18,44 %
$\text{MgAl}_2\text{SiO}_6$	=	20,78 %
$\text{MgFe}_2\text{SiO}_6$	=	6,41 %
CaSiO_3	=	4,40 %
Sum	=	100,00 %

Die monoklinen pyroxene.

Während die zu meiner disposition stehenden dünnsliffe der canadischen anorthosite zeigen, dass die monoklinen pyroxene als die am häufigst vorkommenden Mg-Fe-silicate angesehen werden müssen, scheinen sie in dem eruptivgebiete von Ekersund und Sogndal durch ihr sporadisches auftreten in den hauptgesteinen beinahe der klasse der accessorischen mineralien zugerechnet werden zu müssen. In den olivindiabasen und diabasen ist indessen ihre stellung eine ganz andere, sie sind hier immer die vorherrschenden Mg-Fe-silicate.

Wo die rhombischen und monoklinen pyroxene in demselben dünnsliffe mit einander auftreten, ist der monokline pyroxen immer später auskristallisiert. Der unterschied der zeit kann indessen kaum ein grosser sein, sie treten z. b. in parallelverwachsung mit einander auf.

Wegen unterschied in farbe, pleochroismus u. s. w. müssen die in unsrem eruptivgebiete auftretenden monoklinen pyroxene theils 1) der diopsidreihe (gang von quarznorit bei Theings) theils 2) der diallagreihe (hierher gehören die meisten) und theils 3) der augitreihe (die hellrothen varieteten mit ausgeschiedenen $\text{Fe}(\text{OH})_3$ von dem olivindiabase des St. Olafsganges zugerechnet werden.

Die farbe ist bei diopsid grün, bei diallag graugrün und bei augit röthlich. Das pleochroismus ist durchgehends sehr gering.

Bei diallag sind a und c graugrün, b ist gelblich. Die auslöschungsschiefe variiert von 37—40°.

Die monoklinen pyroxene zeigen an mehreren orten besonders in den diabasgängen eine umwandlung in chlorit und an anderen orten zu einem stenglichen serpentinmateriale, wie es im allgemeinen der fall ist bei den einwirkungen der atmosphärien.

Hornblende.

Hornblende kommt nur in wenigen gesteinstypen unsres eruptivgebietes vor und immer, die hornblendebanatite ausgenommen, in geringer menge; im allgemeinen nur als ein kranz um die erze, aber auch wie in hypersthensadamellit bei Farsund in selbstständigen individuen. Wenn hornblende in selbstständigen individuen auftritt, bekommt immer der feldspath einen sauren consistenz, und die gesteine nähern sich entweder den dioriten oder den orthoklasgesteinen. Echte norite oder labradorfelse mit primärer hornblende in selbstständigen individuen kommen nicht in dem hierbeschriebenen eruptivgebiete vor.

Die in dem gebiete auftretende hornblende zeichnet sich vorzugsweise durch ihre eigenthümlich schmutziggrüne farbe und ihr bedeutendes pleochroismus aus. Es ist indessen dabei zu bemerken, dasz ich heller gefärbte hornblendenden entdeckt habe. Diese sind deutlicherweise von secundärem charakter, indem ich bei einer von diesen die auslöschungsschiefe der monoklinen pyroxene gemessen habe. (Vgl. näher unten). Ob nicht auch die schmutzig grünen hornblendenden als umwandlungsproducte zu betrachten sind, ist wohl noch eine offene frage. Ich werde später die frage unter der detaillierten beschreibung näher behandeln. Hier will ich nur anführen, dasz auch dr. MÖHL ähnliche observationen gemacht hat. Es heiszt hiervon in seiner oben erwähnten abhandlung „Die eruptivgesteine Norwegens“: „An einigen stellen geht die dichroitische hornblende von arfvedsonitcharakter unmittelbar über in undichroitischen, blättrigen, lauch bis grasgrünen angit von charakter der ägin.“ Mehrere hornblendeindividuen zeigen eine umwandlung in biotit. Die biotitschuppen kommen dann gern an der grenze der hornblendenden vor.

Biotit.

Biotit kommt nicht so selten wie hornblende vor, und bei seinem auftreten ist bemerkenswerth, dasz er, selbst wenn er in selbstständigen individuen vorkommt, nicht vorzugsweise den saureren typen des eruptivgebietes angehört. Der feldspath ist z. b. in einem solchen biotitreichen gestein wie dem labradorfels von Bårstad bei Rekefjord ein plagioklas mit labradorzusammensetzung, d. h. biotit ist auch der vorherrschende bestandtheil der typisch basischen plagioklasgesteine. Im allgemeinen bildet der biotit in den mehr basischen gesteinen nur einen breiteren oder schmaleren kranz um die erze, er kann indessen auch, wie oben erwähnt, in solch bedeutender menge auftreten, dasz er als constituent aufgefasst werden musz.

Was die stellung des biotits in der krystallisationsreihe betrifft darf bemerkt werden, dasz ein dünnschliff von norit von Birkrem (50 m. s. von der grenze gegen den urgneis) den biotit als einen kranz um den rhombischen pyroxen zeigte, und der biotit sollte da der ältere sein. Die stellung des biotits dem monoklinen pyroxen gegenüber kann man aus einem dünnschliffe von dem St. Olafsgang sehen. Er ist deutlicherweise der ältere (cfr. fig. 10). Vergleicht man ihn indessen mit den erzen, ist er der jüngere, indem er deutliche kränze um diese bildet. Da der biotit einer der zuerst auskrystallisierten mineralien ist, zeichnet er sich an einigen orten durch idiomorphe begrenzung aus, indem man in schnitten nach o P sowohl begrenzung nach \sim P als nach \sim P \curvearrowright hat. Es sei hier bemerkt, dasz nicht alle biotite der labradorfelse und norite primär sind. Einige zeigen durch ihr auftreten innerhalb der rhombischen pyroxene und durch ihre beinahe ausgelöschte begrenzung, dasz sie als umwandlungsproducte der letzteren betrachtet werden müszen.

Die farbe ist tief braun, und das pleochroismus ist ganz bedeutend, in schliffen senkrecht zu o P tief braun — strohgelb.

Wie bekannt werden die biotite sehr leicht umgewandelt, und diese umwandlung kann an vielen orten beobachtet werden. In den verschiedenen dünnschliffen können wir dem ganzen umwandlungsprocesz durch alle seine entwicklungsstadien folgen. Wir sehen, wie sich längs der pheripherie der krystalle oder längs der spaltrisze ein grünlicher farbenton bildet; wir sehen, wie dieser grünliche farbenton sich ausdehnt, bis das ganze individ die apfel-

grüne farbe des chlorits völlig angenommen hat, und das pleochromismus verschwunden ist, d. h. bis alles, was an die glimmernatur ernniert, weg ist.

Quarz.

Das auftreten des quarzes ist an die monzonite, banatite, adamellite und bronzitgranite geknüpft. Die gesteinstypen kommen, wie später gezeigt werden soll, nicht so selten vor wie bisher angenommen, und quarz musz darum unter die constituenten gezählt werden.

Überall, wo der quarz auftritt, zeigt er sich als der zuletzt auskrystallisierte bestandtheil, der die zwischenräume zwischen den früheren mineralien ausfüllt. Seine begrenzung ist dann immer allotriomorph. In einigen fällen wie z. b. in dem quarznorite von Svelevand bei Birkrem habe ich die eigentümlichen conturen von „quartz de corrosion“ beobachtet. Bemerkenswerth ist auch das auftreten des quarzes als füllung von spalten, die wahrscheinlich durch die zusammenziehung des gesteins bei erstarrung entstanden sind. Ein vorzügliches beispiel dieses auftretens zeigt der labradoritnoritgang bei Fuglestad.

Sonst bietet der quarz unsres eruptivgebietes keine eigentümlichkeiten dar. Er hat die eigenschaften der gewöhnlichen granitquarze d. h. er ist wasserhell, optisch einaxig, hat interferenzkreuz ohne ring in schnitten parallel basis, sehr niedrige interferenzfarben erster ordnung, ist optisch positiv und unangreiflich von allen säuren. Alles eigenschaften, die ich in jedem fälle genau nachgezeigt habe, da das auftreten von quarz in diesen gesteinen beinahe unbekannt war.

Ilmenit.

Die plagioklase und die rhombischen pyroxene ausgenommen findet man in dem ganzen labradorfelsgebiet von Ekersund und Sogendal kaum ein mineral, das solch eine allgemeine ausbreitung hat wie der ilmenit. Wir finden ihn selbst in den labradoriten, wo er als mikroskopische individuen in der aus plagioklas beinahe ausschliesslich bestehenden masze auftritt. Er kommt immer in unregelmässig begrenzten körnern vor und ist immer einer der zuerst auskrystallisierten mineralien, aber bietet in mineralogischer beziehung keine eigentümlichkeiten dar.

Die chemische zusammensetzung des ilmenits kann, wie auch

bei einem früheren verfassner hervorgehoben, durch die formel m $R\text{Ti O}_3 + n \text{Fe}_2 \text{O}_3$, wo $R = \text{Fe}$ und Mg , ausgedruckt werden. Dies gilt nach meinen berechnungen selbst von den gängen, die wegen ihres bedeutenden Fe -gehalts als sowohl aus ilmenit wie magnetit bestehend aufgefasst worden sind. Übrigens wird die zusammensetzung sich aus den folgenden analysen ergeben, von welchen einige, die nur mit rücksicht auf Fe und Ti O_2 analysiert sind, kein wissenschaftliches interesse zeigen.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Ti O_2	41,75	34,50	44,05	43,78	46,31	23,69	45,22	41,67	45,29	16,94	39,00	38,00
						$\text{Ti}_2 \text{O}_3$		Fe	Fe		Fe	Fe
$\text{Fe}_2 \text{O}_3$	22,11	29,00	18,71	20,03	12,03	76,13	12,40	39,00	41,214	67,63	46,70	47,58
Fe O	31,11	27,00	34,17	32,31	32,43		42,69			15,63		
Mg O	3,15	4,07	3,04	3,34	5,14							
Mn O	0,28											
Ca O	0,55	2,00										0,08
Si O_2	0,60											1,50
$\text{P}_2 \text{O}_5$	0,015	1,268										
S		0,287										
Sum	99,95	98,13	99,97	100,06	95,91	99,82	100,31			100,20		

- I. Dr. A. TAMM: Ankershus pr. Ekersund.
- II. Dr. A. TAMM: Ankershus & Peder pr. Ekersund.
- III. Dr. LOOFT: Kyland pr. Ekersund.
- IV. Dr. LOOFT: Kyland pr. Ekersund.
- V. DAMM: Blaafield pr. Soggendal.
- VI. SCHEERER: In norit auf Hitterö.
- VII. Dr. T. DAHLL: Storgangen pr. Soggendal.
- VIII. Dr. T. DAHLL: Blaafield pr. Soggendal.
- IX. Dr. T. DAHLL: Froitlef pr. Soggendal.
- X. Dr. T. DAHLL: Aarstad pr. Soggendal.
- XI. Dr. T. DAHLL: Ankershus pr. Ekersund.
- XII. KOLDERUP: Laxedal pr. Soggendal.

Besonderes interesse knüpft sich an die von SCHEERER ausgeführten analyse von ilmenit aus norit auf Hitterö, da diese analyse die einzige ist, wo der ilmenit aus labradorfels genommen ist; alle andern behandeln die ilmenite der erzgänge. Können wir mit sicherheit davon ausgehen, dass diese analyse genau ausgeführt worden ist, so zeigt sie eine grosze verschiedenheit zwischen dem ilmenit der gesteine und dem ilmenit der erzgänge. Der erste zeigt keinen gehalt von Mg O, während der zweite nicht unbedeutende mengen von Mg O aufgenommen hat. Dieser Mg O-gehalt ist der rest eines Mg O reichen stadiums, welches das erz während seiner concentration passiert hat, ein stadium, das in petrographischer beziehung als, ilmenithypersthenit u. d. zu bezeichnen ist. Diese gesteinstypen fehlen an einigen orten in unsrem eruptivgebiete, aber sie werden an anderen orten gefunden z. b. ilmenitnorit von Storgang mit 10,70 % Mg O. Reine ilmenithypersthenite sind nirgends beobachtet worden, und sie entstehen möglicherweise auch schwer in einem eruptivgebiete, wo das stammagma sich durch solch einen groszen feidspathgehalt auszeichnet, wie es in dem Ekersundgebiete der fall ist.

Betrachten wir näher die neueren und darum auch mehr exacten analysen, wo nicht nur die gehalte von Fe und Ti O₂ wie in den meisten der älteren, sondern auch die Fe O- Fe₂ O₃- Mg O- Ca O- und Si O₂ gehalte bestimmt sind, so werden wir auf den auffallenden reichthum an Mg O, den diese zeigen, bald aufmerksam werden. Der gehalt geht von 3,04 in den von dr. LOOFT von Kyland und bis 5,14 in den von amanuensis DAMM von Blaafield analysierten erz. Dieser hohe Mg O-gehalt kann nicht, wie einige meinten, einer einmischung von hypersthen zugeschrieben werden, indem die

obengenannten herren erstens darauf aufmerksam machen, dass sie alle reines material hatten, und zweitens ist der Si O_2 gehalt zu niedrig um das auftreten des Mg O als silicat zu gestatten. Dr. TAMM fand z. b. in dem ilmenit von Ankershus 3,15 % Mg O und nur 0,55 % Si O_2 . Ich glaube darum, dass der Mg O als chemischer bestandtheil des ilmenits, wo er statt Fe O hineingeht, vorkommt. Dieser nicht unwesentliche gehalt von Mg O , der in praktischer rücksicht nur eine senkung des Fe O -gehaltes bewirkt und damit eine erniedrigung des werthes des erzes, ist in theoretischer beziehung von groszer bedeutung, indem er den genetischen zusammenhang zwischen den in unsrem eruptivgebiete auftretenden erzvorkommen und basischen gesteinen beweist. Dies wird indessen später mehr eingehend behandelt.

Olivin.

Der Olivin ist in dem eruptivgebiete von Ekersund und Sogendal nicht wie z. b. in den volhynischen perthitophyren ein wesentlicher bestandtheil der hauptgesteine, die dem gebiete characteristisch sind. In den labradorfelsen habe ich nur einmal olivin gefunden, und selbst dieser olivin ist sehr zweifelhaft. Es kommen nämlich in dem reinen labradorit von Ogne zwischen den plagioklaskörnern einige umwandlungsproducte vor, die möglicherweise als umwandlungsproducte des olivins aufgefasst werden könnten; da dies mineral indessen in anderen mit dem genannten gesteine beinahe identischen typen nicht vorkommt, dürfte es wohl zu kühn sein durch diese kleinen zersetzungsproducte das auftreten des olivins in den labradorfelsen des Ekersundgebietes zu constatieren. In den peripheren typen des monzonitgebietes bei Hæskestad ist indessen olivin in bedeutender menge vorhanden, so dass das gestein als olivinmonzonit bezeichnet werden musz. In den ganggesteinen kommt er in olivindiabasen vor.

Die stellung des olivins in der krystallisationsfolge ist, wie es aus einer unten beigefügten figur hervorgeht, zwischen derjenigen des erzes und der des monoklinen pyroxens und des biotits. Seine stellung dem rhombischen pyroxen gegenüber kann in meinen dünn-schliffen nicht festgestellt werden. Von den anorthositen in Canada haben wir beispiele einer rauhen centriscen structur. Hier bildet der rhombische pyroxen einen kranz um den olivin (cfr. FRANK ADAMS: „On the precense of zones of certain silicates about the olivin occurring in anorthosite rocks from the river Saguenay“).

Der olivin kommt in unregelmässigen körnern, denen jede krystalbegrenzung völlig fehlt, vor. In gleicher weise fehlen auch regelmässige, geradelinige spaltrisze, während man dagegen überall unregelmässige spalten entdeckt. Diese scheinen der ansatz der an einigen orten vorkommenden, bedeutenden serpentinisierung zu sein.

Apatit.

Der apatitgehalt variirt sehr stark in den verschiedenen gesteinstypen des eruptivgebietes. Der apatit scheint in den mittel-sauren typen z. b. gabbros, gabronoriten und diabasen concentrirt zu sein und fehlt in den labradorfelsen beinahe gänzlich. Ich habe ihn in meinen dünnsliffen der labradorfelse nicht gefunden und in dem basischen ilmenitnorit nur kleine individuen entdeckt. In den gelblichgrauen noriten von Soggendal, in den monzoniten von Hæskestad und in den gängen in der nähe von Ekersund wird er sowohl in groszer anzahl wie auch in groszen krystallen gefunden. An der grenze des Refsganges bei Soggendal sind die apatite sogar die gröszten sämmtlicher vorkommender mineralien. Dasz er indessen in den labradorfelsen nicht gänzlich fehlt, haben professor VOGT's analysen bewiesen; er fand nämlich ein $P_2 O_5$ gehalt von 0,002 %. Ich habe auch später in einem durch druck metamorphosierten labradoritnorit kleine apatite nachgewiesen. In dem ilmenitnorit des Storganges ist nach demselben verfasser ein $P_2 O_5$ -gehalt von 0,02 %, und die echten norite und diabase haben von 2—2,2 %.

Da der apatit einer der zuerst auskrystallisierenden mineralien ist, ja wenn man den selten auftretenden zirkon nicht mitrechnet der; zuerst auskrystallisierte, so finden wir ihn fast immer in nach $\sim P$ und P wohl begrenzten individuen. Nur in einigen fällen wo er in kurzen, dicken individuen auftritt ist er abgerundet, wahrscheinlich, ein corrosionsphänomen. Von spaltbarkeitsrissen habe ich nirgends spuren entdeckt; aber in mehreren diabasen (z. b. St. Olafs gang) habe ich eine querabsonderung, die sich durch den ganzen krystal zieht, entdeckt, so dasz dieser nur aus einer zusammenhängenden reihe von kleinen prismen besteht.

Die farbe ist immer wasserhell und der pleochroismus ganz verschwindend. Ausserdem die gewöhnlichen apatiteigenschaften: grosze doppelbrechung und niedrige interferentsfarben. Interpositionen sind mehrmals observiert, sie liegen am öftesten ohne bestimmte anordnung.

Zirkon.

Zirkon tritt theils in den gabbronoriten und theils in den saueren typen wie quarznoriten, adamelliten und bronzitgraniten auf und ist immer das zuerst auskrystallisierte mineral. Er hat darum immer eine wohl entwickelte, krystallographische begrenzung, selbst wenn er in dem apatit liegt, wie es in dünnschliffen von dem groszen Ekersundsgange leicht beobachtet werden kann. Hier lag der nach pyramide und prisma begrenzte zirkon in der mitte eines apatits und parallel dessen längenrichtung. Dieser langgestreckte, prismatische habitus ist an manchen orten nicht observiert, im allgemeinen pflegt der zirkon kürzer zu sein und mehr oder weniger abgerundete ecken und kanten zu haben. In dem gelblichgrauen quarznorit von Hitterö beobachtete ich den für die zirkone charakteristischen schalenförmigen bau. An einem anderen orte in dem selben gesteine sah ich spuren einer spaltung nach $\sim P$ (?). Die meisten zirkone sind farblos, andere zeigen eine röthliche farben- nuance. Sonst haben die zirkone die gewöhnlichen zirkoneigen- thümlichkeiten: hohes relief, lebhafte interferentsfarben u. s. w.

Pyrit.

Pyrit kommt oft in der mitte der titaneisenaggregate vor und musz dann früher auskrystallisiert sein. Er tritt in beinahe allen eruptivgesteinen unsres gebietes auf, scheint indessen in einigen der ilmenitgänge besonders reich zu sein. In einem solchen, dem gange bei Hauge, muszte der betrieb eingestellt werden wegen des reichthums an pyrit und kupferkies.

Spinel.

Spinel ist nur in einem dünnschliffe des ilmenitnorits bei Rekeffjord observiert. Er tritt mit apatit, ilmenit und rhombischem pyroxen in der weise auf, dasz er als der älteste aufgefasst werden musz. Sein verhältnisz zu dem zirkon habe ich nicht fest- gestellt, da diese mineralien nicht mit einander vorkommen. Was die form betrifft, musz bemerkt werden, dasz der spinel an einem orte von einem regulären oktaeder begrenzt ist. Die farbe ist grün, und das pleochroismus fehlt. Die isothrophisme ist voll- ständig.

Magnetit.

Da das urmagma so reich an titansäure war, ist es selbstverständlich, dass der grösste theil der oxydischen erze sich als ilmenit und nicht als magnetit ausscheiden musste. Der letztere fehlt indessen nicht gänzlich, wie aus meinen mikroskopischen untersuchungen hervorgeht. Mehr verbreitet ist der secundäre magnetit, der staubförmige ausscheidungen in den chloritisierten und serpentinierten Fe-Mg-silicaten bildet.

Kupferkies.

Kupferkies ist ein bestandtheil mancher erzgänge, wo er theils mit dem ilmenit theils mit dem magnetkies vorkommt.

Magnetkies.

Magnetkies kommt in unsrem wie in anderen verwandten eruptivgebieten als reine ausscheidungen vor und ist auch in kleinen mengen in den ilmenitgängen beobachtet worden. Die stellung des magnetkieses in der krystallisationsreihe scheint nach kupferkies zu sein. Er kann leicht an seiner bei einfallendem licht broncegelben farbe und seiner löslichkeit in HCl erkannt werden.

Granat.

Granat habe ich nur in meinen dünnsliffen von Svelevand bei Birkrem gefunden. SCHEERER hat früher granat auch in einem seiner übergangsgesteine auf Hitterö entdeckt. In beiden fällen scheint er secundär zu sein und ist wahrscheinlich durch druck hervorgerufen. Er bildet grosze individuen, ist roth von farbe und völlig isotroph.

Serpentin.

Serpentin bildet faserige aggregate, die umwandlungsproducte theils der rhombischen pyroxener und theils des olivins sind.

Chlorit.

Chlorit ist auch umwandlungsproduct von einem der Mg-Fe-silicate. In manchen fällen kann er nur schwer von dem serpentini geschieden werden. Der allmähliche übergang von biotit in chlorit ist schon früher besprochen.

Bastit.

Eine umwandlung der rhombischen pyroxene in bastit ist mehrmals vorgekommen, sie bietet indessen in mineralogischer beziehung keine merkwürdigkeiten dar.

Epidot.

Epidot ist mit sicherheit nur einmal constatirt, nämlich in dem uralitlabradoritnorit Hitterös, wo er als secundärer bestandtheil auftritt, und durch umwandlung von hornblende und biotit gebildet worden ist, wie es gewöhnlich der fall ist, wenn Ca O- Mg O- und Fe O- silicaten chloritisiert werden, ohne dasz der Ca O weggeführt ist. Das pleochroismus ist bedeutend: grün-strohgelb und die interferentsfarben sehr hoch und lebhaft.

Kupfer.

Gediegenes kupfer soll dem berichte des herrn steiger Olsens zufolge von TELLEF DAHL in dem jahre 1864 in einem ilmenitgange bei Aarstad pr. Soggendal gefunden sein. „Es trat als eine kleine, dünne ader auf.“ Wahrscheinlich ist das kupfer hier secundär, durch reduction des kupferkieses gebildet, ein verhältnisz, das man von mehreren nikkelgruben kennt.

Eisenoxydhydrat.

Fe (OH)₃ habe ich in kleinen rothbraunen massen als secundäre ausscheidungen in den in chlorit umgewandelten, eisenhaltigen, rhombischen pyroxenen entdeckt z. b. in bronzit von dem biotitführenden labradoritnorit bei Barstadvand.

Muscovit.

Muscovit tritt niemals als primäres mineral auf und ist nur an einigen orten als secundärer bestandtheil gefunden und dann immer als zersetzungsproducte nach feldspathen. Besonderes interesse knüpft sich nicht an ihn, er verhält sich ganz so wie andere anderswoher beschriebene.

Caolin.

Caolin kommt in derselben weise wie muscovit vor, d. h. als unregelmäßig zusammengehaupte, secundäre aggregate. In dem gestreiften labradoritnorit an der landstrasse zwischen Ekersund

und Birkrem, wo einige der grösseren plagioklasindividuen eine deutliche zonarstructur zeigen, ist der caolin in den centralen theilen angehäuft.

Parragonit.

Parragonit habe ich an einigen orten als zersetzungsproducte der natronfeldspathe observiert.

Anatas.

Anatas ist nur in einem einzigen dünnschliffe nachgewiesen. Es ist dies in dem früher genannten labradoritnorit zwischen Ekersund und Birkrem. Hier kommt er in langen stengeln in dem chlorite vor und zeichnet sich durch seine grosze doppelbrechung und seinen hohen brechungsexponent aus. Dasz ich hier einem titansäurehaltigen mineral gegenüberstand, war ziemlich gewiss, und der gedanke richtete sich dann auf rutil und anatas. Die verschiedenen, optischen kennzeichen stimmten mit anatas überein, während die stengelförmige begrenzung einer solchen auffassung widersprach. Möglicherweise hatten wir hier nur schnitte die senkrecht auf die tafelfläche fielen; die überwiegende wahrscheinlichkeit jedoch war dafür, dasz es anatas sei, um so mehr als ich nirgendswo die charakteristischen zwillinge des rutils entdeckte. Was die obengenannte auffassung der schnittlage betrifft, sei ferner bemerkt, dasz der schnitt des gesteins senkrecht auf die druckrichtung genommen war, und dasz sämtliche mineralien mit ihren grözsten flächenrichtungen desselben parallel angeordnet waren.

Calcit.

Calcit ist auch immer secundär. Er gehört beinahe ausnahmslos den veränderten diabasen, bronzitdiabasen und verwandten gesteinen an.

Dies sei nur eine aufzählung und kurze beschreibung sämtlicher mineralien, aus denen das eruptivgebiet bei Ekersund und Soggendal besteht. Die übereinstimmung dieser mineralien mit denen des canadischen anorthositgebietes und denen der volhynischen pertithophyren wird später berührt und nachgewiesen. Diejenigen, die eine punktweise vergleichung anstellen wollen, ver-

weise ich auf die betreffenden originalarbeiten FRANK ADAMS: „Ueber das Norian oder Ober Laurentian von Canada“ und K.v. CHRUSTSCHOFF: „Die Perthitophyre Volhyniens“ (Tschermarks Mittheilungen IX).

Structurformen.

Was die structurformen anbelangt möge bemerkt werden, dasz die structur, welche am häufigsten angetroffen wird, die eugranitisch körnige (nach ROSENBUSCH der hypidiomorph körnige) ist. Dies ist um so natürlicher, als die hauptmenge der gesteine echt abyssisch ist. Wie bekannt hat diese structur zwei variationen, gabbrostructur wo die plagioklase früher oder fast gleichzeitig mit den Mg-Fe-silicaten auskrystallisiert, und granitstructur wo die feldspathe später zur auskrystallisation gelangt sind. Beide kommen in unsrem eruptivgebiete vor. Die erste ist in den gesteinen mit basischem plagioklas vorherrschend und die andere in denen mit saurem plagioklas und mikroperthit, wie aus den tafeln und textfiguren hervorgehen wird.

Die verhältnisse scheinen indessen nicht so einfach zu sein wie hier angedeutet. Auch bei sehr basischen gesteinen sind die plagioklase später auskrystallisiert als die Mg-Fe-silicate, und es scheint, als ob die mengenverhältnisse hier eine nicht unwesentliche bedeutung gehabt haben. Als allgemeine regel gilt, dasz man nur bei den zuerst auskrystallisierenden mineralien wie apatit und zirkon eine eigentliche krystalbegrenzung findet. Bei den später auskrystallisierenden sind die spatien zu kurz um eine vollständige ausbildung der krystalle zu gestatten. In den meisten fällen ist die krystallisation der plagioklase nicht vollendet, wenn diejenige der Mg-Fe-silicate beginnt, und umgekehrt; ja in manchen fällen ist es wahrscheinlich, dasz eine absolut gleichzeitige krystallisation stattfindet. Bemerkenswerth ist auch, dasz die auskrystallisation der erze z. th. gleichzeitig mit derjenigen der pyroxene, amphibole, biotite und feldspathe ist; wir finden an einigen orten beispiele einer eindrängung der letzteren in die erze. Wenden wir uns dann den mikroperthiten und orthoklasen zu, begegnen wir hier eine äusserlichere entwicklung in allotriomorpher richtung, und die quarze kommen am meisten nur als eine letzte zwischenklemmungsmasse vor.

Im allgemeinen ist die krystallisationsfolge diese:

I. Pyrit, zirkon, spinel, apatit, ilmenit, kupferkies und magnetkies.

- II. Hornblende, rhombischer pyroxen, olivin, biotit, monokliner pyroxen.
- III. Plagioklas.
- IV. Orthoklas und mikroperthit.
- V. Quarz.

Wir wollen hier in wenigen worten einige eigenthümlichkeiten und abweichungen näher besprechen.

Wenn wir zuerst die zirkonate, phosphate, aluminate und erze d. h. die mineralien der ersten krystallisationsstufe näher betrachten, so ist bei ihrem auftreten in unsrem eruptivgebiete folgendes zu bemerken: Zirkon ist immer, wo er mit apatit vorkommt, älter als dieser, da wohl begrenzte zirkone die apatite durchsetzen (z. b. in gabbronorit bei Ekersund und banatit bei Farsund). Wie bekannt haben professor BRÖGGER und andere forscher die umgekehrte reihenfolge in sauren gesteinen nachgewiesen. Der grüne spinel von dem ilmenitnorit des Storgangs tritt in der weise mit apatit, ilmenit und rhombischem pyroxen auf, dasz er als der älteste angesehen werden musz. In professor VOGT's dünnschliffen vom Storgang war der spinel in einer eisenkiesmasse aufgewachsen, die von ilmenit umhüllt var. Dies zeigt erstens, dasz der ilmenit wie auch oben nachgewiesen jünger ist als spinel, und zweitens dasz der eisenkies früher krystallisierte als spinel. Die reihenfolge zwischen spinel und zirkon festzustellen ist mir nicht gelungen, da ich spinel nur in dem hiergenannten gesteine gefunden habe, und zirkon hier fehlt.

Eisenkies ist, wie es aus obigem hervorgeht, älter als spinel; sein verhältnis zu zirkon und apatit ist unbekannt.

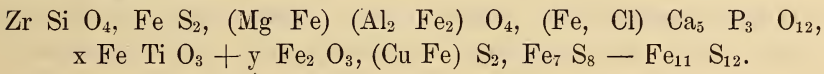
Apatitindividuen liegen an mehreren orten mit deutlicher krystallbegrenzung in dem ilmenite, und müssen dann älter sein; durch ihre stellung nach oben wird festgestellt, dasz er jünger als zirkon und spinel ist, und da der letztgenannte jünger als eisenkies ist, musz auch der apatit jünger als dieser sein.

Die reihenfolge der erze habe ich in meinen dünnschliffen nicht gut studieren können, da in denselben nur eisenkies und ilmenit zusammen auftreten. Foullon hat diese reihefolge angegeben: 1) eisenkies, 2) ilmenit, 3) kupferkies und 4) magnetkies. Dies stimmt auch, wie professor VOGT hervorgehoben hat, mit derjenigen in den norwegischen erzvorkommen überein.

Wenn wir diese beobachtungen sammeln, ergibt sich die fol-

gende reihe: 1) zirkon, 2) eisenkies, 3) spinel, 4) apatit, 5) ilmenit, 6) kupferkies und 7) magnetkies.

Innerhalb der gruppe der Mg-Fe-silicate scheint es dagegen schwerer die altersfolge festzustellen. Sie treten in grösserer menge auf und haben einander gegenseitig in ihrer auskrystallisation gehindert, so dasz wir nicht krystalle von dem einen in dem anderen beobachten, sondern nur eine unregelmässige grenzfläche vorfinden, wo man mit ebensoviele recht sagen kann, dasz sich der eine in den anderen hineindrängt als umgekehrt. Von groszer bedeutung bei der feststellung der reihenfolge ist die coronitstructur, die wir in manchen unsrer typen finden, und diese hat mir in den meisten fällen die zuverlässigsten resultate gegeben. Die nächste schwierigkeit ist die variirende chemische zusammensetzung, welche diese gruppe auszeichnet. Und diese schwierigkeit ist so grosz, dasz eine absolut sichere und in allen umständen geltende krystallisationsfolge unmöglich werden wird. Wir können nur bestimmte regeln für den einzelnen ort wo Mg-Fe-silicate mit bestimmter zusammensetzung auftreten, geben; durch eine kleine verrückung des mengenverhältniszes zwischen den verschiedenen silicaten wird die krystallisationsfolge eine andere werden. Um das gesagte näher zu beleuchten setze ich die formel der zwei krystallisationsstufen neben einander.



Rhombische pyroxene.	Hornblenden.	Monokline pyroxene.	Glimmer.	Olivin.
Mg Si O ₃	x Mg ₃ Ca Si ₄ O ₁₂	Ca Mg Si ₂ O ₆	I	(Mg Fe ₂) Si O ₄
Fe Si O ₃	y Fe ₃ Ca Si ₄ O ₁₂	Ca Fe Si ₂ O ₆	Al (Si O ₄) ₃ R ₃ Al ₂	
Mn Si O ₃	I II	Mg Al ₂ Si O ₆	I	
Ca Si O ₃	x (R ₂ , R) ₃ (Al, Fe) ₂ Si ₃ O ₁₂	Mg Fe ₂ Si O ₆	Al (Si O ₄) ₃ R ₉	
Mg ₂ Al ₂ Si O ₆		Na Fe Si ₂ O ₆	Al ₂ (Si O ₄) ₆ Mg ₉	
Mg Fe ₂ Si O ₆			R = K + H	

Sämtliche mineralien der zweiten krystallisationsstufe können, wie gesehen, ihre zusammensetzung innerhalb weiter grenzen ändern. Der am meisten stabile der zusammensetzung nach ist der olivin, und sein platz in der krystallisationsreihe kann auch am besten festgestellt werden; er ist der älteste der mineralien der zweiten stufe.

Es liegen aus meinem eruptivgebiete nur zwei analysen von Mg-Fe-silicaten (von zwei rhombischen pyroxenen) vor, so dasz das interesse, das sich an das studium der krystallisationsfolge der hier auftretenden Mg-Fe-silicate knüpft, nur ein ganz geringes ist. Trotzdem will ich doch einige beispiele von centrischer structur näher berühren.

In der mitte des olivindiabasganges bei Örsdalsvand beobachtete ich ein schönes beispiel dieser structur. Hier wurde als ansatzpunkt ilmenit observiert. Um ihn lag ein kranz von unregelmässig begrenzten olivinindividuen, ausserhalb dieser ein wenig biotit mit dem gewöhnlichen aussehen, das die noritbiotite charakterisiert. Sämtliche sind von hellrothen monoklinen pyroxenen umgeben. Hiernach würde die altersfolge diese sein: ilmenit, olivin biotit und monokliner pyroxen. In einem dünnschliffe von norit bei Örsdalsvand lag biotit ausserhalb des rhombischen pyroxens. Sehr oft finden wir die ilmenite durch einen kranz von hornblende oder biotit umgeben, an einer stelle habe ich auch enstatit als kranzbildung beobachtet. Hier war der rhombische pyroxen überall, wo er in selbstständigen individuen auftrat, hypersthen; es scheint also, als ob eine diffusion aus Fe von dem rhombischen pyroxen zu dem erze vorging.

Da die menge der verschiedenen stoffe der rhombischen pyroxene nicht constant ist, bleibt es eine offene frage, ob die pyroxene oder die plagioklase die ältesten sind. Die rhombischen pyroxene werden je früher auskrystallisieren, je gröszer die Mg- und Fe-gehalte sind, und je später, je gröszer die Si O₂- und Al₂ O₃-gehalte sind. Wahrscheinlich ist die in unsrem eruptivgebiete vorkommende späte auskrystallisation dem hohen Al₂ O₃-gehalt zuzuschreiben.

Bemerkenswerth ist, dasz in demselben dünnschliffe an einem orte plagioklas in den rhombischen pyroxen hineingedrungen ist, während an einem anderen orte das umgekehrte der fall ist. Dies deutet auf eine bedeutende einwirkung der mengenverhältnisse. Nach unsrer kenntnisz zu den sättigungsverhältnissen würden die Mg-Fe-silicate leichter ausgeschieden werden als die alkali-thonerde-silicate. Wenn aber ein gewisser theil von den Mg-Fe-silicaten auskrystallisiert ist, verändern sich die mengenverhältnisse, so dasz die Al₂ O₃-silicate ausgeschieden werden müssen; eine zeit darauf können die Mg-Fe-silicate wieder auskrystallisieren u. s. w.

Innerhalb der reihe der plagioklase krystallisieren immer die

basischen glieder früher als die saureren. Wir haben an manchen orten schöne beispiele einer zonarstructur, ich verweise aber auf das oben entwickelte und auf die detailbeschreibungen.

Was die altersfolge zwischen den plagioklasen und den mikroperthiten betrifft, so kann bemerkt werden, dasz wir in dem quarznorit von Theings beispiele einer zonarstructur finden, wo die plagioklase als centraler kern auftreten, und die mikroperthite die peripherischen theile ausmachen.

Quarz kommt, wie oben angedeutet, häufig als letzte zwischenklemmungsmasse vor; nur in gesteinen wie den hypersthensadameliten und bronzitgraniten spielt er eine bedeutendere rolle.

Nachdem wir nun die engranitisch körnige structur, wie sie in unsrem eruptivgebiete bei den hauptgesteinen vorkommt, näher behandelt haben, wenden wir uns einer seltener vorkommenden structur zu, die sich durch eine bandförmige anordnung der bestandtheile auszeichnet und sowohl in den centralen wie in den peripheren theilen des labradorfelsgebietes auftritt. Diese structur ist nicht durch druck hervorgerufen, da keine druckphänomene nachzuweisen sind. Eine ähnliche structur ist von den amerikanischen anorthositgebieten beschrieben. LAWSON, der sie in seiner abhandlung: „The anorthosytes of the Minnesota coast of Lake Superior“ näher beschrieben hat, betont auch, dasz sie nicht als druckstructur aufgefasst werden kann. Seine auffassung über ihre entstehung ist auch die meinige, und ich citiere sie darum: „I find, that banding is in any way associated with shearing action after the final solidification of the rock. It seems to the writer to be essentially due to some local chemical differentiation, associated with movement in the thickly viscons magma prior to crystallization.“ Diese structur musz selbstfölglich nicht mit der parallelstructur der labradorfelse in Bergens stift verwechselt werden, da diese eine deutliche detritusstructur ist.

Von typischen grenzstructures habe ich keine structurfacies gefunden. Im allgemeinen sind die gesteine nur ein wenig feinkörniger an der grenze. Ich will bei dieser gelegenheit namentlich hervorheben, dasz ich nirgendwo porphyrstructur entdeckt habe, und dies gilt nicht nur vom eruptivgebiet bei Ekersund und Sogendal, sondern auch von dem in der nähe von Bergen, das ich während des sommers 1895 durchstreift habe. Die constitutionsfacies sind dagegen häufiger, da das magma in den basischen, d. h. Fe- und Mg-reichen laccolithen, sehr dünnflüssig war und darum die schnellere diffusion beförderte. Dies scheint auch an andern nor-

wegischen noritgebieten der fall zu sein. Ich verweise in bezug hierauf auf professor VOGT's abhandlung: „Bildung von erzlagerstätten durch differentiationsprocesse in basischen eruptivmagmata. II.“ (Zeitschrift für praktische geologie, april 1893).

Die hypabyssischen structuren sind von solch unbedeutendem interesse, dasz ich sie hier nicht näher behandeln will. Sowohl diese wie einige detritusstructuren werden später an ihrer stelle berührt werden.

Die grosze haupteruptionsserie der labradorfelse.

Sämtliche an der küste von Ogne bis gegen Lindesnæs auftretenden gesteine, die zusammen das eruptivgebiet bei Ekersund und Soggendal bilden, nehmen einen flächenraum von 1450 km.² ein. Ca. 1000 km.² von diesem gebiet bestehen aus labradorfelsen. Innerhalb dieser gesteinsgruppe habe ich verschiedene, petrographisch wohl begrenzte unterabtheilungen, die auch von verschiedenem, geologischem alter sind, ausgeschieden; da sie indessen alle sowohl mit rücksicht auf mineralogische zusammensetzung und structur, als auf genesis so nahe mit einander verwandt sind, will ich sie gesammelt behandeln. Alle gehören sie zu der ersten eruptionsserie, die in unsrem eruptivgebiete nachgewiesen werden kann, und es ist darum zweckmässig mit der beschreibung dieser gesteine zu beginnen, wenn wir eine übersicht über die das gebiet zusammensetzenden gesteine gewinnen wollen.

Die zu dieser eruptionsserie gehörenden gesteine können, wenn wir vorläufig die extremen differentiationsproducte unbeachtet lassen, kurz als labradorite und labradoritnorite bezeichnet werden. Ich verstehe da mit dem letzteren begriff, wie ich schon oben erwähnt und näher präcisirt habe, die zwischen den echten labradoriten und den noriten stehende gesteinsgruppe.

In mineralogischer beziehung sind diese gesteine, die ich als labradorfelse zusammenfasze, durch ihren groszen plagioklasgehalt und die entsprechenden, geringen mengen von Mg-Fe-silicaten und erzen characterisirt.

Die plagioklase sind, wie die isolationen und die auslöschungsschiefen zeigen, ausschlieszlich labrador. Dies stimmt auch mit den früheren analysen der feldspathe überein (jfr. die analysen pag. 29). Die Mg-Fe-silicate sind entweder einer oder mehrere der

rhombischen pyroxene oder ein biotit, der z. b. in den biotitreichen labradoritnorit von Barstadvand ein constituent ist. Monokliner pyroxen kommt auch, besonders in den gängen, vor, und er ist dann wie in den gesteinen der späteren eruptionsserien mit dem rhombischen gesetzmässig verwachsen. Das erz, welches nur in beinahe verschwindender menge vorkommt, ist wohl immer ilmenit. Characteristisch ist auch der geringe gehalt an apatit, den man nur in den mehr basischen labradoritnoriten findet und da immer in verschwindender menge, so dasz der $P_2 O_5$ -gehalt nicht die höhe 0,01 % erreicht. Einige analysen, die von professor VOGT ausgeführt wurden, zeigten im labradorfels nur 0,002 % $P_2 O_5$.

In chemischer beziehung zeichnen die hierhergehörigen gesteine sich durch einen beträchtlichen gehalt an $Al_2 O_3$ (ca. 28 %) und an Ca O (ca. 10 %) aus. Dagegen halten sie nur wenig Fe O + $Fe_2 O_3$ (2 %) und sehr wenig Mg O (0,3 %). Der Si O_2 -gehalt ist auch niedrig, er liegt zwischen 50 und 54 %. Von den alkalien ist es $Na_2 O$, der ganz überwiegt. Das verhalten zwischen $Na_2 O$ und $K_2 O$ ist durchgehends = 6:1. Vollständige analysen sind bereits geliefert.

Mit rücksicht auf die structur musz bemerkt werden, dasz sowohl die labradorite als die labradoritnorite eugranitisch körnig sind. Am häufigsten sind sie so grobkörnig, dasz die länge der plagioklase an ihren stellen ca. 4 cm. erreicht. Bemerkenswerth ist doch, dasz ich einerseits beinahe feinkörnige, local auftretende labradorite gefunden habe, während andererseits groszkörnige varieteten vorherrschen z. b. der groszkörnige labradoritnorit von Hitterö, wo die länge der plagioklasindividuen 12 cm. erreicht.

An einem einzelnen orte, am wege von Ekersund nach Birkrem, findet sich eine von der eugranitisch körnigen etwas abweichende structur, indem der labradoritnorit an der grenze gegen den später hervorgebrochenen adamellit eine parallelstructur bekommen hat. Ich erkläre diese structur, die auch in der grenzzone des adamellits beobachtet ist, auf folgende weise: Der adamellit ist heraufgepresst worden, bevor das labradorfelsmagma noch völlig erstarrt war. Durch den die eruption begleitenden druck bekam der labradorfels in unmittelbarer nähe des contacts eine deutliche druckstructur mit linsbildung, während der einfluss des druckes in einiger entfernung nur eine parallelanordnung der bestandtheile bewirkte. Diese auffassung steht in voller übereinstimmung mit anderen, die auf untersuchungen analoger erscheinungen basiert sind.

Die anderen contactstructures werden näher besprochen, wenn die rede von den einzelnen gesteinstypen ist. Es verdient indes hier bemerkt zu werden, dasz man in unsrem eruptivgebiete nur wenige contactstructures findet, und selbst da, wo man von einer wirklichen druckstructure reden kann, sind die contacterscheinungen oft schwierig nachzuweisen.

Makroskopisch werden die zwei typen labradorit und labradoritnorit von einander dadurch unterschieden, dasz der erste ausschliesslich oder beinahe ausschliesslich aus labrador besteht und eine hellrothe farbe hat, während man in dem letzteren mit unbewaffnetem auge sowohl Mg-Fe-silicate als erze sieht. Der labradoritnorit hat oft eine violette farbe, da der feldspat durch zahlreiche interpositionen gefärbt ist, doch giebt es auch oft labradorite mit hellrothen plagioklasen. In diesen habe ich mehrmals eine bandförmige anordnung der pyroxene und erze gefunden, ohne dasz ich durch mikroskopische untersuchung spuren einer druckstructure habe finden können. Makroskopisch können die folgenden typen unterschieden werden: 1) hellrother labradorit (Ogne, Rekefjord), 2) violetter labradorit (Ekersund, Tovdal), 3) weisser labradorit mit grünlichen streifen von decompositionsproducten aus labrador (Aaensire, Bru, Hedlaren bei Jössingfjord), 4) violetter labradoritnorit (Ekersund), 5) hellröthlicher, eugranitisch körniger labradoritnorit (Helland) 6) hellröthlicher labradoritnorit mit parallelangeordneten streifen von pyroxenen und erzen (Kydland), 7) weiszlicher labradoritnorit mit parallelen streifen von pyroxenen und erzen (Ekerö), 8) groszkörniger, bläulichgrauer labradorit (s. o. von Hækestad und auf Hitterö).

Das gewicht ist, wie zu erwarten war, bei dem labradoritnorit (immer mehr als 2,7) gröszer als bei dem labradorit (ca 2,68). Um das verhalten durch typische beispiele zu beleuchten, füge ich die folgenden gewichtsbestimmungen bei: 1) labradorit von Nordfjord bei Rekefjord gew = 2,685, 2) labradoritnorit von Grönnevig auf Ekerö gew = 2,736, 3) labradoritnorit von Hitterö gew = 2,766. Vergleichen wir diese zahlen mit denen, welche die gewichte der norite angeben, so finden wir eine distincte verschiedenheit, wie sich aus den beigefügten zahlen ergibt:

Quarznorit von Refsgang bei Rekefjord (gangmitte) gew = 2,945.

Norit von Refsgang bei Rekefjord (ganggrenze) gew = 2,987.

Quarznorit von dem tunnel bei Rekefjord (centraler typus) gew = 3,005.

Norit von Rekefjord (periphärer typus) gew = 3,124.

Norit von Hustopte bei Birkrem gew = 3,05

Rücksichtlich der eruptionsfolge der zwei haupttypen der labradorfelse, der labradorite und der labradoritnorite, sei bemerkt, dasz ich sie während meiner reisen 1893, als beinahe zu derselben zeit hervorgebrochen ansah. Diese auffassung habe ich auch die ganze zeit festgehalten, obgleich ich bei näherer untersuchung zu dem resultat gekommen bin, dasz sie nicht an allen orten völlig gleichzeitig sind. Ich habe in der nähe des hofes Owendal zwischen Ekersund und Rekefjord einen gang aus violetter labradoritnorit gefunden, der aus dem labradoritnorite in das hellrothe labradorit hineinging. Dies stimmt mit meiner auffassung von der wirkung der diffusionsprocesse in dem stammagma überein; die zusammensetzung des labradorits liegt, wie später hervorgehoben wird, derjenigen des stammmagmas am nächsten, und die ersten ausbrüche trafen ein, schon bevor die differentiationsprocesse eine bedeutende spaltung des stammmagmas verursacht hatten. An anderen orten, wo die beiden oben erwähnten gesteine an einander grenzen, ist die grenze nicht so scharf, dasz es möglich wäre die zwei verwandten gesteine selbst durch eine detaillierte kartenaufnahme von einander zu trennen. Überall sind die sowohl in chemischer, mineralogischer als structureller beziehung nahe verwandten gesteine durch alle übergänge innig verknüpft. Das resultat meiner studien dieser contactzonen kann in folgenden worten kurz zusammengefasst werden: Der violette labradoritnorit ist unmittelbar nach dem labradorit, und bevor dieser zeit genug gehabt hatte zu erstarren heraufgedrängt worden. Bemerkenswerth ist, dasz das hier gesagte nur dem hier besprochenen violetten labradoritnorit gilt. Der hellrothe labradoritnorit scheint nur als grenzfazies des groszen labradorfelsgebietes aufzutreten. Die labradoritnorite sind durch alle übergänge mit den reinen labradoriten verbunden, wovon man sich leicht überzeugen kann, wenn man ein profil quer über das gebiet z. b. von Ekerö nach Birkrem heraufgeht. Da wird man sehen, wie der character der landschaft sich ändert, wenn man von der peripherie auf der einen über die centralen partien nach der peripherie der andern seite geht. Diese veränderung ist durch die zusammensetzung der verschiede-

nen gesteine verursacht. Auf Ekerö herrscht ein labradoritnorit mit streifenförmiger anordnung der pyroxene und erze vor. In der nähe von Ekersund ist das gesteine ein echter labradorit so z. b. bei Slettebö, und dieser labradorit streckt sich bis Sleveland. Das aussehen der landschaft ist hier ein anderes, indem die felsen wegen reichlicher hyperstheneinmischung leichter verwittern. Früher (bei Slettebö) waren die felsen nackt und keine decompositionsproducte zu sehen, jetzt bilden sie den untergrund des waldes, der hie und da spärlich auftritt. Wenn man noch weiter kommt, trifft man in der nähe von Helland labradoritnorit mit hypersthen in parallelen streifen, ein gesteine, das in beziehung auf zusammensetzung nicht in wesentlichem grade von demjenigen von Ekerö verschieden ist, das aber durch den ausbruch der adamellite Birkrems so gepresst worden ist, dasz es etwas an den labradorfelsen in der nähe von Bergen erinnert. Wenn man diese beobachtungen sammelt, bekommt man folgende übersicht: zuerst eine verhältnismässig basische grenzzone mit etwas hypersthen, dann ein echter labradorit und zuletzt ein labradoritnorit gegen die nördliche grenze. Dies verhalten scheint auch an anderen stellen zu existieren; hier ist indessen nicht immer die dem meer zugekehrte grenze bewahrt, so dasz wir, wenn wir von der küste bis ins innere wandern, zuerst labradorit und dann labradoritnorit antreffen. Diese profile zeigen, wie auch zu erwarten war, dasz professor Vogt's anschauungen über den gegen die grenze zunehmenden Si O₂- gehalt nichts für sich haben. Als allgemeine regel musz allerdings gesagt werden, dies sagen uns jedenfalls die profile, dasz wenn man von den centralen theilen des gebietes auf die grenze zugeht, man von den saureren zu den mehr basischen typen kommt; es musz indessen darauf aufmerksam gemacht werden, dasz diese verschiedenheit in chemischer beziehung keine grosze ist, sondern nur eine vermehrung der Mg- und Fe-gehalte längs der grenzen kundgiebt.

Um einen einblick in die zusammensetzung und die structurellen verhältnisse dieser interessanten gesteine zu bekommen, füge ich die folgenden detailbeschreibungen einiger haupttypen bei. Nach der beschreibung dieser primären typen werde ich später eine über die contactgesteine liefern.

1) Labradorit von Ogne.

Dies gesteine besteht beinahe ausschliesslich aus plagioklas, dessen hauptmenge in schnitten parallel der basis eine auslöschungsschiefe

auf 10^0 hatte und darum eine labradorzusammensetzung zu haben scheint. Einige feldspathindividuen waren so stark verwandelt, dass sie nur ein aggregat von muscovit und caolin bildeten. In anderen wurden schöne beispiele einer gleichzeitigen zwillingsbildung nach dem albit- und dem periklingesetze beobachtet.

In den zwischenräumen zwischen den plagioklasen habe ich mehrmahls ein decompositionsproduct gefunden, das möglicher weise durch umwandlung des olivins sich gebildet hat. Dies mineral ist bisher nicht in anderen norwegischen labradorfelsen nachgewiesen, es kommt indessen in den volhynischen perthitophyren vor, die nach allem, was vorliegt, unseren labradorfelsen sehr nahe verwandt sind.

2) Labradorit von Nordfjord bei Rekefjord.

Das gestein schien makroskopisch mit demjenigen von Ogne identisch zu sein. Durch isolation in $Hg J_2$ K J fand ich indessen, dass ein kleiner theil der feldspathe ein gewicht = 2,71 hatte, es muszte dann bytownit sein. Das gewicht der übrigen war 2,679, d. h. das gewicht des labradors. Das mengenverhältnisz der zwei entnommenen portionen war ungefähr: bytownit: labrador = 1:16. Dies stimmt auch mit dem gewicht des gesteins das = 2,685 ist.

3) Labradorit von Refsvand pr. Soggendal.

Dieser ist mit dem vorigen in geologischer beziehung innig verknüpft und ist auch in petrographischer mit diesem beinahe identisch. Er besteht ausser aus plagioklas auch aus verschwindenden mengen von rhombischen pyroxenen und erzen. Die plagioklase haben oft drucklamellen, die einen spitzen winkel gegen die gewöhnlichen bilden. Die primären lamellen sind nicht von den druckwirkungen berührt, sie sind immer gebogen, geknickt oder völlig ausgelöscht, wo der druck am stärksten gewirkt hat. An ihren enden sind sie meistens fingerförmig zugespitzt und greifen auch fingerförmig in einander.

4) Labradorit von Kydland (zwischen Ekersund und Rekefjord).

Das gestein, dessen farbe wie diejenige der drei früher beschriebenen labradoriten eine röthliche ist, ist mittels- bis grobkörnig und zeichnet sich durch folgende mineralcombination aus: Ilmenit.

Hypersthen mit starkem pleochroismus und oft mit umwandlungsproducten erfüllt

Enstatit, der von dem vorigen leicht zu scheiden ist wegen seinem schwachen pleochroismus und der grösseren fähigkeit, der einwirkung der atmosphärien zu widerstehen

Biotit, der immer kränze um die erze bildet und übrigens die den noritbiotiten eigenthümlichen eigenschaften hat: tiefbraune farbe und groszen pleochroismus (tiefbraun-strohgelb)

Plagioklas theils mit, theils ohne lamellen. Einige zeigen eine gleichzeitige zwillingsbildung nach dem albit- und periklin-gesetze. Einige der lamellen sind fingerförmig zugespitzt und dann vielleicht durch druck hervorgerufen. Bemerk zu werden verdient, dasz ich sowohl in diesem als in den drei vorigen gesteinen vergebens nach apatit gesucht habe.

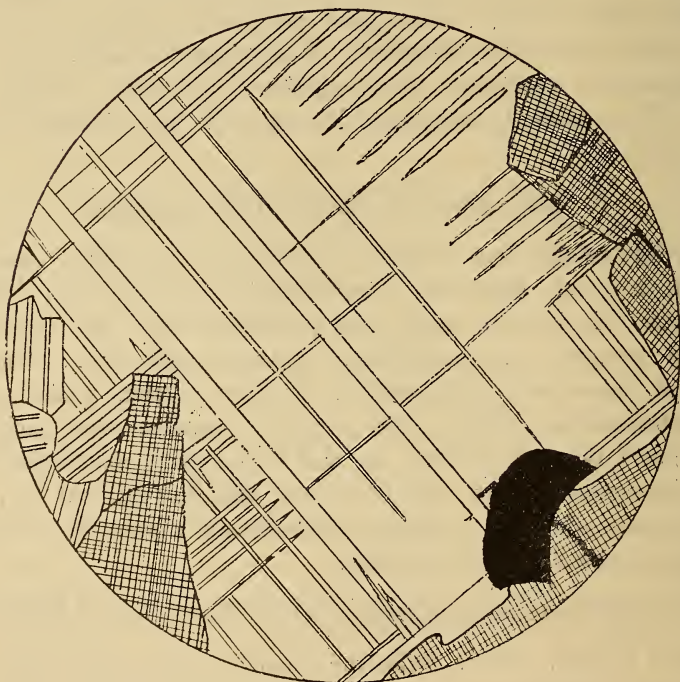


Fig. 1.

Auf der figur ist ein theil des gesteins, das seine durchschnittszusammensetzung zeigen sollte, abgebildet. In dem groszen labradorindivid sieht man sowohl die regelmässigen wie die zugespitzten lamellen. Die durch kreuzende spaltrisse bezeichneten mineralien sind rhombische pyroxene und das schwarze korn besteht aus ilmenit.

5) Biotitführender labradoritnorit von Barstadvand bei Rekefjord.

Das gestein hat an manchen orten eine parallelstructur und zeigt folgende zusammensetzung:

Apatit. Zwei grosze, nicht scharf begrenzte individuen.

Eisenkies.

Ilmenit, den eisenkies umgebend.

Eisenglanz, der in groszen schuppigen aggregaten mitten im biotit auftritt, scheint jünger als ilmenit zu sein.

Bronzit, mit deutlichem pleochroismus, ist oft in chlorit verwandelt, und dieser hat magnetit in kleinen körnern parallel der längenrichtung des ursprünglichen minerals eingelagert. Das neugebildete mineral löscht parallel dieser richtung aus. Auszer magnetit kommen auch kleine, rothbraune anhäufungen von $\text{Fe}(\text{OH})_3$ vor. Einige der rhombischen pyroxene haben schwächeren pleochroismus und gehören vielleicht zu den eisenarmsten gliedern der gruppe; sie sind enstatite.

Biotit tritt in bedeutender menge auf und zeigt immer starken pleochroismus.

Plagioklas. Dieser, der die überwiegende hauptmenge des gesteins bildet, ist beinahe überall labrador. Bei einigen beobachtet man eine gleichzeitige zwillingsbildung nach dem albit- und dem periklingesetze, bei anderen fehlen die zwillingslamellen gänzlich. Dieser umstand in verbindung mit dem granitischen aussehen des gesteins veranlasste mich eine isolation auszuführen. Diese isolation überzeugte mich indessen davon, dasz es ein echter plagioklasgestein, dessen granitischer habitus nur ein scheinbarer war.

Durch die isolation, die, wie alle übrigen in dieser arbeit citierten isolationen, mit dem Haradaschen isolationsapparat (flüssigkeit Hg J₂ K J) ausgeführt worden sind, wurden die sechs folgenden portionen ausgenommen:

- I. Gewicht: 3,090. Biotite, rhombische pyroxene und erze. Bedeutliche mengen.
- II. Gewicht: 2,938. Biotite, rhombische pyroxene und erze. Ein wenig.
- III. Gewicht: 2,938. Biotite, rhombische pyroxene und erze. Kleine mengen.

IV. Gewicht: 2,815. Biotite, rhombische pyroxene und erze. Kleine mengen.

Zwischen 2,815 und 2,726 kein bodensatz.

V. Gewicht: 2,726—2,687. Plagioklase. Das pulver hatte nicht die lichte farbe der folgenden portion.

VI. Gewicht: 2,687—2,672. Plagioklase. Die doppelte menge sämtlicher portionen.

Da das gewicht immer der unteren grenze am nächsten liegt, so musz der plagioklas als labrador angesehen werden. Es ist jedesfalls sicher, dasz alles gesunken war, als die flüssigkeit das gewicht 2,672 erreichte, und plagioklas von saurerer zusammensetzung als labrador ist folglich nicht vorhanden.

6) Biotitführender labradoritnorit von Eie auf Hitterö.

Dies gestein, das über eine grözere strecke verbreitet ist, hat makroskopisch ein aussehen, das ein wenig an die laurvikite des Kristianagebietes erinnert. Mehr als eine äuszere ähnlichkeit ist es, wie es aus der folgenden beschreibung hervorgehen wird, nicht. Die mineralogische zusammensetzung ist diese:

Apatit.

Ilmenit in kleinen mengen.

Magnetit ist als secundärer gemengtheil in den umgewandelten pyroxenen vorhanden.

Rhombische pyroxene, die nach farbe und pleochroismus theils als hypersthene aufgefasst werden müszen. Die hypersthene sind mit den charakteristischen hyperstheneinschlüssen versehen. Bronzit bildet an einer stelle mit biotit zusammen einen kranz um den ilmenit. Ich vermuthe, dasz hier viel eisen nach dem erze diffundiert ist, und dasz wir somit ein analoges beispiel zu dem an einem anderen orte besprochenen (von Hustöpte in Birkrem) haben. Hier trat immer bronzit in selbstständigen und grözeren individuen auf, während die enstatite nur kränze um die erze bildeten. Einige der rhombischen pyroxene waren ein wenig decomponiert, so dasz sie von schmalen, chloritischen rändern umgeben waren.

Biotit mit starkem pleochroismus (rothbraun-strohgelb) wird mehrmals als kranz um das erz beobachtet und ist dann immer primär. Er wird auch an einigen orten um und innerhalb des rhombischen pyroxens gefunden, so dasz

er als ein umwandlungsproduct von diesem aufgefasst werden musz. Anderswo bildet der biotit grözere aggregate mit dem rhombischen pyroxen. Mit rücksicht auf die krystallographische begrenzung verdient bemerkt zu werden, dasz er an einem orte, wo er als kranz um das erz auftritt, spuren einer idiomorphen begrenzung zeigt.

Plagioklas. Dieser ist voll von den von der St. Pauls insel beschriebenen nadelförmigen interpositionen und zeigt mehrmals druckphänomene, indem die lamellen theils sehr unregelmässig in ihrem auftreten, theils fingerförmig zugespitzt und theils beinahe ausgelöscht sind.

Durch isolation wurden drei portionen ausgenommen, das gewicht derselben liegt zwischen den folgenden grenzen:

- I. Schwerer als 2,777.
- II. 2,777—2,713.
- III. 2,713—2,686.

Die beiden ersten portionen enthielten fast ausschliesslich Mg-Fe-silicate, die dritte portion besteht aus plagioklas und ein wenig biotit. Das mengenverhältnisz zwischen den drei portionen ist I: II: III = 5:2:18, d. h. plagioklas ist der überwiegende bestandtheil, und dieser plagioklas hat eine labradorzusammensetzung. Die gewichtsbestimmung des ganzen gesteins stimmt mit diesen einzelbeobachtungen überein; das gewicht ist nämlich 2,766.

7) Labradoritnorit von dem gipfel n. von Rasvaag auf Hitterö.

Ilmenit.

Rhombischer pyroxen, der seinem pleochroismus zufolge als hypersthen angesehen werden musz. Er musz älter als der monokline pyroxen sein, da er in der mitte dieses minerals auftritt.

Monokliner pyroxen, dessen auslöschungsschiefe 37° ist.

Biotit, der sich um die eisenerze herum lagert. An einem orte haben wir ein schönes beispiel von roher centrischer structur, indem der biotit einen monoklinen pyroxen umhüllt, der in seiner mitte einen rhombischen pyroxen enthält. Die reihefolge ist dann: 1) rhombischer pyroxen, 2) monokliner pyroxen und 3) biotit.

Plagioklas, dessen auslöschungsschiefe sich durchschnittlich zu 16° beträgt, d. h. er ist ein saurer labrador. Druckwirkun-

gen sind auch hier wahrnehmbar, da die lamellen theils gebogen und theils beinahe ausgelöscht sind.

8) Uralitlabradoritnorit von Hitterö zeigt die folgende mineralcombination:

α Primäre mineralien.

Apatit, der nirgends die scharf krystallographisch begrenzten formen besitzt, sondern immer in groszen abgerundeten individuen auftritt.

Eisenkies, der von einem rande aus ilmenit umgeben ist.

Ilmenit kommt in diesem gestein nur in beschränkter menge vor.

Mehrmals ist er an dem rande in leukoxen umgewandelt. Von dem ilmenit einer grobkörnigen labradoritnoritvarietät hat Scheerer eine analyse ausgeführt. Nach dieser analyse sollte die chemische zusammensetzung die folgende sein:

Ti O₂ = 23,69 %,

Fe₂ O₃ = 76,13 %.

Sum = 99,82 %.

Biotit mit starkem pleochroismus und den übrigen charakteristischen eigenschaften der noritbiotite. Er bildet theils wie gewöhnlich einen kranz um das erz, und theils tritt er in rosettenartigen, selbstständigen aggregaten auf. Was seine stellung in der krystallisationsfolge betrifft, musz bemerkt werden, dasz er gleichzeitig mit der primären hornblende ist, oder wenn sie nicht völlig gleichzeitig sind, so kann der unterschied an zeit kein bedeutender sein. Der biotit ist oft stark verwandelt, speciel wird eine nicht unwesentliche chloritisierung längs der spaltbarkeitsrisze häufig beobachtet.

Hornblende, die eine eigenthümliche schmutzgrüne farbe zeigt, kommt in aggregaten mit dem vorigen vor. Die hauptmenge der hornblendens ist indessen nicht primär, sondern ist durch umwandlung der rhombischen pyroxene gebildet. An einigen orten ist die umwandlung nicht vollständig, so dasz man hier reste des ursprünglichen minerals beobachten kann. Diese reste sind oft schwer zu bestimmen, doch ist ihr rhombischer character sicher nachgewiesen, und durch vergleichung der verschiedenen schnitte lässt sich vermuthen, dasz wir den pleochroismus des hypersthens haben.

Plagioklas. Dieser enthält wie die übrigen labradoritnorite von Hitterö kleine, nadelförmige interpositionen, und die lamellen zeigen auch hier deutliche druckphänomene. Die zwillingsbildung ist sowohl nach dem periklin- als dem albit-gesetze.

β Secundäre mineralien.

Hornblende {
Biotit { Beide sind oben näher besprochen.

Epidot ist umwandlungsproduct nach biotit und hornblende. Das pleochroismus ist grosz (grün—strohgelb), und die interferenzfarben sind hoch.

Chlorit ist auch umwandlungsproduct nach biotit und hornblende.

Caolin tritt in manchen plagioklasen als lockere massen auf.

Ueber die bezeichnung eines solchen gesteins, das aus plagioklas, biotit und hornblende als constituenten besteht, kann man vielleicht etwas zweifelhaft sein. Die bezeichnung gabbro zu verwenden, die in den alten handstücken gebraucht worden ist, ist eine unmöglichkeit, selbst wenn man die notiz der etikette mitnähme, die das gesteins als eine eigenthümliche varietät benennt. Das gesteins ist nimmer gabbro gewesen, und ist es noch weniger in seiner jetzigen gestalt. Andererseits kann nicht der name diorit verwendet werden, obgleich glimmer und hornblende die am meisten verbreiteten Mg-Fe-silicate sind, da die plagioklase sich durch labradorzusammensetzung auszeichnen; und plagioklase mit solch einer basischen zusammensetzung wie diejenige des labradores gehören nicht der dioritreihe an. Hierzu kommt auch, dasz man, wenn man das gesteins mit dem nächstvorhergehenden vergleicht und namentlich die verschiedenen, rosettenförmigen aggregate von Mg-Fe-silicaten betrachtet, zu dem resultat kommen wird, dasz die hier in solch bedeutender menge auftretende hornblende durch umwandlung des rhombischen pyroxens gebildet ist; dieser ist nämlich in dem mit ihm geologisch und genetisch verwandten gesteins von Eie auf Hitterö als wesentlicher bestandtheil vorhanden. Als eine passende bezeichnung schlage ich uralitlabradoritnorit oder uralitisierten labradoritnorit vor.

Bemerkenswerth ist das häufige auftreten des apatits sowohl in diesem als in dem nächstvorhergehenden gesteins. Der apatit und damit der $P_2 O_5$ -gehalt hat sich in den gesteinsen der späteren eruptionsserien concentrirt. Der mittlere gehalt von $P_2 O_5$ ist in diesen 2—2,5 %. Eine beginnende concentration scheint inner-

halb der gesteine der ersten haupteruptionsserie aufzutreten, und diese concentration ist in den gesteinen mit grösseren gehalt an Mg-Fe-silicaten wahrzunehmen, d. h. in den gesteinen, die das zwischenglied zwischen den labradoriten, den echten repräsentanten der ersten serie, und den noriten, quarznoriten und monzoniten, die, wie es später erörtert wird, grade nach den labradorfelsen zum ausbruch gelangen.

Contactmetamorphosierte gesteine.

Nachdem wir nun das ganze eruptivgebiet durchstreift haben und die verschiedenen haupttypen beschrieben, bleibt nur noch übrig die peripheren typen, die am contacte gegen die gesteine der späteren eruptionsserien vorkommen, näher zu besprechen. An mehreren orten ist die contactmetamorphose nur eine ganz unbedeutende gewesen, da die späteren massiven nur geringe ausdehnung hatten. Einer stelle zwischen Ekersund und Birkrem entnommen, bieten die contactmetamorphosierten gesteine kein grösseres interesse dar, und wir werden sie darum kurz behandeln. Mitgenommen wird ein bruchstück von monoklinem pyroxen führendem labradorit-norit, der in dem Ekersundsgange von Ekerö vorgefunden ist.

Im allgemeinen ist die grenze scharf, so dasz man proben von dem contacte bekommen kann. Mit rücksicht auf den character der metamorphose musz bemerkt werden, dasz an keinem einzelnen orten zuführung fremden materials nachgewiesen werden kann. So hat z. b. der helle labradorit am contacte bei Oveodden pr. Rekefjord dasselbe aussehen 0,05 m. von dem contacte wie 25 m. von ihm. Als beispiele solcher contactmetamorphosierten gesteine werden folgende beigefügt:

1) Labradorit, 0,05 m. von dem contacte bei Oveodden pr. Rekefjord.

Oveodden ist eine hervorspringende halbinsel an der ostseite des Rekefjordes und einer der zwei puncte der ostseite, wo der labradorit auftritt. Es ist vielleicht dieselbe stelle, wo professor VOGT eine altersbestimmung zwischen den labradoriten und noriten versucht hat. Es geht indessen nach seiner beschreibung nicht sicher hervor, wie es aufzufassen ist, jedenfalls ist der name „skansen“ dem profile ganz fremdd. An dem „skanse“ ist keine

grenzlinie zu beobachten. Auf Oveodden ist die grenze zwischen den obengenannten gesteinen sehr scharf und geradeliinig, wie



Fig. 2

aus dem profile hervorgeht. Der labradorit ist, wie schon oben bemerkt, in mineralogischer beziehung derselbe an dem contacte wie an dem wachthause. Mit rücksicht auf die structure sieht man bald, dass das gestein ein wenig feinkörniger an der grenze ist (an der figur angedeutet) und gleichzeitig wird man auch selbst mit unbewaffnetem auge geknickte feldspatite observieren. Unter dem mikroscope zeigt das gestein folgende zusammensetzung: Ilmenit in fast verschwindenden mengen in dem folgenden eingelagert.

Hypersthen, der eine bedeutende serpentinisierung zeigt. Der gesamtgehalt an pyroxenen und erzen kann auf 5 % gesetzt werden.

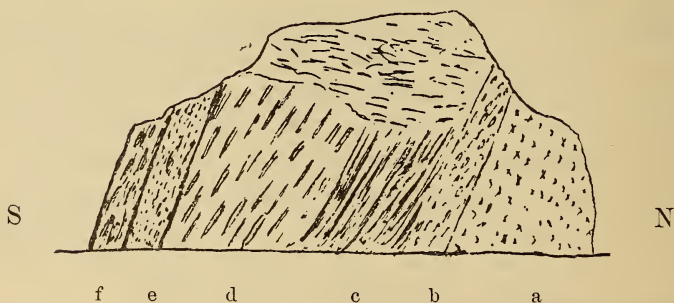
Plagioklas, der ca. 95 % des ganzen gesteins ausmacht, zeigt zwei verschiedene systeme von zwillingslamellen, die auf gleichzeitige zwillingsbildung sowohl nach dem albit-als dem periklin-gesetze deuten. Verschiedene, parallel orientierte interpositionen werden wahrgenommen. Die einzige spur von pressung besteht darin, dass einige lamellen ein unregelmässiges auftreten zeigen und namentlich nicht die ganze masse des krystals durchsetzt, sondern in fingerförmig zugespitzten partien enden.

2) Gestreifter labradoritnorit von dem wege zwischen Ekersund und Birkrem, dem hofe Hustopte gegenüber.

Das gestein, das ich beschreiben will, bildet die grenze gegen die später hervorgebrochenen adamellite bei Birkrem. Die grenze ist glücklicherweise bewahrt, obschon dies terrain beinahe überall mit losen massen der letzten geologischen periode bedeckt worden ist. An dem wege zwischen Ekersund und Birkrem beobachtet man folgendes profil an der biegun des flusses, bei dem hofe Hustopte. Am nördlichsten steht die noritische grenzfacies des ada-

mellits, ein wenig feinkörniger als gewöhnlich und mit deutlicher parallelstructur (a). Dann kommt eine zone, die mehr compact ist und ausschliesslich aus rothem und grünlichera labrador besteht (b). Die nächste zone (c) besteht aus einem gemisch von labrador und hypersthen und ist gepresst und gestreift, ganz wie die regional-metamorphosierten grenzfacies der labradorfelsen in Bergens stift. Es kommt eine andeutung einer linsenstructur vor, die linsen sind indessen derart gepresst, dasz sie völlig ausgewalzt sind. In der nächsten zone (d) treten die dunkeln gemengtheile linsenförmig auf. Die linsen sind am meisten langgestreckt. e ist eine feinkörnige, gestreifte, blaue partie, und in f, ist eine ausgezeichnete linsenstructur wahrnehmbar. Die linsen, von denen die rothen (auch bläuliche sind da) von streifen der dunklen mineralien umschlungen sind, sind von verschiedenartiger grözse, eine ist z. b. 70 cm. lang und 30 cm. breit, eine andere (näher an dem contacte) 40×10 cm., eine dritte (in derselben linie) 50×10 cm., eine vierte (in derselben linie) 40×7 cm. Die grundmasse besteht aus einem auf verwitterter oberfläche weissen und mit grünen streifen versehenen labradorfels.

Fig. 3.



Der gestreifte labradoritnorit an der grenze hat nach meiner mikroskopischen untersuchung folgende mineralogische zusammensetzung:

α Primäre mineralien.

Zirkon.

Apatit in langen, dünnen säulen.

Eisenkies.

Ilmenit.

Plagioklas, der in einigen der grözseren individuen eine deutliche zonarstructur zeigt. Diese ist leicht wahrnehmbar,

da der innere, basische kern weniger widerstandsfähigkeit gegen die einwirkung der atmosphären hat und darum von decompositionsproducten wie caolin und muscovit erfüllt ist.

Secundäre substanzen.

Chlorit kommt in bedeutender menge als zersetzungsproduct nach den Mg-Fe-silicaten vor.

Anatas. In den chloriten wurden lange säulen eines vermutlich Ti O₂-haltigen minerals beobachtet, das wegen seines hohen brechungsexponents und seiner groszen doppelbrechung (beinahe wie diejenige des zirkons), die gedanken auf rutil oder anatas richtete. Vielleicht dürften die stengelförmigen schnitte nur als schnitte, die senkrecht auf der tafelfläche standen, aufgefasst werden. Wenn diese auffassung die richtige, würde die gröszte wahrscheinlichkeit dafür sein, dasz wir anatas gegenüberstanden. Auf ihn passten auch die optischen eigenschaften am besten. Für die auffassung spricht auch der umstand, dasz ich an keiner einzelnen stelle die leicht kenntlichen zwillingen des rutils nachgewiesen habe.

Caolin {
Muscovit { kommen beide als zersetzungsproducte der feldspathe vor.

3. Monokliner pyroxen führender labradorit von Ekerö.

Dies gestein kommt als einschlusz des gabbronoritganges auf Ekerö vor und sieht dem unbewaffneten auge fast wie die übrigen labradoritnorite aus. Mikroskopisch zeichnet er sich dadurch aus, dasz er bedeutende mengen von monoklinen pyroxenen führt. Die mineralogische zusammensetzung ist folgende:

Ilmenit in kleinen aggregaten.

Rhombischer pyroxen, der eine grosze umwandlung speciel im inneren zeigt. Er ist hier von kleinen schwarzen magnetitkörnern, die sich in parallelen reihen ordnen, ganz erfüllt.

Monokliner pyroxen mit keinem wahrnehmbaren pleochroismus und mit einer auslöschungsschiefe von 40° in schnitten, die in der prismenzone liegen. Er ist wie der rhombische pyroxen stark umgewandelt.

Die plagioklase scheinen nach den auslöschungsschiefen zu urthei-

len, sowohl den saureren wie den basischeren gliedern zuzugehören. An vielen stellen sieht man zwei lamellensysteme, von welchen das eine bedeutend breiter ist als das andere; an anderen stellen werden fingerförmig eingreifende lamellen observiert, und diese sind immer jünger als die regelmässigen, die sie durchsetzen. Sie stehen entweder senkrecht zu diesen oder sind mit ihnen parallel. Manche breite lamellen enden in der mitte der krystalle und müssen wohl dann als secundär aufgefasst werden. Als druckphänomene fasse ich auch die dunklen, unregelmässigen streifen auf, die unabhängig von den spaltbarkeitsrichtungen die mineralien durchsetzen. Am oftesten sind sie mit zersetzungsproducten erfüllt. Auch in den plagioklasindividuen spürt man eine grosze umwandlung in muscovit und caolin.

Die concentrationsproducte der ersten eruptionsserie.

Wenn wir hier das eben beschriebene gebiet als labradorfelsgebiet bezeichnet haben, so muss selbstverständlich dabei erinnert werden, dasz solch ein collectivname nur verwendet werden kann, wenn wir ihn in seiner meist ausgedehnten bedeutung nehmen und ferner darin einig sind, die extrem basischen typen, die immer nur unbedeutende flächenräume einnehmen, nicht mitzurechnen. Die in dem labradorfelsgebiet vorkommenden extremen, petrografischen endglieder sind von basischem character und treten als concentrationsmassen auf. Diese concentrationsmassen fallen in geologischer beziehung in zwei, am häufigsten scharf getrennte gruppen. Theils sind sie „in situ“ gebildet und zeigen dann immer allmähliche übergänge zu dem umgebenden hauptgestein, theils sind sie in dem unteren theile des massivs gebildet und später durch einen nachschub zu ihrem jetzigen platze gebracht. Die letzteren concentrationsmassen zeigen fast immer scharfe grenzen gegen das hauptgestein. Diese verhältnisse werde ich indessen später behandeln, wenn ich die vorkommen von titaneisen eingehender beschreibe.

Ihrem chemischen gehalt nach können wir die in dem labradorfelsgebiet vorkommenden concentrationsproducte in folgende gruppen theilen 1) sulphidische (hauptsächlich magnetkies) 2) oxydische (ilmenit) 3) concentrationen von Mg-Fe-silicaten (hypersthen). Zwischen diesen und dem hauptgestein haben wir zahllose petrographische übergangsglieder; dies ist besonders bei der dritten gruppe

der fall, wo man solche übergangsglieder mit speciellen namen bezeichnen kann, z. b. die noritconcretionen bei Vetteland in dem nordwestlichen theile des gebietes.

Wir wollen nun diese verschiedenen concentrationsmassen näher behandeln und wenden uns dann zuerst an

1) Die sulphidischen concentrationsproducte.

Wenn man früher versucht hat scharfe grenzen zwischen den sulphidischen und oxydischen concentrationsproducten zu ziehen, so dasz diese an einen und jene an einen anderen eruptivtypus geknüpft sind, so ist dies eine trennung, die in theoretischer beziehung sehr gut aussehen mag, die aber praktisch gesehen nicht durchzuführen ist. Man hat z. b. in Norwegen die olivinhyperite als muttergestein der oxydischen und die norite als muttergestein der sulphidischen ausscheidungen (besonders magnetkies) characterisieren wollen. Ein eruptivgebiet wie das bei Ekersund und Soggendal, welches mit den noritgebieten sehr nahe verwandt ist, zeigt die unhaltbarkeit dieser trennung. Hier finden wir sowohl oxydische als sulphidische concentrationsproducte, und hier sind die oxydischen die bei weitem überwiegenden, während das gegentheil zu erwarten wäre. Diese unregelmässigkeit, die sich bei dem vorkommen der verschiedenen erze zeigt, wird ausser in dem ganzen gebiete auch beim erscheinen im einzelnen beobachtet. Die grube bei Hauge pr. Soggendal muszte trotz ihres eisenreichtums niedergelegt werden, da die oxydischen erze in zu hohem grade mit den sulphidischen vermengt waren.

Die vier von unsrem eruptivgebiete bekannten magnetkiesvorkommen treten nicht, wie es am oftsten der fall ist, an der unmittelbaren nähe der grenze auf. Zum theil kann dies wohl dadurch erklärt werden, dasz zwei dieser vorkommen nicht in situ gebildet worden, sondern durch nachschub aus dem inneren des noch flüssigen magmas emporgebracht sind. Die letzteren bilden die übergänge zu den echten gesteinsgängen und haben oft ihre formen, während die ersteren oft die linsen- oder schlierenform zeigen.

Das vorkommen von magnetkies bei Humse, das am südende des Humsevands, ca. 6 km. n. o. von Ogne, liegt, musz als eine in situ gebildete concentrationsmasse angesehen werden. Untersuchen wir die dortigen verhältnisse etwas näher, werden wir sehen, dasz ausserhalb der beinahe linsenförmigen concentrationsmasse von magnetkies, eine zone ist, wo das gestein eine stark verwitterte („faule“)

oberfläche zeigt. Dies „fäulnisz“ stammt daher, dasz das gestein hier reichlich mit hypersthen vermengt ist. Wir sehen da, dasz wir hier im groszen haben, was wir im kleinen bei der mikroskopischen untersuchung unsrer dünnschliffe observierten. In der mitte des groszen concentrationskerns finden wir die sulphidischen (oder oxydischen) erze (d. h. die mineralien der ersten krystallisationsstufe), ringsum diese kommen die Mg-Fe-silicate (zweite krystallisationstufe) und zu äusserst kommen endlich die übrigen silicate (die feldspathe), die hier dem an dem orte vorherrschenden gesteine, nämlich labradoritnorit mit hypersthen in linsenförmigen parallel angeordneten knollen entsprechen. Die grube bei Humse wurde ihrer zeit mit einer groszen anzahl arbeiter betrieben, und das erz wurde im winter von dem fernliegenden orte zum hafen gefahren.

Das vorkommen bei Urdal liegt $\frac{1}{4}$ meil von der kirche in Soggdal und musz nach TELLEF DAHLIS mittheilungen als unbedeutende, klumpförmige massen und unregelmässige streifen angesehen werden. Dies stimmt auch sehr wohl zu den mittheilungen, die ich während meiner reisen erhalten habe, und ich bin darum der meinung, dasz das vorkommen in genetischer beziehung mit demjenigen bei Humse zu parallelisieren ist. Der magnetkies enthält nach einer analyse von J. FINNE $1\frac{1}{2}$ % Ni.

Sonst kommt der magnetkies in gängen vor, wie schon oben bemerkt, da sie indessen mit den eben besprochenen so nahe verwandt sind, werde ich sie in verbindung mit diesen behandeln.

Der bedeutendste dieser gängevorkommen ist der gestreifte magnetkiesgang bei Fosfjeldet (auf dem gipfel s 35° o von dem hofe), der 6 km. n. v. von Ogne liegt. Der gang erinnert durch seine parallelstructur und seinen petrographischen character an den an anderer stelle beschriebenen Storgang, nur dasz das erz in dem Storgang ilmenit, während es in dem gang bei Fosfjeld magnetkies ist. Einige zonen bestehen beinahe ausschliesslich aus magnetkies, andere aus bläulichgrauem norit mit reichlich beigemengtem magnetkies, d. h. einem gesteine, das mit dem ilmenitnorit in Storgängen zu parallelisieren ist, und das ich daher auch mit einem eigenen namen bezeichne; ich nenne es pyrrhotinnorit. Der gang, dessen mächtigkeit ca. 2 m. war, wurde ca. 100 m. in östlicher richtung wieder gefunden, auch wird angegeben dasz er, ca. 2 km. s. o. vom hofe Aasan entfernt, wieder auftritt. Die arbeit in den verschiedenen gruben ist nun niedergelegt.

Das vierte vorkommen ist der kleine, unregelmäßige und klumpförmige gang 1 km. s. von Myklebostad auf Ekerö. Der magnetkies enthält, den verschiedenen analysen zufolge, ca. 1 % Ni + Co und hat keine praktische bedeutung.

2) Die oxydischen concentrationsproducte.

Da viele der am meisten typischen dieser vorkommen mit mehreren deutlichen ilmenitgängen zusammen auftreten, will ich dieselben zu behandeln aufschieben, bis ich dazu komme die letztgenannten zu besprechen. Ich will hier nur die bemerkung vorausschicken, dasz ich an vielen orten deutliche übergänge von dem auf der stelle herrschenden gestein zu der erzmasse nachgewiesen habe, so dass ihre stellung als concentrationsproduct über jeden zweifel gehoben angesehen werden muss.

3) Concentrationen von Mg-Fe-silicaten.

Concentration von Mg-Fe-silicaten ist mehrmals sowohl in dem labradorfelsgebiet bei Ekersund und Soggendal als auch in dem bei Bergen beobachtet. Die concentration ist entweder so weit vorgeschritten, dasz wir eine kleinere linsen- oder schlieren-förmige masse haben, die ausschliesslich aus hypersthen besteht, oder wir können massen, die wegen der vergrößerten zuführung von Mg-Fe-silicaten eine zusammensetzung ungefähr wie die der gelblichgrauen norite haben, bekommen, also mit einem Si O₂-gehalt von 44 %. Die schlieren-förmigen massen sind schon in einiger entfernung kennbar, da der berg sich hier als „faul“ zeigt. Sie treten besonders häufig in den nördlichen theilen des gebietes auf, aber im groszen und ganzen seltener als in den bergensischen labradorfelsen, wo die hypersthen-vorkommen oft den charakter von gängen haben, die eine beinahe haarfeine grenze gegen die seitengesteine zeigen.

Die ganggesteine der ersten haupteruptionsserie.

Die gänge, die ihrem petrographischen charakter und geologischen auftreten zufolge zu derselben serie wie die hier behandelten massive gerechnet werden müssen, können nach ihrer zusammensetzung auf folgende drei gruppen vertheilt werden: 1) labradoritgänge, 2) labradoritnoritgänge, 3) pegmatitische labradoritnoritgänge (nach früheren verfassern: labrador-hypersthen-titaneisen-gänge). Von diesen sind es doch nur die zwei ersten gruppen, die mit sicherheit hieher gerechnet werden können. Wenn ich es wage die letzte gruppe hier mitzunehmen, so geschicht es aus zwei gründen, erstens weil man nirgends beobachtet hat, dass sie die gesteine der späteren eruptionsserien durchsetzen (selbstverständlich ist jedoch, dasz sie

nicht nothwendigerweise älter als diese gesteine zu sein brauchen); zweitens weil an einem einzelnen orte in Blaafeld sich ein übergang zwischen einem pegmatitischen labradoritnoritgang und dem anstossenden labradorfels nachweisen lässt, was darauf zu deuten scheint, dasz das hervorbrechen der masse der pegmatitgänge verhältnismässig bald nach dem ausbruch der massiven labradorite und labradoritnorite stattgefunden habe, bevor diese noch ganz erstarrt waren. Der umstand, dasz sie so grosze krystalle haben bilden können, spricht wohl auch hierfür. Ausserdem scheinen auch die mengenverhältnisse zwischen den verschiedenen mineralogischen gemengtheilen dieser ganggesteine zu zeigen, dasz sie, obgleich sie zu einem mehr differentiirten stadium als dem der labradorite und labradoritnorite gehören, doch in petrographischer beziehung mit den genannten gesteinen näher verwandt sind als mit den noriten und quarznoriten der späteren serien.

Die labradoritgänge unterscheiden sich mit rücksicht auf die mineralogische zusammensetzung nicht von den labradoritmassiven, die sie durchsetzen. Sie zeigen überall, wo sie auftreten, scharfe grenzen gegen den massiven labradorit, so dasz ihr auftreten als sichere gänge, deren eruptionszeit später als die der eigentlichen massiven fällt, zweifellos sein musz.

Die labradoritnoritgänge zeigen sich völlig analog mit den lakolitischen labradoritnoriten. Ein specielles interesse knüpft sich an den gang s. o. von Fuglestad, der ein petrographisches übergangsglied zwischen den gesteinen der ersten eruptionsserie und den späteren gabbronoriten bildet, ein übergangsglied, das wir vielleicht als monoklinen pyroxen führenden labradoritnorit bezeichnen können. Ein ähnliches differentiationsproduct ist bei einer anderen gelegenheit beschrieben; es war dies das von dem Ekersund-Matingsdalsgang geholte bruchstück. Die zusammensetzung des labradoritnoritganges bei Fuglestad, der sich durch seine verwitterte oberfläche schon in einiger entfernung von der umgebung scharf unterscheidet, ist folgende:

Eisenkies innerhalb ilmenit.

Ilmenit.

Rhombische pyroxene, die wegen ihres pleochroismus (röthlich-grünlich-strohgelb) als hypersthene angesehen werden müssen.

Monokline pyroxene, die immer in paralleler verwachsung mit den rhombischen auftreten.

Chlorit der als umwandlungsproduct der pyroxene vorkommt. Plagioklas mit zwei systemen von zwillingslamellen. Die lamellen des einen systems sind oft zugespitzt. Die meisten plagioklase sind stark zersetzt, so dasz sie grosze anhäufungen von caolin enthalten.

An einigen orten zeigte sich das gestein längs dem rande des ilmenits gespaltet, und die spalte war mit einer hellen substanz gefüllt, die ihrem ganzen habitus nach quarz sein musz. Sicher ist jedenfalls, dass die substanz eine ganz andere ist als die umgebenden plagioklase. Bestünde sie aus feldspath, müszte dieser ein orthoklas sein.



Fig. 4.

Die schwarzen individuen bestehen aus ilmenit, das grosze individ am oberande der figur ist ein rhombischer pyroxen, und die übrigen mengtheile sind plagioklase, die an der rechten seite von zersetzungsproducten erfüllt sind. Zwischen dem groszen ilmenitindivid und dem rhombischen pyroxen sieht man den kleinen hellen streifen von quarz.

Die pegmatitischen labrador- hypersthen- ilmenit-gänge zeichnen sich, wie schon angedeutet, dadurch aus, dass das verhältnis zwischen den dunklen und hellen mineralien grösser ist als bei den labradorfelsen. Sie treten in grössster menge in dem kirchspiele Soggdal auf und bilden den übergang zu den dort auftretenden noriten. Die korngrösze variirt stark, die grösszte länge des labradors ist 40 cm.

Das noritgebiet bei Rekefjord und Soggdal.

Schon indem man in den Rekefjord hineinkommt, kann man auf den ersten blick sehen, dass die seiten des fjords aus verschiedenen gesteinen bestehen. Kommt man vom norden, wird man sogleich sehen, dass die westseite dasselbe gestein hat wie das, welches man als kuppen längs der küste von Ogne südwärts gesehen hat. Die ostseite dagegen besteht aus etwas ganz anderem. Die farbtöne sind auf der westseite röthlich bis violett, auf der ostseite ganz dunkel, beinahe schwarz. Auch rücksichtlich der vegetation spürt man eine bedeutende verschiedenheit; die labradorfelse der westseite sind nackt, während die gesteine der ostseite eine vegetation von vaccinien u. dergleichen zeigen, die für die norite des Ekersund- Soggdal-gebietes charakteristisch ist.

Die ostseite des Rekefjords bildet die westgrenze des noritgebietes, welches ich als das noritgebiet bei Rekefjord und Soggdal nach den zwei dörfern, die es als hintergrund haben, bezeichnet habe. Die grenze zwischen labradorfels und norit folgt im ganzen und groszen dem fjord, nur an zwei orten an der ostseite des fjords, den hervorspringenden landzungen Granvigodden und Oveodden, besteht das gestein aus labradorfels, der, wie oben beschrieben, ein wenig contactmetamorphosiert gegen den norit zu sein scheint. Kommt man zu dem inneren ende des fjordes, sieht man, dass sich die grenze in derselben richtung gegen Barstadvand fortsetzt um in südöstlicher richtung gegen Frötlog abzubiegen. Von Frötlog folgt sie dem flusse, bis er bei Aamot eine biegunng macht, wo sich aber die grenze in ungeführ derselben richtung bis Knubbedal hinab fortsetzt. Dies gebiet, das also überall durch wohl markierte grenzen wie fjorde, flüsse und thäler von den labradorfelsen getrennt ist, hat ein areal von 21 km.²

Die gesteine dieses gebietes bestehen theils aus quarzgabbro-noriten (centrale typen), theils aus gabbro-noriten, unter welcher bezeichnung ich, wie früher näher entwickelt, eine petrographische über-gangsgruppe zwischen den gabbros und den noriten verstehe. Es ist hier noch der rhombische pyroxen, welcher der überwiegende Mg-Fe-silicat ist; verändert sich dies verhältnisz, bekommen wir noritgabbros, die indessen nirgends in dem hier besprochenen gebiete nachzuweisen sind. Das gebiet musz darum, wenn man es im groszen bezeichnen will, als noritgebiet bezeichnet werden. Dasselbe verhältnisz zwischen den Mg-Fe-silicaten, das bei den periphären typen behandelt ist, existiert auch bei den centralen typen. Der reichthum an quarz bedingt den namen quarzgabbro-norite.

In beziehung der mineralogischen zusammensetzung ist dabei zu bemerken, dasz das gestein als durch fortgesetzte differentiation in der von den labradoritnoriten angedeuteten richtung hervorgekommen, angesehen werden kann. Denkt man sich die gehalte von ilmenit und rhombischem pyroxen noch mehr vergrößert, so kommt man auf einmal von der reihe der labradoritnorite in die der norite hinein. Das auftreten des monoklinen pyroxens würde sich vielleicht für einige einer solchen annahme hindernd in den weg stellen, da man sagen könnte, dasz der monokline pyroxen den massiven labradoritnoriten gänzlich fehle. An einer solchen einwendung liegt mir sehr wenig, da wir durch das von dem Ekersund- Matingsdal-gange abgeriszene bruchstück davon unterrichtet sind, dasz man wirklich an einem orte in dem magma ein stadium hat, was den angedeuteten übergang bereitet und die nahe verwandtschaft zwischen den labradoritnoriten der ersten hauptserie und den noriten der zweiten beweist. Einen ähnlichen beweis liefert auch der obenge-nannte gang bei Fuglestad. Die dies gebiet bildenden mineralien sind: Apatit, der in groszen, abgerundeten krystallen und in bedeutender menge vorkommt. Er ist überall der zuerst auskrystal-lisierte bestandtheil und hat selbst in dem ilmenit eine scharfe krystallographische begrenzung.

Ilmenit.

Hypersthen, der oft stark umgewandelt ist und etwas bräunlichro-then Fe (OH)₃ ausgeschieden hat.

Monokliner pyroxen mit auslöschungsschiefen, die bis 43° betra-gen. Er kommt theils in parallelverwachsung mit dem rhombischen pyroxen, theils allein vor.

Hornblende in den saureren typen.

Biotit, stark pleochroitisch.

Plagioklas, der in den peripheren theilen, den auslöschungsschiefer nach, labrador sein musz und in den centralen theilen ein wenig saurer ist. Der basische plagioklas war an mehreren orten mit einem saureren schriftgranitisch verwachsen.

Orthoklas in geringer menge in den centralen theilen.

Quarz kommt auch in den centralen theilen vor.

Um die mineralogische zusammensetzung in den verschiedenen theilen des gebietes näher zu studieren, unternahm ich zwei isolationen von zwei gleich groszen stücken, einem von der grenze gegen den labradorfels und einem von dem central gelegenen tunnel. Ich hatte schon durch gebrauch des vergrößerungsglases den eindruck bekommen, dasz die grenzgesteine etwas mehr basisch als die centralen gesteine waren, indem der ilmenit und die Mg-Fe-silicate in jenen in etwas grözterer menge aufzutreten schienen. Da die mineralien in beiden varietäten beinahe dieselben sind, konnte man schon durch gewichtsbestimmung der gesteine kennen lernen, wer von diesen der am meisten basische ist. Bei der bestimmung war das gewicht von dem gabbonorit an der grenze = 3,124, und das gewicht von dem qarzgabbonorit = 3,005. Schon dies bestärkt die vermuthung, und sie wird es noch mehr durch untersuchung des ersten bodensatzes, der erze und Mg-Fe-silicate enthält. Dieser bodensatz war bei dem grenzgestein grözser als bei dem tunnelgestein, und wenn wir uns dann den plagioklasen zuwenden, werden wir eine nicht geringe verschiedenheit in ihrer zusammensetzung sehen.

Die erste portion von feldspathen in dem grenzgestein sank, als die flüssigkeit ein gewicht von 2,69 hatte, d. h. dieser feldspath war labrador. Eine bedeutend grözere portion fiel erst, als das gewicht der flüssigkeit durch fortdauernde verdünnung auf 2,674 gesunken war, der feldspath war also ein saurer labrador. Eine kleinere portion hatte ein gewicht von ungefähr 2,5, d. h. sie bestand aus andesin. Das mengenverhältnisz zwischen den drei plagioklasen war = 1 : 12 : 2.

Die feldspathe in der mitte des gebietes bestanden auch aus drei sorten. Eine portion sank bei 2,65 und bestand also aus andesin, die zweite sank bei 2,612 und enthielt folglich albit, während die dritte portion, die erst bei 2,562 sank, als orthoklas aufgefasst

werden musz. Das mengenverhältnisz war andesin: albit: orthoklas = 16:1:2.

Es scheint hiermit sicher zu sein, dasz wir den grenzen entlang konstitutionsfazies haben, die sich nicht allein durch einen grösseren gehalt von erzen und Mg-Fe-silicaten auszeichnen, sondern auch mehr basische plagioklase enthalten.

Auch in chemischer beziehung ist eine genetische verbindung mit den labradoritnoriten nachweisbar, wie es aus folgender analysenzusammenstellung hervorgeht.

	I	II	III
Si O ₂	53,42	52,61	52,21
P ₂ O ₅	—	—	1,21
Ti O ₂	—	0,23	3,12
Al ₃ O ₃	28,36	27,15	19,24
Fe ₂ O ₃	1,80	4,05	10,46
Mg O	0,31	1,55	2,36
Ca O	10,49	9,96	7,28
Na ₂ O	4,82	4,53	3,48
K ₂ O	0,84	0,78	1,09
Sum	100,04	100,87	100,45

I. Labradorit.

II. Labradoritnorit.

III. Quarznorit bei Rekefjord (am tunnel).

Bei der vergleichung dieser analysen möge man sich erinnern, dasz die beigefügte noritanalyse von einem der saureren gesteine des noritgebietes herrührt. Hätte ich gelegenheit gehabt auch die grenztypen zu analysieren, würde ich die entwicklungsreihe vervollständigt haben können, die entwicklung ist indessen auch hier deutlich wahrnehmbar. Es ist eine vergrößerung der Ti O₂-, Fe₂ O₃-, P₂ O₅- und K₂ O-gehalte, und umgekehrt eine erniedrigung der Si O₂-, Al₂ O₃-, Ca O- und Na₂ O-gehalte. Wie man sieht, hat diese regel keine ausnahmen. Ich will auch bei dieser gelegenheit darauf aufmerksam machen, dasz der unterschied nicht grosz ist. Die differenz mit rücksicht auf den Si O₂ gehalt ist nur 0,40 %, und wenn wir den gesamtgehalt von Ti O₂, Al₂ O₃ und Fe₂ O₃ berechnen, so ist dieser bei dem labradoritnorit 31,43 % und bei dem quarznorit 32,82, und dieser unterschied wird, wenn wir das eisen sowohl als Fe O und Fe₂ O₃ berechnen, noch weniger, er beträgt dann bis 1 %. Der gesamtgehalt an alkalien ist bei dem labradoritnorit 5,31 und bei dem quarznorit 4,57, eine differenz also

von 0,74 %. Auf diese zahlen werden wir bei einer späteren gelegenheit, wenn die rede von dem alter des massivs ist, zurückkommen.

Auf meine mikroskopischen untersuchungen und isolationen gestützt, habe ich die obenstehende analyse in folgender weise berechnet.

$$\begin{array}{r} \text{K}_2 \text{ O} = 1,09 \\ \text{Al}_2 \text{ O}_3 = 1,18 \\ \text{Si O}_2 = 4,20 \\ \hline 6,47 \text{ \% K}_2 \text{ Al}_2 \text{ Si}_6 \text{ O}_{16} \end{array}$$

$$\begin{array}{r} \text{Na}_2 \text{ O} = 3,38 \\ \text{Al}_2 \text{ O}_3 = 5,56 \\ \text{Si O}_2 = 19,75 \\ \hline 28,69 \text{ \% Na}_2 \text{ Al}_2 \text{ Si}_6 \text{ O}_{16} \end{array}$$

$$\begin{array}{r} \text{Ca O} = 5,40 \\ \text{Al}_2 \text{ O}_3 = 9,73 \\ \text{Si O}_2 = 11,39 \\ \hline 26,52 \text{ \% Ca}_2 \text{ Al}_2 \text{ Si}_4 \text{ O}_{16} \quad \hline 61,68 \text{ \% feldspath} \end{array}$$

$$\begin{array}{r} \text{Fe O} = 2,81 \\ \text{Fe}_2 \text{ O}_3 = 5,12 \\ \text{Ti O}_2 = 3,12 \\ \hline 11,05 \text{ \% Fe Ti O}_3 + \text{Fe}_2 \text{ O}_3 \quad \hline 11,05 \text{ \% ilmenit} \end{array}$$

$$\begin{array}{r} 5 \text{ Ca O} = 1,68 \\ \text{P}_3 \text{ O}_7 = 1,21 \\ \hline 2,89 \text{ \% Ca}_5 \text{ P}_3 \text{ O}_{12} \quad \hline 2,89 \text{ \% apatit} \end{array}$$

$$\begin{array}{r} \text{Mg} \text{ O} = 1,07 \\ \text{Al}_2 \text{ O}_3 = 2,73 \\ \text{Si O}_2 = 1,61 \\ \hline 5,41 \text{ \% Mg Al}_2 \text{ Si O}_6 \end{array}$$

$$\begin{array}{r} \text{Mg O} = 1,29 \\ \text{Si O}_2 = 1,94 \\ \hline 3,23 \text{ \% Mg Si O}_3 \end{array}$$

Fe O	=	1,69			
Si O ₂	=	1,42			
		3,11	% Fe Si O ₃		
Ca O	=	0,20			
Si O ₂	=	0,21			
		0,41	% Ca Si O ₃		
Na ₂ O	=	0,10			
Fe ₂ O ₃	=	0,24			
Si O ₂	=	0,40			
		0,74	% Na ₂ Fe ₂ Si ₄ O ₁₂	12,90	% pyroxen und hornbl.
Si O ₂	=	10,71	%	10,71	% quarz.

Wie oben berechnet ist der gesamtgehalt der feldspathe

61,68 %. Von diesen ist

53,04 % andesin von zusammensetzung Ab₁ An₁

2,17 % albit (Ab)

6,47 % orthoklas (Or)

Bemerkenswerth ist, dasz der feldspathgehalt so hoch ist, dasz die feldspathe beinahe $\frac{2}{3}$ des ganzen gesteins ausmachen. Dies kann nur als ein neuer beweis dafür gelten, dasz das gestein aus einem urmagma gekommen ist, wo die feldspathbestandtheile in groszer menge vorhanden sind.

Bei dem ilmenitgehalt erinnere man, dasz wahrscheinlich ein wenig titansäure in die pyroxene hineingeht, so dasz der ilmenitgehalt zu grosz ist und der pyroxengehalt zu klein. Dies wird auch von einfluss auf den quarzgehalt sein, indem dieser dann zu hoch wird. Der ganze unterschied ist indessen nicht grosz, und ich habe darum nicht versucht ihn zu berechnen.

Die herrschende structur in dem noritgebiete ist die engranitisch körnige. Etwas unterschied in den centralen und peripheren theilen wird nur in beziehung auf die grösze der körner bemerkt. Das gestein musz an der grenze als feinkörnig bezeichnet werden, während es in den centralen theilen mittelskörnig bis grobkörnig ist.

Von dem altersverhältnisz zwischen dem dunkleren norit und dem labradorfels wuzte man früher gar nichts, da es professor Vogt nicht gelang während seines theilweisen erforschens der westlichen grenze „bruchstücke, apofysen o. a. von einem ins andere“

nachzuweisen. Nur so viel wurde durch seine untersuchungen bewiesen, dasz wir zwei selbständigen eruptionen gegenüberstehen; indem sowohl aus seinen beschreibungen als auch aus seinen profilen hervorgeht, dasz die zwei gesteine überall eine haarfeine grenze gegen einander zeigen.

Bei meiner ankunft in Rekefjord war mir sogleich viel daran gelegen dies altersverhältnis zu bestimmen, und ich fing darum an die grenze genau zu begehen, besonders die westgrenze, die am besten dazu geeignet war. Im anfang schien es nicht, als ob ich mehr ausrichten könnte als früher gethan war, indem die ganz schwachen buckeln des dunklen norits in den labradorfels nicht entscheidend genug waren. Bald bekam ich doch einen

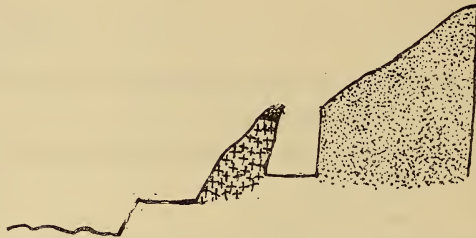


Fig. 5.

Die drei horizontalen stufen sind der wasserspiegel des Rekefjordes (äusserst an der linken seite), der weg nach Ekersund und die alte eisenbahnlinie. Das gestein, das mit kleinen kreuzen bezeichnet ist, besteht aus labradorfels während dasjenige mit den zahllosen punkten norit ist. Das profil ist von dem inneren ende des fjordes genommen.

ganz entschiedenen beweis in der form einer apophyse von dem dunklen massiv in das helle hinein. Beim wandern längs des Rekefluszes fand ich 200 m. s. von dem Ekersundswege einen gang von einem etwas besonderen typus, der in der richtung w. o. ging. Ein wenig w. von dem flusze zweigte er sich aus und schien zu verschwinden. Dagegen konnte er gegen osten ganz bis zu dem noritmassive verfolgt werden. Gegen die grenze des massives gekommen, konnte man auch in mehreren der herabgefallenen blöcke ein flechtwerk von noritapophysen die labradorfelse durchsetzen sehen.

Bei näherer mikroskopischer untersuchung der apophyse zeigte sie auch in petrographischer beziehung mit den typen des massives identisch zu sein, was aus der unten angegebenen mineralien-

zusammensetzung hervorgehen wird. Der unterschied ist nur, dass die gesteine des massivs engranitisch körnige structuren haben, während die structuren des apophysen-ganges eine ophitische ist. Die mineralogische zusammensetzung ist folgende:

Apatit.

Ilmenit.

Rhombische pyroxene, von welchen sowohl bronzit als enstatit vorhanden sind. Einige dieser rhombischen pyroxene zeigen deutliche spuren einer beginnenden verwitterung, indem sich magnetit in schwarzen körnern ausgeschieden. Diese sind besonders in der peripherie, wo sie mit chloritischen zersetzungsproducten auftreten, angehäuft. Man findet sie indessen auch in anderen individuen in dem inneren.

Monokliner pyroxen mit einer auslöschungsschiefe von 33—40°.

Biotite mit den für die noritbiotite charakteristischen eigenschaften, treten theils als kränze ringsum die erze, theils als selbständige individuen auf. Sie zeigen überall zeichen einer umwandlung.

Die feldspathe gehören zu den basischen reihen der plagioklasse und zeigen oft klüfte, die in einer richtung \perp der c axe angeordnet sind. Die klüfte sind später mit chlorit ausgefüllt.

Die structuren sind eine typische ophitstructuren, da die basischen plagioklasse in deutlichen listen vorkommen. Das gesteine hatte ich zuerst gedacht noritdiabas zu nennen, um damit seinen zusammenhang mit dem noritmassive zu bezeichnen. Um seinen hypabyssischen charakter zu betonen, ist es vielleicht besser einen namen wie bronzitdiabas anzuwenden, und ich habe mich darum für diese bezeichnung bestimmt.

Das gebiet wird sowohl von diabas- als ilmenitnorit- und pegmatit-gängen durchsetzt, da indessen diese einer späteren eruptionszeit angehören, werde ich sie an einem anderen orte behandeln.

Der quarznorit von Hitterö.

Dies gebiet, dessen grösste länge 3,2 km. und dessen grösste breite 1,4 km. ist, hat ein areal von 3,9 km.² und dehnt sich als eine mächtige gangförmige masse quer über den westlichen theil

von Hitterö aus. Schon in der entfernung unterscheidet sich das gebiet von den grobkörnigen labradorfelsen der insel, und kommt man ins gebiet hinein, haben die verwitterungs- und vegetationsverhältnisse den charakter, dasz man sich ins noritgebiet bei Rekefjord und Soggendal versetzt glaubt. Auswendig präsentiert sich das hier auftretende gesteine als ein normaler norit, zeigt jedoch bei genauerer untersuchung ein wenig quarz zu enthalten. Da das gebiet solch eine geringe ausdehnung hat, ist nur wenig unterschied zwischen den peripheren und centralen typen. Das ganze scheint völlig gleichartig, vielleicht ist es doch ein wenig feinkörniger an der grenze, vielleicht auch dort ein wenig basischer. Leider fehlt es mir an analysen aus dem gebiet und um von der zusammensetzung der in dem gebiete auftretenden gesteine einen begriff zu geben, bin ich darauf hingewiesen den folgenden dünnschliff zu beschreiben. Dieser dünnschliff ist von dem grenzgesteine neben der brücke bei Eie auf Hitterö genommen. Er enthält folgende mineralien:

Zirkon, von welchem wir mehrere grosze krystalle haben. Er zeichnet sich immer durch seinen schalenförmigen bau aus und ist übrigens durch hohe interferentsfarben (grün-roth) und das hohe relief charakterisiert. An einem orte wurden spaltrisse nach \sim P observiert.

Apatit, theils in dünnen stengeln, theils in dickeren, abgerundeten, säulenförmigen krystallen. Der gehalt musz bis auf ca. 2 % gesetzt werden.

Ilmenit mit apatitkrystallen in der mitte der masse.

Rhombische pyroxene, die dem pleochroismus nach als bronzite angesehen werden müszen. An vielen orten sind sie stark umgewandelt und ihr charakter ist schwierig zu bestimmen.

Plagioklas in den meisten fällen mit deutlichen zwillingslamellen. Einige feldspathe zeigen indessen keine oder nur undeutliche zwillingslamellierung, sondern eine schriftgranitische structur, die wahrscheinlich durch verwachsung zweier plagioklase hervorgerufen ist (oder sollte es eine verwachsung eines plagioklases mit orthoklas sein?).

Quarz in geringer menge als eine letzte zwischenklemmungsmasse.

Die structur dieses gesteins ist engranitisch körnig und mit rücksicht auf korngrösze musz es als feinkörnig bezeichnet werden. Als feinkörnig müszen im groszen und ganzen sämtliche

hiehergehörige grenzgesteine bezeichnet werden, während die centralen typen mittelkörnig sind.

Was das altersverhältnisz zwischen dem norit und dem labradorfels betrifft, so geben uns die grenzenverhältnisse keinen sicheren bericht. Wenn wir das hauptgestein mit dem des Rekefjord-Soggendal-gebietes vergleichen, kommen wir zu einem resultat, das von den meisten, die das vorkommen besucht haben, als genügend angesehen wird. Die verwitterungsverhältnisse, die mineralogische zusammensetzung, besonders der reichthum an apatit, die structur, alles spricht dafür, dasz das Hitterögebiet dem noritgebiet bei Rekefjord und Soggendal identisch und gleichzeitig ist, und da dies jünger als die labradorfelse ist, musz auch jenes es sein.

Zu demselben resultate würden wir auch kommen, wenn wir einen in der unmittelbaren nähe des gebietes auftretenden gang näher studierten. Dieser gang geht in einer richtung, die senkrecht zu der längesausdehnung des gebietes steht und ist nicht ein kilometer davon entfernt. Leider kann er wegen überliegender loser massen nicht bis zur grenze des massiven quartznorits verfolgt werden, es ist indessen meine überzeugung, dasz er als apophysengang von dem massive aufzufassen ist. Dies wird durch eine vergleichung der zwei gesteine noch mehr bestärkt. Ich brauche nur die mineralogische zusammensetzung, wie sie sich durch die mikroskopische untersuchung ergibt, beizufügen, um dies zu illustriren.

Zirkon.

Apatit in welchem ein krystal von zirkon wahrgenommen wird.

Ilmenit.

Rhombische pyroxene, die wahrscheinlich bronzite sind, vielleicht auch enstatite. An vielen orten ist eine umwandlung beobachtet.

Plagioklas, der der vorherrschende bestandtheil ist.

Orthoklas. Vielleicht sind einige der feldspathe, die ohne jedewillingslamellierung sind, als orthoklase aufzufassen.

Quarz in einiger menge und mit den eigenthümlichkeiten des granitquarzes.

Die structur ist eine engranitisch körnige, und rücksichtlich der korngrösze musz das gestein als mittelkörnig bezeichnet werden.

Wie man sieht, ist diese beschreibung eine beinahe vollstän-

dige nachahmung der ersteren (von dem massiven quarznorit). Nur musz das ganggestein als etwas saurer angesehen werden.

Das monzonitgebiet bei Hækestad.

Dies gebiet, das sich über den kirchspiel Hækestad ausbreitet und ein areal von 78 km.² einnimmt, ist das am letzten entdeckte sämtlicher in diesen gegenden vorkommenden eruptivgebiete, da es erst während meiner reisen im sommer 1895 entdeckt wurde. Es bietet sowohl in bezug auf mineralogische zusammensetzung wie auf geologisches auftreten eine grosze ähnlichkeit mit dem quarznoritgebiete bei Rekefjord und Soggendal dar. Der wesentlichste unterschied ist der gröszere K₂ O-gehalt, der zu solch reichlicher mikroperthit-bildung anlasz gegeben hat, dasz das gestein aus der reihe der plagioklasgesteine in die der orthoklasplagioklas-gesteine gekommen ist. Es gebührt darum dem hauptgestein nicht der name quarznorit, sondern hypersthensmonzonit. Was das verhältnisz zwischen den pyroxenen betrifft, so ist hier der monokline pyroxen durchgehends in bedeutender menge vorhanden. An einigen orten ist er beinahe der vorwiegende Mg-Fe-silikat. Der apatitgehalt ist auch wie der des Rekefjords- Soggendals-gebietes, und der apatit tritt in denselben dicken, abgerundeten säulen auf. Bemerkenswerth ist das auftreten des olivins in einem grenzgestein. Es ist der einzige fall, wo olivin in dem ganzen eruptivgebiet mit sicherheit constatiert ist. Im groszen und ganzen hat eine bedeutende diffusion stattgefunden, so dasz die grenzgesteine mit anderen namen bezeichnet werden müszen als die von der mitte. Das hauptgestein ist von mir hypersthensmonzonit genannt, während ich für die grenzgesteine benennungen wie olivinmonzonite und gabbonorite verwenden musz. Der feldspathgehalt ist so hoch, dasz das abstammen von einem feldspathreichen urmagma als sicher angesehen werden musz. Auch in dieser beziehung stimmen die gesteine mit denen der früher besprochenen noritmassive überein, ich brauche nur anzuführen dass der feldspathgehalt im dem quarznorit bei dem tunnel von Rekefjord sich bis zu 61,68 % betrug, d. h. beinahe $\frac{2}{3}$ des gesteins feldspath war.

Auch in structureller beziehung finden wir die völlige übereinstimmung, die wir mit rücksicht auf die mineralogische zusammen-

setzung nachgewiesen haben. Vielleicht ist die Korngröße im centrum des Hækestadmassivs etwas grobkörniger als bei den Gesteinen von Soggedal; der Unterschied ist indessen nicht groß.

Den chemischen Inhalt näher zu bestimmen habe ich nicht Gelegenheit gehabt. Der Herr Stud. Min. P. Schei hat jedoch eine Bestimmung des Si O₂-Gehalts und des Gesamtgehalts von Ti O₂ + Al₂ O₃ + Fe₂ O₃ + P₂ O₅ ausgeführt, und diese Bestimmung ist für mich genügend um die nahe Verwandtschaft mit den oben genannten massiven auch in chemischer Beziehung zu beweisen. Der einzige Unterschied, der bis 1% steigen kann, ist, wie schon oben bemerkt, bei dem K₂ O-Gehalt zu suchen. Hr. Schei's Bestimmungen zeigen die folgenden Gehalte:]

$$\text{Si O}_2 = 52,43.$$

$$\text{Al}_2 \text{O}_3 + \text{Ti O}_2 + \text{Fe}_2 \text{O}_3 + \text{P}_2 \text{O}_5 = 32,27.$$

Dieselben Gehalte betragen bei dem Quarzporit Rekefjords zu folgenden:

$$\text{Si O}_2 = 52,21.$$

$$\text{Al}_2 \text{O}_3 + \text{Ti O}_2 + \text{Fe}_2 \text{O}_3 + \text{P}_2 \text{O}_5 = 34,03.$$

Der Si O₂-Gehalt ist also 0,22 % höher bei dem Monzonit als bei dem Quarzporit, während umgekehrt die Gesamtgehalte von Al₂ O₃ + Ti O₂ + Fe₂ O₃ + P₂ O₅ 1,76 % niedriger sind.

Da sowohl die mineralogische Zusammensetzung als auch die strukturellen Verhältnisse und der chemische Inhalt dafür sprechen, dass die Gesteine des Hækestadmassivs mit denjenigen des Soggedalsgebiets zu parallelisieren sind, ist das Alter des Massivs gegeben, es muss später als die Labradorfelse zur Eruption gelangt sein. Zu demselben Schluss kommen wir auch beim Studieren der Grenzverhältnisse. Die Gesteine haben hier ein basischeres Aussehen und als ein von dem massive ausgehender Apophysengang muss der Hypersthensmonzonitgang bei Netland aufgefasst werden. Dieser Gang durchsetzt die Labradorfelse. Kann es demnach als sicher angesehen werden, dass das Monzonitgebiet bei Hækestad jünger als das große Labradorfelsgebiet ist, so kann man aller Wahrscheinlichkeit nach mit derselben Sicherheit behaupten, dass der Altersunterschied nicht bedeutend ist. Die Analogien mit dem Soggedalsgebiete und der von den Labradorfelsen verhältnismässig wenig abweichende chemische Inhalt sprechen dafür.

Um einen Eindruck der Zusammensetzung der auftretenden Gesteine zu geben, füge ich die Resultate der folgenden von mir ausgeführten mikroskopischen Untersuchungen bei. Ich fange mit den

typischen centralen typen an und setze dann mit den grenz- und ganggesteinen fort.

Hypersthensmonzonit von Tjörne.

Dies gestein, das den östlichen theilen des massivs entnommen ist, zeichnet sich durch das früher beschriebene aussehen des normalkörnigen norits von Soggedal aus, ist jedoch an einigen stellen ein wenig grobkörniger und hat folgende zusammensetzung:

Zirkon.

Apatit in groszer menge und in dicken, abgerundeten säulenförmigen krystallen.

Ilmenit.

Hypersthen oder bronzit.

Hornblende von einem schmutzig grünlichen aussehen. Theils in groszen selbständigen individuen, theils als kranzförmige bildungen um die erze.

Biotit, der als umwandlungsproduct nach hornblende aufzutreten scheint. Die farbe ist tiefbraun.

Diallag, der nur in geringer menge auftritt. Ein individ zeigte deutlichen pleochroismus. Die auslöschungsschiefe war durchgehends ca. 39° .

Plagioklas mit auslöschungsschiefen von $8-9^{\circ}$, d. h. saurer labrador. Mikroperthit.

Quarz in geringer menge und immer als die letzte zwischenklemmungsmasse.

Das gestein scheint druck ausgesetzt gewesen zu sein, da die zwillingslamellen an einigen orten ausgelöscht und die feldspathindividuen zerquetscht waren. Da der mikroperthit in grösserer menge als die plagioklase vorhanden war, musz das gestein zu den monzoniten gerechnet werden.

In einem anderen dünnschliffe von einem grobkörnigeren gestein aus einem in der nähe liegenden orte, wurde dieselbe zusammensetzung gefunden, nur war bei dem auftreten der verschiedenen mineralien folgendes zu bemerken: Mikroperthit war der ganz vorherrschende feldspath und die perthitstructur so grob, dasz die albitlamellen wie gebogene und an den enden zugespitzte zwillingslamellen aussahen. Hornblende tritt nirgends in grösseren selbständigen individuen auf, sondern bildet kränze um die erze. Der

zirkongehalt ist ein wenig grösser und der apatitgehalt ein wenig geringer als bei dem oben beschriebenen.



Fig. 6.

Auf der figur bezeichnen die schwarzen körner ilmenit, die unregelmässigen, nicht die ganzen krystalle durchlaufenden spaltrisse sind rhombische pyroxene. Man sieht auch hier die serpentinierten adern. Die plagioklase sind durch lamellen bezeichnet und die mikropertHITE durch die unregelmässig verwachsenen albite. Die helle substanz mit den unregelmässig punctierten flächen ist quarz mit seinen interpositionen. Die scharf begrenzten sechsseitigen hellen individuen sind apatite.

Hypersthensmonzonit von Sandmark.

Das gestein ist dem eben beschriebenen sehr ähnlich und zeichnet sich durch die folgenden mineralien aus:

Apatit.

Ilmenit.

Rhombischer pyroxen (am oftsten stark umgewandelt).

Hornblende als kranzbildungen.

Plagioklase.

Mikroperthite, die zwei sorten von lamellen besitzen. Einige sind grosz und dick, gebogen und scheinen parallel der längerichtung des minerals eingelagert zu sein. Andere sind kürzer und geradelaufender und kreuzen die ersteren unter einem winkel von 20° . Abgerundet wie sie sind, erinnern sie an den stellen, wo sie in gröszter menge angehäuft sind, an die einsprenglinge der rhombenporphyre.

Quarz.

Diallagmonzonit bei Hæstad.

Dies gestein ist verhältnismäszig grobkörnig und erinnert durch seine groszen feldspathe ein wenig an den dunklen labradorfelsen von Hitterö. Von den dunklen mineralien beobachtet man schwarzen glimmer leicht. Dasz das gestein nicht zu den echten labradorfelsen gehört, sieht man leicht, wenn man das mikroskop benutzt. Man observiert dann die groszen, abgerundeten apatitin-dividuen, die für die eruptionsserien der norite und monzonite charakteristisch sind. Ferner sind die pyroxene und glimmer in zu groszen mengen vorhanden, und die feldspathe sind vorwiegend mikroperthite. Eigenthümlich ist das auftreten von sowohl olivin als quarz, deren menge indessen sehr gering ist. Speciel ist der quarzgehalt niedrig, wie es auch in solch einer grenzvarietät zu erwarten war. Die mineralogische zusammensetzung ist übrigens folgende:

Apatit in groszen, abgerundeten krystallen.

Ilmenit.

Olivin mit hohen und lebhaften interferentsfarben, tritt wie gewöhnlich in abgerundeten, von serpentinisierten streifen durchsetzten körnern auf.

Rhombischer pyroxen von einer hellrothen farbe und mit schwachem pleochroismus.

Monokline pyroxene, theils als schmale lamellen in den rhombischen pyroxenen, mit denen sie nach dem gewöhnlichen gesetze verwachsen sind, theils als grosze individuen, in denen die rhombischen pyroxene als schmale leisten vorkommen. Bemerkenswerth ist, dasz die rhombischen pyroxene auch in einer richtung der gewöhnlichen auftreten.

Biotit, theils als kränze um die erzkörner, theils als gröszere, selbständige individuen.

Plagioklase, deren auslöschungsschiefen sich zu ungefähr 10° betragen.

Mikroperthit in groszen mengen.

Quarz in wenigen individuen und schwierig genau zu bestimmen.

Um die zusammensetzung des gesteins genauer zu bestimmen, isolierte ich eine portion und nahm die drei folgenden bodensätze heraus, deren gewicht ich dann bestimmte.

I. schwerer als 2,70. Mineralien der ersten und zweiten krystalisationsstufe.	Gew. = 2,30 gr.
II. 2,671. Labrador und vielleicht ein wenig quarz.	Gew. = 0,30 gr.
III. 2,602. Mikroperthit.	Gew. = 2,88 gr.
	5,48 gr.

In prozenten ausgerechnet besteht das gestein also aus 40 % dunkler mineralien, 6 % labrador und 54 % mikroperthit.

Quarzmonzonit von Eia.

Von den gesteinen in der nähe Eias habe ich mehrere dünn-schliffe, die einander so ähnlich sind, dasz ich sie hier gesammelt beschreibe. Makroskopisch zeichnen sie sich durch eine mittlere korngrösze aus. Die mineralogische zusammensetzung ist folgende:

Zirkon in schmalen, langen säulen, die an den enden als pyramideflächen abgestumpft sind.

Apatit in langen stengelförmigen individuen und als dicke, abgerundete krystalle. Grosze sechseckige schnitte kommen in den rhombischen pyroxenen vor. Die zahl der individuen ist beinahe so grosz wie bei den noriten in der nähe von Soggendal. In längeschnitten nimmt man deutliche querabsonderungen mehrmals wahr.

Ilmenit in einigen fällen mit krystallographischer begrenzung.

Rhombische pyroxene, deren zusammensetzung die des bronzits ist. Sie sind beinahe überall mit einem diallag verwachsen. Am oftesten hat diese verwachsung in der weise stattgefunden, dasz $\sim P \infty$ parallel $\sim P \infty$ wird. Ich habe indessen auch andere verwachsungsrichtungen notiert, in längeschnitten bilden die diallage z. b. 26° und 46° mit den spaltriszen der rhombischen pyroxene. Die rhombischen pyroxene sind oft stark epidotisiert und serpentinisiert.

Monokline pyroxene kommen auch als grosze selbstständige individuen vor.

Biotit, braun und stark pleochroitisch, ist theils als kranzbil-

dungen um die erze, theils als selbständige individuen vorhanden.

Hornblenden von schmutzigrüner farbe und starkem pleochroismus bilden theils kränze um die erze, theils kommen sie auch derart in den rhombischen pyroxenen vor, dasz sie als umwandlungsproducte von diesen angesehen werden müssen. Wie später näher nachgewiesen wird, kommen diese eigenthümlichen hornblenden in einiger menge nur in den sauren und mittelsauren typen des ganzen eruptivgebietes vor,

Plagioklase mit auslöschungsschiefen von 10° gegen die spaltrische. Gleichzeitige zwillingsbildung nach dem albit and periklingesetze.

Mikroperthit. Zwillinge nach dem Karlsbadergesetze.

Kryptoperthite.

Orthoklase? Als orthoklase mögen vielleicht einige individuen zu deuten sein, bei denen ich, selbst bei der stärksten vergrößerung, keine spuren einer perthitischen structur entdecken konnte.

Quarz in geringen mengen und immer mit der von „quarz de corrosion“ eigenthümlichen begrenzung.

Wie man sieht, ist dies gestein ein echtes orthoklas-plagioklasgestein und seine stellung als übergangsgestein in unsrem eruptivgebiet geht dadurch hervor, dasz die grüne hornblende in einiger menge auftritt, und diese, wie später nachgewiesen wird, der vorherrschende Mg-Fe-silicat in den sauren orthoklasreichen banatiten des eruptivgebietes von Ekersund und Soggendal ist. Ferner tritt auch hier zirkon auf, und dieser knüpft sich auch an die sauren typen unsres eruptivgebietes. Ist somit dies gestein an die sauren typen geknüpft, so ist seine verwandtschaft mit den noriten von Rekefjord und Soggendal augenscheinlich, wofür auch der bedeutende apatitgehalt spricht. Durch eine nähere vergleichung des monzonitgebietes bei Hækestad und des noritgebietes bei Rekefjord und Soggendal kommt man bald zu dem resultate, dasz ihre eruptionen beinahe zur selben zeit stattgefunden haben.

Da ich den saueren monzonitgang bei Netland als einen apofysengang auffasse, werde ich ihn hier beschreiben. Die mineralogische zusammensetzung dieses mächtigen ganges variiert je nach der entfernung von der ganggrenze; indem das gestein in der mitte

als saurer monzonit und an der grenze als norit angesehen werden musz. Ob diese regel überall gilt, habe ich nicht gelegenheit gehabt näher zu studieren. Um diese verhalten näher zu beleuchten, füge ich die folgenden mikroskopischen untersuchungen bei.

Gangmitte.

Zirkon mit vollständiger krystalbegrenzung in dem ilmenite.

Apatit.

Ilmenit.

Rhombischer pyroxen, der in eine schmutziggrüne hornblende umgewandelt ist. Dieselbe ist mit derjenigen in den adamelliten des Listerlandes identisch und scheint in biotit umgewandelt zu sein; dieser biotit drängt sig von den kanten hinein. Der rhombische pyroxen ist schwierig genau zu bestimmen, da indessen eisenoxydausscheidungen stattgefunden haben, musz er wohl entweder bronzit oder hypersthen sein.

Biotite, von denen einige auch primär sind.

Plagioklas, der nach seiner auslöschungsschiefe vielleicht der reihe des andesins zugehört.

Mikroperthit ist der bei weitem vorwiegende feldspath.

Quarz in einiger menge und mit den einschlüssen des normalen granitquarzes.

Ganggrenze.

Eisenkies.

Apatit in bedeutender menge und in groszen krystallen.

Ilmenit.

Rhombische pyroxene, von denen die meisten wohl hypersthene sind.

Plagioklase mit kleinen auslöschungsschiefen. Saure andesine?

Hier haben wir das früher erwähnte phänomen, dasz das geste in während der erstarrung längs des ilmenits und der umgebenden pyroxene und plagioklase aufgespaltet ist, und die dadurch entstandenen hohlräume von quarz erfüllt sind. Wenn ich dies als ein contractionsphänomen auffasse, so ist es, weil die spaltung immer längs des ilmenitrandes stattgefunden hat, und die contraction im ilmenit die gröszte ist.

Wie man leicht einsehen wird, markiert dieser gang mit seiner sauren monzonitischen mitte und seiner noritischen grenze sehr gut die nahe verwandtschaft der obenbeschriebenen monzonite einer-

seits mit den sauern banatiten und adamelliten und andererseits mit den noriten.

Das adamellitgebiet bei Birkrem.

Während die bisher besprochenen eruptivgebiete nur ein wenig saurer sind als das hauptmassiv, würde der lakkolith bei Birkrem, wenn seine durchschnittszusammensetzung genau zu bestimmen wäre, einen bedeutend höheren Si O₂-gehalt zeigen, ich vermute ca. 67 %, d. h. das gestein wäre ein adamellit. Solch einen adamellitypus trifft man nicht oft in diesem lakkolithe an, da die erosion am häufigsten nur die oberfläche entblözt hat. Nur an einigen orten in dem nördlichen theile und in den tiefsten thälern finden wir die saureren typen, deren Si O₂-gehalt sich an einem orte bis 73,47 % steigert.

In dem südlichen theile sind die mehr basischen grenzfazies, die wir kurz als norite und labradoritnorite bezeichnen können, vorherrschend. Ein eigenthümlicher grenzfazies ist der noritbronzitit bei Odland, der beinahe ausschliesslich aus einem schwach pleochroitischen bronzite besteht, und ein petrographisches seitenstück zu einem hypabyssischen, augitischen differentiationsproducte bildet.

Das eruptivgebiet bei Birkrem, dessen areal ca. 40 km.² ist, unterscheidet sich schon in einiger entfernung ganz gut von den umgebenden labradorfelsen, indem es nicht so widerstandsfähig gegen die wirkungen der atmosphären ist, und sich demzufolge mit loseren massen, die den bäumen untergrund geben, bedeckt.¹⁾ Sehen wir darum auf eine detailkarte, wo der wald abgesetzt ist, so werden wir bald beobachten, dasz die grenze des waldes derjenigen des gesteines folgt. An einigen orten z. b. in den westlichen genden ist es schwerer die grenze fest abzusetzen, da es zuweilen scheint, als ob die hier vorherrschenden basischen labradoritnorite in die grenzfaziesbildungen der bronzitadamellite übergehen, eine beobachtung, die übrigens sehr gut mit der auffassung stimmt, die man auch an anderen örtlichkeiten bekommt. Die eruption der adamellite ist ein wenig jünger als die des hauptmassives. Dasz es als ein jüngerer gebiet aufgefasst werden musz, dafür spricht

¹⁾ Ich will bei dieser gelegenheit auch darauf aufmerksam machen, dasz grosze theile von diesem gebiete mit glacialen ablagerungen bedeckt sind. Diese werde ich vielleicht später näher behandeln.

erstens der umstand, dasz es an seiner südlichen grenze den umgebenden labradorfels gepresst hat, wie ich es schon früher nachgewiesen habe, und zweitens dasz wenn die differentation so weit vorgeschritten ist wie in dem Birkremslakkolithe, sie eine längere zeit gebraucht haben muss und demzufolge die eruption der sauren differentiationsproducte später eingetroffen als die der labradorfelse. Wenn die obenstehende auffassung, dasz die eruptionszeiten nicht weit von einander liegen, correct ist, können wir auch sehr gut ein anderes phänomen erklären, dasjenige, dasz die differentiation innerhalb des Birkremslakkolithes eine grosze höhe erreicht hat. Je wärmer die umgebungen sind, und hier waren sie noch nicht völlig erstarrt, je später verläuft der erstarrungsprozes, und je vollkommener kann die differentiation werden.

Da der Birkremslakkolith wegen seiner vollständigen differentiation so viele gesteinstypen hat, so wird auch seine mineralzusammensetzung eine gröszere variation zeigen als mehrere andere besprochene gebiete. Hier ist doch zu bemerken, dasz während einige mineralien den centralen theilen beinahe ausschliesslich angehören, so gehören andere hauptsächlich den periphären an.

Die mineralien sind: 1) Zirkon, der nur in zwei typen gefunden und selbst hier in geringen mengen vorhanden ist. 2) Apatit in unbedeutender menge. 3) Ilmenit, der stellenweise in leukoxen umgewandelt ist. 4) Biotit. 5) Rhombischer pyroxen. 6) Monokliner pyroxen (nur in einem sauren gangtypus). 7) Plagioklase, die in den basischen typen bei Gjedrem eine labradorzusammensetzung, in den saureren typen aber, wo sie mit orthoklas durchwachsen sind, eine zusammensetzung, die zwischen derjenigen des albits und der des oligoklases liegt, zeigen. 8) Mikroperthit. 9) Quarz. 10) Granat, der nur in einem einzigen gestein vorhanden ist.

Mit rücksicht auf die structurellen verhältnisze sind die verschiedenheiten in der variation der korngrösze zu suchen; indem alle hauptvarietäten die eugranitisch körnige structur besitzen, die mehr basischen typen die gabbrostructur und die saureren die granitstructur. Einige der grenzfaziesbildungen, wie z. b. der noritbronzitit bei Odland, sind feinkörnig, die hauptmasse mehr als normalkörnig und einige der noriten grobkörnig. Ein eigenthümliches verhältnis sind die an einigen orten vorherrschenden labradorindividuen, die in dem ersten augenblicke als einsprenglinge gedeutet werden können. Dasz sie indessen nicht als solche aufgefasst werden müssen, ist bei näherer untersuchung leicht ein-

zusehen. Es fehlt ihnen die völlige begrenzung der wirklichen einsprenglinge, und das ganze ist nur als ein eigenthümliches beispiel der hyperitstructur zu deuten.

In chemischer beziehung finden wir dieselben verschiedenheiten wie diejenigen, welche wir, wenn die rede von der mineralogischen zusammensetzung war, näher behandelten. Wir haben hier mehrere typen der verschiedenen groszen gesteinsgruppen des petrographischen systems, von den mehr basischen noritbronzititischen grenzfaziesbildungen mit ca. 50 % Si O₂ bis zu den reinen natrongraniten mit ca. 73 %.

Um eine vorstellung der variation in chemischer zusammensetzung zu geben, habe ich zwei analysen ausgeführt und stelle sie zum vergleich neben einander. Um die richtung der diffusion zu beleuchten, habe ich auch eine analyse eines echten labradorfelsens beigefügt.

- I. Echter labradorfels aus erster eruptionsserie.
- II. Noritische grenzfaziesbildung bei Birkrem.
- III. Hypersthensgranit bei Birkrem.

	I.	II.	III.
Si O ₂	53,42	49,89	73,47
Ti O ₂	—	1,22	0,12
Al ₂ O ₃	28,36	24,39	15,42
Fe ₂ O ₃	1,80	6,09	1,02
Mg O	0,31	3,91	0,20
Ca O	10,49	9,61	1,35
Na ₂ O	4,82	5,30	5,57
K ₂ O	0,84	0,29	3,64
	100,04	100,70	100,79

Da die analyse III dem gesamtgehalt des lakkolithes am nächsten steht, knüpft sich das gröszte interesse an einen vergleiche zwischen III und I und III und II.

Wir wollen zuerst III und I betrachten. Die resultate dieses vergleiches lassen sich in wenigen worten zusammenfassen. Es ist eine steigerung der Si O₂- und alkaligehalte und eine senkung der gehalte an Ti O₂, Fe₂ O₃, Al₂ O₃, Mg O und Ca O. Zu demselben resultate kommt man dadurch III und II mit einander zu vergleichen. Es ist also, wie zu erwarten war, einej und die selbe diffusion, die in dem groszen magmabasine und in dem lakkolithe stattgefunden hat: die mehr basischen bestandtheile des

magmas sind nach den grenzen d. h. nach den abkühlungsflächen diffundiert, und die saureren bleiben somit in den centralen theilen zurück.

Mir bekannt, ist der hypersthensgranit bei Birkrem der erste der rhombisch pyroxenführenden granite, der einer genauen, chemischen untersuchung unterworfen worden ist, und ich habe darum versucht diesen interessanten typus der natrongranite zu berechnen. Diese berechnung, die sowohl auf chemische analyse als auch auf wiederholte isolationen und mikroskopische untersuchungen gestützt war, gab das folgende resultat:

K ₂ O	= 3,64				
Al ₃ O ₃	= 3,94				
Si O ₂	= 14,01				
		21,59 %	K ₂ Al ₂ Si ₆ O ₁₆		
Na ₂ O	= 5,45				
Al ₃ O ₃	= 8,93				
Si O ₂	= 31,83				
		46,21 %	Na ₂ Al ₂ Si ₆ O ₁₆		
Ca O	= 1,35				
Al ₂ O ₃	= 2,43				
Si O ₂	= 2,83				
		6,61 %	Ca ₂ Al ₄ Si ₄ O ₁₆		
				74 %	feldspath, wovon 48,67 % Si O ₂ und 15,30 % Al ₂ O ₃
Mg O	= 0,05				
Al ₂ O ₃	= 0,12				
Si O ₂	= 0,07				
		0,24 %	Mg Al ₂ Si O ₆		
Mg O	= 0,15				
Si O ₂	= 0,23				
		0,38 %	Mg Si O ₃		
Fe O	= 0,54				
Si O ₂	= 0,45				
		0,99 %	Fe Si O ₃		
				1,61 %	hypersthen

Fe O = 0,13	
Ti O ₂ = 0,12	
Fe ₂ O ₃ = 0,26	
0,51 % Fe Ti O ₃ + Fe ₂ O ₃	0,51 % ilmenit

Si O ₂ = 24,05	
	24,05 % quarz
Sum 100,58 % + 0,12 % Na ₂ O	
Ca O : Na ₂ O + K ₂ O = 1:7.	

Da der feldspath ausschliesslich aus mikropertthit besteht, musz seine zusammensetzung folgende werden: Or₁ (Ab₇ An₁)_{2,4}. Orthoklas ist also mit einem plagioklas, der auf der grenze zwischen albit und oligoklas liegt, verwachsen.

Die vollständige analyse, in welcher das eisen sowohl als oxyd wie als oxydul bestimmt wurde, ist die folgende:

Si O ₂ =	73,47
Ti O ₂ =	0,12
Al ₂ O ₃ =	15,42
Fe ₂ O ₃ =	0,26
Fe O =	0,67
Mg O =	0,20
Ca O =	1,35
Na ₂ O =	5,57
K ₂ O =	3,64
Sum =	100,70

Da ich jedenfalls vorläufig der meinung bin, dasz es am besten wäre die granite nach ihren chemischen eigenschaften einzutheilen und nicht das früher angewendete eintheilungsprincip als eintheilungsprincip erster classe anzusehen, gilt es für mich zu untersuchen, zu welcher granitgruppe ich diesen eigenthümlichen typus mit seinem vorherrschenden gehalt von mikropertthit und mit seinen rhombischen pyroxenen setzen soll. Schon a priori war zu vermuthen, dasz das gestein zu den natrongraniten gehörte, da es solch eine menge von mikropertthit besasz und auch von einem verhältnismässig reichen natronbasin abstammte, und diese vermuthung bestätigt sich auch durch einen genaueren vergleich der kali- und natron-granite mit diesem typus von Birkrem, wie auch bei der zusammenstellung der analysen hervorgeht.

	I.	II.	III.
Si O ₂	67—77	67—75	73,47
Ti O ₂			0,12
Al ₂ O ₃	14,5—17,5	14—15	15,42
Fe ₂ O ₃	1,5	1,5	1,02
Mg O	0,5	0,2—0,5	0,20
Ca O	0,5—2	1	1,35
Na ₂ O	2,5—3,5	4,5—6	5,57
K ₂ O	5,5—7,5	3,5—2	3,64

I. Durchschnittszusammensetzung der kaligranite (nach BRÖGGER).

II. Durchschnittszusammensetzung der natrongranite (nach BRÖGGER).

III. Hypersthensgranit bei Birkrem (KOLDERUP).

Wie leicht zu sehen ist, fallen die hier angegebenen werthe bei dem hypersthensgranit ziemlich genau innerhalb der von den natrongraniten gesetzten grenzen. Einige ausnahmen sind bald zu bemerken. Der Fe₂ O₃-gehalt sowohl als der Ca O-gehalt sind zu hoch, während der Fe₂ O₃-gehalt zu niedrig ist. Diese unübereinstimmungen sind wohl den ursprünglichen gehalten des magma-basins zuzuschreiben und geben somit einen neuen beweis für den genetischen zusammenhang der verschiedenen in unsrem eruptivgebiete vorkommenden gesteinstypen. Die abweichungen sind indessen so gering, dasz sie nicht das aufsetzen einer neuen gruppe fordern. Die hauptsache ist das verhalten zwischen Na₂ O und K₂ O, und dies spricht deutlicherweise dafür, dasz wir hier einem natrongranit gegenüberstehen. Auch hier ist indessen eine kleine abweichung, indem der K₂ O-gehalt die obere grenze bei den natrongraniten überschreitet mit 0,14 %. Diese abweichung rührt von dem hohen mikropertthitgehalt des gesteins her.

Was die noritischen grenzfazies betrifft, so kann man ihre zusammensetzung aus der aufgesetzten analyse sehen. Ich habe auch hier versucht eine berechnung der analyse auszuführen, da aber das gestein etwas verwandelt war, konnten die resultate auf keine grosze genauigkeit rechnen.

Um einen eindruck von der diffusion und der daraus folgenden, verschiedenen, mineralogischen zusammensetzung der verschiedenen gesteine des massivs zu geben, will ich hier meine einzelbeobachtungen beifügen, indem ich mit den centralen typen beginne und danach die wichtigsten periphären beschreibe.

α Centrale typen.

Hypersthensgranit in der nähe von Birkrems kirche.

Dies gestein, das mittelkörnig ist, erinnert beim ersten anblick makroskopisch ein wenig an die labradoriten, bei genauerer besichtigung entdeckt man leicht quarz, und man kann selbst bei anwendung einer luppe keine zwillingslamellen in den grauen feldspathen nachweisen. Es wird somit bald klar, dass wir keinen labradorfels haben, sondern ein saures granitisches gestein. Eine nähere mikroskopische untersuchung bestätigt dies und zeigt die folgenden mineralien:

Ilmenit in sehr kleinen mengen.

Hypersthen, der in biotit und chlorit umgewandelt ist. An mehreren orten observiert man innerhalb dieser umwandlungsproducte schmale reihen von erzen (magnetit oder ilmenit). Nur zwei individuen.

Der feldspath war ausschlieszlich ein mikroperthit, dessen zusammensetzung schon früher angegeben ist. Er besteht aus orthoklas in verwachsung mit einem basischen albite. Ich habe mehrmals versucht die einlagerungsrichtungen der albite genau zu bestimmen, indessen ist es immer schwierig gewesen und sicher ist nur, dass sie parallel der b. axe eingelagert sind.

Quarz hat die eigenschaften des gewöhnlichen granitquarzes und ist, wenn man den mikroperthit ausnimmt, das häufigste gemengtheil des gesteins.

Hyperstensgranit in der nähe von Ørsdalsvand.

Das gestein ist dem vorigen sehr ähnlich, ja scheint sogar mit ihm beinahe identisch zu sein. Die mineralogische zusammensetzung ist darum auch dieselbe.

Ilmenit, in sehr geringen mengen.

Rhombische pyroxene, die stark umgewandelt, aber wohl als hypersthene zu deuten sind.

Mikroperthit wie in dem vorigen.

Quarz in groszen individuen und mit zahlreichen einschlüssen.

Bronzitgranit von der strecke Vigesaa—Vigesdal.

Das gestein zeichnet sich durch einen etwas höheren gehalt von rhombischen pyroxenen aus als die bisher beschriebenen gesteine, übrigens ist es diesen ähnlich.

Zirkon in kleinen krystallen.

Ilmenit.

Rhomb. pyroxen, der selbst hier in verhältnismässig geringer menge vorhanden, zeigt einen schwachen pleochroismus und musz wohl als der bronzitreihe zugehörend betrachtet werden. Dasz eisensilicate in den pyroxen hineingehen, geht aus den gefärbten zersetzungsproducten hervor. Die rhombischen pyroxene sind beinahe überall von einem periphären kranz von umwandlungsproducten umgeben.

Die feldspathe sind ausschliesslich mikroperthite, in welchen die eingelagerten lamellen in bezug auf gröszte stark wechseln. Wahrscheinlich sind die wenigen individuen, die selbst bei den stärksten vergrößerungen keine perthitische verwachsungen zeigen, als kryptoperthite anzusehen. Die perthitische structur ist mehrmals secundär und zeichnet sich dann durch gröszere und unregelmäßigere albitindividuen aus. Oft zeigt sich diese secundäre structur in den peripheren theilen der krystalle. An einigen orten sind schnüre von zersetzungsproducten, an anderen bilden die centralen partien haufen von muscovit und caolin.

Quarz mit dem aussehen des gewöhnlichen granitquarzes.

Quarznorit bei Svelevand.

Dies gestein zeichnet sich durch sein in frischem zustande hübsches aussehen aus. Es ist hellgrau mit groszen, grauen labradorindividuen, bräunlichgefärbtem quarz, hypersthen und rothem granat. Makroskopisch ist es den carnockiten von India sehr ähnlich. Die zusammensetzung ist ein wenig verschieden von der jener gesteine. Das gestein bildet ein interessantes zwischenglied zwischen den sauren graniten im kern und den noritischen grenzgesteinen. Zweifellos könnte man hier viele übergangsreihen holen. Da ich indessen nicht gelegenheit gehabt habe diese gesteinsreihen in chemischer heziehung näher zu untersuchen, will ich hier nur dies gestein beifügen, um den gang der entwicklung anzuzeigen. Nach einer vorläufigen berechnung sollte der Si O₂ gehalt des quarznorits ca. 60 % sein. Unter dem mikroskope sind folgende mineralien wahrnehmbar:

Eisenkies.

Ilmenit in klumpenförmigen aggregaten.

Biotit mit starkem pleochroismus (dunkelbraun-strohgelb).

Hypersthen, auch mit starkem pleochroismus (grün- roth-gelb).

Einige zersetzungsproducte werden längs der spaltrisse gefunden (chloritische substanzen). In einigen richtungen sind magnetitaggregate angehäuft.

Die plagioklase sind überall von labradorzusammensetzung und zeigen deutliche spuren von druckwirkungen. In einigen



Fig. 7.

Die schwarzen individuen sind ilmenite, diejenigen mit scharfer begrenzung und scharf markierten linien in ihrem innern pyroxene, in welchen man auch die serpentinschnüre sehen kann. Die quarze sind durch ihre einschlüsse bezeichnet. Die übrigen individuen sind plagioklase, theils mit, theils ohne zwillingslamellierung.

individuen, wo keine zwillingslamellierung zu beobachten ist, finden wir eine verschiedene auslöschung in den inneren und äusseren zonen. Bei mehreren sieht man gleichzeitige zwillingsbildung, sowohl nach dem periklin- als dem albitgesetze. Die lamellen des letzteren systems

sind oft dicker und mehr unregelmäßig. Sie werden oft von den anderen lamellen durchsetzt. In einer richtung senkrecht zu der gewöhnlichen lamelle sind schnüre von muscovit und caolin eingelagert.

Quarz, in groszen, allotriomorphen körnern, die oft durch resorbtion die eigenthümliche begrenzung des „quarz de corrosion“ bekommen haben.

Granat, in ziemlich groszen mengen, ist durch druck hervorgerufen. Hellroth und isotrop.

Durch isolation wurden folgende portionen ausgenommen:

- I. Schwerer als 3,06 und hauptsächlich aus den dunklen mineralien bestehend.
- II. Gewicht = 2,71. Nur geringe mengen.
- III. Gewicht = 2,674. Plagioklas und quarz.

Diese isolation zeigt, dasz keine feldspathe ein geringeres gewicht als 2,674 haben und deshalb nicht saurer als labrador sein können. Die vielen feldspathe ohne zwillingslamellierung sind also nicht orthoklase.

Das gewicht des gesteins ist 2,709. Als vergleich kann hier angeführt werden, dasz die grenzgesteine ein gewicht von 3,05 haben, und dasz letztgenanntes gewicht beinahe dasselbe ist wie das des quarzporits von Rekefjord (3,005). Die betrachtungen folgen von selbst: Das gestein von Svelevand ist durch seinen groszen gehalt von feldspath und quarz mit den extrem sauren gliedern des massivs nahe verbunden, und es ist ein groszer unterschied zwischen dem hierbeschriebenen gesteine und den quarzporiten bei Rekefjord, indem diese so reich an erzen und Mg-Fe-silicaten sind.

β Periphäre typen.

Labradoritnorit ca. 200 m. s. von Gjedrem.

Das gestein ist den labradoritnoriten sehr ähnlich und erinnert auch makroskopisch ein wenig an den quarzporit bei Svelevand. Es fehlt ihm indessen quarz. Es ist aus folgenden mineralien zusammengesetzt:

Pyrit.

Apatit in kleinen krystallen in den ilmenitkörnern.

Ilmenit.

Biotit, der etwas lichter als gewöhnlich ist. Kranzbildungen um die erze.

Hypersthen mit den charakteristischen hypersthensinterpositionen, die in einem individuum der längerichtung eingelagert sind, und in anderen einen winkel von 33° mit den spaltrisen bilden. Stark umgewandelt, so dasz es oft schwer ist die absorptionsfarben zu bestimmen. Ausscheidungen von $\text{Fe}(\text{OH})_3$.

Plagioklase, die makroskopisch eine hellrothe farbe haben, zeichnen sich durch ihre druckphänomene aus. Unregelmässige, fingerförmig zugespitzte drucklamellen haben sich gebildet, und die ursprünglichen lamellen sind mehrmals gebogen. An einigen orten sind auch die plagioklaskörner aufgespaltet. In naher verbindung mit diesen druckwirkungen steht vielleicht die schnurenweise anordnung der zersetzungsproducte. Die auslöschungsschiefen betragen durchschnittlich bis ungefähr 13° , und eine unternommene isolation zeigte, dasz die plagioklase sanken, als das gewicht der flüssigkeit 2,669 war, d. h. sie muszten der unteren labradorreihe angehören.

Norit 300 m. s. von Birkrem.

Auch dies gestein zeigt spuren von druckwirkungen. Makroskopisch ist es den noriten des Soggendalsmassivs sehr ähnlich. Von diesen unterscheidet es sich doch leicht durch die rothgefärbten feldspathe und seine parallelstructur. Die gehalte von ilmenit und hypersthen sind bedeutend, wie es auch im dem Soggendalsmassive der fall war. In guter übereinstimmung hiermit ist das gewicht 3,05, während das gewicht eines grenzgesteins von Soggendal 3,124 und das eines centralen typus = 3,005 war. Die von mir für den norit bei Birkrem ausgeführte berechnung, die indessen nicht auf grosze genauigkeit anspruch macht, zeigt einen Si O_2 -gehalt von ca. 52 %. Dies resultat liegt wahrscheinlich dem correcten sehr nahe. Die mineralienzusammensetzung ist folgende:

Ilmenit in ziemlich groszen individuen, die immer bis an die rhombischen pyroxene grenzen.

Hypersthen mit den für ihn charakteristischen interpositionen, die hier einen winkel auf 46° gegen die spaltrise bilden.

Plagioklas mit gebogenen, zugespitzten und theilweise ausgelöschten lamellen.

Mikroperthit. Einige der feldspathe sind mikroperthite, und diese bieten wesentliche eigenthümlichkeiten dar. Ich habe

an einem orte beobachtet, dasz die feinen albitschnüre von einem orthoklas in einen plagioklas hineingehen. Es würde somit nothwendig sein eine neue gruppe von mikroperthiten aufzustellen, und diese gruppe müszte dann in analogie mit den orthoklas- und mikroklin-mikroperthiten als plagioklas-mikroperthit bezeichnet werden. Die richtung, in welche sie eingelagert waren, war schwierig zu bestimmen, es schien als ob die einlagerung einmal parallel der c-axe stattgefunden hätte. An einem anderen orte habe ich einlagerungen in einer richtung, die 40° gegen die zwillingslamellen bildete, gefunden.

Orthoklas. Als orthoklase sind vielleicht einige der lamellenlosen feldspathe zu betrachten.

Quarz in geringer menge.

Norit am gipfel o. von Hustopte.

Dieser norit erinnert an den vorigen, zeigt aber bei genauerer untersuchung eine andere zusammensetzung.

Eisenkies überall in der mitte der ilmenitkörner.

Apatit.

Ilmenit.

Biotit als kränze rundum die erze.

Rhombische pyroxene, die durchgehends einen so groszen pleochroismus zeigen, dasz sie als hypersthene aufgefasst werden müszten. Einige, schwach pleochroitische individuen (enstatite) bilden, wie die biotite, kränze um die erze. Wahrscheinlich ist hier das eisen zu dem erze diffundiert. In den hypersthenen haben oft umwandlungen stattgefunden, wobei die individuen von serpentinadern durchsetzt wurden. Mehrmals auch ist $\text{Fe}(\text{OH})_3$ in einiger menge ausgeschieden.

Plagioklase. Einige von diesen sind sehr basisch mit auslöschungsschiefen von 37° , andere haben auslöschungsschiefen von 20° und weniger. Viele zeigen gleichzeitige zwillingsbildung, sowohl nach dem albit- wie nach dem periklin-gesetz.

In structureller beziehung ist zu bemerken, dasz die am meisten basischen plagioklase früher als die pyroxene auskrystallisiert haben, so dasz wir eine theilweise gabbrostructur bekommen.

**Norit an der grenze gegen die labradorfelse auf dem wege
nach Birkrem.**

Ich habe schon bei einer früheren gelegenheit diesen norit be-
rührt und werde mich darum hier in grösster kürze fassen, indem
ich nur die ihn zusammensetzenden mineralien beschreiben will.
Diese sind:

Ilmenit.

Rhombische pyroxene, die ihrem pleochroismus nach vorwiegend zu
der bronzitreihe gehören. In diesen gewahrte ich eine
verwachsung von monoklinem pyroxen in einer richtung,
die einen winkel von 75° gegen die spaltrisse bildeten.
Ich vermthe, dasz diese richtung der Krystallebene $\frac{1}{4}$
P \approx entspricht. Diese fläche wird von professor ROSEN-
BUSCH als zwillings ebene bei den in den noriten auftre-
tenden bronziten angegeben.

Monokline pyroxene sind nur in geringen mengen vorhanden und
zeigen in längeschnitten eine auslöschungsschiefe von 40°
gegen die prismatischen spaltrisse.

Die feldspathe scheinen saurer als labrador zu sein. Die mit
zwillingslamellen versehenen plagioklase zeigen somit
auslöschungsschiefen von wenigen graden. Die meisten
feldspathe zeigen keine zwillingslamellierung, und einige
derselben sind vielleicht orthoklase.

Noritbronzitit von Odland in der nähe von Birkrem.

Dieser eigenthümliche typus zeichnet sich dadurch aus, dasz er
weit feinkörniger ist als die bisher beschriebenen abyssischen gesteine
des Birkremmassivs. Makroskopisch gleicht er beim ersten betrachten
einem gewöhnlichen norite, untersucht man ihn etwas näher, sieht
man bald, dasz er hauptsächlich aus bronzit besteht und somit eine
sonderstellung einnimmt. Da der feldspathgehalt zu hoch ist um
das gestein als bronzitit zu bezeichnen, habe ich es noritbronzitit
genannt, und ich verstehe hierunter gesteine, die eine zwischenstellung
zwischen den echten noriten und den bronzititen einnehmen. Dasz
das gestein einen bedeutenden gehalt von bronzit hat, geht aus
dem vergleich der folgenden gewichte hervor: Enstatit = 3,1—
3,2, bronzit = 3,2—3,3, hypersthen = 3,4—3,5, noritbronzitit
= 3,11. Wie man sieht, hat der noritbronzitit ein gewicht, als
ob er ausschliesslich aus enstatit bestehe. Wenn man nun erin-
nert, dasz der pyroxenitische bestandtheil bronzit ist, und dasz der

schwerere ilmenit nur in kleinen mengen vorhanden ist, wird es klar, wie viel bronzit in die zusammensetzung des noritbronzitits hineingeht. Unter dem mikroskop sieht man die folgenden mineralien:

Apatit in sehr geringen mengen.

Ilmenit, der oft in leukoxen umgewandelt ist.

Rhombischer pyroxen, der gewisermassen als bronzit betrachtet werden musz. Vielleicht gehören einige zu der reihe der eisenarmen hypersthenen.

Biotit als kranzbildung.

Plagioklase, die ihren auslöschungsschiefen nach wahrscheinlich labrador waren. In einigen fällen sind die zwillingslamellen etwas unregelmäszig in ihrem verlauf, so dasz es nahe liegt an druckwirkung während oder nach ihrer bildung zu denken.

Die grenzgesteine am Örsdalssee.

Die verhältnisse, welche ich nun beschreiben will, sind schon früher von professor VOGT in seiner arbeit: „Norske ertsforekomster“ pag. 19 berührt. Er sagt: „Wie schon berührt, wird der norit stark feinkörnig an der grenze, aber ändert nicht seine petrographische natur. Am Örsdalssee sind z. b. (siehe die profile, fig. 35) die feldspathkörner ca. 0,5 m. von der grenze am oftesten nur ca. 1,5—2 mm. lang, 10 m. von der grenze ist die grösze bis 5—10 mm. gewachsen, aber erst ca. 40—50 m. von der grenze bekommen wir die normale korngrösze, von ca. 20—30 mm.“ Ich habe dasselbe vorkommen besucht und stimme mit professor VOGT's observationen überein. Ich musz indessen hervorheben, dasz die weiteren schlussfolgen, die nach professor VOGT's untersuchungen der grenzgesteine gemacht werden konnten, z. b. dass im groszen und ganzen an der grenze eine anhäufung von Si O_2 stattgefunden hat, nicht berechtigt sind. Es musz nämlich erinnert werden, dasz professor VOGT durch seine vorläufigen untersuchungen zu dem resultat gekommen war, dasz sowohl die gesteine bei Birkrem wie diejenigen bei Abildsnæs nur als specielle fazies des ganzen labradorfelsmassivs aufzufassen seien. Professor VOGT hatte auch ein vorgefühl, dasz aus seinen untersuchungen gefährliche folgerungen gemacht werden könnten, und fügte darum folgendes hinzu: „Auf basis dieser isolierten observation, und weil unser eruptivgebiet bei Abildsnæs von enstatitgranit begrenzt wird, darf doch kaum als

generelles resultat ausgeleitet werden, dasz der norit im allgemeinen in dem grenzfaziesstadium durch einen relativ hohen gehalt von Si O₂ characterisiert werden soll.“ (J. H. L. VOGT: „Om dannelse af jernmalmforekomster“ pag. 18). Wenn wir nun die hier besprochenen verhältnisse am Örsdalssee näher untersuchen, finden wir das ganze beinahe wie es zu erwarten war: Die saureren hypersthensgranite haben sich mit quarznoritischen grenzfaziesbildungen umgeben. Die sauren gesteine bei Abildsnæs sind auch in derselben weise zu deuten, sie sind die banatitischen grenzfazies der hypersthensadamellite Listers. Wir bekommen hierdurch eine aufklärung dieser nach den Vogtschen untersuchungen so problematischen verhältnisse, sie sind nun nur die äusserungen der bekannten magmatischen diffusionsprozesse, wobei die mehr basischen bestandtheile des magmas sich auf die abkühlungsflächen (d. h. die grenzen) zu bewegen.

Ich habe mehrmals die grenzen des Birkremslakkolithes speciel in der nähe von dem Örsdalssee studiert und bin immer zu dem selben resultate wie professor VOGT gekommen, dasz als generelle regel nur angegeben werden kann, dasz die korngrösze gegen die grenze zu abnimmt. Eine in detail gehende änderung der chemischen zusammensetzung der gesteine kann nicht mit sicherheit nachgewiesen werden. In den drei proben von dem Örsdalssee habe ich nur darin eine mehr wesentliche änderung der zusammensetzung gesehen, dasz während man 50 und 10 m. von der grenze kein apatit observieren kann, dieser in dem gesteine 0.5 m. von der grenze auftritt, und apatit scheint immer den mehr basischen typen des massivs anzugehören. Auf der anderen seite sei bemerkt dasz der quarz- und ilmenit-gehalt diese auffassung nicht bestätigt. Ilmenit kommt nur in sehr geringer menge vor 50 m. von der grenze, 10 m. von der grenze ist der ilmenitgehalt vielleicht 8—10 ⁰/₀, und während quarz 50 m. von der grenze in kleinen, schwierig bestimmbaren individuen vorhanden war, konnte er 10 m. von der grenze leicht constatirt werden. Vielleicht sind diese letztgenannten verhältnisse durch magmatische, durch die diffusion entstandene strömungen zu erklären, vielleicht sind sie auch anderen umständen zuzuschreiben, im groszen und ganzen hat sich wohl die auffassung jedem petrograph aufgedrängt, dasz nicht alles in einem eruptivgebiete ist, wie es zu erwarten wäre; es giebt in den einzelheiten manche abweichungen, die als folgen unsrer unvollständigen kenntnisz der magmatischen spaltungsprozesse aufgefasst werden müssen.

Die grenze gegen das grundgebirge tritt schon in einiger ent-

fernung scharf hervor, indem das eruptivgestein selbst bis zur grenze seinen massiven character behält, während die gesteine des grundgebirges eine ausgezeichnete lagerung zeigen. Diese lagerung fällt in der der grenze am zunächst liegenden kuppe in nord-östlicher und in der nördlicheren kuppe in südwestlicher richtung. Dasz wir hier mit groszen spaltenverwerfungen zu thun haben, ist zweifellos. Als solche grosze verwerfungslinie musz zuerst die vertikal verlaufende grenzlinie aufgefasst werden, dann auch die spalte, durch welche das olivindiabasmagma heraufgepresst ist, eine linie, die mit der ersteren parallel geht, und endlich auch die linie, welche verschiedenartig abgelagerte gneispartien trennt. Ich will schon bei dieser gelegenheit darauf aufmerksam machen, dasz die spalte, die durch den olivindiabasgang markiert ist, eine bedeutende ausdehnung hat. Ich habe in diesem sommer dasselbe ganggestein bis Kjaaland in Thime verfolgt d. h. auf einer strecke von ca. 18 km.

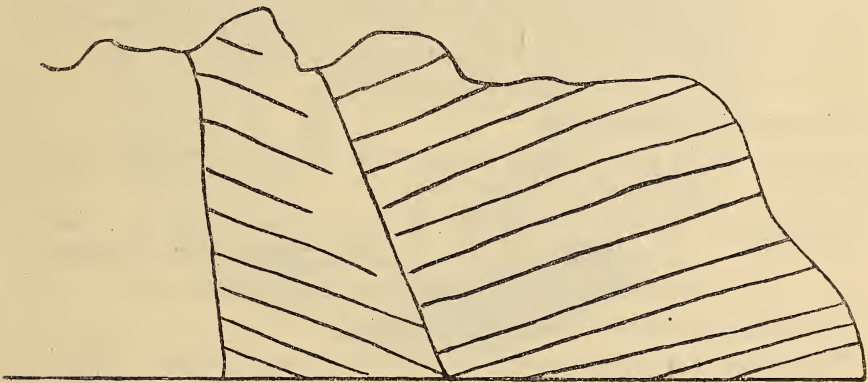


Fig. 8.

Die grenze an der westseite von Ördalsvand (in einiger entfernung gesehen).

Durch das wohlwollen professor Vogt's habe ich die von ihm benutzten dünnchliffe näher untersucht. Ihre zusammensetzung war folgende:

50 m. von der grenze.

Eisenkies in dem inneren der ilmenitaggregate.

Ilmenit, der in auffallend geringer menge als primärer bestandtheil vorhanden ist, aber oft in kleinen klumpförmigen massen längs der pheripherie der hypersthenindividuen liegt.

Der rhombische pyroxen musz wegen seines starken pleochroismus als hypersthen angesehen werden. Er enthält die cha-

racteristischen interpositionen von irgend einem titaensäurehaltigen mineral. An vielen orten ist beginnende serpentinisierung längs spalten zu observieren, und in dem inneren sieht man massen von magnetit oder ilmenit und gelegentlich auch ausscheidungen von $\text{Fe}(\text{OH})_3$.

Biotit mit dem gewöhnlichen, starken pleochroismus habe ich mehrmals an den grenzen der hypersthene gesehen. Er trat hier mit einem chloritischen umwandlungsproduct auf.

Plagioklas, von welchen einige die genannten nadelförmigen interpositionen besitzen. Einige zeigen eine gleichzeitige zwillingsbildung nach dem albit- und periklin-gesetze. Deutliche druckphänomene sind mehrmals zu beobachten. Ich habe sowohl drucklamellen, als auch geknickte primäre lamellen und undulierende auslöschung observiert. Oft ist auch eine schriftgranitische verwachsung mehrerer plagioklase notiert, oder vielleicht wäre eine verwachsung von plagioklas und orthoklas vorhanden? Die plagioklase sind ca. 80 % von dem ganzen gesteine.

10 m. von der grenze.

Eisenkies in dem ilmenit.

Ilmenit, der in dem vorigen gesteine nur ca. 1 % ausmachte, musz wohl hier ca. 10 % sein.

Hypersthen, der wie in dem gesteine 50 m. von der grenze, deutliche zeichen einer umwandlung zeigte, hat mehrmals die bekannten interpositionen von pseudobrookit.

Biotit als kranzbildung rings um die erze.

Plagioklase mit unzweideutigen zeichen von druckwirkungen: Drucklamellen haben sich gebildet; die ursprünglichen individuen sind gebogen und an den orten, wo der druck am gröszten gewesen ist, sind die lamellen entweder schmaler geworden, oder sie sind völlig ausgelöscht; endlich haben einige der plagioklase auch eine undulierende auslöschung bekommen. Eine schriftgranitische verwachsung kommt mehrmals vor.

Quarz.

0.5 m. von der grenze.

Apatit.

Eisenkies in dem ilmenit.

Ilmenit vielleicht in etwas geringerer menge als bei dem vorigen gesteine.

Hypersthen mit den eigenschaften der früher beschriebenen gesteine.

Vielleicht ist ein theil der auftretenden, rhombischen pyroxene nicht hypersthene, sondern bronzite.

Die plagioklase zeigen häufig eine schriftgranitische verwachsung.

In dem Birkremslakkolithe ist nur ein einziges ganggestein nachgewiesen (bei Bersevand). Dies gestein werden wir indessen zuerst bei einer späteren gelegenheit beschreiben. Wir können hier



Fig. 9.

Diese zeichnung ist von einem anderen grenzgestein genommen und soll dessen durchschnittszusammensetzung zeigen. Die hellen sechseckigen schnitte bezeichnen apatite, die schwarzen körner ilmenite und die mit den zahlreichen senkrecht zu einander stehenden oder die parallelen spaltbarkeitsrisse versehenen individuen rhombische pyroxene. In den plagioklasen sind an einer stelle die zwillingslamellen gebogen, zugespitzt, und wo der druck am gröszten war, völlig ausgelöscht. Die übrigen feldspathe sind mikroperthite. Es kommen in diesem gesteine auch gesetzmäßige verwachsungen mehrerer plagioklase vor.

nur sagen, dasz es in geologischer beziehung als dem massive sehr nahe verwandt angesehen werden musz, und auch in petrographischer beziehung unterscheidet es sich nur wenig von den hauptgesteinen des massives.

Das adamellitgebiet von Lister.

Das adamellitgebiet von Lister erstreckt sich von dem Hitterösunde im n. w. bis ca. 1 km. o. von Farsund in s. o. und hat da ein areal von 110 km.² Die gesteine sind beinahe überall, was ich nach der Bröggerschen nomenclatur als adamellite bezeichnen will, d. h. saure orthoklas-plagioklasgesteine, die dem granite der orthoklasgesteine entsprechen. Vielleicht sinkt der Si O₂-gehalt an einigen orten so stark, dasz wir in die reihe der banatite hineinkommen. Im groszen und ganzen ist die differentiation in diesem gebiete nicht bedeutend, und das gebiet unterscheidet sich in dieser beziehung stark von dem von Birkrem. Die ursachen dieser verhältnisse sind, meiner meinung nach, theils darin zu suchen, dasz das eruptivmagma auf Lister mit früher abgekühlten gesteinen in berührung kam, und die erstarrung darum schneller erfolgte, theils in dem umstand, dasz die erosion deutlicherweise das adamellitgebiet Listers besser entblöszt hat, als es mit dem Birkremslakkolithe der fall ist, wo man von basischen grenzvarietäten zu extrem sauren differentiationsproducten kam.

Was die chemische zusammensetzung betrifft, so ist diese derjenigen der sauren Birkremgesteine ähnlich; man findet indessen auch wesentliche unübereinstimmungen, so dasz es am besten ist die zusammensetzung des Listergebietes für sich zu behandeln. Von den zuerst auskrystallisierenden mineralien haben wir zirkon, apatit und ilmenit. Zirkon und apatit sind beide häufiger vorhanden als in den sauren typen bei Birkrem. Die altersfolge zwischen zirkon und apatit lässt sich hier leicht beobachten, indem völlig krytallographisch begrenzte zirkone die apatitindividuen durchsetzen. Die rhombischen pyroxene sind vorwiegend hypersthene. Monokline pyroxene kommen in parallelverwachsung mit den rhombischen vor. Eine mit der in den monzoniten bei Hæskestad identische hornblende kommt in sämtlichen gesteinen des Listermassivs vor, und hierdurch zeichnen diese sich von den sauren typen bei Birkrem aus. Der gewöhnliche, stark pleochroitische, braune biotit tritt nur in unbedeutender menge auf und bildet dann immer kränze um die erzkörner. Die plagioklase finden sich nur in verhältnismässig kleinen mengen und gehören theils zu der sauren labrador, theils zur andesin-reihe. Mikropertthit ist der bei weitem vorwiegende feldspath, seine zusammensetzung ist in dem gesteine bei Farsund Or₁ (Ab_{4,5} An₁)_{4,8}. Die richtung, in welcher die plagioklaslamellen eingelagert

sind, war $\overline{801}$, die auch von professor USSING als verwachsungsfläche angegeben wurde. Quarz ist immer in bedeutenden mengen vorhanden und zeichnet sich hier, wie in manchen anderen der in unsrem eruptivgebiete auftretenden gesteine, durch die eigenschaften der granitquarze aus.

Wie man sieht, sind die mineralien beinahe dieselben wie die, welche in dem Birkrems- und Hæskestadsmassive auftreten, es ist hauptsächlich ihr mengenverhältnis, was verschieden ist. Ich will bei dieser gelegenheit auch darauf aufmerksam machen, dasz auszer diesen primären mineralien auch manche secundäre vorhanden sind, indem die hierhergehörenden gesteine auf groszen strecken stark umgewandelt sind.

Rücksichtlich der structurellen verhältnisse finden wir bei den verschiedenen gesteinen des massivs auch grosze übereinstimmungen, indem die vorherrschende structur die eugranitisch körnige ist. Die meisten feldspathe sind, wie schon oben bemerkt, mikroperthite, und diese sind früher als die pyroxene auskrystallisiert. Eine unvollkommene kranzstruktur habe ich mehrmals beobachtet.

Die chemische zusammensetzung ist derjenigen der sauren gesteine bei Birkrem sehr ähnlich, und ihr verhalten zu dem groszen hauptmassive ist auch dasselbe wie das vorherbesprochene bei den saureren Birkremsgesteinen, wie auch durch eine zusammenstellung der verschiedenen analysen hervorgeht:

	I	II	III
Si O ₂	53,02	70,33	73,47
Ti O ₂	0,12	1,09	0,12
Al ₂ O ₃	27,75	15,59	15,42
Fe ₂ O ₃	2,92	3,05	1,02
Mg O	0,93	1,30	0,20
Ca O	10,12	3,05	1,35
Na ₂ O	4,67	4,50	5,57
K ₂ O	0,81	1,29	3,64
Sum	100,36	100,20	100,79

I. KOLDERUP: Labradorfels.

II. KOLDERUP: Hypersthensadamellit bei Farsund.

III. KOLDERUP: Hypersthensgranit bei Birkrem.

Da die labradorfelse den bei weitem grössten theil des eruptivgebietes einnehmen, sind sie die gesteine, die nach ihrer zusammen-

setzung dem urmagma am nächsten kommen. Die vergleichung der verschiedenen typen mit diesen labradorfelsen zeigt uns darum die richtung in welcher die diffusion gegangen ist. Es lässt sich hier sehr leicht die entwicklungsrichtung nachweisen. Der Si O_2 gehalt ist von 53,02 bis 70,33 gestiegen, d. h. ist mit mehr als 17 % gestiegen, umgekehrt ist der $\text{Al}_2 \text{O}_3$ gehalt von 27,75 bis 15,59 gesunken d. h. eine erniedrigung von ca. 10 %, der Ca O_2 -gehalt ist in gleicher weise mit ca. 7 % verkleinert, während der $\text{K}_2 \text{O}$ gehalt ein wenig vergrößert ist. Die änderungen der übrigen gehalte sind mehr unwesentlich und auch geringer. Bemerkenswerth ist doch, dasz der hier angegebene Ti O_2 -gehalt in dem hypersthensadamellite der gesamtgehalt von Ti O_2 und Zr O_2 ist, der eigentliche Ti O_2 gehalt ist, wie aus der unten aufgeführten analyse hervorgeht, etwas geringer.

Da die diffusion in dem Listermassive nicht so weit vorgeschritten ist, dasz sehr differenzierte gesteinstypen vorkommen, kann man einen der intermediären typen einem studium des ganzen massivs zu grunde legen. Ich habe dazu den hypersthensadamellit von Farsund gewählt und für diesen die folgende analysenberechnung ausgeführt:

$$\begin{array}{r} \text{K}_2 \text{O} = 1,29 \\ \text{Al}_2 \text{O}_3 = 1,56 \\ \text{Si O}_2 = 5,53 \\ \hline 8,38 \% \text{ K}_2 \text{ Al}_2 \text{ Si}_6 \text{ O}_{16}. \end{array}$$

$$\begin{array}{r} \text{Na}_2 \text{O} = 4,45 \\ \text{Al}_2 \text{O}_3 = 7,32 \\ \text{Si O}_2 = 25,84 \\ \hline 37,61 \% \text{ Na}_2 \text{ Al}_2 \text{ Si}_6 \text{ O}_{16}. \end{array}$$

$$\begin{array}{r} \text{Ca O} = 3,02 \\ \text{Al}_2 \text{O}_3 = 5,45 \\ \text{Si O}_2 = 6,43 \\ \hline 14,88 \% \text{ Ca}_2 \text{ Al}_4 \text{ Si}_4 \text{ O}_{16} \quad \hline 66,87 \% \text{ feldspath.} \end{array}$$

$$\begin{array}{r} \text{Ca O} = 0,05 \\ \text{Si O}_2 = 0,05 \\ \hline 0,10 \% \text{ Ca Si O}_3. \end{array}$$

$$\begin{array}{r} \text{Mg O} = 0,83 \\ \text{Si O}_2 = 1,24 \\ \hline 2,07 \% \text{ Mg Si O}_3. \end{array}$$

Mg O	=	0,47	
Al ₂ O ₃	=	1,21	
Si O ₂	=	0,70	
		2,38	% Mg Al ₂ Si O ₆ .
Fe O	=	0,78	
Si O ₂	=	0,65	
		1,43	% Fe Si O ₃ .
Na ₂ O	=	0,05	
Fe ₂ O ₃	=	0,12	
Si O ₂	=	0,20	
		0,37	% Na ₂ Fe ₂ Si ₄ O ₁₂
		6,35	% pyroxen + hornblende.
Fe O	=	0,76	
Ti O ₂	=	0,85	
Fe ₂ O ₃	=	1,28	
		2,89	% Fe Ti O ₃ + Fe ₂ O ₃
		2,89	% ilmenit.
Zr O ₂	=	0,24	
Si O ₂	=	0,12	
		0,36	% Zr Si O ₄
		0,36	% zirkon.
Si O ₂	=	29,67	% quarz.
		29,67	% quarz.
		100,19	% + 0,05 % Al ₂ O ₃ .

Da wir die zusammensetzung der hier auftretenden mineralien kennen, kann das resultat nicht viel von der wirklichkeit abweichen. In groszen zügen sollte die zusammensetzung die folgende sein ca. $\frac{3}{5}$ des gestein besteht aus feldspath, ca. $\frac{1}{4}$ aus quarz, $\frac{1}{8}$ aus hypersthen und $\frac{1}{16}$ aus ilmenit. Als grundlage dieser berechnung ist die untenzugefügte analyse benutzt, wo das eisen sowohl als oxyd wie oxydul bestimmt ist. Die berechnung ist auch auf isolation und mikroskopische untersuchung gestützt. Die vollständige analyse ist die folgende:

Si O ₂	=	70,33
Zr O ₂	=	0,24
Ti O ₂	=	0,85
Al ₂ O ₃	=	15,59
Fe ₂ O ₃	=	1,40
Fe O	=	1,54
Mg O	=	1,30
Ca O	=	3,05
Na ₂ O	=	4,50
K ₂ O	=	1,29
Sum	=	100,09

Das verhalten zwischen den gehalten von Ca O und $\text{Na}_2 \text{O} + \text{K}_2 \text{O}$, das bei der trennung der eruptivgesteine in orthoklas-, orthoklas-plagioklas und plagioklas-gesteinen meiner meinung nach solch eine grosze bedeutung hat, ist durch die folgenden zahlen ausgedrückt: $\text{Ca O} : (\text{Na}_2 \text{O} + \text{K}_2 \text{O}) = 1 : 1,9$. Wie man sieht, verweist uns dies verhalten zu der reihe der orthoklas-plagioklasgesteine, indem dasselbe bei den graniten durchgehends wie 1:8 ist. Trotz seines groszen Si O_2 gehaltenes musz also das gestein von den graniten scharf getrennt werden, und wenn professor VOGT diese gesteine als enstatit- und bronzit-granite bezeichnet, so ist dies eine bezeichnung, die bald nicht mehr gebraucht werden darf.

Ich habe auch einen versuch gemacht die zusammensetzung der auftretenden feldspathe zu berechnen und bin zu dem resultat gekommen, dasz wir 14 % plagioklase, die der labradorreihe ($\text{Ab}_3 \text{An}_4$) angehören, haben. Der gehalt von mikroperthit ist 46,87 % $\text{Or}_1 (\text{Ab}_{4,5} \text{An}_1)_{4,8}$, d. h. der orthoklas ist mit einem oligoklase verwachsen. Der hier in verwachsung mit orthoklas auftretende plagioklas ist, wie man leicht sehen kann, mehr basisch als der plagioklas, welcher in dem Birkremmassive in die verwachsung hineingeht.

Wenn man auf die alte geologische karte sieht, wird man bald entdecken, dasz es scheint, als ob sich das grundgebirge am Hitterösund in das labradorfelsgebiet hineinkeilte. Schon professor VOGT hat durch seine untersuchungen nachgewiesen, dasz in Abildsnæs adamellit („bronzitgranit“) auftritt; seine untersuchungen schienen an diese einzelne localitet gebunden zu sein, oder vielleicht hat auch er die reise durch den Hitterösund fortgesetzt und die w. von Abildsnæs auftretenden gepressten gesteine als gneise aufgefasst. Durch meine untersuchung von dem Hitterösunde kam ich bald zu dem resultat, dasz die hier genannten gesteine als gepresste grenzfazies des adamellitmassivs anzusehen waren. Und diese auffassung hat sich auch durch die genauere, mikroskopische untersuchung bestätigt. Dieselbe zeigt ein banatitisches gestein mit deutlicher parallelstructur und spuren von druckwirkungen in den zerklüfteten feldspathen.

Musz es also als sicher angesehen werden, dasz das adamellitgebiet auf Lister jünger ist als das grosze hauptmassiv von labradorfelsen, so kann man mit derselben sicherheit davon ausgehen, dasz es älter ist als das früher als hornblendegranitgebiet bezeichnete gebiet s. o. von Farsund. Eine untersuchung der adamellite

gegen ihre östliche grenze zeigt, dasz sie ihre zusammensetzung nicht ändern, so dasz wir hier keine speciellen basischen konstitutionsfazies bekommen. In dem hornblendegranitgebiet ist das verhältnis ein ganz anderes, indem dort solche basische konstitutionsfazies an der grenze vorkommen, wie auch aus den später aufgeführten analysen hervorgehen wird. Der am meisten einleuchtende beweis für die zuverlässigkeit der obengenannten auffassung des altersverhältnisses ist indessen ein aplitapophyse, aus hornblende, feldspath und quarz bestehend, der von dem „hornblendegranitmasive“ in das adamellitgebiet hineindringt.

Um eine bessere vorstellung von der zusammensetzung des gebiets zu geben, will ich hier einige petrographische beschreibungen der am meisten typischen gesteine liefern. Ich habe hierzu gesteine von Farsund (an der ostgrenze der gebietes), von Thomstad (in den centralen theilen) und von Abildsnæs und Kvellandsstrand (an der westlichen grenze) gewählt.

Hypersthensadamellit bei Farsund.

Das grauliche, mittelkörnige gestein zeigt folgende mineralien zusammensetzung:

Zirkon mit deutlicher krystalbegrenzung in den feldspathen. Hohe interferenzfarben. Scheint an einigen orten ein wenig resorbiert zu sein.

Apatit in kurzen stengeln und wie gewöhnlich in solchen sauren gesteinen in geringer menge.

Ilmenit.

Hornblende von einer eigenthümlichen schmutziggrünen farbe und mit starkem pleochroismus. Sie tritt sowohl als kränze, wie als selbstständige individuen auf.

Biotit als kranzbildungen.

Rhombische pyroxene von der hypersthensreihe. Sie sind älter d. h. sie haben früher auskrystallisiert als die hornblenden, indem hornblendeindividuen ringsum pyroxene vorkommen. Indessen sind vielleicht diese hornblenden nur als umwandlungsproducte der rhombischen pyroxene zu betrachten. Die grenzen sind nicht scharf. Wenn man ein hornblendenindivid genauer untersucht, kann man sehr gut wahrnehmen, wie die farben an stärke abnehmen, so dasz sie an der grenze beinahe hellgrün sind, ja an einigen orten durch viele übergänge in den hel-

len pyroxen übergehen. In einiger entfernung von der grenze sieht man auch schwach grüngefärbte partien, die jedenfalls durch ihre farbe an hornblende erinnern. Wie bekannt ist eine ähnliche umwandlung von hypersthen in hornblende schon früher von WILLIAMS nachgewiesen. (G. H. WILLIAMS: Preliminary notice of the gabbros and associated hornblende rocks in the vicinity of Baltimore). Auszer dieser umwandlung in hornblende findet man auch eine umwandlung in bastit, und längs querrissen scheint auch eine serpentinisierung stattgefunden zu haben.

Plagioklase, die als labrador aufgefasst werden müssen. Die zwillingslamellen sind ein wenig gebogen, was vielleicht auf druck während ihrer bildung deutet. Von einem grösseren druck kann nicht die rede sein, da ich nirgends eine zerschmetterung habe nachweisen können.

Mikroperthit, der der vorherrschende feldspath ist. An einigen orten ist die verwachsung nur bei stärkster vergrößerung wahrnehmbar. Diese kryptoperthitischen partien gehen in die benachbarten homogenen partien allmählich über. Ob nicht diese, selbst bei stärkster vergrößerung homogene partien, als kryptoperthite angesehen werden müssen, darf wohl eine offene frage bleiben. — In der absicht zu untersuchen, in welcher richtung die albitlamellen eingelagert waren, spaltete ich einige feldspathindividuen, die makroskopisch keine zwillingslamellierung zeigten. In schnitten nach basis bildeten die längenrichtungen der albitschnüre einen winkel von 62° — 64° mit dem klinopinachoide. Diese abweichung in graden zahlen, die ich bei den messungen erhielt, rührt vielleicht davon her, dasz es bei den beinahe kryptoperthitischen verwachsungen schwierig ist die längenrichtung genau parallel dem axekreuz zu stellen, vielleicht findet auch wirklich eine kleine abweichung statt. Die gemessenen winkel stimmen indessen sehr gut mit den von professor USSING angegebenen überein, so dasz zu vermuthen ist, dasz wir hier wie in den grönländischen nefelinsyeniten eine einlagerung nach $\bar{801}$ haben sollten. Diese fläche ist indessen, wie schon von professor USSING hervorgehoben, keine krystallographisch

mögliche fläche. Der chemische character dieser mikroperthite ist schon oben behandelt.

Quarz ist in groszen allotriomorphen körnern vorhanden und zeichnet sich durch die streifenförmige anordnung der einschlüsse aus. Innerhalb der quarzindividuen sieht man mehrmals feldspathe; der quarz ist also der zuletzt auskrystallisierte bestandtheil, was man auch aus seinem auftreten als letzte zwischenklemmungsmasse schlieszen konnte. An einigen orten sind die quarze deutlich resorbiert, so dasz sie als „quarz de corrosion“ bezeichnet werden müszen.

Die structur ist die eugranitisch körnige.

Da einige der plagioklase kleine auslöschungsschiefen zeigten, und somit zu vermuthen war, dasz man mehrere plagioklase hatte, isolierte ich das gesteın und wies hierdurch nach, dasz die ganz überwiegende menge der plagioklase als labrador angesehen werden muss. Die folgenden portionen wurden durch die isolation getrennt:

- I. Schwerer als 2,910 } Zirkon, apatit, ilmenit, hornblende, pyroxen
- II. Schwerer als 2,76 } biotit.
- III. Schwerer als 2,66 Labrador und quarz.
- IV. Gewicht = 2,616 Vielleicht albit oder oligoklas. Verswindende mengen.
- V. Gewicht = 2,586 Mikroperthit.

Das gewicht war bei einem in der nähe vorkommenden gesteın = 2,79.

Hypersthensadamellit bei Thomstad.

Das gesteın ist makroskopisch bräunlich gefärbt infolge der in manchen fällen sehr weit vorgeschrittenen umwandlung. Ferner ist es auch so aufgespaltet, dasz es sehr schwierig ist ein ordentliches handstück zu bekommen. Ich glaube, dasz dies verhältnisz als eine folge eines nicht unwesentlichen druckes aufgefasst werden musz. Durch mikroskopische untersuchung kann man die folgenden mineralien entdecken:

Zirkon, der mit deutlicher krystallographischer begrenzung die apatite durchsetzt, und demnach als der zuerst auskrystallisierte bestandtheil betrachtet werden musz.

Apatit.

Ilmenit.

Hypersthen mit vielen umwandlungsproducten wie bastit und grösseren anhäufungen von $\text{Fe}(\text{OH})_3$. Man beobachtet fast überall in den hypersthenen eine faserige structur. Diese structur ist entweder durch verwachsung von rhombischen und monoklinen pyroxenen nach dem gewöhnlichen gesetze oder durch verwachsung dünnerer hypersthenssäulen hervorgerufen. Diese vertikale faserung ist, wie bekannt, in den hypersthenen nicht oft vorhanden, sie gehört den eisenärmeren gliedern, bronziten und enstatiten an. Die pyroxenen sowohl als die übrigen bestandtheile werden von unregelmässig verlaufenden spalten durchsetzt, und diese spalten sind wieder mit verwitterungs- und anderen decompositionsproducten erfüllt.

Hornblende musz wie im vorigen falle, jedenfalls an einigen orten, als umwandlungsproduct nach den rhombischen pyroxenen aufgefasst werden.

Plagioklase, in denen ich auslöschungsschiefen von 10° gemessen habe. Schriftgranitische verwachsung mehrerer feldspathe.

Mikroperthit in groszen mengen.

Quarz mit seinen einschlüssen.

Bronzitbanatit bei Abildsnæs.

Wenn professor VOGT dies gestein als bronzitgranit bezeichnet und es zusammen mit dem von ihm als enstatitgranit bei Birkrem bezeichneten beschreibt, so kann ich dem nicht beistimmen. Wie aus der oben gelieferten beschreibung von dem bronzit- oder hypersthens-granite von Birkrem hervorgehen wird, besteht der feldspath beinahe ausschliesslich aus mikroperthit, ja wir könnten sogar sagen, der feldspath besteht ausschliesslich aus mikroperthit. Das gestein von Abildsnæs ist erstens reicher, sowohl an erzen wie eisensilicaten, und zweitens besteht der feldspath dort vorwiegend aus plagioklas. Einige orthoklas- oder vielleicht kryptoperthitindividuen sind vorhanden, und darum hebt sich das gestein von der gruppe der plagioklasgesteine bis zur gruppe der orthoklas-plagioklas-gesteine. Da ich keine analyse habe, ist es nicht leicht die stellung des gesteins innerhalb der reihe der orthoklasplagioklas-gesteine zu bestimmen. Ich glaube doch, dasz ich mich nicht irre, wenn ich es seinem hohen plagioklasgehalts zufolge als banatit bezeichne. Wie man sich erinnern wird, habe ich das mit ihm geolo-

gisch nahe verwandte gesteine von Kvellandsstrand im Hitterösunde früher als banatit bezeichnet, und meine früher ausgesprochene auffassung dieser westlichen grenze als eine ursprüngliche, durch ein wenig mehr basische gesteine markierte erstarrungsgrenze, wird somit bestätigt. Ich will nun die auftretenden mineralien in grözter kürze beschreiben:

Zirkon.

Apatit oft in den ilmenitindividuen.

Ilmenit.

Bronzit oft stark umgewandelt.

Monokliner pyroxen.

Hornblende, wesentlich als kleine kränze rings um die erze.

Plagioklas mit deutlicher zwillingsstreifung. An einigen stellen sind die zwillingslamellen zugespitzt, an anderen beinahe völlig ausgelöscht, äuszerungen, die meiner meinung nach, einem druck zugeschrieben werden müszen. In einigen plagioklasen sind fremde, helle substanzen parallel eingelagert in richtungen, die einen groszen winkel gegen die ursprünglichen lamellen bilden. Ich glaube, dasz auch jene durch druck hervorgerufen sind und paralleliere sie mit ähnlichen einlagerungen von pyroxenen in pyroxenen, die ich in dem gesteine von Thomstad observiert habe. Diese letztgenannten einlagerungen standen beinahe senkrecht zu den prismatischen und pinachoidalen spaltrisen. Pertitische verwachsungen.

Mikroperthit.

Orthoklas oder vielleicht kryptoperthit.

Quarz.

Banatit von Kvellandsstrand im Hitterösunde.

Dies gesteine steht den adamelliten sehr nahe, und es dürfte vielleicht eine grosze frage sein, ob es nicht zu den adamelliten gehört. Der plagioklasgehalt ist z. b. niedriger als bei dem gesteine von Abildsnæs. Wenn ich es nichts desto weniger banatit nenne, so geschieht dies, weil ich durch befahren des berges zu dem resultate kam, dasz das gesteine ein wenig basischer als das von Farsund sein müszte. Die zusammensetzenden mineralien sind dieselben wie in den übrigen gesteinen des adamellitgebietes, nur scheint es, als seien die Mg-Fe-silicate in grözterer menge vorhanden. Die auftretenden mineralien sind:

Zirkon.

Apatit.

Ilmenit.

Hornblende als kränze ringsum die erze und als selbstständige individuen.

Hypersthen beinahe überall stark umgewandelt. Grosze mengen von Fe(OH)_3 haben sich ausgeschieden, so dasz die ursprünglichen individuen stark gefärbt sind.

Plagioklase mit auslöschungsschiefen von ca. 15° . Sie sind dann wahrscheinlich labrador. Die plagioklase sind beinahe überall stark umgewandelt und unterscheiden sich hierdurch von den mikroperthiten.

Mikroperthit in bedeutenden mengen. Ich glaube hier nachgewiesen zu haben, dasz die eingewachsenen oligoklase nach einem orthodoma eingelagert sind. Quer über die individuen gehen kleine einlagerungen von ähnlichen hellen substanzen. Ich vermuthe, dasz diese secundär und als folgen eines druckes zu erklären sind. Ähnliche druckwirkungen sind mehrmals zu observieren.

Quarz.

Das gestein zeigt eine wohl entwickelte parallelstructur, die ich, wie schon oben erwähnt, als eine primäre druckstructur auffasse. Eine ähnliche parallelanordnung der dunklen bestandtheile ist von mehreren grenzen anderer eruptivgebiete bekannt. Durch die genauere mikroskopische untersuchung wird auch die auffassung von der parallelstructur als einer druckstructur bestätigt, wir haben indessen oben diese phänomene berührt.

Wie aus den hier obengelieferten mikroskopischen untersuchungen hervorgeht, zeichnen die gesteine des adamellitgebietes sich durch eine einförmige zusammensetzung aus. Nur in quantität ist eine eigentliche bemerkenswerthe verschiedenheit vorhanden, und selbst diese verschiedenheit ist nicht grosz. Einige gesteine gehören der oberen (saureren) reihe der banatite an, und die übrigen sind die mit ihnen petrographisch nahe verbundenen adamellite.

Das banatitgebiet o. von Farsund.

Dies gebiet wurde früher immer das „hornblendegranitgebiet bei Farsund“ genannt, eine benennung, die in zwei beziehungen etwas unglücklich gewählt war. Farsund liegt nämlich nicht in dem „hornblendegranitgebiete“ sondern in dem früher besprochenen

adamellitgebiete. Ferner besteht die hauptmenge der gesteine nicht aus granit sondern aus gesteinen, die ich als banatite bezeichnen will. Makroskopisch bestehen die röthlichen, grobkörnigen gesteine aus einem röthlichen feldspath, grauem quarz und schwarzer hornblende. Dies war bei der früheren kenntniz der verschiedenen gesteinsfamilien genug, um das gestein als granit zu bezeichnen. Bei genauerer untersuchung unter dem mikroskope sieht man, dasz auch plagioklase als nicht unwesentliche bestandtheile vorhanden sind. Um die zusammensetzung des gebietes etwas näher zu studieren habe ich zwei analysen ausgeführt. Die eine ist von einem der centralen und die andere von einem der periphären typen. In keinen von diesen finde ich eine granitzusammensetzung, indem die Si O₂-gehalte zu niedrig sind, und das verhalten zwischen Ca O und Na₂ O + K₂ O ein anderes ist als bei den graniten. Ein besonderes gewicht lege ich auf dies letztere verhalten, da dasselbe meiner meinung nach das entscheidende sein sollte bei der classification in orthoklas-, orthoklas-plagioklas und plagioklas-gesteine. Zum vergleich setze ich hier einige analysen von graniten, quarzsyeniten und banatiten neben einander und mit denen des centralen typus zusammen.

	I	II	III	IV	V
Si O ₂	67-75	63,52	64,30	63,86	64,35
Al ₂ O ₃	14-15	17,32	17,89	17,87	15,46
Fe ₂ O ₃	1,5	3,63	4,75	4,48	7,50
Mg O	0,2-0,5	0,78	1,12	0,99	0,50
Ca O	1	1,35	3,98	3,33	3,58
Na ₂ O	4,5-6	6,95	3,84	4,10	3,28
K ₂ O	3,5-2	5,81	3,37	3,56	3,54
Ti O ₂ + Zr O ₂ + H ₂ O		1,12	1,60	0,84	1,63

I. Durchschnittszusammensetzung der natrongranite (nach BRÖGGER).

II. Durchschnittszusammensetzung der nordmarkite (BRÖGGER).

III. Banatit von Huncote Quar Croft Hill (E. S. BERRY).

IV. Banatit von Oberwald b. Steinau Odenwald (DR. SONNE).

V. Banatit von Dypvik bei Farsund (KOLDERUP).

Vergleichen wir hier zuerst das gestein von Dypvik (centraler typus) mit den natrongraniten. Der Si O₂-gehalt ist ca. 3 % zu niedrig, der Al₂ O₃ gehalt ist ca. 0,5 % und der Fe₂ O₃ gehalt ca. 6 % zu hoch. Der Mg O-gehalt ist der einzige, der mit dem

des natrongranits stimmt. Der Ca O gehalt ist ferner zu hoch, und der alkaligehalt (namentlich der natron-gehalt) zu niedrig. Wie man sieht, kann nicht gut davon die rede sein solch ein gestein granit zu nennen. Man kann auch nicht den namen quarzsyenit verwenden, da der Ca O-gehalt zu hoch und der alkali-gehalt zu niedrig ist. Besser passen die gehalte zu denen der banatite (nach der nomenclatur BRÖGGER'S), obgleich auch hier unregelmässigkeiten vorhanden sind, der $Al_2 O_3$ gehalt ist zu niedrig und der $Fe_2 O_3$ gehalt zu hoch u. s. w. Die gehalte liegen indessen alle innerhalb der grenzen, die man bei den banatiten aufsetzen kann. Ich will um einer mehr eingehenden vergleichung willen, versuchen dieselben nach den von BRÖGGER in seiner arbeit: „Die eruptionsfolge der triadischen eruptivgesteinen bei Predazzo in Südtirol“ gelieferten analysen aufzusetzen. Die grenzen sind:

Si O ₂	65,84—62,69
Al ₂ O ₃	12,77—17,89
Fe ₂ O ₃	3,93— 9,26
Mg O	0,99— 3,09
Ca O	3,33— 5,02
Na ₂ O	4,57— 2,39
K ₂ O	3,97— 3,06

Die einzige unübereinstimmung ist hier in dem Mg O-gehalt, der zu niedrig ist, zu suchen. Diese unübereinstimmung ist von solch kleiner bedeutung, dasz ich kein bedenken trage das gestein als banatit zu bezeichnen.

Ich habe dies gestein so eingehend behandelt, weil der name hornblendegranit so oft für dies verhältnismässig früh bekannte gestein verwendet ist, dasz es schwierig wurde einen anderen namen anzuwenden.

Mit dieser auffassung gut übereinstimmend ist, dasz die periphären typen als monzonite aufgefasst werden müssen, wie man durch folgende untersuchung einsehen wird.

	I	II
Si O ₂	51,71—61,73	57,11
Al ₂ O ₃	19,83—17,23	17,90
Fe ₂ O ₃	11,07— 6,68	11,58
Mg O	4,27— 1,53	1,78
Ca O	7,49— 4,52	3,99
Na ₂ O	2,71— 4,64	3,96
K ₂ O	2,59— 4,61	2,59

I. Die durchschnittszusammensetzung der monzonite nach den von BRÖGGER aufgeführten analysen.

II. Monzonit in der nähe von Farsund.

Man sieht, dasz die von mir gefundenen werthe innerhalb der grenzen der monzonite fallen. Nur an zwei orten sind unübereinstimmungen zu bemerken. Der $\text{Fe}_2 \text{O}_3$ -gehalt ist ca. 0,5 % zu hoch und der Ca O-gehalt ist ca. 0,5 % zu niedrig.

Schon TELLEF DAHLL hat angegeben, dasz das „hornblendegranitmassiv“ jünger als die gneise und die alten gestreiften gneisgranite wäre. Es stand indessen als ein ganz isoliertes gebiet da, das mit keinen anderen in der nachbarschaft vorkommenden gebieten verwandt war. Selbst für TELLEF DAHLL, der sowohl das „noritgebiet“ von Ekersund und Soggendal, als auch das hier besprochene „hornblendegranitmassiv“ als jüngere massive erkannte, wäre es wohl zu kühn gewesen eine verwandtschaft zwischen diesen zu behaupten. Man musz erinnern, dasz man zu DAHLL's zeit das ganze noritmassiv als ganz homogen auffaszte, und von übergangsgliedern konnte unter dieser voraussetzung nicht die rede sein. Durch meine untersuchung ist die sache in ein anderes stadium gekommen. Ich habe erstens nachgewiesen, dasz das eruptivgebiet bei Ekersund und Soggendal nicht homogän ist, sondern aus mehreren von einander sowohl in beziehung auf eruptionszeit als auf chemische zusammensetzung scharf getrennten gesteinstypen besteht, und zweitens ist auch als ein resultat meiner untersuchungen hervorgegangen, dasz die „hornblendegranite“ nicht als solche aufgefasst werden müszen, sie gehören zu den orthoklas-plagioklasgesteinen und müszen in den centralen partien als banatite (möglicherweise an einigen orten auch als adamellite), in den periphären partien als monzonite bezeichnet werden, d. h. sie gehören typen an, die in petrographischer beziehung eine zwischenstellung zwischen den plagioklasgesteinen und den extrem sauren typen des labradorfelsmassivs einnehmen. Meiner meinung nach wäre es am besten diese in petrographischer und geologischer beziehung nahe verwandten massive als von einem einheitlichen magmabasin stammend zu betrachten, und im folgenden gehe ich von dieser voraussetzung aus.

Rücksichtlich der mineralogischen zusammensetzung ist zu bemerken, dasz man die drei hauptbestandtheile makroskopisch sehr gut unterscheiden kann. Der orthoklas ist röthlich, der quarz grau und die hornblende schwarz. Bei einigen mehr grobkörnigen varietäten kann man auch einen gestreiften oligoklas und einen schwarzen

biotit beobachten. Unter dem mikroskope sieht man in den verschiedenen dünnstücken alles in allem 18 verschiedene mineralien, die ich hier ein wenig näher behandeln will.

α Primäre mineralien.

Zirkon, der an einigen orten aufgespaltet war, so dasz die ursprünglich groszen individuen aus einer reihe selbstständiger, parallel angeordneter und ein wenig abgerundeter stückchen bestanden. Die bekannte schalenförmige absonderung wurde mehrmals beobachtet. Da der zirkon mit voller, krystallographischer begrenzung den apatit durchsetzt, musz er früher auskrystallisiert haben.

Apatit in manchen fällen mit scharfer krystallbegrenzung, in anderen fällen sind die apatitkrystalle durch resorbition abgerundet worden. Die langen krystallnadeln sind oft quergegliedert. Man sieht apatit den titanit durchsetzen.

Titanit von röthlichgelber farbe und mit gelben interferenzfarben. Die schnitte bilden vierecke mit abgestumpften ecken d. h. die individuen sind von $\frac{2}{3} P_2'$ und P_{∞} begrenzt. Mit dieser begrenzung tritt er auch in den normalen graniten, syeniten und dioriten auf.

Pyrit in den ilmeniten.

Magnetkies (?)

Ilmenit in kleineren oder grösseren aggregaten.

Magnetit.

Hornblende von der früher erwähnten farbe und mit starkem pleochroismus (dunkelgrün — gelb). In längsschnitten habe ich auslöschungswinkel von $1-2^{\circ}$ gegen die spaltrische gemessen. Selbst wenn es mir nicht gelungen ist ihren secundären character nachzuweisen, bin ich doch der meinung, dasz die hornblende durch umwandlung eines pyroxenes gebildet worden ist. In einem später erwähnten gangtypus habe ich doch eine umwandlung eines diallags in hornblende nachgewiesen.

Pyroxen. DR. HEINRICH MÖHL giebt in seiner arbeit: „Die eruptivgesteine Norwegens“ an, dasz er in den feldspathen körner von angitischem character angetroffen hat. „Einige im Feldspath isolierte körner von stumpfeckigem augitischen Umriss, die kaum einen Hauch von grünlich grauem Tone haben und durch ihre Polarisationserschein-

ungen auch einem augitischen Mineral zugehören müssen, dürften wohl auf Grund anderweiter Vergleichen für Salit angesprochen werden.“ In demselben handstück von Lyngdal hat auch dr. MÖHL gesehen, dasz die dichroitische hornblende unmittelbar in undichroitischen, blättrigen, lauch- bis gras-grünen augit vom character des aegirins übergeht.

Biotit stark pleochroitisch (dunkelbraun — strohgelb) und mit den übrigen eigenschaften der früher beschriebenen noritbiotite. An vielen stellen tritt er in groszen individuen auf, an anderen bildet er nur einen kranz ringsum den ilmenit. Zum theil musz der biotit als secundär aufgefasst werden, indem er solcherweise mit der hornblende auftritt, dasz er umwandlungsproduct derselben sein musz. Selbst ist er oft in muscovit umgewandelt, und eine randliche chloritisierung wird auch beobachtet.

Plagioklas, der nach dem auslöschungswinkel zu beurtheilen, oligoklas ist. Ich hatte hier ein schönes beispiel von zonenbildung, indem ich in dem inneren eines plagioklas-individs, wo der auslöschungswinkel 5° war, eine zone mit einem auslöschungswinkel von 9° beobachtete. Die plagioklase sind durchgehends stark und in bedeutend höherem grade als die übrigen feldspathe zersetzt. Einige individuen sind sogar voll von zersetzungsproducten.

Mikroperthit.

Mikroklin.

Mikroklinmikroperthit. Dieser bildet an einer stelle die zwischenstufe zwischen mikroperthit und mikroklin.

Orthoklas, der an einigen orten voll von nadelförmigen interpositionen ist. Diese interpositionen habe ich auch bei einigen der plagioklase gefunden. Sie sind schon früher von dr. MÖHL in seiner obencitierten arbeit: „Die Eruptivgesteine Norwegens“ näher beschrieben worden. Ich erlaube mich darum auf diese beschreibung, die ich hier beifüge, zu verweisen. „Der sehr klare Orthoklas hat bei schwacher Vergrößerung einen sehr zart stahlgrauen Ton, der nach den Rändern verläuft, wo man jetzt schon erkennt, dasz man es mit Interpositionen zu thun hat. Diese bestehen vorwiegend aus geraden, sehr feinen,

selbst für stärkste Vergrößerung undurchsichtigen Nadeln, die von grosser Kürze bis 0,2 mm. Länge erreichen.

Sie liegen mathematisch, streng parallel vorwiegend, in zwei sich unter Winkeln von 80° kreuzenden und einem dritten diese schräg durchschneidenden Systeme. Die Unzahl der Nadeln geht von einem sehr schönen lockeren zu einem recht dichten Gittersystem allmählich über. Ausser diesen findet man auch kleine interpositionen von den früher auskrystallisierten Mineralien, namentlich grüne hornblendenadel, eisenglimmer u. s. w.“

Quarz ist immer ein sehr wesentlicher bestandtheil und hat die vielen, reihenförmig angeordneten flüssigkeitseinschlüsse, die von den granitquarzen bekannt sind. An vielen quarzen sind deutliche resorbtionsphänomene zu beobachten, so dasz wir also „quarz de corrosion“ bekommen.

β Secundäre substanzen.

Chlorite habe ich mehrmals als rand um die biotitindividuen wahrgenommen. Sie sind da als umwandlungsproducte von jenem zu betrachten.

Muscovit	}	Beide sind in den feldspathen, namentlich in den plagioklasen sehr oft vorhanden. Sie sind da immer als umwandlungsproducte von diesen aufzufassen.
Caolin		

In structureller beziehung zeichnen die hier beschriebenen gesteine sich durch eine eugranitisch körnige structur aus. Die krystallisationsfolge ist die gewöhnliche. Es scheint immer ein unterschied an zeit zwischen der auskrystallisation der plagioklase und derjenigen der orthoklase zu sein. Am häufigsten findet man eine bandförmige structur, indem die dunklen mineralien in parallel angeordnete reihen gruppiert sind. Diese parallelstructur geht fast immer mit der bank parallel. Sie scheint nicht als folge eines druckes entstanden zu sein, ist wahrscheinlicher als ein abkühlungsphänomen aufzufassen. Hiermit sei nicht gesagt, dasz keine parallelstructur als druckstructur betrachtet werden kann. An der grenze gegen die adamellite sind die hornblendebanatite deutlicherweise gepresst, und diese structur musz als eine primäre druckstructur aufgefasst werden. Es verdient vielleicht erwähnt zu werden, dasz auch die parallelanordnung der bestandtheile, die durch einen druck hervorgerufen ist, parallel der bankung und der grenze geht. Die parallelstructur ist also hier durch kräfte, die in derselben richtung wirken,

hervorgerufen, und diese kräfte sind der hydrostatische druck und die contraction.

Wenn wir die chemische zusammensetzung näher besprechen sollen, ist es am besten sich der früher aufgeführten analysen noch einmal zu erinnern. Sie sind:

	I	II
Si O ₂	57,11	64,35
Ti O ₂ + Zr O ₂	1,59	1,63
Al ₂ O ₃	17,00	15,46
Fe ₂ O ₃	12,48	7,50
Mg O	1,78	0,50
Ca O	3,99	3,58
Na ₂ O	3,96	3,28
K ₂ O	2,59	3,54
	<hr/> 100,50	<hr/> 99,84

I. Quarzführender monzonit (periphärer typus).

II. Banatit (centraler typus).

Wie schon oben erwähnt, hat die diffusion in diesem massive eine grosze höhe erreicht, so dasz man in der mitte saure banatite, ja local vielleicht noch saurere differentiationsproducte findet, während die gesteine in der nähe von der grenze zu den monzoniten gerechnet werden müssen. Hiermit ist auch angedeutet, in welcher richtung die diffusion gewirkt hat. In den grenzgesteinen hat eine erniedrigung der Si O₂-, Zr O₂- und alkaligehalte stattgefunden, während die übrigen gemengtheile Al₂ O₃, Fe₂ O₃, Mg O und Ca O in entsprechender weise zugenommen haben. Es ist dies dieselbe entwicklung, die ich in den übrigen differenzierten massiven nachgewiesen habe. Bemerkenswerth ist, dasz die erniedrigung des gesamtgehalts von alkalien auf der bedeutende erniedrigung des K₂ O-gehalts beruht; der Na₂ O-gehalt ist, wie man sieht vergröszert. Dies verhältnisz erklärt sich durch den verschiedenen character der auftretenden feldspathe, indem die feldspathe der grenztypen bedeutend natronreicher sind.

Vergleicht man die zusammensetzung dieses gebietes mit derjenigen des adamellitgebietes auf Lister, sieht man, dasz die übereinstimmungen in ihrer zusammensetzung wesentlich in der erniedrigung der Si O₂-, Mg O- und Na₂ O-gehalte und in der vergröszierung der Fe₂ O₃- und K₂ O-gehalte zu suchen sind. Wie

man sieht, kann diese veränderung in der zusammensetzung nicht gut als durch fortgesetzte magmatische diffusion in dem ursprünglichen magmabasin entstanden, aufgefasst werden, dazu ist die diffusionsrichtung zu eigenthümlich. Die gedanken richten sich mehr auf irgend eine spaltung in theilmagmata. Diese erklärung wird auch dadurch bestätigt, dasz die zusammensetzung des hypersthensadamellits bei Farsund von den adamelliten abweicht, während die zusammensetzung eines stammmagmas der zwei genannten massive völlig in den rahmen der adamellitgruppe passt. Ich will diesem zuletzt angegebenen grund keine gröszere bedeutung geben, ich glaube indessen, dasz als ein resultat der studien der magmatischen spaltungsvorgänge hervorgehen wird, dasz die eigenthümlicheren spaltungsproducte durch spaltungsprozesse, die von der gewöhnlichen magmatischen diffusion verschieden sind, hervorgebracht worden.

Wenn diese auffassung correct ist, würde es nicht auffallend sein, dasz die apophysengänge des banatitgebietes das adamellitgebiet durchsetzen, und die bildungsgeschichte des ganzen gebietes würde übersichtlicher sein. Ich werde indessen dies thema an seiner stelle eingehender behandeln.

Von gängen habe ich nur zwei von einigem interesse entdeckt. Der eine, den ich in der nähe von Dypvik gefunden habe, besteht aus einem dunklen gesteine, dessen zusammensetzung wohl die der monzonite ist. Der andere ist der gang, welcher von dem hornblendebanatitmassive in das adamellitgebiet hineindringt. Dies gesteine enthält wenige dunkle mineralien und musz als ein granitaplit bezeichnet werden. Beide gesteine sind aller wahrscheinlichkeit nach durch diffusion des banatitmagmas, schon als sich dies in einer gröszeren tiefe befand, gebildet. Zusammen bilden sie eine complementiere gesteinsserie, die durch genauere untersuchungen durch mehr beispiele vervollständigt werden könnte. Ein spezielles interesse knüpft sich an die monzonite, indem ich in diesem gesteine deutlich habe nachweisen können, dasz einige der hornblendenden aus monoklinen pyroxenen entstanden sind. Was die nähere beschreibung anbelangt, so verweise ich auf meine spätere behandlung der ganggesteine.

Um endlich die structur und zusammensetzung der hierbeschriebenen massiven gesteine besser zu beleuchten, habe ich die zeichnung taf. II fig. 1 beigefügt.

Die ganggesteine des Ekersund- Soggendal-gebietes.

Nachdem ich nun die massive behandelt habe, wende ich mich zu den ganggesteinen. An gängen haben wir in dem hier beschriebenen eruptivgebiete nur ca. 70, wenn wir die ilmenit-norit- und ilmenitgänge mitrechnen. Wenn man sich erinnert, dasz das ganze eruptivgebiet ca. 1450 km.² grosz ist, musz man wohl darin einig sein, dasz diese anzahl sehr klein ist; es kommt nicht mehr als ein gang auf jeden 20 km.². Hierbei sei doch bemerkt, dasz ich die granitischen pegmatitgänge nicht mitgerechnet habe, indem ich nicht ganz davon überzeugt bin, dasz diese gesteine unsrem eruptivgebiete angehören. Was die vertheilung der gänge betrifft, musz bemerkt werden, dasz diese eine sehr unregelmässige ist. Die meisten gänge kommen in der nähe von Soggendal (zahlreiche ilmenitnorit- und ilmenit-gänge) und in den genden w. n. w. von Ekersund vor. In anderen genden kann man lange strecken durchwandern ohne einen einzigen gang zu entdecken. Die gründe, warum gänge verhältnismässig so selten in dem Ekersund- Soggendal-gebiete auftreten, lassen sich nicht leicht angeben. Vielleicht üben die hier vorkommenden gesteine einen groszen widerstand gegen zerspaltung. Eine starke spannung ist nöthig um spaltenbildung zu verursachen; hätte eine solche stattfinden können, wären die wirkungen so viel grözzer gewesen, d. h. die gangspalten würden eine grosze ausdehnung in der länge bekommen. Wir finden auch bei näherer untersuchung, dasz dies in unsrem eruptivgebiete der fall ist. Die gänge, die ich gelegenheit genug gehabt habe über grözzer strecken zu verfolgen, haben eine grosze ausdehnung; ich brauche nur wenige beispiele zu nennen. Der gabbronoritgang von Naalevik bis Matingsdal ist 30,8 km., der olivindiabasgang von dem Ørdsalssee bis Kjaaland 18 km., der diabasgang von Theingsvaag bis Ogne ca. 20 km., der eigenthümliche diabasgang von Odden bis Thelenæs ca. 20 km. Bei diesen angaben von länge ist bemerkenswerth, dasz sich mehrere gänge vielleicht über noch grözzer strecken hätten verfolgen lassen. Ich hatte indessen keine zeit die gänge mehrere tage lang durch das oft sehr coupierte terrain zu verfolgen; wichtigere aufgaben nahmen meine arbeitskraft in anspruch.

Unsre frühere kenntnisz der gänge rührt von adjunct HOUGLAND's untersuchungen her. Wie viel arbeit in diesen untersuchun-

gen auch niedergelegt worden ist, so umfassen sie doch nur die ganggesteine, die in den gegenden um Ogne und Ekersund auftraten, und selbst dort sind mehrere interessante gänge nicht entdeckt. Das resultat dieser untersuchungen wurde von professor KJERULF herausgegeben als: „Om ganggjennemskjæringler ved Ekersund“ (Nyt mag. f. naturv. B. 27. 1883). Zur selben zeit wurden proben an professor ROSENBUSCH gesendet, der die gesteine einer eingehenden mikroskopischen untersuchung unterwarf. Die resultate wurden als: „Die gesteinsarten von Ekersund“. (Nyt mag. f. natv. B. 27. 1883) herausgegeben.

Bei meinen untersuchungen im sommer 1892 nahm ich, um am schnellsten eine übersicht über die in dem eruptivgebiete vorkommenden gesteine zu bekommen, Ekersund als ausgangspunkt, indem den oben genannten verfassern nach dort mehrere ganggesteine auftraten, die als hülfe bei der bestimmung der altersfolge eine bedeutung haben konnten.

Während des begehens dieser gänge fand ich indessen, dasz sie nicht in den angegebenen richtungen verliefen, eine genauere kartenaufnahme wurde somit nothwendig, und eine solche wurde auch während des sommers ausgeführt. Als ich bei der rückkehr nach Kristiania nochmal die kleine abhandlung, „Om ganggjennemskjæringler ved Ekersund“ durchlas, wurde ich auf die letzten linien aufmerksam: „Hr. HOUGLAND hat mir gütigst versprochen, dasz er bei einer späteren gelegenheit eine corrigierte, vollständigere übersichtskarte über diese gangverhältnisse bringen soll.“ Ich hatte mich früher an den director der geologischen landesuntersuchung, herrn dr. REUSCH, gewandt und von ihm die reisetagbücher bekommen, die die hier beschriebenen gegenden behandelten. Damals wurde nichts von adjunct HOUGLAND gefunden, da ich aber nun durch das wohlwollen herrn dr. REUSCH's die verschiedenen actstücke der geologischen landesuntersuchung zur durchsicht bekam, fand ich zwischen diesen einige briefe und eine karte, die an den damaligen director der landesuntersuchung, professor KJERULF, gesendet waren. Adjunct HOUGLAND berichtet hier mehrere frühere observationen, und da die übereinstimmungen für die gänge, die wir beide begangen hatten, sehr grosz waren, wurde eine nähere controlle nicht nothwendig. Den früheren, in der oben citierten abhandlung genannten gängen, hat HOUGLAND auch die gänge bei Holmevand, Fuglestad und Bö, (sämtlich in der unmittelbaren nachbarschaft von Ogne) zugefügt. Diese gänge sind

indessen nicht verfolgt worden, indem hr. HOUGLAND als grund dafür angiebt, dasz „eine befahrung dieser öden strecken sehr schwierig wegen des wassers und der beinahe völlig regellosen vertheilung von bergkuppen und senkungen, die die vorstellung unsicher mit rücksicht auf lage und richtung machen sei.“ Diesen gängen in der nähe von Ekersund habe ich mehrere hinzugefügt, und ferner viele unbekante in den südlicheren partien des gebietes gefunden. Es war zuerst meine absicht eine detailkarte über diese gangvorkommen zu liefern, da indessen die gegenden, in welchen sie auftraten, durch meine fortgesetzten untersuchungen immer vergrößert wurden, fand ich, dasz es besser wäre die ganze übersichtskarte in einem grösseren masstabe herauszugeben, und auf dieser sämtliche wichtigere gangvorkommen abzusetzen. Hier habe ich mich damit begnügt die gänge abzusetzen, als ob sie überall völlig durchsetzend wären, was nicht der fall war. Mit rücksicht auf die mächtigkeit ist zu bemerken, dasz diese überall zu grosz geworden ist, was nicht zu vermeiden war.

Ich werde nun hier die wichtigsten vorkommen näher beschreiben, indem ich sie nach ihrer petrographischen zusammensetzung eintheile. Nachdem ich die einzelnen vorkommen beschrieben habe, werde ich sie gesammelt behandeln und eine übersicht ihrer gegenseitigen verhältnisse liefern. Ihrem petrographischen character nach habe ich die gänge in folgende gruppen getheilt: 1) Labradorite. 2) Labradoritnorite. 3) Norit- und labradoritnorit-pegmatitgänge. 4) Norite. 5) Gabbronorite. 6) Quarznorite. 7) Monzonite. 8) Banatite. 9) Augitgranite. 10) Granitaplite. 11) Diabase (Echte diabase, diabasporfyrte olivindiabase, enstatit-(resp bronzit- und hypersthens-) diabase, soggendalite). 12) Ilmenitnorite. 13) Ilmenitite.

Labradoritgänge.

Die labradoritgänge kommen nur in dem groszen massive der eigentlichen labradorfelse vor und sind immer von dem seitengestein scharf getrennt. Sie bestehen ausschliesslich oder beinahe ausschliesslich aus labrador. In dem letzteren falle treten 2—3 % von rhombischen und monoklinen pyroxenen samt erzen als gemengtheile auf.

Labradoritnoritgänge.

Diese gänge stehen sowohl in bezug auf ihr geologisches auftreten als auf ihre petrographische zusammensetzung den labra-

doritgängen sehr nahe. Sie treten wie die labradorite nur in dem groszen hauptmassiv auf und haben dieselben mineralien wie diese, nur ist das mengenverhältnisz ein anderes, indem die Mg-Fe-silicate und erze in grösserer menge vorhanden sind. Übrigens verweise ich auf die schon früher gegebenen beschreibungen.

Norit- und labradoritnorit-pegmatitgänge.

Diese gänge führen durch ihre wechselnde zusammensetzung von den labradoritnoriten in die norite hinein. Die mineralogische zusammensetzung ist die der genannten gesteine, am häufigsten die der labradoritnorite. Auch diese gänge sind auf die hauptmassive von labradorfelsen beschränkt, und sie sind wahrscheinlich älter als die massiven norite.

Einen eigenthümlichen typus beobachtete ich in der nähe von Gosen bei Soggendal. Dies gestein enthielt einen saureren plagioklas als labrador, vielleicht andesin oder oligoklas, ferner hypersthen, ilmenit und quarz. Der gang war nur ca. 40 cm. mächtig und durchsetzte das noritmassiv bei Soggendal. Aller wahrscheinlichkeit nach muszte er als ein saures differentiationsproduct dieses magmas aufgefasst werden, und somit vielleicht ein complementäres gestein zu den basischeren ganggesteinen sein, die nach meiner meinung in naher, genetischer verbindung mit dem hier erwähnten massive stehen.

Die korngrösze ist sehr verschieden, kann indessen bis ca. 40 cm. steigen. Ich habe z. b. von einen der gänge bei Blaafjeld ein 40 cm. groszes labradorindivid geholt.

Noritgänge.

Zu den echten noriten kann nur ein einziges typisches ganggestein gcrechnet werden, der sogenannte Vesthofdegang, wo das gestein makroskopisch wie ein graulicher, feinkörniger norit aussah. Er ist von mir in einer länge von 15,8 km. verfolgt worden und hat durchgehends eine mächtigkeit von 50 m., d. h. sein areal ist ca. 790000 m.² Die durchschneide stelle zwischen diesem gang und dem gabbronoritgange von Ekersund—Matingsdal war zum theil überdeckt, so dasz es schwierig war die altersfolge genau festzustellen. Es sah aus, als ob der gang Ekersund—Matingsdal der durchsetzende sei und somit auch der jüngste. Der in petrographischer beziehung so nahen verwandtschaft zwischen den gän-

gen zufolge kann jedoch von keinem grösseren unterschied an zeit die rede sein.

Die mineralogische zusammensetzung ist folgende:

Apatit, der selbst in der mitte der ilmenitaggregate eine scharfe krystallographische begrenzung zeigt. Grosze, stengel-förmige apatitindividuen durchkreuzen auch die rhombischen pyroxene und theilen diese an einigen orten in zwei gut getrennte theile.

Ilmenit.

Hypersthen mit einem bedeutenden pleochroismus, a = röthlich, b = röthlichgelb und c = grün.

Die plagioklase scheinen, nach den kleinen auslöschungsschiefen zu urtheilen, den saureren gliedern der gruppe zugerechnet werden zu müssen, vielleicht waren sie oligoklase, vielleicht waren sie auch andesine. Zwillingbildung war sowohl von dem karlsbader- als auch dem albit- und periklin-gesetze vorhanden. Die lamellen des letzten systems scheinen mehrere unregelmäßigkeiten darzubieten. Sie sind z. b. nicht gleich breit, sondern am breitesten in der mitte und an den enden zugespitzt, sie haben auch keinen geradelinigen verlauf, sind aber schwach gebogen. Es scheint im groszen und ganzen eine regel, dasz die zwillinglamellen nicht so breit und regelmässig bei den sauren wie bei den basischen plagioklasen sind. Die unregelmäßigkeit der plagioklasindividuen wird insofern grösser als viele plagioklase von saurerer consistenz mit den hierbeschriebenen in schriftgranitischer verwachsung auftreten. Einige der plagioklase zeigen deutliche druckwirkungen, indem eine aufpressung von ihnen stattgefunden hat. Die zerschmetterten stücke sind später durch ein bindemittel, das nach seinem optischen character aus plagioklas zu bestehen scheint, verbunden. Als ähnliche druckphänomene sind auch die früher genannten, gebogenen lamellen und die auslöschung derselben aufzufassen. Der druck scheint nicht bedeutend gewesen zu sein und hat wahrscheinlich schon vor der endlichen auskrystallisation der letzten bestandtheile stattgefunden.

Die structur ist eine deutliche gabbrostructur, und das gesteinz musz als norit bezeichnet werden.

Ähnliche, gangförmig auftretende gesteine habe ich auch an

anderen orten beobachtet z. b. bei Compasvand auf Ekerö. Dies gestein unterscheidet sich nicht in wesentlichem grad von dem Vesthofdegang, und ich will darum nicht näher auf seine zusammensetzung eingehen. Ich will doch beiläufig bemerken, dasz es ein wenig grobkörniger ist.

Gabbronoritgänge.

Unter gabbronoriten verstehe ich, wie schon oben näher entwickelt, eine petrographische übergangsstufe zwischen noriten und gabbros, wo der rhombische pyroxen der vorwiegende Mg-Fe-silicat ist, wo aber auch monokliner pyroxen in bedeutender menge auftritt. Zu diesen gabbronoriten habe ich die gänge von Naalevik—Ekersund—Matingsdal, Ekersund—Theings und Bö (pr. Ogne) samt die gangförmige masse bei Koldal gerechnet.

Der erste gang von diesem typus ist der gang, der von herrn HOUGLAND durch die ortsnamen Ekersund—Matingsdal bezeichnet wurde. Ich habe später diesen gang bis Naalevik in der nähe von Odden verfolgt und halte es nicht für absolut unmöglich, dasz er auch in nordwestlicher richtung länger verfolgt werden kann, obgleich sowohl HOUGLAND wie ich während unsres aufenthalts in diesen gegenden ihn nicht observierten. Es musz nämlich daran erinnert werden, dasz ich das nördlich von Matingsdal liegende terrain nur an zwei orten in der eventuellen fortsetzung des ganges durchkreuzte. Gewisz ist, dasz der gang bei Matingsdal seinen vorläufigen abschluss findet. Die länge ist nach unsrer jetzigen kennntnisz 30,8 km. und ihre durchschnittmächtigkeit ca. 100 m. Hierbei sei doch bemerkt, dasz der gang nicht überall auf dieser strecke sichtbar ist. Wenn man ihn einige hundert meter verfolgt hat, taucht er in die tiefe, und man kann mehrere hundert meter fortsetzen, bis man ihn wieder entdeckt. Die mächtigkeit ist, wie oben erwähnt, durchschnittlich ca. 100 m., kann sich aber zu mehr als 200 meter steigern, so dasz er in einiger entfernung aussieht, als ob er eine kleine, fremde, massive kuppe in dem labradorfels ausmachte. Sein areal kann, bis 3,080 km.² gesetzt werden. Der gang kommt mehrmals in berührung mit anderen gängen, die kreuzungspuncte sind indessen nicht überall entblöszt, so dasz man nur an zwei orten eine vollständige altersbestimmung ausführen kann. Es ist dies an den orten, wo er mit dem diabasgang bei Holmevand und mit dem als St. Olafs gang bezeichneten olivindia-

basgang zusammenstöszt. In diesen beiden fällen wird der gabbronoritgang von den diabasgängen durchsetzt.

Makroskopisch sieht das gestein wie ein mittel- bis grobkörniger, gelblichgrauer norit aus. Unter dem mikroskope observiert man die folgenden mineralien:

Apatit in auffallend groszen krystallen, die entweder eine scharfe begrenzung oder auch mehr abgerundete formen zeigen. Sie sind überall früher zur krystallisation gekommen wie die ilmenite.

Pyrit, der an einem orte mit einem rande von hornblende in der mitte des ilmenits auftritt.

Ilmenit.

Hornblende, die sich durch eine eigenthümliche schmutziggrüne farbe auszeichnet, tritt sowohl als kranzbildung um die erze, als in groszen, selbstständigen individuen auf. In dem letzten falle habe ich beobachtet, dasz sie in die rhombischen pyroxene hineindringt und somit älter als diese ist.

Biotit mit dem für die noritbiotite charakteristischen aussehen tritt auch als kränze um die erze auf.

Rhombische pyroxene, die theils bronzite (a und b = gelb, c = grünlichgrau) theils auch hypersthene sind. Die rhombischen pyroxene sind oft serpentinisiert und haben mehrere klumpförmige einschlüsse von secundär ausgeschiedenem $\text{Fe}(\text{OH})_3$.

Monokline pyroxene kommen als dünne lamellen in parallelverwachsung mit den rhombischen vor, so dasz $\sim P \infty$ bei den monoklinen mit $\sim P \infty$ bei den rhombischen zusammenfällt.

Die plagioklase erinnern an die in dem gange von Vesthofde auftretenden. Schriftgranitische verwachsung von plagioklassen mit verschiedener zusammensetzung ist mehrmals observiert. In mehreren individuen sind die zwillingslamellen gebogen und geknickt.

Das gestein wurde früher von professor ROSENBUSCH als gabbro bezeichnet, meiner meinung nach musz es indessen den noriten näher stehen, da es der rhombische und nicht der monokline pyroxen ist, der unter den Mg-Fe-silicaten vorherrscht. Da indessen der gehalt an monoklinem pyroxene in mehreren dünn schliffen ziemlich bedeutend ist, habe ich mich für den namen gabbro-

norit bestimmt, um ein solches petrographisches übergangsglied zwischen den noriten und gabbros zu bezeichnen. Die structure bietet nichts von grösserem interesse, sie ist eine gewöhnliche gabbrostructure.

„Ekersund—Theings“ ist, wie es aus der unten gelieferten petrographischen beschreibung hervorgeht, ein gang, der mit dem vorigen beinahe identisch ist. Er streckt sich von Theings über Ekersund und südwärts bis Næs und stöszt in der unmittelbaren nähe von Ekersund mit „Ekersund—Matingsdal“ zusammen. Die länge ist 8 km. und die mächtigkeit kann wohl durchgehends zu ca. 200 m. gesetzt werden, das areal sollte dann $1600000 \text{ m}^2 = 1,6 \text{ km.}^2$ sein. Das altersverhältnis zu „Ekersund—Matingsdal“ ist nicht möglich zu bestimmen, wahrscheinlich sind sie gleichaltrig. Dagegen wird er von dem diabasgange „Ogne—Theings“ durchsetzt. Sowohl dieser gabbronoritgang wie der vorige ist also älter als die diabasgänge.

Die mineralogische zusammensetzung ist folgende:

Apatit in groszen dicken krystallen und in bedeutender menge.

Pyrit.

Ilmenit mit eingewachsener hornblende lag in der mitte eines rhombischen pyroxens.

Hornblende schmutzig grün und stark pleochroitisch. Am häufigsten bildet er kränze um die erze.

Biotit, der auch als kranzbildung ringsum die erze auftritt.

Hypersthen mit starkem pleochroismus: a = röthlichbraun, b = röthlichgelb und c = grün. Allotriomorphe begrenzung. An mehreren orten zersetzt.

Monokliner pyroxen in parallelverwachsung mit dem rhombischen. Plagioklas, der oft kleine auslöschungswinkel besitzt. Es wäre dennach zu vermuthen, dasz jedenfalls einige plagioklase eine saurere consistenz haben, und diese vermuthung wird auch durch die früher von professor ROSEBUSCH ausgeführte isolation bestätigt. Dieser verfasser giebt an, dasz das schwerste theil der feldspathe an der grenze zwischen labrador und bytownit stand, die hauptmenge zwischen 2,683 und 2,650, also labrador, und eine dritte portion zwischen albit und oligoklas. Schriftgranitische verwachsung verschiedener plagioklase ist auch mehrmals notiert worden.

Die structur ist eine gabbrostructur.

Der gabbronoritgang bei Bö, ca. 5 km. n. w. von Ogne, ist nur eine kurze strecke verfolgt worden, da die terrainverhältnisse hier nicht günstig für ein vollständiges begehen von gängen sind. Der gang verschwindet auch am hofe Fuglestad und seine fortsetzung liess sich in der nachbarschaft nicht entdecken. Die länge war ca. 1 km. und die breite ca. 100 m., das bekannte areal also = $100000 \text{ m}^2 = 0.1 \text{ km.}^2$ Der gang wird zwischen den höfen Fuglestad und Bö von dem unten beschriebenen „diabasgang bei Bö“ durchsetzt. Makroskopisch ist das ganggestein ein mittel- bis feinkörniger, grauer gabbro, unter dem mikroskope sieht man die folgenden mineralien:

Apatit zum theil in groszen und dann gern abgerundeten individuen, zum theil auch in kleinen und scharfer begrenzten.

Eisenkies.

Ilmenit.

Die pyroxene, die durchgehends stark umgewandelt sind, scheinen am oftsten aus bronziten zu bestehen, sind aber auch mehrmals hypersthene. Beide kommen in parallelverwachsung mit dem monoklinen pyroxene vor, dessen lamellen oft einen unregelmässigen verlauf haben, so dasz sie stellenweise eine kugelförmige ausweitung bekommen. Sowohl der monokline wie der rhombische pyroxen kommen auch in selbstständigen individuen vor. Der monokline pyroxen ist ganz hell, und pleochroismus fehlt. In einem schnitte, wo o P zwillingsebene war, beobachtete ich längs dieser richtung eine unvollständige spaltbarkeit, die die gewöhnliche prismatische unter einem winkel von 70° schnitt. Mit rücksicht auf die krystallisationsfolge sei bemerkt, dasz ich ein kleines pyroxenkorn in den ilmenitaggregaten gesehen habe, vielleicht hat dann die ilmenitkrystallisation eine längere zeit genommen, so dasz die letzten reste des ilmenits erst auskrystallisierten, nachdem die auskrystallisation der pyroxene schon beinahe vollendet war.

Die plagioklase, die in den schnitten, wo zwillingsstreifung vorhanden, auslöschungsschiefen von $16-18^\circ$ zeigen, scheinen vorwiegend der labradorgruppe anzuhören. Mehrmals habe ich gleichzeitige zwillingsbildung nach dem albit- und periklin-gesetze beobachtet. Die plagioklase sind

an einigen orten in die pyroxene hineingedrungen, so dasz man wohl voraussetzen musz, dasz die basischen plagioklase ein wenig früher zur auskrystallisation gelangt sind als die pyroxene; indessen ist der unterschied an zeit kein bedeutender gewesen.

Der dünnschliff zeigt, dasz das gestein an einer stelle längs der grenze zwischen ilmenit und rhombischem pyroxen geborsten ist, ein verhalten, welches an das oben von dem Fuglestadgange beschriebene erinnert. Ein unterschied ist doch da, indem das ausfüllungsmaterial in dem gange bei Fuglestad aus quarz bestand, während es hier als feldspath angesehen werden musz. Auch in diesem falle fasse ich es als ein contractionsphänomen auf und mache darauf aufmerksam, dasz die aufspaltung zwischen ilmenit und rhombischem pyroxen d. h. zwischen den mineralien, die sich bei dem erstarren am stärksten contrahieren, stattgefunden hat.

Die structur ist eine vollständige gabbrostructur, und das gestein habe ich als gabbronorit bezeichnet.

Ich habe auch in den gegenden s. von Ekersund mehrere solche gabbronoritgänge observiert. Da indessen die mineralogische zusammensetzung beinahe dieselbe ist wie bei den hier beschriebenen, werde ich ihre zusammensetzung hier nicht eingehend behandeln. Ich will nur beiläufig erwähnen, dasz man in der nähe von Koldal ein ähnliches ganggestein hat, das sich durch groberes korn auszeichnet, und eine deutliche parallelstructur besitzt, indem die hellrothen streifen von labrador und pyroxen mit einander wechseln. Das gestein hat auch insofern ein interesse, als es zeigt, dasz der monokline pyroxen ringsum die rhombischen liegt und somit später auskrystallisiert haben musz. Die parallelstructur ist sicher durch druck hervorgerufen, da ich in den plagioklasen bedeutende druckwirkungen wahrgenommen habe. Einige haben die lamellen gebogen und zugespitzt bekommen, während bei anderen dieselben beinahe ausgelöscht sind. Undulierende auslöschung ist auch mehrmals beobachtet worden.

Quarznoritgänge.

Diese sind mit den schon beschriebenen norit und gabbrogängen in petrographischer beziehung innig verwandt. Die verschiedenheit in ihrer zusammensetzung ist beinahe vollständig dieselbe, welche ich bei den centralen und periphären typen des quarznoritmassivs bei Rekefjord und Soggendal beschrieben habe. Die gangmagmata sind dann wohl durch dieselbe diffusion wie die laccolithmagmata ge-

bildet, und die differenz an zeit zwischen ihren eruptionen kann keine bedeutende sein. Es verdient auch erwähnt zu werden, dasz dieselbe spaltung in centralen quarznoriten und periphären noriten, die ich in dem obengenannten laccolithe beobachtet habe, auch in den ganggesteinen wahrzunehmen ist. Die spaltungsvorgänge, nachdem das magma bis zum laccolith- und gang-niveau gelangt ist, sind folglich auch dieselben.

Der quarznoritgang an der ostseite von Theingsvaag, einige hundert meter n. von dem hofe Eide, hat eine mächtigkeit von 10 m. und folgt der hier auftretenden, beinahe horizontalen bankung des labradoritnorits. Die länge war 200 m. aber wahrscheinlich ist es derselbe gang, der mit geringerer mächtigkeit ca. 300 m. nördlicher wieder gefunden wurde. Makroskopisch unterscheidet sich das ganggestein in keinem nennenswerthen grade von den gabbronoritischen ganggesteinen; unter dem mikroskope zeigt es indessen eine nicht unwesentliche verschiedenheit, wie aus dem folgenden hervorgehen wird. Die zusammensetzenden mineralien sind: Zirkon.

Apatit in groszen individuen und in bedeutender menge, wie in den laccolithen bei Soggendal und Hæskestad und in den gabbronoritgängen.

Der rhombische pyroxen gehört zu den eisenärmeren gliedern, enstatit und bronzit. Der pleochroismus ist schwach.

Monokliner pyroxen, der grün und diopsidartig ist und in längsschnitten eine auslöschungsschiefe von ca. 40° besitzt.

Hornblende, von demselben schmutziggrünen aussehen wie in den massiven gesteinen, tritt im allgemeinen als kranzbildung um die erze auf, kann aber auch als gröszere, selbstständige individuen vorkommen.

Plagioklase, von welchen jedenfalls einige geringere auslöschungsschiefen als labradore besitzen, und darum vielleicht als andesine aufgefasst werden müssen. Sie zeigen gleichzeitige zwillingsbildung nach dem periklin- und albit-gesetze.

Mikroperthit bildet an einem orte den äusseren rand um ein plagioklasindividuum und musz somit später zur krystallisation gelangt sein.

Quarz.

Das gestein hat als ein übergangsglied zwischen den basischeren

und saureren gesteinen unsres eruptivgebiets ein groszes interesse. Von den früher beschriebenen gabbronoriten und noriten unterscheidet er sich, wie man sieht, durch das auftreten von zirkon, mikroperthit und quarz, während er andererseits sich durch den groszen apatitreichthum und die übrige zusammensetzung als mit diesen gesteinen innig verknüpft bezeichnet. Die chemische zusammensetzung wird aus der folgenden analyse gesehen:

Si O ₂	=	53,28
Zr O ₂	=	0,07
Ti O ₂	=	1,80
Al ₂ O ₃	=	23,30
Fe ₂ O ₃	=	4,13
Fe O	=	3,25
Mg O	=	3,02
Ca O	=	5,01
Na ₂ O	=	3,95
K ₂ O	=	1,51
P ₂ O ₅	=	0,80
<hr/>		
Sum	=	100,22

Diese analyse lässt sich in folgender weise berechnen:

K ₂ O	=	1,51
Al ₂ O ₃	=	1,64
Si O ₂	=	5,81
<hr/>		
8,96 % K ₂ Al ₂ Si ₆ O ₁₆		
Na ₂ O	=	3,90
Al ₂ O ₃	=	6,42
Si O ₂	=	22,83
<hr/>		
33,15 % Na ₂ Al ₂ Si ₆ O ₁₆		
Ca O	=	4,22
Al ₂ O ₃	=	7,68
Si O ₂	=	8,90
<hr/>		
20,80 % Ca ₂ Al ₂ Si ₄ O ₁₆		
<hr/>		
62,91 % feldspath.		
Ca O	=	0,19
Si O ₂	=	0,20
<hr/>		
0,39 % Ca Si O ₃		

Mg O	=	2,51	
Al ₂ O ₃	=	6,60	
Si O ₂	=	3,83	
		<hr/>	
		12,94 % Mg Al ₂ Si O ₆	
Mg O	=	0,51	
Si O ₂	=	0,78	
		<hr/>	
		1,29 % Mg Si O ₃	
Fe O	=	1,35	
Si O ₂	=	1,12	
		<hr/>	
		2,47 % Fe Si O ₃	
Na ₂ O	=	0,05	
Fe ₂ O ₃	=	0,12	
Si O ₂	=	0,20	
		<hr/>	
		0,37 % Na ₂ Fe ₂ Si ₄ O ₁₂	<hr/>
			17,46 % pyroxen + hornbl.
Fe O	=	2,00	
Ti O ₂	=	1,80	
Fe ₂ O ₃	=	4,01	
		<hr/>	
		7,81 % Fe Ti O ₃ + Fe ₂ O ₃	<hr/>
			7,81 % ilmenit.
Zr O ₂	=	0,07	
Si O ₂	=	0,04	
		<hr/>	
		0,11 % Zr Si O ₄	<hr/>
			0,11 % zirkon.
Ca O	=	0,60	
P ₂ O ₅	=	0,80	
		<hr/>	
		1,40 % Ca ₃ P ₃ O ₁₂	<hr/>
			1,40 % apatit.
Si O ₂	=	9,77 %	
			<hr/>
			9,77 % quarz.
Rest	=	0,96 % Al ₂ O ₃	

Sum — 100,42 %.

Der gesamtgehalt von feldspath lässt sich nach meiner berechnung auf die folgenden drei gruppen vertheilen: 50 % Ab₃ An₂ + 5,59 % (Ab₄ An₁)_{2,4} Or₁ + 7,32 % Or. Die hauptmenge

der plagioklase wären somit andesine, und die mikroperthite sollten aus gemengen von oligoklas und orthoklas bestehen.

„Refsgangen“ habe ich einen gang dieses typus genannt, der an dem kleinen see Refsvand auftritt. Folgt man dem wege von Soggendal zu den jetzt niedergelegten gruben in Blaafield, trifft man in dem „cutting“ an dem oberen ende von Refsvand einen feinkörnigen, dunklen gang, dessen mächtigkeit bis ca. 30 m. beträgt. Die länge ist ca. 2 km., indem der dunkle gang sich in den bergen an der westseite von Refsvand abzeichnet. Seine richtung ist durchgehends w. 5° n. — o. 5° s., wiederholte biegungen werden indessen mehrmals beobachtet, und an dem „cutting“ gabelt er sich aus. In östlicher richtung konnte er nicht verfolgt werden, und ist vielleicht als ein apophysengang von dem westlicheren quarznorit massiv zu betrachten.

Da das material so frisch war, habe ich versucht den gang eingehender zu studieren, namentlich mit rücksicht auf die zusammensetzung in den verschiedenen zonen. Ich habe darum mehrere dünnschliffe bekommen, sowohl von der ganggrenze als auch von der gangmitte und habe auch proben von diesen zonen isoliert. Der dünnschliff von der grenze zeigt folgende zusammensetzung:

Apatit in groszen krystallen und in bedeutender menge. Einige der apatite sind länger als sämtliche in dem gesteine auftretenden mineralien.

Rhombischer pyroxen, der seinem pleochroismus zufolge bronzit oder vielleicht hypersthen sein sollte. Er tritt mehrmals nur als eine kleine kranzbildung um das erz auf.

Monokliner pyroxen, der in längsschnitten auslöschungsschiefen von 40° zeigt.

Plagioklase, von welchen die gröszeren individuen deutliche zonarstructur besitzen. Die innere zone zeigt plagioklas mit zwillingslamellierung nach dem albitgesetze und auslöschungsschiefen von 9° , die randliche zone besteht aus zwei saureren, perthitisch verwachsenen plagioklasen. Viele plagioklase haben einschlüsse von pyroxenen und erzen, von welchem letzteren einige vielleicht durch secundäre processe gebildet worden sind. In bezug auf gröszenacht sich bei den plagioklasen eine grosze verschiedenheit bemerkbar; einige sind so viel gröszter, dasz man an zwei generationen hätte denken können, wenn eine deutliche krystallographische begrenzung bei den gröszeren zu observieren gewesen wäre.

Die structur ist die eugranitisch körnige.

Dünnschliffe von der gangmitte zeigten eine ähnliche zusammensetzung und etwas grobere körner. Der rhombische pyroxen schien hier überall hypersthen zu sein und enthielt die charakteristischen pseudobrookittafeln. Die erzmenge war geringer als die an der grenze. Orthoklas tritt in einiger menge auf. Einige individuen waren nach meiner vermuthung quarz, aber es gelang mir nicht deutliche axenkreuze zu bekommen. Professor VOGT theilt in „Norske ertsforekomster“ mit, dasz er in einem dünnschliffe von dem Refsgang deutlichen quarz nachgewiesen habe. Und durch die von mir ausgeführten ätzungsversuche mit HF1 wurde auch constatirt, dasz sämtliche für quarz gehaltene mineralien angegriffen wurden. Es ist auch bemerkenswerth, dasz durch die spätere isolation eine kleine portion zu boden sank, als die flüssigkeit das gewicht 2,676 erreichte.

Um die vertheilung der mineralien und die consistenz der feldspathe in den beiden varietäten näher zu studieren, wurden zwei isolationen ausgeführt. Durch diese isolationen wurden die folgenden portionen ausgenommen:

Ganggrenze.	Gangmitte.
I. > 2,978	I. > 3,063
II. > 2,755	II. > 2,896
III. > 2,712	III. > 2,836
IV. > 2,654	IV. > 2,723
V. > 2,611	V. > 26,76
	VI. > 2,608
	VII. > 2,570

Sehen wir näher auf diese zahlen, zeigen sie uns, dasz die in den zwei varietäten auftretenden feldspathe von distinct verschiedener zusammensetzung sind. Das grenzgestein enthält ein wenig basischen bytownit, labrador (der die hauptmenge ausmacht) und oligoklas oder andesin. Bei dem gesteine der gangmitte waren die feldspathe saurer labrador (ein theil dieses bodensatzes wohl auch quarz), albit (die hauptmenge) und orthoklas. Das verhältniss zwischen den volumenen der drei bodensätze ist: saurer labrador: albit: orthoklas = 1 : 6 : 1. Die verschiedenheit ist also auffallend, indem die hauptmasse der feldspathe in dem gesteine von der gangmitte aus albit besteht und solch ein saurer plagioklas nicht an der ganggrenze vorkommt.

Da zu vermuthen war, dasz solch eine verschiedenheit der zusammensetzung sich auch in den gewichten der gesteine zeigte, habe ich zwei gewichtsbestimmungen unternommen. Sie gaben die folgenden resultate:

Das grenzgestein = 2,987

Das gesteine an der gangmitte = 2,945

Der schwachabfallende quarzporitgang von Hitterö befindet sich längs dem wege, der von Eie nach Rasvaag führt. Man entdeckt ihn leicht selbst in einiger entfernung, da er sowohl an seiner oberen als unteren grenze einen röthlichen rand zeigt, der aus quarz und feldspath in schriftgranitischer verwachsung besteht. Dies ganz eigenthümliche vorkommen kann nur durch die annahme einer wiederholten aufspaltung und zwei mit diesen aufspaltungen verbundenen eruptionen erklärt werden. Zuerst wurde nach meiner auffassung die ca. 1 m. mächtige spalte gebildet, durch welche das quarzporitmagma hinaufgepresst worden ist. Dies magma erstarrte und hat vielleicht durch seine erstarrung eine solch bedeutende contraction verursacht, dasz eine wiederholte spaltenbildung stattfand; vielleicht wurden an den grenzen schwache linien hinterlassen, an denen später eine aufspaltung stattgefunden hat. Diese spalten, seien sie auf die eine oder andere weise gebildet worden, sind später durch granitmagma angefüllt. Das vorkommen hat ein bedeutendes interesse, da es uns zeigt, in welcher richtung die in der tiefe vorgegangene diffusion sich entwickelt hat. Ich werde indessen bei einer späteren gelegenheit diese verhältnisse näher behandeln. Das hierzubeschreibende, quarzporitische gangesteine ist sehr feinkörnig und hat eine graue farbe. Die mineralogische zusammensetzung ist folgende:

Zirkon.

Apatit, in welchem ich ein wohl begrenztes zirkonindividuum observiert habe, somit ein neuer beweis meiner auffassung des altersverhältnisses zwischen diesen mineralien.

Ilmenit in kleinen klumpförmigen massen.

Rhombischer pyroxenen, der wahrscheinlich der gruppe der bronzite, vielleicht auch der gruppe der enstatite angehört. Stellenweise werden bedeutende umwandlungen observiert.

Plagioklas hat eine ausbreitung, die mehrmals grösser als die der übrigen mineralien ist.

Orthoklas. Einige der feldspathe sind als orthoklase aufzufassen. Hier habe ich zwillingsbildung nach dem Karlsbadergesetze beobachtet.

Quarz in ziemlich groszer menge und mit den den granitquarzen charakteristischen eigenschaften.

Die oben erwähnten ränder von röthlichem schriftgranit bestehen aus einem einzigen, groszen individ.

Monzonitgange.

Von monzonitgangen habe ich nicht viele beobachtet. Als solche habe ich den gang bei Netland und den von dr. HEINRICH MÖHL als diabas beschriebenen gang von Blaafjeld in Soggendal aufgefasst. Dasz dieser gang als diabas aufgefasst worden ist, musz nach der jetzigen kenntnis der groszen gesteinfamilien als ein fehler angesehen werden. Mit dem namen diabas darf man nur ganggesteine mit der mineralkombination basischer plagioklase und pyroxene bezeichnen, und diese mineralkombination ist nicht dem hierbehandelten gestein eigen. Es ist nach der von MÖHL angegebenen zusammensetzung vielmehr ein echtes orthoklasplagioklasgestein. Es heiszt hiervon in MÖHL's beschreibung: „In durchaus granitisch kleinkrystallinisch körniger Aggregation besteht das Gestein aus ca. 25 % Plagioklas, 30 % Orthoklas, 25 % Magnet- und Titaneisen und 20 % Augit (Malakolith).“ Die structur ist auch nicht die echte diabasstructur, sie erinnert nach MÖHL „weit mehr an die der körnigen Hornblendefelsen als an Diabas.“ Die natur des gesteins wird leicht aus der petrographischen beschreibung MÖHL's erkannt werden. Ich erlaube mir darum diese beizufügen:

1) Die beiden feldspathe in stumpfeckig quadratischen 0,15—0,3 mm. dicken krystallkornern sind recht frisch und pellucid. Ein groszer theil derselben ist absolut wasserhell und rein, nur wenige sind gänzlich oder in schmalen flatterigen streifen in eine licht graulichgelbe staubig körnige masse umgewandelt (die indess die polarisationsfarben nur wenig trübt), in den klaren resten auch nur wenige dampfporen führend.

Der gröszere theil zeigt das einfache polarisationsverhalten des orthoklas, darunter nur selten karlsbaderzwillinge, der kleinere theil scharfe parallele trikline streifung und bandförmige, reine farben als oligoklas.

Feine unregelmässige sprünge weisen beide auf, doch erstere reichlicher als letzere.

2) Das magnet Eisen bildet nur sparsam 0,01 bis 0,03 mm. dicke scharfe oktaeder, alles was gröszer ist, sind tropfenahnliche

körner und die vorwiegenden bis 0,5 mm. groszen, durch vielgestaltige aneinanderreihung von 0,1 mm. dicken körnern und nicht selten scharfrandigen platten gebildeten, dürfen nach der rhombischen streifung oder dem feingitterigen aussehen im auffallenden lichte wohl als titaneisen angesprochen werden.

3) Der augit bildet bis 0,3 mm. dicke, stark unregelmässig zersprungene körner, die nur selten pellucid, sehr blass bouteillengrün sind. Der gröszere theil ist bereits längs der ränder und sprünge trüb graugrün pulverig fast opak, oder in chloritischer umwandlung begriffen. Ausser diesem augit liegen im feldspath zahlreiche sehr kleine bis 0,1 mm. lange, 0,03 mm. dicke, fast wasserhelle pellucide leisten, entweder, was am häufigsten der fall ist, an den schmalen seiten stark gerundet, oder seltener mit schiefdachiger, augitischen zuschärfung. Alle sind undichroitisch und polarisieren in lebhaften farben. Diese eigenthümlichen können nur als augitmikrolithen gedeutet werden, der augit überhaupt aber mit dieser in diabasen so ungewöhnlichen färbung als malakolith.

4) Unzweifelhafte apatitnadelchen mit hexagonalem querschnitt zeigen sich nur sehr spärlich.

Der monzonitgang bei Netland ist schon oben beschrieben worden, und ich verweise darum hier auf diese beschreibung, indem ich nur daran erinnere, dasz ich bei diesem gange einen deutlichen petrographischen unterschied zwischen ganggrenze und gangmitte beobachtet habe.

Banatitgänge.

Zu diesen gängen habe ich den bei Dypvik, einige kilometer o. von Farsund gerechnet. Das ganggestein ist dunkel und feinkörnig, so dasz es in einiger entfernung wie diabas aussieht. Sowohl seinem geologischen auftreten, als seinem petrographischen character zufolge, musz es zu dem groszen banatitgebiete o. von Farsund gehören. Es bildet nach meiner vermuthung das basische glied einer complementären ganggesteinsserie, deren saurere glieder durch granitaplite repräsentiert sind. Die mineralogische zusammensetzung ist die folgende:

Zirkon.

Apatit. Grosze individuen mit querabsonderungen.

Eisenkies in ilmenit.

Ilmenit.

Biotit theils als kleine kranzbildungen ringsum die erze, theils als selbstständige individuen. Oft umgewandelt in sericit.

Hornblende, von welcher man zwei varietäten hat. Die eine ist dunkelgrün und hat übrigens den character der in den saureren massiven auftretenden hornblendes. Die andere ist hellgrün und hat die eigenschaften des aktinoliths. Sie scheint als umwandlungsproduct von pyroxenen aufgefasst werden zu müssen. An einer stelle habe ich eine solche hornblende observiert, die den auslöschungswinkel des monoklinen pyroxens besitzt.

Plagioklase, die an einigen orten vielleicht ziemlich basisch sind. Sie kommen mehrmals in schriftgranitischer verwachsung mit einander vor.

Mikroperthit und kryptoperthit.

Orthoklas } Diese treten oft in schriftgranitischer verwachsung mit
Quarz } einander auf.

Augitgranitgänge.

Hierzu rechne ich den gang bei Bersevand, ca. 2 km. s. von Birkrem. Der gang durchsetzt das adamellitmassiv bei Birkrem und ist ein wenig saurer als das hauptgestein des massives. Aller wahrscheinlichkeit nach ist er nur ein wenig jünger als das massiv, mit dem er in petrographischer beziehung sehr gut übereinstimmt. Die zusammensetzung ist folgende:

Zirkon. Schmale nadelförmige individuen, in denen ich eine schalenförmige absonderung nachgewiesen habe.

Ilmenit.

Monokliner pyroxen, der entweder farblos oder schwach grünlich ist. Der pleochroismus ist unbedeutend. Auslöschungsschiefe = 37°.

Feldspath, der oft stark umgewandelt ist, und überwiegend aus mikroperthit besteht. Die umwandlung scheint vorzugsweise die inneren theile angegriffen zu haben, indem hier grosze ansammlungen von zersetzungsproducten gefunden worden sind. Vielleicht ist in einigen fällen eine zonarbildung vorhanden, und die inneren theile bestehen aus plagioklasen, die mehr zersetzbar sind als die mikroperthite.

Quarz.

Aplitgänge.

Von ganggesteinen, die zu dem echten aplittypus gehören, habe ich drei beobachtet. Sie stehen meiner meinung nach theils in verbindung mit dem hornblendebanatitgebiet ö. von Farsund, theils mit dem adamellitgebiet auf Lister. Beide typen sind Si O_2 reicher als die respectiven massive, wie es auch gern mit den aplitischen gesteinen der fall ist. Einer der gänge tritt in der nähe von Farsund auf und musz als ein apophysengang von dem banatitgebiete aufgefasst werden. Dies gestein enthält deutlich nachweisbare hornblende, doch in geringer menge. Da es für mich jedenfalls sehr bequem wäre, die aplitgänge dem vorherrschenden Mg-Fe-silicate zufolge zu bezeichnen, habe ich dies gestein hornblendeaplit genannt. Die beiden anderen aplitite treten auf Hitterö d. h. in der unmittelbaren nähe von dem ademellitgebiete Listers auf, und da sie ein wenig saurer als die hauptgesteine dieses gebietes sind, und ferner wie diese einen rhombischen pyroxen als vorherrschenden Mg-Fe-silicat enthalten, glaube ich mich nicht zu irren wenn ich diese zwei ganggesteine mit dem genannten massive in verbindung setze. Ich habe zweckmässig, diese aplitite als bronzitaplit bezeichnet.

Der hornblendeaplitgang kommt ca. 1 km. ö. von Farsund vor und musz wie oben erwähnt, als ein apophysengang des banatitgebietes aufgefasst werden. Da der feldspath wesentlich aus einem makroskopisch röthlichen mikrokline besteht, ist das gestein selbst röthlich. Die structur ist eine aplitische. Makroskopisch sieht man nur quarz, feldspath und hornblende, unter dem mikroskope habe ich die folgenden mineralien gefunden:

Zirkon.	} Wenige procente.
Ilmenit.	
Biotit.	

Hornblende mit demselben aussehen wie das der massiven gesteine des banatitgebietes.

Plagioklas, von einer oligoklaszusammensetzung, ist in geringen mengen vorhanden.

Mikrolin-mikroperthit.

Mikroperthit, der vorherrschende bestandtheil.

Quarz in groszer menge.

In bezug auf den character der zusammensetzenden mineralien verweise ich auf meine beschreibungen der mineralien des banatitmassives.

Die zwei gänge von bronzitaplit, die ich in dem gebiete entdeckt habe, gehören beide zu Hitterö, wo sie die dort vorkommenden labradoritnorite durchsetzen. Beide gänge zeichnen sich durch die rothe farbe und die beinahe vollständige zersetzung der Mg-Fe-silicate aus. In dem ersten gange habe ich so, nur an einer einzigen stelle, rhombischen pyroxen constatirt, und in dem anderen ist mir selbst dies nicht gelungen.

Der gang an der scheune s. von Urstad hat folgende mineralogische zusammensetzung:

Zirkon mit deutlicher krystallbegrenzung.

Apatit in abgerundeten krystallen und in geringer menge.

Ilmenit, der stellenweise in leukoxen umgewandelt ist.

Rhombische pyroxene. Die in dem gesteine vorkommenden Mg-Fe-silicate sind stark umgewandelt, so dasz man nur stellenweise chloritische oder bastitische umwandlungsproducte sieht. An einer stelle observierte ich einen schiefen schnitt eines rhombischen pyroxens mit einer auslöschungsschiefe von ca. 20° .

Hornblende beobachtete ich einmal als kranz um ilmenit. Sie hatte das gewöhnliche aussehen der früher beschriebenen.

Die feldspathe bestanden aus mikro- und krypto-perthite, indem man selbst bei den am meisten homogenen individuen durch verwendung der stärksten vergrößerung eine andeutung von perthitstructur observierte. Die perthitstructur war entweder sehr fein, und die lamellen waren dann längs einer richtung, die 72° gegen die spaltrisse bildete, eingelagert, oder sie waren gröber, und die albitschnüre waren längs der c-axe eingelagert. Ich halte die erstere structur für primär und die letztere für secundär, da ich an einem orte observirt habe, dasz diese mikroperthitbildung spätere spaltungsbildungen in den feldspathen begleitet.

Quarz in groszen, allotriomorphen körnern mit einschluszen in parallelen reihen.

Den gang bei Sönnevig auf Hitterö habe ich auch als bronzitaplit bezeichnet, obgleich ich nicht deutliche bronzite habe nachweisen können. Die ähnlichkeit mit dem vorigen ist indessen so grosz, dasz ich glaube, es verantworten zu können. Makroskopisch zeigt er röthliche und bläuliche zonen und ist sehr feinkörnig.

Unter dem mikroskope habe ich die folgenden mineralien beobachtet.
Zirkon.

Ilmenit in nicht unbedeutenden mengen.

Rhombische pyroxene. Vielleicht sind einige kleine mengen von zersetzungsproducten als umwandlungsproducte von rhombischen pyroxenen aufzufassen.

Plagioklase mit auslöschungsschiefen von 4—5° und somit vielleicht oligoklase. Zwillingsbildung sowohl nach dem albit- als nach dem Karlsbader-gesetze.

Mikroperthit. An einigen orten ist die perthitstructur von secundärer natur, indem sie späteren spaltungsbildungen folgt. Diese perthitischen einlagerungen sind dann immer gröszer als die primären.

Miroklin mit beinahe ausgelöschten gitterlinien und in bedeutender menge.

Orthoklas.

Quarz in groszer menge.

Diabasgänge.

Als diabase habe ich nur die gesteine bezeichnet, die aus basischem plagioklase und pyroxen als vorwiegende gemengtheile bestehen. Zu diesen mineralien kommen dann mehr accessorische gemengtheile wie biotit, hornblende, olivin und ein erz. Die structur ist die diabasstructur mit feldspathen in deutlichen listen. Durch die aufstellung dieser bestimmten anforderungen habe ich mehrere dunkle, feinkörnige ganggesteine, die früher als diabase bezeichnet wurden, ausscheiden müssen. Es ist selbstverständlich, dasz solche ausscheidung von groszer bedeutung ist, speciell wenn davon die rede ist das altersverhältnisz zu bestimmen. Nach der bisherigen nomenclatur wurden nämlich sowohl die dichten norit- als monzonit-gänge als diabase bezeichnet, und die stellung dieser drei gesteinsgruppen in der geologischen reihenfolge innerhalb des gebietes ist eine sehr verschiedene. Es sind nach meiner meinung speciell solche feinkörnige gesteine, die entweder aus saurem plagioklas, oder saurem plagioklas und orthoklas als feldspathbestandtheil, und die eine eugranitische structur besitzen, welche aus der diabasfamilie ausgestoszen werden müssen.

Die diabase in unsrem eruptivgebiete gehören mehreren eruptionsepochen an, wie es auch in anderen gebieten z. b. dem Kristianiagebiet der fall ist. Die bei weitem vorwiegenden diabase in

dem Ekersund- Soggendal-gebiete gehören den letzten eruptionen an, ja ich habe nur einen einzigen gang beobachtet, den ich mit sicherheit als gleichzeitig mit den quarznoriterationen betrachten kann. Es ist dies der gang von bronzitdiabas in der nähe von Rekefjord.

Ein vergleich mit den norit- und gabbronoritgängen zeigt uns, dasz die diabasgänge ein kleineres areal einnehmen, da erstens die längen nicht so grosz sind und zweitens auch die mächtigkeit hinter derjenigen der norite und gabbronorite zurücksteht. Was die richtung betrifft, kann man sagen, dasz sie im allgemeinen von n. w.—s. o. ist, indem die mächtigeren diabasgänge parallel der küste, die vielleicht eine alte spaltenverwerfung markiert, gehen.

Nach den auftretenden Mg-Fe-silicaten habe ich die in dem gebiete vorkommenden diabase in folgende gruppen getheilt: 1) Diabase. 2) Bronzitdiabase mit rhombischem pyroxen als vorwiegendem Mg-Fe-silicat; der übergang zwischen diesen typen ist durch die bronzitführenden diabase vermittelt. 3) Olivindiabase. 4) Diabaspyroxenite (soggendalite), die sich durch ihre grosze anhäufung von Mg-Fe-silicaten auszeichnen. Die mineralogische zusammensetzung ist folgende: 1) Apatit in bedeutender menge, so dasz der $P_2 O_5$ -gehalt bis auf ca. 2 % gesetzt werden kann. 2) Eisenkies. 3) Ilmenit. 4) Olivin. 5) Rhombische pyroxene. 6) Biotit. 7) Monokline pyroxene. 8) Plagioklase, die in einigen fällen die zusammensetzung eines sauren labradors und in anderen die des andesins besitzen. Von secundären substanzen sind 9) Chlorit und 10) Calcit zu erwähnen.

Leider habe ich nicht gelegenheit gehabt vollständige analysen der diabase auszuführen. Eine auf die mikroskopische untersuchung gestützte berechnung zeigt die folgende durchschnittszusammensetzung:

Si O ₂	=	50—43 %
Ti O ₂	=	1— 3 %
P ₂ O ₄	=	1—2,2 %
Al ₂ O ₃	=	15—18 %
Fe ₂ O ₃	=	12—16 %
Mg O	=	4— 6 %
Ca O	=	8—11 %
Na ₂ O + K ₂ O	=	6— 2 %

In guter übereinstimmung mit dieser berechnung steht der

anfang der analyse von dem diabasgang Theings—Ogne. Die gehalte waren = 46,38 % Si O₂ und 10,71 % Ca O.

Die structur ist immer die typische diabasstructur. Diese kann indessen, wie z. b. bei dem diabaspyroxenit (soggendalit) sich beinahe verbergen, indem die pyroxene so ganz die feldspathe überwiegen, dasz diese stellenweise scheinen, als ob sie nur stabförmige einschlusze in den pyroxenen wären. Hier tritt auch eine poicilitische structur auf.

Gang von rhombischem pyroxen führenden diabas bei Bö in der nähe von Ogne. Dieser gang, der den gabbronoritgang bei Bö durchsetzt, besteht in den centralen theilen aus einem stark grünlich gefärbten gestein, in den peripheren theilen ist die masse dunkler und feinkörnig bis dicht. Denselben gang nimmt man auch auf der östlichen seite des Bruvands, s. von dem hofe Heskestad wahr und er hat alles in allem eine ausdehnung von ca. 2 km. Die richtung ist w. n. w. — o. s. o. Die mineralogische zusammensetzung ist folgende:

Apatit.

Eisenkies.

Ilmenit.

Rhombischer pyroxen, der sowohl in bezug auf form als pleochroismus dem monoklinen sehr ähnlich ist.

Monokliner pyroxen von hellrother farbe und schwachem, aber doch deutlich nachweisbarem pleochroismus.

Plagioklase mit der den diabasplagioklasen charakteristischen listenform. Zwillinge nach dem albit- und karlsbader-gesetze. Stark umgewandelt, so dasz sie an einigen orten von zersetzungsproducten ganz erfüllt sind.

Typische diabasstructur.

Der diabasgang bei Holmevand erinnert makroskopisch stark an den vorigen mit der mittelkörnigen, grünen hauptmasse und den dunkeln und dichten grenzzonen. Die ausbreitung ist nicht bedeutend und die richtung ist von n. o.—s. w. Er durchsetzt den noritgang „Ekersund—Matingsdal“. Auch unter dem mikroskope ist die ähnlichkeit sehr grosz, nur scheint der rhombische pyroxen völlig zu fehlen. Die mineralien sind:

Apatit mit deutlicher begrenzung.

Ilmenit.

Biotit, der an einigen orten als kleine kranzbildungen um die erze auftritt. Starker pleochroismus (braun-strohgelb).

Monokline pyroxene mit hellröthlichen absorbtionsfarben und schwachem pleochroismus.

Plagioklas als lange balken. An einigen orten ganz erfüllt mit zersetzungsproducten, die sich auch in die pyroxene fortsetzen.

Der diabasgang „Theings-Ogne“ erstreckt sich von der höhe o. von Theingsvaag bis zum sande bei Ogne kirche. Er hat somit eine länge von 26,6 km. und eine breite von ca. 6 m., d. h. ein areal von 159600 m². Er durchsetzt den gabbroingang „Ekersund—Theings“ und scheint auch jünger als der quarznoritgang bei Theingsvaag zu sein. Das gestein musz durchgehends als ein diabasporphyrit bezeichnet werden, da man zwei generationen von feldspathen hat. Den früheren untersuchungen ROSENBUSCH'S zufolge ist der plagioklas der ältesten generation ein labrador unterer reihe, während der plagioklas der grundmasse als oligoklas angesehen werden musz. Das gestein ist ziemlich feinkörnig, hat eine grünlichgraue farbe und zeigt geringe widerstandsfähigkeit gegen die einwirkungen der atmosphärien. Unter dem mikroskope sieht man die folgenden mineralien:

Apatit in groszen stengeln.

Ilmenit.

Monokline pyroxene mit hellrothen absorbtionsfarben und schwachem pleochroismus. Die auslöschungsschiefe bildet in längsschnitten 36° gegen die spaltrische. Theilweise zersetzt.

Plagioklas theils in groszen porphyrischen einsprenglingen und theils als grosze balken in der grundmasse. Einige der gröszeren individuen sind ganz zersetzt, so dasz sie nur aus einem feinkörnigen aggregat von muscovit und caolin bestehen.

„Der olivindiabasgang bei Örsdalsvand „wurde zum ersten male bei Örsdalsvand angetroffen. Später habe ich seine fortsetzung in der nähe von Moi beobachtet, auch lose blöcke von demselben gange bei Kjaaland auf Jäderen observiert. Diese blöcke treten in solcher menge und derartig auf, dasz man mit sicherheit davon ausgehen kann, dasz das gestein auch hier als gang in dem festen felsen auftritt. Die gesammelte länge beträgt dann bis zu 18 km. Das gestein ist mit dem später beschriebenen „St. Olafs

gang“ beinahe identisch. Ein dünnschliff aus der gangmitte zeigt folgende zusammensetzung:

Apatit in bedeutender menge und in groszen krystallen, deren begrenzung an vielen orten etwas unregelmässig ist.

Ilmenit, der am oftsten als klumpförmige aggregate auftritt, jedoch auch krystallbegrenzung zeigen kann.

Olivin tritt solcher weise auf, dasz er älter als sowohl monokliner pyroxen und biotit sein musz (siehe fig. 10).

Rhombische pyroxene waren in wenigen individuen vorhanden. Sie waren stark umgewandelt, aber zeigten doch solch groszen pleochroismus, dasz sie als hypersthene aufgefasst werden müssen. Sie liegen als ältere bildungen in der masse und hoben sich von den umgebungen ab.

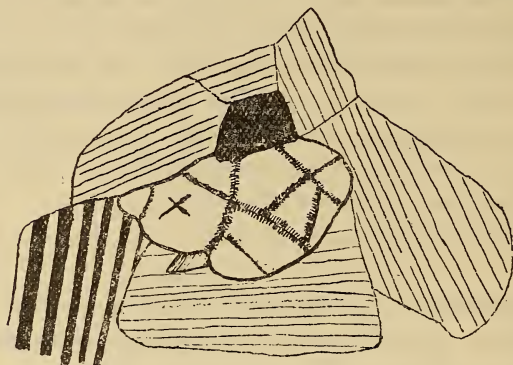


Fig. 10.

Auf der figur bezeichnet das schwarze korn ilmenit, das helle mit den unregelmässigen linien olivin, die feingestreiften sind monokline pyroxene und das mit den verhältnismässig breiten lamellen plagioklas.

Biotit in geringer menge, theils als kleine kranzbildungen ringsum die erze und theils als selbständige individuen.

Der monokline pyroxen ist das vorwiegende Mg-Fe-silicat. Er ist oft stark umgewandelt.

Plagioklas.

Chlorit tritt in bedeutender menge als umwandlungsproduct nach den Mg-Fe-silicaten auf und kommt auch als ausfüllungsmaterial der groszen spalten, die das gestein durchsetzen, vor.

Dünnschliffe von der grenze und von partien, die zwischen der

grenze und der mitte liegen, waren nur wenig verschieden. In der mitte war das gestein feinkörnig, in der nähe der mitte etwas dichter und an der grenze beinahe ganz dicht. Es schien, als ob der plagioklasgehalt in der grenzzone am grössten wäre, während der olivingehalt sein maximum in der mitte erreichte. Der unterschied war doch sehr gering.

Der „St. Olafs gang“ ist auch wie der vorige ein olivindiabasgang. Er zeichnet sich durch ganz beträchtliche ausbreitung aus, indem man ihn von Brudvik (ca. 1 km. s. von Ekersund) bis Gautland in dem kirchspiele Soggendal verfolgt hat. Die versuche ihn weiter südwärts zu verfolgen sind vergebens gewesen. Ich habe die gegenden ö. von Barstadvand durchstreift, indem ich glaubte, dasz er sich in derselben richtung fortsetzen werde. Dies war um so natürlicher als in dieser richtung eine thalförmige senkung in der gebirgsmasse war, die an die senkung des St. Olafs ganges erinnerte. Der thalboden ist überall von loseren ablagerungen bedeckt, nur an einigen orten trat die unterlage hervor und da bestand sie überall aus labradorfels. Die länge des ganges ist 13,8 km. und die durchschnittmächtigkeit ca. 20 m., das areal also 0,276 km.² Wenn die mächtigkeit auf 20 m. gesetzt worden ist, so sei dabei bemerkt, dasz sie an einigen orten bis 30 m. beträgt, während der gang an anderen stellen so schmal wird, dasz er nur 8 m. mächtig ist. Da das ganggestein solch eine geringe widerstandsfähigkeit gegen die atmosphärilien besitzt, ist der verlauf des ganges durch eine schmale rinne bezeichnet, die schon in groszer entfernung sichtbar ist. Unter dem mikroskope beobachtet man die folgenden mineralien:

Apatit, der gewisz früher als der ilmenit auskrystallisiert hat. Er besitzt oft deutliche querabsonderungen, so dasz das individ aus mehreren kurzen und von einander getrennten säulen zu bestehen scheint.

Ilmenit.

Biotit stark pleochroitisch (braun-strohgelb).

Monokliner pyroxen von röthlicher farbe, der stark umgewandelt ist und gröszere auscheidungen von $\text{Fe}(\text{OH})_3$ samt anhäufungen von magnetitkörnern und chloritischen zersetzungsproducten besitzt.

Olivin, der auch stark umgewandelt ist und grosze magnetitader enthält.

Plagioklas.

Das gewicht des gesteins ist 2,86.

Der „Kveldskaargang“ ist ein olivindiabasgang, der westlichst bei dem hofe Hofland auftritt und später auch bei PUNTERVOLD angetroffen worden ist. Seine richtung ist an dem letztgenannten orte w.—o. An der stelle, wo er mit dem gabbronoritgang „Ekersund—Theings“ zusammentrifft, ist das terrain von loserem materiale bedeckt. Makroskopisch war das gestein feinkörnig und sehr dunkel, beinahe schwarz. Unter dem mikroskope sind die folgenden mineralien zu beobachten:

Ilmenit.

Olivin in stark abgerundeten, frischen körnern mit bedeutender doppelbrechung und hohen interferenzfarben.

Monokliner pyroxen, der stark umgewandelt ist.

Plagioklas in langen balken.

Calcit.

Das gestein war an mehreren orten von langen spalten durchsetzt. Diese waren mit einem feinkörnigen aggregate angefüllt, in welchem bei starker vergrößerung calcit, caolin und chlorit observiert wurden. Die structur war die typische diabasstructur.

Der eigenthümliche feinkörnige gang von Odden—Rodvelt—Figje—Thelenæs wurde von mir zum ersten male bei Odden ca. 10 km. s von Ekersund angetroffen und von diesem orte bis Rodvelt verfolgt, später habe ich seine fortsetzung bei Figje in der nähe von Soggendal und bei Thelenæs gefunden. Die ganze länge beträgt dann ca. 20 km. Das ganggestein schien beim ersten anblick als ein diabas aufgefasst werden zu müssen, der an der grenze beinahe dicht war. Bei genauerem nachsehen sieht man bald, dasz es kein echter diabas ist, da die typische diabasstructur nicht vorhanden ist. Die hauptmenge des gesteins besteht aus ilmenit und pyroxen. Unter dem mikroskope observiert man die folgenden mineralien:

Apatit.

Ilmenit.

Monokliner pyroxen in hellrothen groszen individuen.

Biotit in geringer menge.

Plagioklas, der früher als der pyroxen zur krystallisation gelangt ist. Er tritt in kleinen z. th. wohl begrenzten tafeln auf, die, wenn in grösserer menge vorhanden, dem gestein die typische diabasstructur geben würden. Wenn die pla-

gioklase auftreten, gleichen sie am meisten kleinen apatitstengeln, von denen sie sich doch bestimmt durch ihre zwillingslamelle unterscheiden. Die meisten plagioklase sind stark umgewandelt, so dasz sie an einigen orten nur aus aggregaten von decompositionsproducten bestehen. (Vgl. näher pl. II., fig. 2).

Was die bezeichnung „diabaspyroxenit“ betrifft, die ich zuerst angewendet habe, so ist dabei zu bemerken, dasz ich durch diesen namen habe ausdrücken wollen, dasz das gestein sowohl in bezug auf mineralienzusammensetzung als structur mit den diabasen verwandt ist; gleichzeitig aber unterscheidet es sich durch seinen hohen pyroxengehalt von diesen. Ich gebe gern zu, dasz der name pyroxenit nicht sehr passend ist, da er nach der gewöhnlichen nomenclatur für tiefengesteine verwendet worden ist, ich glaube indessen, dasz man keinen besseren namen finden kann und habe ihn darum vorläufig vorgeschlagen. Vielleicht wäre es auch am besten einen ortsnamen anzuwenden, und man könnte ihn dann als „soggendalit“ nach dem kirchspiele, das er durchsetzt, bezeichnen.

Die ilmenit- und ilmenitnoritvorkommen.

Ich will jetzt die mehr basischen ausscheidungen, ob sie als gänge oder als schlierenförmige, in situ gebildete concentrationsmassen auftreten, behandeln. Die hierhergehörigen gesteine kommen in zwei topographisch wohl getrennten gebieten vor. Das eine habe ich als das „St. Olafsgebiet“ nach dem groszen olivindiabasgang, bei welchem die vorkommen liegen, bezeichnet, und das andere das Soggendalsgebiet genannt. Da das St. Olafsgebiet schon früher verhältnismässig gut untersucht worden war,¹⁾ habe ich mich während meiner untersuchungen speciell zu dem Soggendalsgebiet gewendet, und das St. Olafsgebiet nur flüchtiger bereist.

Da die zweitheilung nach dem topographischen vorkommen für meine behandlung sehr gut passt, werde ich sie hier beibehalten und behandle da zuerst das Soggendalsgebiet, später das St. Olafsgebiet.

Die ilmenitvorkommen bei Soggendal.

Das auftreten und die bildungsweise dieser erzvorkommen betreffend, haben sich früher zwei verschiedene auffassungen geltend

¹⁾ I. H. L. Vogt: Norske ertsforekomster.

I. H. L. Vogt: Om dannelse af jernmalnforekomster.

gemacht. Die eine ist von professor VOGT hervorgehoben und geht darauf aus, dasz sowohl die verhältnismässig erzarmen massen, wie z. b. der Storgang, als auch die reinen titaneisenmassen wirkliche gänge sein sollten, welche die älteren massive von labradoriten und labradoritnoriten durchsetzten. Es heiszt hiervon in „Norske ertsforekomster“ pag. 27—28, wo professor VOGT die von ihm besuchten grubengebiete (die des Storgangs und des Blaafields) beschreibt: „Die grenze zwischen der gangmasse (Storgang) und dem umgebenden titaneisenarmen norit ist scharf, wie bei den übrigen groszen vorkommen; es existiert kein übergang“ — und ebenso heiszt es von dem vorkommen des Blaafields: „Die grenze zwischen dem titaneisen und dem anstosenden, hellen norit ist am oftesten scharf, hier und da sogar durch serpentin- und calcitmengen vermittelt; an einigen orten, besonders in dem liegenden in dem unteren theile der grube, scheint der malm dagegen ein theil labrador und hypersthen aufzunehmen, alle beide in grözeren individuen, so dasz man zuletzt eine masse bekommt, die grosze ähnlichkeit mit den grobkörnigen labrador- hypersthen- titaneisengängen hat.“ Eine ähnliche und noch schärfere äusserung in derselben richtung ist die erwähnung professor VOGT's von den vorkommen in dem St. Olafsgebiete, wovon später mehr.

Nicht weniger präcisiert ist eine erwähnung über die gesammelten titaneisenvorkommen in seiner später herausgekommenen arbeit „Om dannelsen af jernmalforekomster“, wo es pag. 23 und 24 heiszt: „Die gänge zeigen gewöhnlich eine haarscharfe grenze gegen den sie umgebenden, an schwarzem erz auffallend armen labradorfels; zuweilen sieht man auch scharfeckige bruchstücke von dem seitengestein in den titaneisenmassen — es ist dann unzweifelhaft, dasz diese, wie auch der ilmenitnorit des Storgangs, als jüngere gangförmige bildungen aufgefasst werden müssen.“

Im gegensatz zu dieser auffassung professor VOGT's von den erzvorkommen als unzweifelhaft jüngeren gängen, behauptet dr. REUSCH in seiner abhandlung: „Et besög i titanjerngruberne i Soggendal“, dasz die erzmassen aussonderungen in dem „norite“ seien.

Eine ähnliche auffassung der verhältnisse ist auch früher hervorgehoben, indem dr. TELLEF DAHLL schon 1861 darauf aufmerksam macht, dasz „wie man einen der bestandtheile des norits, hypersthen, als dunklen und gangförmigen streifen auf dem wege

von Ekersund nach Svalenæs ausgeschieden sieht, so hat sich auch ein anderer bestandtheil, titaneisen, in streifen ausgeschieden.“

Diesen zwei wohl begründeten auffassungen gegenüberstehend, hatte ich bei meiner ankunft nach Soggendal 1892 nichts anderes zu thun als ein möglichst detaillirtes begehren der vorkommen zu unternehmen. Während dieses begehrens besuchte ich auch die in technischer beziehung unwichtigeren vorkommen, die weder von professor VOGT noch von dr. REUSCH besucht waren (z. b. Florklev, Flordal, Aarstad, Laxedal, Slugeled u. s. w.). Nach diesem begehren war es mir klar, dasz die früheren auffassungen einander nicht ausschlozen, sondern nur vervollständigten. Und die zwei so ganz verschiedenen auffassungsweisen waren insofern ganz natürlich, als sie beide nur auf die wenigen, bei kurzen besuchen gestatteten beobachtungen gegründet waren. Professor VOGT hat wie seine untersuchungen zeigen, sich wesentlich an den Storgang und den technisch wichtigsten vorkommen von Blaafjeld gehalten, während dr. REUSCH sich wesentlich mit dem gesammelten Blaafjeldskomplex beschäftigt hat, wo er mit hülfe des herrn steiger OLSEN sowohl die wichtigeren als auch die mehr unwesentlichen vorkommen gefunden hat. Darum hebt professor VOGT die gänge mit den haarscharfen grenzen gegen die seitengesteine hervor und dr. REUSCH die lokalen, in situ gebildeten ausscheidungen.

Für diejenigen, die das ganze complex von titaneisenvorkommen gesehen haben, werden diese in bezug auf bildungsweise und auftreten in die folgenden zwei gruppen getheilt werden können: 1) Wirkliche gänge, durch ausbrüche gebildet, die jedenfalls später als die grozse haupteruption von labradorfelsesmagma eintraten. 2) Schlieren-, linsen- oder z. th. gangförmige massen, die durch eine in situ stattgefundene magmatische concentration von den basischeren gemengtheilen gebildet worden sind. Diese massen sind am häufigsten durch übergangsreihen mit dem hauptgestein verbunden und sollen also im kleinen den verhältnissen bei Taberg entsprechen, wo, wie bekannt, TÖRNEBOHM alle übergänge zwischen dem magnetitolivinit und olivinhyperit nachgewiesen hat. Ebenso sicher wie es ist, dasz der gestreifte Storgang und einige reine titaneisengänge wirkliche gänge sind, die mit scharfer grenze gegen das seitengestein und mit scharfeckigen bruchstücken von den umgebenden gesteinen auftreten, ebenso sicher ist, dasz vorkommen von typus Laxedal und die kleineren schlieren oder gangförmigen massen in Blaafjeld durch magmatische concentration gebildet worden

sind. Ich habe hier an vielen orten deutliche übergänge zwischen dem labradorfels und den erzmassen gefunden. Leider habe ich nicht gelegenheit dazu gehabt vollständige analysen von diesen übergangsserien auszuführen, da die beiträge, die mir von der geologischen landesuntersuchung für analysen geleistet wurden, nur dazu reichten die wichtigsten hauptgesteine zu analysieren. Auf die analysenreihen, mit denen ich hier meine arbeit versehen wollte, und die mit ihren zahlen die richtigkeit meiner behauptungen beweisen sollten, habe ich darum verzichten müssen. Anstatt dieser



Fig. 11.

analysenreihen bin ich dazu genöthigt mich mit der lieferung einer zeichnung einer der übergangstypen zu begnügen. Die verhältnisse bei Laxedal sind indessen von dem character, dasz selbst eine beschreibung hinreichend ist jeden davon zu überzeugen, dasz die erzmassen durch in situ stattgefundene concentration gebildet worden sind. An dem endpunkte des Jössungfjords ist das vorherrschende gestein ein echter labradorit mit höchstens 2 % ilmenit und hypersthen. Einige hundert meter östlicher beginnt eine streifenförmige

aussonderung von ilmenit und hypersthen, der gehalt dieser betandtheile kann hier bis ca. 15 % von dem gesteine gesetzt werden. Ca. 500 meter von den titaneisenmassen wird die anhäufung grösser, und man beobachtet hier ca. 1 cm. breite streifen von reinem ilmenit in dem hauptgesteine, das hier als labradoritnorit bezeichnet werden musz. Ein wenig östlicher — und man trifft noritische gesteine, in dem die gehalte des hypersthens und ilmenits fortdauernd gewachsen sind. Endlich kommt man zu dem kleinen thale, in welchem die sechs breiten, gangförmigen ilmenitstreifen auftreten. Um einen eindruck von den übergangsstufen zu geben, habe ich die obenstehende figur beigefügt. Die helle masse besteht hier aus feldspath, während die mit spaltriszen versehenen körner hypersthene und die schwarzen körner ilmenite sind.

Nachdem es somit als sicher angesehen werden musz, dasz das hier in unsrem eruptivgebiete auftretende titaneisen theils als locale ausscheidungen in dem gesteinsmagma, ausscheidungen, die in den meisten fällen durch petrographische übergangsglieder mit dem umgebenden gesteine verbunden sind, und theils als gänge vorkommen, die mit scharfer grenze an das seitengesteine stossen, bleibt es die frage, zu welcher zeit diese gangeruptionen stattgefunden haben.

Den früheren untersuchungen nach sollten diese gänge ausschliesslich an die labradorfelse, die sie durchsetzen, gebunden sein. Dies wurde von professor VOGT am schärfsten precisiert. Es heiszt hiervon in seiner arbeit „Om dannelsen af jernmalmforekomster“ pag. 42: „Alle ekersundschen titaneisenvorkommen sind, mir bekannt, an den eigentlichen labradorfels gebunden (also nicht an den dunklen norit oder einige der anderen gesteine).“ Da man bei einem solchen resultate stehen blieb, muszte das angeben des altersverhältnisses zwischen den ilmenit- und ilmenitnorit-gängen einerseits und den umgebenden gesteinen andererseits unrichtig werden, um so viel mehr, als man zuerst durch meine untersuchungen 1893 das altersverhältnisz zwischen den dunklen noriten und labradorfelsen kennen lernte. Professor VOGT betrachtete die ilmenitgänge für älter als die normalkörnigen noritgänge, deren eruption er als gleichzeitig mit der eruption von den massiven, dunklen noriten ansah. Ein bestimmter grund für diese auffassung ist nicht angegeben, es heiszt nur hierüber in seiner oben citierten arbeit pag. 27: „Ebenso darf man wohl mit sicherheit davon ausgehen, dasz unsre erzansammlungen älter sind als die am oftsten schnurförmigen, kilometerlangen, normalkörnigen noritgänge.“ Die

eruptionszeit der ilmenitnorite und der ilmenitite sollte durch diese grenzen ziemlich genau festgestellt sein; die gänge wären jünger als die labradorfelse und älter als die normalkörnigen norite. Leider ist diese auffassung nicht correct, wie später nachgewiesen werden wird.

Um über diese verhältnisse völlig ins klare zu kommen, nahm ich eine detailenkarte von den nächsten umgebungen Soggendals auf, und nach dieser kartenaufnahme war es mir einleuchtend, dass die auffassung professor Vogt's nicht correct sein könnte; ich musste durchaus davon ausgehen, dass die eruption der ilmenitit- und ilmenitnoritgänge zu einer späteren zeit als die eruption des groszen magmas, das die noritmassive und noritgänge bildete, stattgefunden haben musste. Ich fand nämlich, dass 8 von den in Soggendals umgebung auftretenden ilmenitgängen den dunklen norit durchsetzten. Mehrere dieser gänge sind ziemlich langgestreckt und zeigen eine gestreifte anordnung der bestandtheile, d. h. sie sind sowohl mit rücksicht auf structur als auf zusammensetzung von demselben typus wie der bekannte „Storgang“. Andere gleichen den typischen vorkommen des Blaaufjelds und sind als reine ilmenitgänge zu bezeichnen. Die meisten dieser gänge waren früher in betrieb. Bei den längeren gängen musste die arbeit wegen geringen erzgehaltes aufhören. Bei den kürzeren gängen war der Fe-gehalt ziemlich hoch z. b. in der grube bei Hauge 48 % und in der grube bei Aarstad ca. 62 %. Leider waren die gehalte an eisen- und kupferkies hier sehr hoch. Ausser diesen 8 gängen, die sämtlich betrieben worden sind, beobachtete ich auch einige unbedeutende locale ausscheidungen, die, wie ähnliche in den labradorfelsen auftretende, durch petrographische übergangsglieder mit dem hauptgestein verbunden sind. Wie man sieht, sind diese ilmenitvorkommen sowohl was das geologische auftreten, als auch die mineralienzusammensetzung und structur betrifft mit denjenigen in den labradorfelsen auftretenden völlig zu parallelisieren.

Was die mineralogische zusammensetzung sämtlicher in der gegend von Soggendal auftretenden ilmenitgängen betrifft, muss man sie, wie schon aus dem bisher gesagten hervorgeht, ohne rücksicht auf das geologische auftreten in zwei gruppen, echte ilmenitite und ilmenitnorite eintheilen. Die die echten ilmenitite zusammensetzenden mineralien sind, ausser dem bei weitem vorherrschenden ilmenit, wenige procente von eisenkies, kupferkies, magnetkies und hypersthen, vielleicht auch spuren von labrador.

Die mineralien der ilmenitnorite sind spinel, eisenkies, apatit, ilmenit, biotit, pyroxen und plagioklas.

Auch rücksichtlich der chemischen zusammensetzung musz man dieselbe zweitheilung beibehalten. Die zusammensetzung der reinen ilmenitite ist schon früher behandelt worden, als die rede von dem ilmenit war, und ich verweise darum hier auf diese be-handlung und die damals citierten analysen.

Mit dem namen ilmenitnorit habe ich einige gangesteine bezeichnet, die als petrographische zwischenglieder der norite und ilmenitite zu betrachten sind. Dieser typus unterscheidet sich namentlich durch seinen hohen Mg O-, Fe O-, Fe₂ O₃- und Ti O₂-gehalt von den noriten. Es ist indessen selbstverständlich, dasz ein typus von dem hiergenannten character schwerlich scharf begrenzt werden kann, und in wirklichkeit hat man auch in den verschiedenen gängen eine reihe von solchen übergangsgesteinen mit ca. 40—10 % Si O₂; ja wir könnten vielleicht die reihe vervollständigen, indem wir von den gruben bei Ankershus beispiele von gängen, die zu den echten ilmenititen gerechnet werden müszen, aufzählen könnten, die sich aber durch geringe gehalte von Si O₂ auszeichnen. Die chemische zusammensetzung eines typischen ilmenitnorits ist folgende:

Si O ₂	=	31,59
Ti O ₂	=	18,49
Al ₂ O ₃	=	8,54
Fe O	=	24,52
Fe ₂ O ₃	=	2,36
Mg O	=	10,70
Ca O	=	2,25
Na ₂ O	=	1,03
K ₂ O	=	0,15
P ₂ O ₅	=	0,02
Sum	=	99,65

Diese analyse von dem ilmenitnorit Storgangens lässt sich ohne gröszere schwierigkeit in der folgenden weise berechnen:

K ₂ O	=	0,15
Al ₂ O ₃	=	0,16
Si O ₂	=	0,57

$$0,88 \% \text{ K}_2 \text{ Al}_2 \text{ Si}_6 \text{ O}_{16}$$

Na ₂ O	= 1,03				
Al ₂ O ₃	= 1,69				
Si O ₂	= 6,01				
		8,73	% Na ₂ Al ₂ Si ₆ O ₁₆		
Ca O	= 2,24				
Al ₃ O ₃	= 4,08				
Si O ₂	= 4,73				
		11,05	% Ca ₂ Al ₂ Si ₄ O ₁₆		
				20,66	% feldspath, wovon 5,93
					% Al ₂ O ₃ und 11,31 % Si O ₂
Mg O	= 1,02				
Al ₂ O ₃	= 2,61				
Si O ₂	= 1,53				
		5,16	% Mg Al ₂ Si O ₆		
Mg O	= 9,68				
Si O ₂	= 13,72				
		23,40	% Mg Si O ₃		
Fe O	= 6,03				
Si O ₂	= 5,31				
		11,34	% Fe Si O ₃		
				40,90	% hypersthen
Fe O	= 18,49				
Ti O ₂	= 16,64				
Fe ₂ O ₃	= 2,36				
		37,49	% Fe Ti O ₃ + Fe ₂ O ₃		
				37,49	% ilmenit
		Sum	= 99,05		%.

Das Gestein besteht also aus ca. $\frac{2}{5}$ ilmenit, $\frac{2}{5}$ hypersthen, $\frac{1}{5}$ labrador. Das Verhältnisz zwischen Ca O und Na₂ O + K₂ O ist = 1 : 0,5.

Die hier mitgetheilte Analyse ist von einem Typus, der meiner Meinung nach die Durchschnittszusammensetzung repräsentiert. Es ist an diesem zu bemerken, dass man dieselbe Aufspaltung des Magmas, wie sie in der Tiefe stattgefunden hat, an ihm studieren kann. Der Gang besteht nämlich aus mehreren streifenförmig angeordneten Massen, deren Zusammensetzung zwischen der

jenigen der labradorfelse und der reinen ilmenitite liegt. Die vertheilung dieser massen betreffend, verdient bemerkt zu werden, dasz ihre anordnung keine bestimmte ist. Bald finden wir die am meisten basischen zonen in der nähe der grenze, und bald nehmen sie die centralen theile ein. Hiermit sei doch nicht behauptet, dasz gänge mit wohl entwickelten basischen grenzzonen nicht existieren; ich habe selbst solche nachgewiesen, ich will nur darauf aufmerksam machen, dasz die verhältnisse nicht so einfach sind, wie bei so basischen gängen vielleicht zu vermuthen wäre, wo die diffusionsgeschwindigkeit so grosz ist. Wahrscheinlich spielen hier factoren mit, die man nicht völlig kennt oder deren wirkungen man nicht richtig geschätzt hat.

Nachdem wir somit die generellen verhältnisse behandelt haben, wollen wir die einzelnen vorkommen, von denen ich unten eine ausführliche beschreibung liefere, näher betrachten. Ich habe geglaubt, dasz es von interesse wäre auf diese weise eine übersicht über die verhältnisse zu bekommen und trage kein bedenken diese übersicht zu geben, selbst wenn sie für die wesentlichsten gruben bemerkungen enthielte, die als wiederholungen der notizen früherer verfasser aufgefasst werden könnten.

Um die übersicht zu erleichten, werde ich zuerst die mit den labradorfelsen, später die mit dem dunklen norit verknüpften vorkommen beschreiben. Zu der ersten gruppe sind die sieben erstgenannten vorkommen zu rechnen.

1) Laxedalen ist ein ganz schmales thal, das auf dem plateau am ende des Jössingfjords liegt. Geht man von dem ende des Jössingfjords durch den pasz, der in der unmittelbaren fortsetzung der fjordspalte liegt, gerade hinauf, wird man hier überall einen ziemlich reinen labradorit sehen; geht man aber nachdem man auf das platau gekommen ist, ostwärts, beobachtet man, dasz das gestein hier etwas reicher an hypersthen und ilmenit ist, und noch weiter hineingekommen, trifft man einen sehr ilmenitreichen labradoritnorit, der kleinere, zolldicke streifen von reinem ilmenit aufweist. Zum eigentlichen Laxedale gekommen, sieht man, wie der reichthum an ilmenit so zugenommen hat, dasz der fels hier ein ganz verwittertes und zerspaltetes aussehen bekommt. An dem nordwestlichen abhange, der das thal begrenzt, kann man vom see gerade hinauf nicht weniger als sechs gröszere, gangähnliche und mehrere meter mächtige streifen sehen. Die richtung ist n. 60° o.—s. 60° w., der fall ist ziemlich schwach gegen n. 30° w. Der grözste

derselben hatte eine mächtigkeit von 6 m. und schien ganz reines erz zu enthalten. Dies war auch mit zwei von den übrigen der fall. Zwischen diesen streifen lagen dann andere streifen, die gewöhnlich bedeutende mengen ilmenit führten, und die als ilmenitreicher labradoritnorit bezeichnet werden müszen. Nur an einem orte stiesz der labradorit gerade an das erz, die ganze ilmenitmenge war hier concentrirt worden. Die einzige correcte auffassung von der bildung dieser titaneisenvorkommen musz die sein, dasz sie durch einen der groszen vorhergegangenen concentrationsprocesse hervorgekommen sind. Dieser procesz ist unterbrochen worden, bevor die concentration zu ende war, indem die temperatur so herabsank, dasz die ganze masse erstarrte, und vor uns liegt nun ein groszartiges bild, welches zeigt, wie das erz auf ein gröszeres concentrationscentrum zu gewandert ist, was hier, nicht wie bei den kleineren vorkommen durch eine schlierenförmige oder elliptische masse, sondern durch eine grosze menge von mächtigen parallelen streifen markiert ist. Die äuszere zone von ilmenitreichem labradoritnorit setzte sich weiter über das plateau fort, aber gab an keinen anderen orten gelegenheit zur bildung von gröszeren ilmenitansammlungen. Das erz war durchgängig ein wenig magnetisch und zeigte die folgende zusammensetzung:

Ti O ₂	=	38,00
Fe	=	47,58
Si O ₂	=	1,50
Ca O	=	0,08

2) Das vorkommen bei Böstölen liegt weiter hinein, auf dem plateau in der nähe des alten postweges, der von Soggendal über Furulied nach Aaensire hinabführt. Dies vorkommen ist von professor Vogt als das vorkommen bei Röstölen beschrieben. Der name Röstöl existiert indessen in diesen gegenden nicht, und das vorkommen soll nach angabe des professors irgendwo zwischen Laxedal und Blaaufeld liegen, was auch stimmt.

Das titaneisen tritt hier als gangförmige streifen auf, die sehr an die von Laxedal erinnern, die aber alle unbedeutender sind. Das auch diese als concentrationsproducte aufzufassen sind, wird aus meinen tagebuchsnotizen hervorgehen. Es heiszt hier: „Von dem Refssee ging ich Furulid gerade hinauf und setzte von dort über das plateau fort, bis ich ungefähr am Böstölssee auf den alten postweg, der von Aamot in dem kirchspiele Soggendal nach Aaensire führte, kam. Im anfang war nur

reiner labradorit zu sehen, so wie er der eisenbahnlinie entlang am Blaafjeld zu finden ist. Etwas weiter hinein auf dem plateau stand ein labradoritnorit mit hypersthen in parallel angeordneten linsen, die an zahl weiter gegen osten abnahmen. An dem westlichen ende des sees bei Böstöl, wurden in dem dort ilmenitreichen labradoritnorit mehrere ca. 0,5 m. dicke streifen von reinem ilmenit, deren richtung n.—s. ist, entdeckt. Dicht neben dem jetzt niedergehenden Böstöl, der ungefähr an der mitte des sees lag, beobachtete ich ähnliche, aber weniger mächtige streifen. Einen neuen und etwas grösseren zug von streifen sah ich auch am östlichen ende des sees. An dem kleinen see o. von Böstöl enthielt der labradorfels bedeutende massen von ilmenit und hypersthen, so dasz der ganze berg ein eigenthümliches verwittertes aussehen bekam. Nachdem ich diese zone passiert hatte, kam ich in festen und ziemlich reinen labradorit hinein, der sich nach osten fortsetzte. Es ist also in kurzen zügen dieselbe geschichte, die das Laxedal erzählt, ein concentrationsprocesz, der durch die erstarrung des magmas unterbrochen wurde. Vielleicht, dasz wir hier eine fortsetzung der concentrationsaxe von Laxedal haben und die vorkommen des Böstöls mit denen des Laxedals in genetischer beziehung innig verknüpft wären.

In technischer beziehung spielen die vorkommen bei Böstöl eine bedeutend kleinere rolle als die in dem Laxedale, da sie erstens eine geringere mächtigkeit und zweitens eine weniger vortheilhafte lage haben. Eine kleine hülfe würde es vielleicht sein, wenn der eventuelle weg hierüber gelegt würde.

3) Bei Brambo, das weit hinein in dem Blaafjeldsthal am südwestlichen ende des Guddalssees liegt, soll nach hrrn steiger OLSEN ein reiner ilmenitgang, der weit hinein ins gebirg verfolgt werden kann, auftreten. In wiefern dieser eine concentrationsmasse oder ein typischer gang ist, habe ich den mittheilungen zufolge nicht entscheiden können.

4) Blaafjeld, der sich schräg hinauf in einer höhe von ca. 200 m. über den Veisetsee erhebt, führt zahlreiche massen von titaneisen, das vorwiegend rein auftritt d. h. ohne mit eisenkies und kupferkies einerseits oder labrador und hypersthen andererseits vermischt zu sein. Der Blaafjeld ist sowohl von dr. TELLEF DAHLL wie von professor VOGT untersucht und beschrieben worden, ich werde mich deszhalb in grözter kürze fassen, indem ich als beilage meiner

beschreibung die beiden von den erwähnten herren ausgeführten profile beifüge.

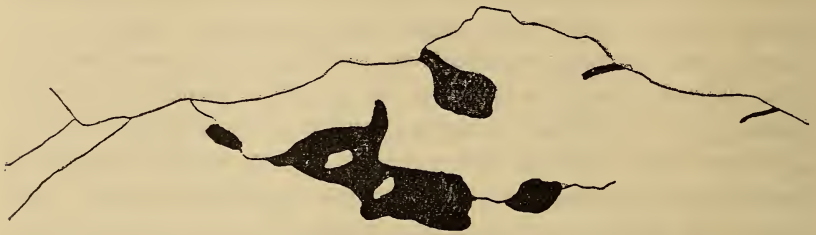


Fig. 12.
Dr. TELLE DAHL's profil.



Fig. 13.
Professor VOGT's profil.

Wie man sieht, weichen diese profile nicht wenig von einander ab. Meiner meinung nach ist dasjenige des professor VOGT's das beste, nicht nur weil es mehr vorkommen aufgenommen und eine bessere übersicht der verhältnisse gegeben hat, sondern auch weil die in beiden profilen aufgenommenen vorkommen auf professor VOGT's profil richtiger abgesetzt sind. Die an der linken seite (fig. 13) abgesetzten, mächtigeren gänge sind noritische pegmatitgänge, die übrigen sind erzgänge mit reinem erz in den schwarzen partien.

Die grössten ilmenitmassen im Blaafjeld sind auf drei mächtige gangförmige partien, von welchen nur die oberste völlig zusammenhängend ist, concentrirt. Sie fallen sämtlich schwach gegen westen ab. In diesen gängen sind die drei gruben: die obere Blaafjeldsgrube (Ö. B.), die untere Blaafjeldsgrube (N. B.) und die Plattformgrube (P) angelegt. Ausser diesen haben wir weiter gegen westen die Liedgrube (L) in einem beinahe schwebenden, und die Rasetgrube (R) in einem schrägeren gange. In dem an der anderen seite des Blaafjeldsthals liegenden felsen liegt die Ny Rasetgrube, die durch zwei grubenlöcher bezeichnet ist.

Einige dieser gangförmigen massen haben haarscharfe grenzen gegen das seitengestein und enthalten scharfeckige bruchstücke von labradorfels, sie sind dann vielleicht wirkliche gänge, andere zeigen übergänge in das umgebende gestein und sind dann vielleicht durch eine in situ stattgefundene concentration gebildet worden. Es ist indessen, wie schon professor VOGT hervorgehoben, schwierig genaue observationen in den finstren und theilweis durch wasser gefüllten gruben auszuführen. Sicher ist, dasz wir auszer diesen auch geringere titaneisenmassen haben, von welchen man deutliche übergänge in das seitengestein nachweisen kann. Die bedeutenderen vorkommen können südwärts in der richtung gegen Böstöl und Laxedal verfolgt werden. Nach meiner ansicht ist es sehr wahrscheinlich, dasz eine genetische relation zwischen den vorkommen bei Blaafjeld, Böstöl und Laxedal besteht. Die vorkommen bei Laxedal und Böstöl sind jedenfalls durch in situ stattgefundene concentration gebildet worden, und dasselbe ist auch mit einigen der kleineren erzmassen Blaafjelds der fall.

Eine analyse von dr. TELLEF DAHL zeigt:

Ti O	=	41,67 %
Fe	=	39,00 %

Eine neuere analyse, die von dem herrn amanuensis C. O. B. DAMM ausgeführt ist, zeigt eine andere zusammensetzung:

Ti O ₂	=	36,31
Fe ₂ O ₃	=	12,03
Fe O	=	32,43
Mg O	=	5,41
Sum	=	95,91 %.

Diese analyse rührt meiner vermuthung nach von einer der schlierenförmigen massen her, und man würde wahrscheinlich, wenn die analyse auch mit rücksicht auf Ca O, Si O₂ und Na₂ O ausgeführt wäre, auch kleine gelhalte von diesen stoffen bekommen.

5) Der sogenannte Storgang beginnt ca. 600 m. o. von dem hofe Figje und setzt sich von dort in nordöstlicher richtung fort, bis er s. vom hofe Sandbæk sich in zwei theilt. Der eine dieser arme setzt sich im anfang in derselben richtung fort bis zur nordöstlichen seite des Lumbertsees, wo er gegen o. s. o. abbiegt. Der andere arm setzt sich einen guten kilometer in der richtung n. n. o. fort. Die gröszte länge des Storgangs ist 3,5 km. und die des nördlichen arms 1,15 km. Die gesammelte länge würde also 4,65 km. ausmachen, d. h. beinahe eine halbe norwegische meile. Rech-

net man die durchschnittsmächtigkeit auf 50 m., würde der gang ein areal von 232500 m.² einnehmen.

Der Storgang musz, nach allem, was vorliegt, als ein wirklicher gang angesehen werden, der später den ihn umgebenden, reinen labradorit durchbrochen hat, gegen welchen er überall haarscharfe grenzen zeigt. In petrographischer beziehung musz der Storgang als ein ilmenitnoritgang bezeichnet werden. Der Si O₂ gehalt beträgt bis ungefähr 25 %. Es sei indessen dabei bemerkt, dasz ein ilmenitnorit von solcher zusammensetzung in der that nur ganz lokal auftritt, und dasz der Storgang überall aus streifenförmigen zonen von gesteinen, die alle übergänge zwischen labradoritnorit und ilmenit bilden, besteht. Die richtung dieser verschiedenartigen zonen ist beinahe parallel mit der hauptrichtung des ganges. Eine bestimmte gruppierung dieser zonen mit den basischen bestandtheilen an den grenzen und den saureren in der mitte, findet man nicht. Bald sind die basischen ilmenitmassen in der mitte, bald an der grenze, bald in dem liegenden und bald in dem hängenden theile.

Die mineralogische zusammensetzung von einem der ilmenitnoritstreifen, welcher der durchschnittszusammensetzung am nächsten liegt und darum als das am meisten typische gestein des gesammelten gangmassivs angesehen werden musz, ist die folgende:

Eisenkies, scheint an einer stelle mit umgewachsenen spinel versehen zu sein.

Spinel, der in der weise mit ilmenit, apatit und rhombischem pyroxen zusammen auftritt, dasz er als älter als diese betrachtet werden musz. Die farbe ist stark grün.

Apatit.

Ilmenit.

Biotit, der dunkelbraun und stark pleochroitisch ist, tritt immer als ein kranz um das erz oder in der unmittelbaren nähe des erzes auf.

Rhombische pyroxene, die sowohl zur hypersthen- als zur bronzitreihe gehören, ja einige sind vielleicht auch enstatite. Eine verwachsung der rhombischen pyroxene mit den monoklinen findet in ziemlich groszer ausdehnung statt. Der monokline pyroxen, der gewöhnlich diallag ist, tritt auch gern als klumpenförmige individuen auf. Die hypersthene besitzen hier, wie es oft in unsrem eruptivgebiete der fall ist, die charakteristischen pseudobrookitafeln, die in meinen dünnschliffen längs einer richtung,

die einen winkel auf 30° gegen die spaltrisse bildete, eingelagert waren. Vielleicht repräsentiert diese richtung die fläche $\frac{1}{4} P \approx$. Mehrere individuen zeigen eine beginnende umwandlung, die sich entweder durch einlagerung von biotit und magnetit längs der spaltrisse oder durch serpentinisierung längs unregelmässiger querspalten äusert.

Die plagioklase sind ziemlich basisch und zeigen mehrmals zwei systeme von zwillingslamellen, die fingerförmig in einander greifen. Sowohl der plagioklas als auch der hypersthen zeigen deutliche druckwirkungen, indem die krystalle zerbrochen sind.

Um zu sehen wie es sich mit den plagioklasen in solchen basischen typen wie dem ilmenitnorit des Storgangs verhält, und um einen begriff vom mengenverhältnisz der verschiedenen im gesteine auftretenden mineralien zu bekommen, wurde eine probe von dem gesteine isoliert. Die isolation zeigte, dasz der gröszte theil von den plagioklasen ein spezifisches gewicht, das zwischen 2,806 und 2,702 lag, doch ganz nahe dem letztgenannten werthe, hatte. Ein kleinerer theil hatte ein gewicht zwischen 2,702 und 2,664. Das mengenverhältnisz (nach volum) war: Erz + Mg-Fe-silicate: basischer labrador: saurer labrador = 15 : 12 : 1, d. h. ein gewichtverhältnisz = 60 : 30 : 2. Das spezifische gewicht des gesteins war = 3,687, wie man sieht ein ziemlich hoher werth, der am deutlichsten den ilmenitnorit von den noriten unterscheidet. Zum vergleich füge ich die folgenden gewichtszahlen bei: Labradorit von Nordfjord = 2,685, labradoritnorit von Ekerö = 2,736, labradoritnorit von Hitterö = 2,766, quarznorit von Rekefjord = 3,005, norit von Rekefjord 3,124 und ilmenitnorit von dem Storgang = 3,687.

Was die technische bedeutung des Storgangs betrifft, so wird diese immer verhältnismässig gering sein, da erstens nur ca. 40 % der gangmasse als erz angesehen werden kann, und dies erz zweitens ziemlich eisenarm ist. Eine analyse, die ihrer zeit von dem hrrn bergmeister dr. TELLEF DAHLL ausgeführt wurde zeigt folgendes:

Ti O ₂	=	45,22
Fe ₂ O ₃	=	12,40
Fe O	=	42,69
		Sum 100,31

Der berechnete gehalt von Fe ist = 41,24 % und der formel $6 \text{ Fe O Ti O}_2 + \text{Fe}_2 \text{ O}_3$.

Die zusammensetzung des eigentlichen ilmenitnorits betreffend, verweise ich auf die früher citierte analyse. Die zusammensetzung und structur sieht man auch auf der beigefügten figur, wo die



Fig. 14.

schwarzen partien ilmenit, die individuen, mit den einander unter einem winkel von beinahe 90° kreuzenden spaltrischen rhombische pyroxene, die mit den feinen parallelen spaltrischen biotit und die übrigen plagioklas vorstellen.

6) Die Fröitlefgruben liegen ungefähr 1 km. s. von dem hofe Fröitlef und sind auf zwei gangförmigen ilmenitmassen angelegt, die gewisz als theile eines gesammelten, etwas gebogenen ganges aufgefasst werden müszen. Die hauptrichtung ist n. 30° o.—s. 30° w. und die gesammelte länge des ganges ungefähr 400 m. In petrographischer beziehung gehört der gang zu derselben gruppe wie der Storgang, da er dieselbe gestreifte anordnung der bestandtheile, die für diesen characteristisch ist, hat. Die chemische zusammensetzung erweist sich auch an beiden orten als beinahe genau dieselbe. Eine analyse von TELLEF DAHLL zeigt nämlich:

$$\text{Ti O}_2 = 45,29$$

$$\text{Fe} = 41,21$$

Wie schon oben erwähnt, war die zusammensetzung des ilmenits von dem Storgang:

$$\text{Ti O}_2 = 45,22$$

$$\text{Fe} = 41,24$$

Das technische interesse, das sich an diesen gang knüpft, ist noch geringer als das, welches sich an den Storgang knüpft, da der Fröitlefgang eine noch ungünstigere lage und ausserdem geringere erzquanta hat. Dieser grube wurde mehr als die hälfte der ersten probenladung von dem Soggendalsgebiete von 90—100 tons entnommen.

7) Die vorkommen von Florklev und Flordal liegen, das erste 0,9 km. n. n. w. von Fröitlef und das andere ungefähr 700 m. n. w. von dem ersten. Beide vorkommen scheinen zusammen einen gang zu bilden, da sie einander fortsetzen und in derselben richtung gehen. In petrographischer beziehung wird der gang durch dieselbe streifenförmige anordnung der bestandtheile characterisiert, die für mehrere der früher besprochenen vorkommen bezeichnend ist.

Auszer diesen vorkommen, die in strengster bedeutung zum Soggendalsgebiete gehören, haben wir auch zwei ferner liegende, wo auch die erzansammlungen an das labradorfelsmassiv geknüpft sind, nämlich die vorkommen bei Raunslid und Vardeaaasen. An dem ersten orte scheint, dem hrrn steiger OLSEN zufolge, das vorkommen eine concentrationsmasse zu sein, wogegen das andere, das zwischen Aaensire und Flekkefjord liegt, ein gang von einer ziemlich bedeutender längenausdehnung und von einer mächtigkeit von ca. 3 m. sein sollte.

Hiermit sind wir mit den an die labradorfelsen geknüpften vorkommen fertig und gehen nun zu den in dem noritgebiete bei Rekefjord und Soggendal auftretenden ilmenitvorkommen über.

Was diese betrifft, so kann sogleich bemerkt werden, dasz die meisten derselben als ilmenitnorite vom typus Storgangen aufgefasst werden müssen und darum eine unbedeutende rolle spielen. Einige haben nur dadurch theoretisches interesse, dasz sie das noritgebiet durchsetzen, und werden darum in gröszter kürze behandelt werden.

8) Das vorkommen bei Lövaas liegt ca. $\frac{1}{2}$ km. s. w. von dem hofe o. Lövaas und besteht aus einem ziemlich reinen no-

ritgang von ca. 0,3 m.s mächtigkei. Die richtung ist o.—w. Das erz soll ein wenig magnetisch sein. Leider habe ich keine gelegenheit gehabt selbst das vorkommen zu studieren.

9) Die Aarstad-grube liegt beinahe $\frac{1}{2}$ km. n. o. von dem hofe Aarstad und an der grenze des noritgebietes. Es wurde nur 2—3 monate im jahre 1864 in der grube gearbeitet, und selbst da wurden nur wenige arbeiter angewendet. Die ursache zum niederlegen war die kleine ausdehnung des ganges. Das erz war in bedeutender menge vorhanden und musz als titanomagnetit angesehen werden. Auszer diesem fand ich ein wenig kupferkies, der lokal in einiger menge auftreten konnte. In dem seitengestein soll dr. TELLEF DAHLL kleine adern von gediegenem kupfer gefunden haben. In chemischer beziehung zeichnet sich das erz durch seinen bedeutenden Fe-gehalt aus, der gröszer als bei allen den übrigen vorkommen in dem Soggendalsgebiete ist. Eine analyse, die ihrer zeit von dr. TELLEF DAHLL ausgeführt wurde, zeigt die folgende zusammensetzung:

Ti O ₂	=	16,94
Fe ₂ O ₃	=	67,63
Fe O	=	15,63
Sum	=	100,20 %.

Dies giebt die formel $\text{Fe O Ti O}_2 + 2 \text{Fe}_2 \text{O}_3$.

10) Einen kleineren gang fand ich auch 400 m. n. n. o. von dem hofe Bö. Der gang enthielt verhältnismäszig reines titaneisen, aber hatte nur eine mächtigkei von 0,5—1 m. Die richtung war n. 15° w.—s. 15° o.

11) Zwischen Figgje (auf der karte Figre) und Bakkebro habe ich einen gestreiften und ziemlich langen gang von ilmenitnorit observiert. Wahrscheinlich ist dieser gang eine fortsetzung von

12) dem ilmenitnoritgange von Bakke und Örritsland. Denselben habe ich bis Hölen verfolgt und dadurch sein auftreten als jüngeren durchsetzenden gang bewiesen. Sollte er eine concentrationsmasse sein, wie einige forscher alle solche gestreiften gänge aufzufaszen geneigt sind, sollte man glauben, dasz es ein in situ gebildetes concentrationsproduct entweder aus dem einen oder dem anderen magma wäre. Dieser gang erstreckt sich indessen sowohl durch das dunkle normalkörnige noritgebiet als auch durch das labradorfelsmassiv, und musz darum jünger als beide massive sein. Ebenso groszes interesse, wie dieser gang in theoretischer beziehung hat, ebenso geringes interesse hat er in praktischer,

indem er durchgängig zu viel hypersthen und labrador enthält. Man findet gewisz reine partien von ilmenit, aber diese sind unbedeutend. Der gang, dessen richtung durchgehends n.—s. ist, hat eine länge von 2,8 km. Sollte es, wie ich vermuthet habe, so sein, dasz der gang zwischen Figgje und Bakkebro dessen fortsetzung ist, würde die gesammelte länge bis zu 4,6 km. betragen, und der gang wäre somit der längste ilmenitnoritgang des ganzen gebietes. An mächtigkeit steht er dem Storgange nach, indem seine durchschnittsmächtigkeit auf 10 m. gesetzt werden kann. Das gesammelte areal wäre dann 46000 m.² d. h. $\frac{1}{3}$ desjenigen des Storgangs.

13) Die grube bei Hauge, dicht an der strasze soll 80 fusz tief sein, und ist in einem verhältnismäszig unbedeutenden gange angelegt, der wenig von labrador und hypersthen enthält, jedoch auszer dem reinen ilmenit bedeutende mengen von eisenkies, magnetkies und kupferkies hat, ein umstand, weshalb die arbeit nur zu schnell niedergelegt werden muszte. Alte analysen zeigten einen gehalt von 48 % Fe, d. h. er wird in dieser beziehung nur von der grube bei Aarstad übertroffen, die auch an zu groszen mengen von sulphidischen erzen litt.

14) Der „Slugeledgang“, der ca. 300 m. w. von dem gange bei Hauge geht, erinnert sowohl durch sein auftreten als auch durch seine zusammensetzung an den gang bei Bakke—Örritsland. Die richtung beider ist ungefähr parallel. Die gesammelte länge ist beinahe ein kilometer und die mächtigkeit = 4—5 m. Das erz ist ein wenig magnetisch, aber kommt in so geringer menge vor, dasz er in technischer beziehung keine bedeutung hat. In den guten tagen der titaneisenkompagnie wurde ein wenig erz ausgeschoszen, wo der gang den weg von Ekersund durchschneidet.

15) Der gang auf der Aarstadinsel geht ungefähr parallel mit dem südlichen theile des eben genannten ganges und ist wie dieser ein gestreifter ilmenitnorit, doch hat er mehrere ziemlich reine erzpartien.

Die titaneisenvorkommen bei Kyland und Koldal.

Was diese vorkommen betrifft, will ich sie nur kurz erwähnen, sowohl weil ich die vorkommen bei Soggendal so eingehend untersucht habe und mir darum wenig zeit für das St. Olafsgebiete übrig blieb, als auch weil dasselbe von hrrn professor VOGT in seiner arbeit „Norske ertsforekomster“ pag. 24—26 beschrieben worden ist.

Da ich indessen mit professor VOGT in seiner auffassung von der bildungsweise und dem verhältnisz zu anderen gängen nicht einig bin, ist es nothwendig über das gebiet, dessen meiste vorkommen ich besucht habe, eine kurze übersicht zu geben.

Die ilmenitmassen zeichnen sich hier dadurch aus, längs einer linie vertheilt zu sein, die im groszen und ganzen dem kleinen thale folgt, das durch den olivindiabas des St. Olafsganges bezeichnet ist. Der ilmenit durchbricht nicht überall den hier vorherrschenden labradoritnorit, tritt aber als ein theilweis durchsetzender gang auf, wo die einzelnen partien sowohl an länge als auch an mächtigkeit ziemlich variieren.

In mineralogischer beziehung zeichnen die hiesigen ilmenititen sich dadurch aus ziemlich rein zu sein und enthalten von fremden bestandtheilen wesentlich sulphidische erze, wie eisenkies und magnetkies, aber auch hie und da ein wenig hypersthen und labrador. Das gebiet musz darum in mineralogischer beziehung, wenn es mit den vorkommen des Soggendalsgebietes verglichen wird, dem Blaaufeldstypus zugerechnet werden.

In chemischer beziehung wird es durch die folgenden analysen characterisirt:

	I.	II.	III.	IV.	V.
Ti O ₂	41,75	34,50	44,05	43,78	39,00
					Fe
Fe ₂ O ₃	22,11	29,00	18,71	20,03	46,70
Fe O	31,11	27,00	34,17	32,31	
Mg O	3,15	4,07	3,04	3,34	
Mn O	0,28				
Ca O	0,55	2,00			
Si O ₂	0,60				
P ₂ O ₅	0,015	1,268			
S		0,287			
Sum	99,95	98,13	99,97	100,06	

- I. Dr. A. TAMM. Ankershus pr. Ekersund.
 II. Dr. A. TAMM. Ankershus und Peder pr. Ekersund.
 III. Dr. LOOFT. Kyland pr. Ekersund.
 IV. Dr. LOOFT. Kyland pr. Ekersund.
 V. Dr. T. DAHLL. Ankershus pr. Ekersund.

Was nun ihre bildungsweise betrifft, bin ich mit professor VOGT darin einig, dasz sie kaum als magmatische, in situ gebildete differentiationsproducte angesehen werden können, indem wir dann irgendwo übergänge zu dem seitengestein haben müszen; überall

aber, wo professor VOGT und ich gewesen sind, haben wir haarscharfe grenzen gefunden und als beweis, dasz die gänge durch eine spätere eruption hervorgebracht sind, haben wir alle beide bruchstücke von dem seitengesteine des ganges notiert. Es bleibt nun die frage, ob wir annehmen sollen, dasz diese gangmasse zur selben zeit und auf dieselbe weise wie mehrere der typischen gänge in dem Soggendalsgebiet, z. b. der Storgang, hervorgekommen sei? Für professor VOGT hatte dies verhältnismäszig wenig interesse, da er die ilmenit- und ilmenitnoritgänge als älter wie die normalkörnigen, dunklen noritgänge, die mit dem noritgebiete bei Rekefjord und Soggendal gleichzeitig sind, auffaszte. Für mich, der ich nachgewiesen habe, dasz das noritgebiet bei Rekefjord und Soggendal nicht nur von einem, sondern von 8 verschiedenen ilmenit- und ilmenitnoritgängen durchsetzt wird, und darum den schluss gezogen habe, dasz diese gänge jünger als die noritgänge sind, hat diese sache eine andere bedeutung. Ich musz schärfer als professor VOGT präzisieren, dasz ein wirklicher unterschied zwischen gängen wie dem den labradorfels durchsetzenden Storgang und dem ilmenitgange des St. Olafsgebietes ist, der nur hier und da das ältere massiv durchsetzt. Beispiele von anderen eruptivgebieten zeigen, dasz es gern die älteren gänge sind, die am oftsten unregelmäszig und nur theilweis durchsetzend auftreten, während die jüngerer einen geradelinigeren verlauf und eine mehr regelmäszige mächtigkeit haben. Davon haben wir auch ein beispiel aus dem Ekersundsgebiete. Betrachten wir die älteren norite und die jüngerer diabase, wird der unterschied gleich ins auge fallen. Wir brauchen nur gänge wie „Matingsdal—Ekersund—Naalevik“ auf der einen seite und den St. Olafsgang auf der anderen zu erwähnen. Ein ähnlicher unterschied ist auch zwischen dem ilmenitvorkommen des St. Olafsgebietes und dem des Storgangs, und ich betrachte diese gänge darum als unter verschiedenen verhältnissen und zu verschiedenen zeiten gebildet. Den ersteren vermute ich durch laccolitische differentiation ausgeschieden und durch einen nachschub in das noch nicht erstarrte magma heraufgehoben. Hierdurch sein unregelmäsziges auftreten. Den zweiten fasse ich als eine ausfüllung von einer in dem schon völlig erstarrten magma gebildeten, mehr oder weniger geradelienigen spalte auf.

Dieser meiner auffassung von den ilmenitvorkommen in dem St. Olafsgebiet kann, wie es scheint, auch professor VOGT beitreten, aber er hat keine reservation den übrigen gängen gegenüber ge-

nommen, und es hier, wie aus allem hervorgeht, nicht nothwendig gefunden, wahrscheinlich, weil seine auffassung von dem altersverhältnisz zwischen den verschiedenen im gebiete auftretenden gesteinen von der meinigen ziemlich verschieden war. Professor VOGT's bemerkungen darüber, dasz der diabasgang und seine apophysen die ilmenitvorkommen des St. Olafsgebiets durchschneiden, ändern meine auffassung nicht. Es stimmt vielmehr mit dieser bestens überein, dasz ein gang, der das hauptmassiv kurz nach seiner erstarrung durchbrach, eine schwächerichtung hinterliesz, längs welcher sich dann später ein gang, der älter als alle die sonst mit ihm zusammen auftretenden gänge ist, bildete. Es braucht auch kein hindernisz zu sein, dasz man annimmt, die natur habe zwei verschiedene bildungsweisen für ein und denselben gegenstand verwendet. Sollte es sich bei genauerer prüfung zeigen, dasz meine auffassung der bildung der in dem eruptivgebiete bei Eker-sund und Soggedal auftretenden ilmenitvorkommen die richtige ist, wären sie auf die drei folgenden weisen gebildet worden:

- I. Durch eine in situ stattgefundene diffusion. Das erz ist durch verschiedene petrographische übergangsglieder mit dem seiten-gestein verbunden. (Typus: Laxedalen).
- II. Durch diffusion im laccolithivean und einen dem folgenden nachschub, der die erzmasse bis auf die nicht völlig erstarrte oberfläche hob. Es scheinen hier fast immer haarscharfe grenzen vorhanden zu sein. (Typus: St. Olafs gebiet).
- III. Durch differentiation in dem ursprünglichen magmabassin und darauf folgende eruption, wodurch grözere, scharf begrenzte spalten ausgefüllt wurden. Die grenze gegen das seitengestein ist überall scharf, und man nimmt scharfeckige bruchstücke wahr. (Typus: Storgang).

Es ist indessen selbstverständlich, dasz es mit schwierigkeiten verbunden sein wird, zu entscheiden welchem dieser typen das einzelne vorkommen angehört. Die in situ stattgefundene concentration könnte z. b. so weit vorgeschritten sein, dasz sie völlig zu ende gebracht worden wäre, ehe das magma erstarrte. Hierdurch würden die vorkommen des I typus sich den beiden anderen typen nähern. Dasz man solche übergänge treffen wird, ist selbstfolglich, und dieser umstand kann nicht als angriff gegen meine auffassung verwendet werden. Es ist ja doch immer so, dasz je näher wir den verschiedenen verhältniszten studieren, je mehr übergänge findet man. Ein über-

gang wie der oben erwähnte kann darum nur beweisen, dasz zwischen diesen verschiedenen typen im äusseren nur ein grads- und nicht ein wesensunterschied ist, dem ich auch selbst beistimmen werde.

Uebersicht über die gangeruptionen.

Nachdem nun die verschiedenen gänge erwähnt sind, wollen wir versuchen eine übersicht über diese gänge zu gewinnen.

Wenden wir uns zuerst den mächtigkeitsverhältnissen zu, so finden wir, dasz die mächtigkeit der verschiedenen gänge ziemlich stark variiert. Es ist dies nicht nur mit den verschiedenen gängen der fall, sondern auch bei dem einzelnen. Wir brauchen nur einige zahlen zu erwähnen um dies zu beleuchten. Der gang von gabbronorit, den ich „Ekersund-Matingsdal“ genannt habe, ist stellenweise ca. 200 und an anderen nur 80 meter mächtig. Eine ähnliche variation an mächtigkeit besitzt auch der Vesthofdegang. Der diabasgang „Ogne-Theings“ hat eine durchschnittsmächtigkeit von ca. 6 m. Der aplitgang bei Urstad af Hitterö war nur ca. 2 m. mächtig. Im groszen und ganzen kann man wohl sagen, dasz die gabbronoritgänge die mächtigsten sind, nach ihnen kommen die diabase und einige der ilmenitnorite, und zuletzt haben wir dann die übrigen, d. h. die monzonit-, banatit-, granit-, aplit- und labradorfelsgänge.

Was die richtung der gänge betrifft, musz man sagen, dasz die diabasgänge beinahe in west-östlicher richtung verlaufen, ein verhältnis, das in scharfem gegensatz zu demjenigen der diabase des Kristianiagebietes steht, wo die hauptrichtung n.—s. ist. Der Kvelskaargang (s. von Ekersund) geht o.—w., der St. Olafsgang geht im anfang w.—o., später folgt er der küste d. h. beinahe n. w.—s. o. Der gang „Ogne-Theings“ verläuft durchgehends in der richtung w. n. w.—o. s. o. Die richtung des diabasganges bei Holmvand ist s. w.—n. o., und die des Fuglestadganges ca. w. n. w.—o. s. o. Der mächtige soggendalitgang (von Odden bis Telenæs) geht beinahe parallel der küste.

Ueber die richtung der übrigen gänge kann man keine bestimmten regeln geben. Die mächtigen gabbronoritgänge haben z. b. an einigen orten einen n.—s. verlauf, an anderen ist die richtung beinahe o.—w. Einige der gabbronoritgänge haben keinen geradelinigen verlauf, sondern gehen in einem weiten bogen. Vielleicht sind diese gänge zu einer früheren zeit zur eruption gelangt,

was auch vergleiche mit dem quarznoritgebiete bei Rekefjord und Soggendal bestätigen.

Wir wollen nun die altersfolge der verschiedenen gänge behandeln. Mit sicherheit kann man davon ausgehen, dass sämtliche gänge jünger als das grosze hauptmassiv von labradorfelsen sind, da sie entweder dies massiv oder andere, die sicher jünger sind, durchsetzen. Dadurch ist die untere altersgrenze bestimmt. Einige der gänge, die labradorit- und labradoritnoritgänge, haben eine zusammensetzung, die mit derjenigen des labradorfelsmassivs so wohl übereinstimmt, dass diese gänge als die ältesten angesehen werden müssen. Die norit-, gabbronorit-, quarznoritgänge treten immer mit scharfen grenzen gegen die labradorfelse, die sie durchsetzen auf, und müssen demnach sicher als jünger betrachtet werden. Dass sie indessen nicht viel jünger sind, ist aus zwei gründen wahrscheinlich. Erstens sind sie mit dem quarznoritgebiete bei Rekefjord und Soggendal in petrographischer beziehung sehr nahe verwandt, und da dies gebiet, wie später näher erörtert wird, nur ein wenig jünger als das hauptmassiv der labradorfelse ist, muss dies auch mit den genannten gängen der fall sein; zweitens haben diese gänge solch unregelmässigen verlauf, dass jedenfalls an einigen orten zu vermuthen ist, dass die gangeruption stattgefunden hätte, bevor das hauptmagma noch völlig erstarrt war. Was hier die norit-, gabbronorit- und quarznoritgängen betreffend gesagt worden ist, gilt auch für die pegmatitischen ilmenit- hypersthen- labradorgänge, die an einigen stellen im Blaafield keine scharfen grenzen gegen das labradorfelsmassiv zeigen.

Sämtliche diabas- diabasporphyrit- diabaspyroxenit- oder soggendalit- und olivindiabasgänge sind jünger als die verschiedenen noritgänge. Wo sie mit einander zusammenstoszen, sind überall die diabase die durchsetzenden; nirgends ist das entgegengesetzte der fall. Die bedeutendsten überschneidungen sind: Der St. Olafsgang (olivindiabas) durchsetzt den gabbronoritgang „Ekersund-Theings“. Die kreuzung des Kveldskaarsgangs mit „Ekersund-Theings“ ist überdeckt. Der diabasgang „Theings-Ogne“ durchsetzt den gabbronoritgang „Ekersund-Theings“, während die kreuzung mit „Ekersund-Matingsdal“ von losen massen überdeckt ist. Der diabasgang bei Holmevand durchsetzt „Ekersund-Matingsdal“ und der diabasgang bei Fuglestad den gabbronoritgang bei Bö. Der eigenthümliche soggendalitgang durchsetzt das mit den noritischen gängen beinahe identische noritmassiv bei Rekefjord und Soggendal.

Die ilmenitnorit- und ilmenitgänge sind, wie schon oben erwähnt, von verschiedenem alter. Einige sind nur wenig jünger als das hauptmassiv von labradorfelsen, während andere auch jünger als das noritgebiet bei Rekefjord und Soggendal und die mit ihnen genetisch nahe verbundenen gänge von norit, gabbronorit und quarznorit sind.

Eine eigenthümliche stellung nimmt der bronzitdiabas bei Rekefjord ein, indem er als beinahe gleichaltrig mit dem quarznoritmassive bei Rekefjord und Soggendal angesehen werden musz. Wahrscheinlich ist er ein eigenthümliches differentiationsproduct dieses magmas.

Da die monzonitgänge mit dem monzonitgebiete bei Hæskestad in verbindung stehen, und dies gebiet, wie später erörtert wird, nur ein wenig jünger als das quarznoritgebiet sein kann, sind die monzonitgänge entweder gleichaltrig oder nur ein wenig jünger als die noritischen gänge.

Die verschiedenen saureren gänge wie die banatit-, augitgranit- und aplitgänge sind sowohl in bezug auf zahl als auf verbreitung so unwesentlich, dasz man keine berührungen derselben mit einigen der anderen gänge hat. Berücksichtigt, man indessen ihr verhältnisz zu den groszen hauptmassiven wird man folgende erptionsreihe bekommen:

- VI. Diabase, diabasporphyrite olivindiabase, soggendalite.
- V. Augitgranite und granitische aplit.
- IV. Ilmenitnorite und ilmenitite.
- III. Monzonite und banatite.
- II. Norite, gabbronorite, quarznorite und pegmatitnorite. (Bronzitdiabas).
- I. Labradorite und labradoritnorite samt einige ilmenitgänge.

Bei dieser altersfolge ist zu bemerken, dasz die stellung der gruppe VI zu der gruppe V sehr unsicher ist. Es scheint doch, als ob der olivindiabasgang bei Örsdalsvand das saure adamellitgebiet bei Birkrem durchsetze. Auch die stellung der jüngeren ilmenitnorite und ilmenite ist unsicher, vielleicht sind sie älter als einige der banatite.

Die erptionsfolge in dem Ekersund-Soggendalsgebiet

Versuchen wir nun alle die verschiedenen einzelbeobachtungen zu sammeln, so ist meiner meinung nach das erste resultat, was wir bekommen, das, dasz sämtliche in dem ganzen gebiete auf-

tretenden gesteine in einer gewissen beziehung zu einander stehen, einer beziehung, die kaum in anderer weise erklärt werden kann, als dasz sie alle aus einem und demselben magma, aus welchem die verschiedenen typen durch magmatische differentiationsprocesse ausgeschieden sind, stammen. Es ist meine auffassung, dasz dies sowohl in geologischer als in petrographischer beziehung bewiesen werden kann. Ich kann nachweisen, wie die verschiedenen gebiete an ihren grenzen sich mit grenzfaciesbildungen umgeben, die von anderen nur ein wenig jüngeren gebieten, wo sie mit äusserlich differentiierten typen auftreten, bekannt sind. Gehen wir von den centralen partien des groszen labradorfelsmassivs auf die grenzen zu, werden wir z. b. finden, dasz der bei Slettebö vorkommende reine labradorit ein wenig nördlicher kleine mengen von ilmenit und hypersthen aufgenommen hat, diese mengen sind indessen so unwesentlich, dasz sie auf die bezeichnung des gesteins keinen einfluss üben. Kommen wir so weit wie bis Næset und Lomeland, ist der gehalt an erz und pyroxen in solcher weise vergröszert, dasz das gestein als ein labradorreicher labradoritnorit bezeichnet werden musz. In der gegend von Helleland haben wir einen hyperstensreichen labradoritnorit, der an der grenze gegen die norite liegt. Die verbindung zwischen den labradorfelsen und den noriten finden wir noch besser illustriert innerhalb des Birkremsmassivs, dessen grenzfaciesbildungen aus solchen gesteinen bestehen. Ich könnte mehrere beispiele nennen, aber das angeführte genügt um die richtigkeit meiner behauptung zu bestätigen. Ich habe dieselbe auch durch meine früheren detailbeschreibungen völlig bewiesen.

Auch in rein petrographischer beziehung kann man den zusammenhang der in dem eruptivgebiete auftretenden gesteine nachweisen. Ich habe schon früher diesen beweis geliefert, indem ich gezeigt habe, dasz ich von den noriten ausgehende deutliche übergangsreihen sowohl zu den reinen labradorfelsen wie zu den bronzitgraniten, ilmenititen und gabbros hatte. Diese verhältnisse sind auch damals durch zahlreiche analysen beleuchtet worden.

Nachdem wir somit zu dem resultate gekommen sind, dasz eine gewisse nahe verwandtschaft zwischen den hier auftretenden gesteinen existiert, ist die nächste frage: Welche eigenschaften characterisieren diese gesteine und das ursprüngliche magmabasin, aus welchem sie ausgeschieden sind?

Ich habe versucht das volumen der wichtigsten eruptivgesteine des gebiets so genau wie möglich zu bestimmen um dadurch den

chemischen gehalt des ursprünglichen magmas zu berechnen. Obgleich eine solche berechnung mit groszen schwierigkeiten verbunden ist, da wir z. b. nicht den einfluss der erosion kennen, glaube ich, dasz die unten angeführten zahlen nicht viel von den wirklichen abweichen. Die zusammensetzung des stammmagmas sollte nach meinen berechnungen folgende sein:

Si O ₂	=	54,80
Ti O ₂	=	0,34
Al ₂ O ₃	=	25,80
Fe ₂ O ₃	=	3,65
Mg O	=	1,08
Ca O	=	9,18
Na ₂ O	=	4,60
K ₂ O	=	1,04
Sum	=	100,53

$$\text{Ca O} : \text{Na}_2 \text{ O} + \text{K}_2 \text{ O} = 1,6 : 1.$$

In mineralogischer beziehung zeigt sich die verwandtschaft der hauptgesteine durch die drei mineralien plagioklas, rhombischen pyroxen und ilmenit, die in beinahe sämtlichen gesteinen vorkommen. Selbst die sauren gesteine, die ihrem Si O₂-gehalt zufolge zu den graniten oder quarzsyeniten gerechnet werden müssen, sind nicht reine orthoklas-gesteine, sondern sie gehören im allgemeinen zu den orthoklas-plagioklasgesteinen. In den meisten gesteinen hat der plagioklas eine labradorzusammensetzung, in den saureren ist er doch albit. Der übergang ist durch viele zwischenstufen vermittelt.

Die chemische zusammensetzung, die in genauer verbindung mit der mineralogischen steht, zeichnet sich bei den hauptgesteinen durch die verhältnismässig bedeutenden gehalte von Al₂ O₃, Ca O und Na₂ O und die geringen gehalte von Mg O und K₂ O aus.

Der bedeutende gehalt von Al₂ O₃ erklärt sich erstens dadurch, dasz der vorkommende plagioklas im allgemeinen aus labrador besteht, und zweitens, dasz der hier auftretende rhombische pyroxen eine von der gewöhnlichen etwas abweichende zusammensetzung hat. Die vorliegenden analysen zeigen nämlich die folgenden zahlen:

	I.	II.
Si O ₂	47,81	48,40
Al ₂ O ₃	10,47	9,11
Fe ₂ O ₃	3,94	
Fe O	10,04	15,14
Mg O	25,31	25,29
Ca O	2,12	1,90
	<hr/> 99,69	<hr/> 99,84

I. Reméle: Hypersthen von Farsund.

II. Des Cloiseaux: Hypersthen von Farsund.

Auf grundlage dieser analysen habe ich die folgenden berechnungen ausgeführt:

	I.	II.
Mg Si O ₃ =	52,04	49,97
Fe Si O ₃ =	26,76	18,44
Mg Al ₂ Si O ₆ =	17,40	20,78
Ca Si O ₃ =	3,80	4,40
Mg Fe ₂ Si O ₆ =		6,41.

Wie man sieht sind die drei letzteren silicate in grösserer menge als gewöhnlich vorhanden.

Selbst bei den saueren typen ist der Al₂ O₃-gehalt grösser als es gewöhnlich bei den gesteinsgruppen, zu denen sie gehören, der fall ist. Dies ist ein verhältnis, das meiner meinung nach nur auf eine einzige weise gedeutet werden kann, nämlich, dasz die gesteine aus einem an Al₂ O₃ sehr reichen magma stammen.

Natron ist immer das vorherrschende alkali, selbst in den typen mit sonstiger granitzusammensetzung. Im bronzitgranit bei Birkrem ist z. b. der Na₂ O-gehalt = 5,57, während der K₂ O-gehalt nur 3,64% ist. Eine grössere verschiedenheit ist an dem granit-ähnlichen adamellit bei Farsund zu beobachten. Hier ist der Na₂ O-gehalt = 4,50 und der K₂ O-gehalt = 1,29 %, d. h. das verhältnis zwischen Na₂ O und K₂ O ist 3,5:1, während dies verhältnis nach den von professor dr. BRÖGGER in seiner arbeit „Die eruptivgesteine des Kristianigebietes II“ aufgeführten analysen durchgehends = 1:1 sein sollte. Isoliert man die feldspathe dieser saueren gesteine, wird dies verhältnis dadurch bestätigt, dasz die feldspathe ganz vorwiegend aus mikro- oder kryptoperthit bestehen. Selbst in den dünnsliffen, die professor VOGT von den sauren gesteinen bei Birkrem hatte, habe ich constatirt, dasz die

perthitstructur durch anwendung der stärksten vergrößerung in den meisten individuen wahrnehmbar ist, und dasz folglich die von professor VOGT als orthoklase bezeichneten individuen vorwiegend als mikro- und kryptoperthite aufzufassen sind. Die gewichte dieser mikroperthite liegen denjenigen der albite näher als denen der orthoklase, das gewicht des mikroperthits in diallagmonzonit bei Hæstad ist z. b. = 2,602. In guter übereinstimmung mit diesen gewichten stehen die schon früher erwähnten analysen, aus denen hervorgeht, dasz orthoklas mit sehr basischen albiten oder sauren oligoklasen verwachsen ist. Der mikroperthit bei Birkrem hat somit eine zusammensetzung = $Or_1 (Ab_7 An_1)_{2,4}$ und der mikroperthit bei Farsund = $Or_1 (Ab_{4,5} An_1)_{4,8}$.

Ich habe hier nur zwei der oben erwähnten gehalte eingehender behandelt, ist glaube indessen, dasz dies in verbindung mit der erwähnung der wichtigsten übergangsformen genug um den zusammenhang der verschiedenen in dem ganzen eruptivgebiete auftretenden gesteine zu beweisen. Die oben genannten beispiele könnten indessen durch mehrere andere ergänzt werden.

Nachdem ich nun die einheit des gebietes nachgewiesen habe, will ich versuchen eine übersicht über die eruptionsfolge der massive zu geben.

Sehen wir auf die früheren auffassungen der eruptionsfolge, so zeichnen sich diese nicht nur durch ihre unvollkommenheit aus, sondern sie sind auch irreführend. Es verdient bemerkt zu werden, dasz professor VOGT der einzige ist, der verschiedene masseneruptionen nachgewiesen hat, und selbst professor VOGT hat nur zwei getrennte gebiete, das grozse labradorfelsgebiet und das quarznoritgebiet bei Rekefjord und Soggedal, aufgestellt, und zwischen diesen gebieten war die altersfolge nicht mit sicherheit festgestellt. Ein besserer beweis für meine behauptung von unvollkommenheit, was die altersbestimmung anbelangt kann nicht geliefert werden. Wir haben schon bei einer früheren gelegenheit gesehen, wie irreführend die auffassungen des altersverhältnisses zwischen den gängen waren, und ich werde sie darum nun nur in grösster kürze an geeigneter stelle berühren.

In den ersten arbeiten über das gebiet von ESMARK, KEILHAU, SCHERER und DAHL wird die altersfolge nicht berührt, aus dem grunde, dasz man nicht darauf aufmerksam geworden, dasz wiederholte eruptionen stattgefunden hatten. Diesen forschern waren sowohl die erzgänge als auch die dunklen noritgänge ausscheidungen des hauptmagmas. Die ersten versuche einer altersbestimmung

rühren von adjunkt HOUGLAND und professor VOGT her. Durch die untersuchungen HOUGLANDS wurde nur ein einziges altersverhältnis, das zwischen den norit- und diabasgängen, festgesetzt. Er fand nämlich, dass überall wo diese zwei gangtypen zusammestieszen, die diabasgänge die durchsetzenden und somit die jüngsten waren. Bei den untersuchungen von professor VOGT ist zu bemerken, dass dieselben, um die bildungsweise der ilmenitvorkommen zu studieren, unternommen worden waren. Ich habe schon früher gelegenheit gehabt seine auffassung über die erzvorkommen zu behandeln und verweise darum darauf hin. Da er sich mit anderen verhältnissen beschäftigte, zeigte es sich bald, dass er zu geringes material hatte um eine sichere lösung der vorliegenden fragen zu geben. Er hat indessen das richtige getroffen, wenn er das quarznoritgebiet bei Rekefjord und Soggendal für jünger als das labradorfelsmassiv ansah. Für eine solche „vorläufige vermuthung“ findet er darin einen stützpunkt, dass zwischen dem massiven norit und dem in den noritgängen vorkommenden solch petrographische ähnlichkeit ist, dass sie beide als gleichzeitig aufzufassen waren, und da die die labradorfelse durchsetzenden noritgänge jünger als die labradorfelse waren, muszte dasselbe auch für den massiven norit gelten. Einen noch überzeugenderen beweis habe ich darin gefunden, dass das noritmassiv einen apophysengang in das labradorfelsgebiet hineinsendet, und dass die an der grenze sich befindenden labradorite von flechtwerken dunkler noritapophysen durchzogen waren. Kann man somit davon ausgehen, dass das noritmassiv jünger als das labradorfelsmassiv ist, so glaube ich, dass man durch befahren der nördlichen grenze zu dem resultate kommen wird, dass der unterschied an zeit zwischen den zwei eruptionen kein bedeutender sein kann. Die grenze ist hier nicht so scharf wie an der westseite, und es scheint, als ob an einigen orten eine mischung der zwei magmata stattgefunden habe, eine mischung welche hier auch leichter stattfinden konnte, da der hier auftretende labradorfels ein biotit- und hyperthensreicher labradoritnorit ist, und dies magma wegen seines grösseren Mg O- Fe O- und Fe₂ O₃-gehalts dünnflüssiger als das labradorit-magma an der westgrenze war.

Auch das quarznoritgebiet auf Hitterö, das in bezug auf petrographische zusammensetzung mit dem vorigen beinahe völlig identisch ist, sendet eine apophyse in den labradorfels hinein, und musz darum als jünger als das labradorfelsmassiv angesehen werden.

Wie ich schon früher gezeigt habe, wird das labradorfelsgebiet

auch von einem apophysengange von dem monzonitgebiete bei Hæskestad durchsetzt, und dies gebiet musz darum auch als jünger als das labradorfelsmassiv angesehen werden. Sein verhältnisz zu dem quarznoritgebiet kanu nicht mit sicherheit festgestellt werden. Vergleichende betrachtungen führen indessen zu dem resultate, dasz die monzonit- und quarznoritgebiete beinahe gleichaltrig sind. Es ist nämlich, wie die analysen zeigen, nur ein unbedeutender unterschied in der zusammensetzung ihrer hauptgesteine, und das monzonitgebiet zeigt an vielen orten dieselbe wenig scharf markierte grenze gegen die labradoritnorite, wie es bei dem quarznoritgebiete der fall war. Die eruptionszeit der monzonite traf also kurz nach derjenigen der labradorfelse ein, was auch sehr wohl zu dem umstand passt, dasz die zusammensetzung der monzonite nur wenig von derjenigen des urmagma abweicht, und in je kürzerer zeit die diffusion gewirkt hat, desto weniger vorgeschritten ist die differentiation.

Die zusammensetzung des Birkremlakkoliths deutet auf eine in der tiefe ziemlich weit vorgeschrittene differentiation, und es wäre demnach zu vermuthen, dasz er jünger als die sämtlichen jetzt erwähnten gebiete ist. Leider hat man keine gelegenheit sein verhältnisz zu den quarznoriten und monzoniten zu studieren, dagegen musz es als sicher angesehen werden, dasz er älter als die labradorfelse ist. Er hat sie, wie früher näher beschrieben, an seinen grenzen contactmetamorphosiert.

Eine ähnliche stellung, wie das adamellitgebiet Birkrems nimmt auch das adamellitgebiet Listers ein. An seiner nördlichen grenze bei Kvellandsstrand in dem Hitterösunde haben die grenzgesteine eine parallelstructur, die durch druck gegen die damals schon völlig erstarrten labradorfelse hervorgerufen war, angenommen. Das verhältnisz zu den anderen massiven ist unbekannt, da die adamellite nicht mit diesen zusammenstoszen. Wahrscheinlich ist doch, dasz das gebiet wegen seiner von dem urmagma so bedeutend abweichenden zusammensetzung beinahe gleichaltrig mit dem Birkremsgebiete ist.

Das verhältnisz zwischen dem adamellitgebiete Listers und dem banatitgebiete ö. von Farsund musz nach meinen untersuchungen als sicher angesehen werden. Hier sammeln sich die folgenden facta: 1) Ein apophysengang setzt von dem banatitgebiete und in das adamellitgebiet hinein. 2) Das banatitgebiet hat sich mit basischen, monzonitischen grenzfaciesbildungen umgeben. 3) Das adamellitgebiet hat an seiner grenze keine typische grenzgesteine, weder structur- noch constitutionsfacies.

Faszen wir die hier gesammelten facta zusammen, so bekommen

wir folgendes: Eine in geologischem sinne verhältnismässig kurze zeit nachdem sich das stammagma gebildet und noch ehe eine bedeutende diffusion stattgefunden hatte, fanden wiederholte masseneruptionen statt, wobei das grosze labradorfelsmassiv entstand. Dasz die diffusion keine bedeutende höhe erreicht hatte, zeigt die vergleichung der analysen des stammmagmas mit derjenigen des labradormassivs:

	Stammagma	Labradorfels	Differenz
Si O ₂ =	54,80	53,02	÷ 1,58
Ti O ₂ =	0,34	0,12	— 0,24
Al ₂ O ₃ =	25,80	27,75	+ 1,95
Fe ₂ O ₃ =	3,65	2,92	÷ 0,73
Mg O =	1,08	0,93	÷ 0,15
Ca O =	9,18	10,12	+ 0,94
Na ₂ O =	4,60	4,67	+ 0,07
K ₂ O =	1,04	0,81	÷ 0,23
	100,36	100,53	

1 % Si O₂ in dem labradorfels entspricht 1,03 % Si O₂ in dem urmagma

1 % Al₂ O₃ „ „ „ 0,93 % Si O₂ „ „

Ca O : Na₂ O + K₂ O in labradorfels = 1,9 : 1

Ca O : Na₂ O + K₂ O in stammagma = 1,6 : 1

Schon ehe dies labradorfelsmagma völlig erstarrt war, fanden neue masseneruptionen statt, zuerst in der gegend von Rekefjord und Soggendal und Hitterö, später auch im kirchspiele Hæskestad. Noch einige zeit und die adamellitgebiete bei Birkrem und auf Lister wurden gebildet. Dies geschah aller wahrscheinlichkeit nach erst, nachdem sowohl das hauptmassiv als auch die quarz-norit- und monzonitgebiete beinahe völlig erstarrt waren. Nachdem auch diese gebiete oder jedenfalls das adamellitmassiv auf Lister auskrystallisiert war, fand eine bedeutende eruption von hornblendebanatitmagma in den gegenden s. ö. von Farsund statt.

Meiner ansicht nach ist es die eruptionsfolge der massive, welche die richtung, in welcher die diffusion vorgegangen ist, zeigt. In übereinstimmung hiermit habe ich auch die eruptionsfolge der gänge für sich behandelt. Hier sei nur daran erinnert, dasz ich bei einigen gängen zwei divergente reihen nachgewiesen habe, deren mittlere zusammensetzung mit derjenigen des verwandten massivs beinahe völlig übereinstimmt, sie sind somit complementäre gänge, und es hätte wahrscheinlich zu ganz eigenthümlichen resultaten geleetet, wenn man sie berücksichtigt hätte, wo die rede davon war, die diffusion in dem ursprünglichen

magma festzustellen. Die gabbronorit-, norit- und quarznoritgänge samt die diabase treten in solcher weise und menge auf, dasz sie mit den massiven zu parallelisieren sind. Ein einziger dieser gänge, der gabbronoritgang „Ekersund-Matingsdal“, nimmt z. b. ein areal von mehr als 3 km.² ein. Die drei erstgenannten gangtypen sind in petrographischer beziehung mit den gesteinen des quarznoritmassivs bei Rekefjord und Soggendal völlig identisch. Auch mit rücksicht auf ihr geologisches auftreten müssen sie einander sehr nahe stehen. Betrachten wir den gebogenen, unregelmäßigen verlauf dieser gänge, liegt es sehr nahe daran zu denken, dasz sie ein nicht völlig erstarrtes magma durchsetzt haben. Die eruption wäre somit ziemlich bald auf die eruption der labradorfelse gefolgt. Zu einem ähnlichen resultat kommen wir auch durch das studium der grenzverhältnisse des quarznoritgebietes bei Rekefjord und Soggendal.

Was das alter der diabasgänge betrifft, so musz erstens bemerkt werden, dasz sie sowohl die norit-, gabbronorit- und quarznoritgänge als auch das quarznoritmassiv bei Rekefjord und Soggendal durchsetzen. Zweitens haben wir auch zeichen einer durchsetzung einiger der ilmeninoritgänge, die jünger als das eben genannte massiv sind. Da endlich, drittens, die diabasgänge auf regelmässigeren spalten als den der noritgänge liegen, und ferner diese spalten parallel der küste, die nach meiner auffassung eine spätere dislokationslinie ist, liegen, müssen sie als die letzten eruptionsglieder aufgefasst werden, den diabasen des Kristianiagebietes völlig entsprechend.

Vergleichen wir das Ekersunds-Soggendalsgebiet mit dem Kristianiagebiete, finden wir namentlich in bezug auf die zusammensetzung des stammmagmas grosze verschiedenheiten, was dagegen die altersfolge der auftretenden massive anbelangt kann ich grosze ähnlichkeit nachweisen.

	I	II	III	IV
Si O ₂	64,2	63,52	54,80	53,02
Ti O ₂ + H ₂ O	0,6	1,12	0,34	0,12
Al ₂ O ₃	17,2	17,32	25,80	27,75
Fe ₂ O ₃	3,6	3,63	3,65	2,92
Mg O	0,8	0,78	1,08	0,93
Ca O	2,0	1,35	9,18	10,12
Na ₂ O	7,0	6,95	4,70	4,67
K ₂ O	4,6	5,81	1,04	0,81
	100,00	100,48	100,53	100,36

- I W. C. BRÖGGER: Stammagma des Kristianigebietes.
II W. C. BRÖGGER: Nordmarkit (hauptgestein des Kristianigebietes).
III C. F. KOLDERUP: Stammagma des Ekersund-Soggendalgebietes.
IV C. F. KOLDERUP: Labradorfels (hauptgestein des Ekersund-Soggendalgebietes).

Vergleichen wir I und III mit einander, sehen wir bald, worin die verschiedenheit der zusammensetzung liegt. Die Si O₂-, Na₂ O- und K₂ O-gehalte sind niedriger in dem Ekersund-Soggendalgebiete als in dem Kristianigebiete, während das umgekehrte mit den Al₂ O₃- und Ca O-gehalten der fall ist.

Professor BRÖGGER ist in seiner abhandlung „Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol“ zu dem folgenden resultat gekommen: „In beiden Fällen, sowohl im Kristianigebiet als auch in Tyrol entspricht die berechnete Mischung des Stammagmas der Zusammensetzung des in grösster Masse auftretenden Gesteinstypus ziemlich nahe, im ersten Gebiet dem Nordmarkit, im zweiten dem Tonalit (resp. Banatit oder Adamellit.) In beiden Fällen scheint es dann eine naheliegende Schlussfolgerung zu sein, dass das betreffende Hauptgestein im wesentlichen das ungespaltete Stammagma des Magmareservoirs relativ genau repräsentiert, was ja auch an und für sich scheint.“ Zu genau demselben resultat bin auch ich durch meine untersuchungen gekommen, indem die zusammensetzung der labradorfelse, welche die am meisten verbreiteten gesteine sind, derjenigen des berechneten stammagmas am nächsten kommt. Bemerkenswerth ist, dass das hauptgestein in beiden fällen etwas saurer als das stammagma ist. Die Al₂ O₃-gehalte sind in beiden fällen gestiegen, während das umgekehrte mit den Mg O-gehalten der fall ist. In dem alkalireichen Kristianigebiet ist der gesamtgehalt von alkalien höher im nordmarkit als im stammagma, in dem Ekersunds-Soggendalgebiete ist das verhältnisz das umgekehrte. In dem Ca O-reichen Ekersund-Soggendalgebiete ist in übereinstimmung hiermit der Ca O-gehalt höher bei den labradorfelsen als im stammagma, während umgekehrt im Kristianigebiete der Ca O-gehalt im nordmarkit geringer ist als im stammagma.

Zu weiterer vergleichung will ich die durchschnittsanalysen der eruptionsserien der beiden gebiete beifügen.

A. Das Kristianiagebiet.

	I	IIa	IIIb	III	IV	V	VI	VII
Si O ₂	45 — 47	54 — 60	51 — 57	58 — 62,5	60,5 — 67	69 — 75	75 — 77,5	46 — 49
Al ₂ O ₃	13 — 15	18 — 22	20 — 24,5	19 — 16	20 — 17,5	15 — 9	13,5 — 11,5	13 — 16
Fe ₂ O ₃	16 — 12,5	6 — 4,5	7 — 2,50	9,5 — 6	4 — 3	(7) — 4	1,5 — 0,5	15,5 — 13
Mg O	11 — 7	2 — 1	2 — 0,5	2,5 — 1	1 — 0,5	0,5 — 0,1	0,3 — 0	8 — 4
Ca O	12 — 9,5	5 — 3	3 — 1,5	5,5 — 2,5	2 — 1,5	1 — 0,5	1 — 0	8 — 6
Na ₂ O	1 — 3	5,5 — 7	7,5 — 11,5	6 — 3	7 — 6,5	5 — 4,5	4 — 2,5	1 — 4
K ₂ O	0,5 — 1	3,5 — 4,5	4,5 — 6	2,5 — 5	5 — 6	4 — 5	4 — 7	1 — 2
I	1. serie.	Gabbrodiabase und denselben zugehörige gesteine.						
IIa	2. serie.	Laurvkitte und verwandte gesteine.						
IIb	3. serie.	Laurdalite	"	"	"	"	"	(Unterserie).
III	4. serie.	Akerite	"	"	"	"	"	(Übergangsserie).
IV	5. serie.	Nordmarkite	"	"	"	"	"	
V	6. serie.	Natrongranite	"	"	"	"	"	
VI		Granite	"	"	"	"	"	
VII		Diabase und verwandte jüngste ganggesteine.						

		B. Das Ekersund-Soggendalsgebiet.					
		I	II	III	IV	V	VI
Si O ₂		53,02	52,21	70,33	64,35	67,34	46,08
Ti O ₂		0,12	3,12	1,09	1,63	1,36	
Al ₂ O ₃		27,75	19,24	15,59	15,46	15,53	
Fe ₂ O ₃		2,92	10,46	3,05	7,50	5,28	
Mg O		0,93	2,36	1,30	0,50	0,90	
Ca O		10,12	7,28	3,05	3,58	3,32	10,71
Na ₂ O		4,67	3,48	4,50	3,28	3,89	
K ₂ O		0,81	1,09	1,29	3,54	2,42	
P ₂ O ₅			1,21				
I	Labradorfelse.						
II	Quarznorite bei Rekefjord und Soggendal.						
III	Hypertensadamellite auf Lister.						
IV	Hornblendebanaitte o von Farsund.						
V	Mittel der zwei letzteren typen.						
VI	Diabas.						

Beim betrachten der beiden hier angegebenen eruptionsreihen springt es bald ins auge, dasz während die eruption im Kristiania-gebiete mit basischeren typen beginnt um dann durch die zwei nächsten zu dem intermediären typus zu gelangen, so fangen die eruptionen im Ekersunds-Soggendalsgebiete mit dem ausbruch des intermediären typus an. Ein verhältnisz, das nur dadurch sich erklären lässt, dasz die eruptionen des unterliegenden magma im Kristianiagebiete nicht stattfanden, bevor die differentiationsprozesse schon einige zeit gewirkt hatten, während es in unsrem gebiete zur eruption kam, bevor die diffusion einen bedeutenden einfluss ausgeübt hatte. Die darauf folgende differentiation hat im Kristianiagebiete in saurer richtung fortgedauert, so dasz die später hervorgepressten massive hier immer saurer werden, bis wir endlich die letzten, basischen gangeruptionen bekommen. In dem Ekersunds-Soggendalsgebiete kamen nach den labradorfelsen mit ca. 53 % Si O_2 die quarznorite mit 52,21 % also ein wenig basischere gesteine, beinahe gleichzeitig mit diesen, die sowohl in petrographischer wie chemischer beziehung mit ihnen verwandten monzonite. Danach kamen die sauren adamellite Birkrems und Listers und endlich die ein wenig basischeren hornblendebanatite o. von Farsund. Zuletzt haben wir sowohl hier wie im Kristiania-gebiete gangeruptionen von diabasen, der letzte bodenrest. Die erklärung der reihenfolge in dem Ekersunds-Soggendalsgebiete musz wahrscheinlich folgende sein: Nachdem die groszen labradorfelseruptionen stattgefunden hatten, war die vielleicht durch den druck der überliegenden massen hervorgerufene spannung beinahe ausgelöst, und es verlief eine längere zeit bevor neue eruptionen stattfanden. In dieser zeit hatte die differentiation gewirkt und bedeutende massen von $\text{Fe}_2 \text{O}_3$, Ti O_2 und Mg O waren gegen die obere fläche d. h. die abkühlungsfläche diffundiert. Durch die erste darauf folgende eruption wurde dann die oberste schicht von Ti O_2 -, $\text{Fe}_2 \text{O}_3$ - und Mg O -reiche quarznorite emporgehoben und unmittelbar nach ihnen die darauf folgende schicht, die aus einer ähnlichen gesteinsmasse, basischem, speciell Ti O_2 -, $\text{Fe}_2 \text{O}_3$ - und Mg O -reichen monzonit, bestand. Eine kurze zeit später kamen die Si O_2 -reichen adamellite auf Lister und bei Birkrem zur eruption, welche vielleicht den saureren kern des ursprünglichen magmabassins ausgemacht hatten. Zuletzt kommt dann der eigenthümliche banatittypus, der basischer als die beiden letzteren war. Wie man dies verhältnisz durch die früher bekannten diffusionsgesetze er-

klären soll, ist nicht sicher. Man könnte vielleicht annehmen, dass eine diffusion von Fe und Mg durch die einwirkung der schwere gegen die untere fläche des bassins stattgefunden hätte, und somit der Si O₂-gehalt verhältnismässig gering wurde, während die höhe des alkaligehalts darauf verweist, dass die differentiation in der oben angedeuteten richtung fortgedauert hätte. Man könnte vielleicht auch an aufspaltung in theilmagmata denken, so dass man die adamellite auf Lister und die banatite ö. von Farsund als ursprünglich zusammengehörig, später von dem magmabassin abgesperrt und noch später in complementäre mischungen getrennt, auffasste. In V ist die berechnete zusammensetzung dieses theilmagma aufgeführt. Diese resultate stimmen sehr wohl zu den berechnungen über die durchschnittszusammensetzung des Birkremsmassivs und mit der zusammensetzung eines adamellits mit diesem Si O₂-gehalte, während sowohl die zusammensetzung des Listeradamellits als des hier erwähnten banatits sehr stark von den gesteinen, mit denen sie ihrem Si O₂-gehalt zufolge zu parallelisieren sind, abweichen. Zum vergleich werde ich die analysen dieser gesteine mit zwei von professor BRÖGGER aufgestellten als typisch betrachteten zusammenstellen:

	I	II	III	IV	V	VI
Si O ₂	70,33	70,17	64,35	64,30	67,34	67,08
Ti O ₂	1,09		1,63		1,36	
Al ₂ O ₃	15,59	11,10	15,46	17,89	15,53	14,88
Fl ₂ O ₃	3,05	5,14	7,50	4,75	5,28	5,31
Mg O	1,30	1,23	0,50	1,12	0,90	0,85
Ca O	3,05	3,33	3,58	3,98	3,32	3,42
Na ₂ O	4,50	3,77	3,28	3,84	3,89	4,47
K ₂ O	1,29	3,23	3,54	3,37	2,42	4,05

- I C. F. KOLDERUP: Adamellit. Farsund.
 II TELLER und v. JOHN: Adamellit (nach BRÖGGER). Vildarthal. Klausen.
 III C. F. KOLDERUP: Banatit ö. von Farsund.
 IV E. S. BERRY: Banatit (nach BRÖGGER). Huncote Quar Croft Hill.
 V C. F. KOLDERUP: Mittel des erwähnten adamellits und banatits.
 VI K. v. HAUER: Adamellit (nach BRÖGGER). Petrosz S.O. Ungarn.

Vergleicht man I mit II, sieht man bald den unterschied: der $\text{Al}_2 \text{O}_3$ -gehalt ist beinahe $4\frac{1}{2} \%$ und der $\text{Na}_2 \text{O}$ -gehalt ca. 1% höher bei I, während umgekehrt der $\text{Fe}_2 \text{O}_3$ -gehalt ca. 2% und der $\text{K}_2 \text{O}$ -gehalt ca. 2% niedriger ist. Ähnliche abweichungen speciell mit rücksicht auf die $\text{Al}_2 \text{O}_3$ - und $\text{Fe}_2 \text{O}_3$ -gehalte finden wir auch durch vergleichung von III und IV. Die abweichungen, die man durch vergleichung V und VI erhält, sind bedeutend geringer und sind wesentlich in den $\text{K}_2 \text{O}$ -gehalten zu suchen. Es sei indessen hierbei darauf aufmerksam gemacht, dasz man sowohl bei diesen gesteinsfamilien als bei den graniten und syeniten eine kali- und natronreihe ausscheiden müssz, und zu der eventuellen natronreihe müsszen die gesteine des Ekersund-Soggendalsgebietes gerechnet werden. Das material, was nothwendig war, um eine solche eintheilung zu illustrieren, habe ich leider nun nicht, hoffe aber, dasz ich, wenn nur dazu gelegenheit wird, die labradorfelse in Voss und Sogn völlig zu untersuchen, ich mit analysen besser ausgerüstet sein werde.

Eine dritte erklärang des altersverhältniszes wäre auch möglich. Man könnte annehmen, dasz, nachdem die adamelliterationen bei Birkrem und auf Lister stattgefunden hatten, eine längere zeit verging bevor neue eruptionen eintrafen, und in dieser zeit hätte eine basischere ausscheidung aus dem nun stark sauren und alkalienreichen magma auf die oberfläche des basins zu diffundiert und wäre seiner zeit zur eruption gelangt. Wie es mit dem sauren reste ging, davon weisz man nichts. Vielleicht hat er sich als ergussgestein ausgebildet, vielleicht ist er auch nimmer zur eruption gelangt.

Auf eine dieser weisen, von welchen vielleicht die letzte am wahrscheinlichsten ist, kann man das hier besprochene altersverhältnisz erklären. Vielleicht sagt uns die künftige forschung, welche die richtige, vielleicht auch nicht. Sicher ist doch, dasz die banatite jünger als die adamellite des Listerlandes sind, und man musz dies factum nicht bestreiten um es mit dieser oder jener theorie in übereinstimmung zu bringen.

Was endlich die bildung der zuletzt auftretenden diabase betrifft, so schliesze ich mich der auffassung professor BRÖGGER's an, wenn er die bildung der zuletzt auftretenden diabase im Kristiania-gebiete der einwirkung der schwere zuschreibt. Ich musz indessen bestimmt abstand von ihm nehmen, wenn er davon ausgeht, dasz der bodensatz nur durch herabsinken der zuerst aus-

krystallisierenden, schweren mineralien gebildet worden ist. Er sagt nämlich in „Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge“ pag. 88: „Ich denke mir, dass im Magmabasin selbst bei der früheren Abkühlung längs der Dachfläche eine anfangende Krystallisation in geringer Ausdehnung stattgefunden habe; diese ersten Krystallisationsproducte mussten basische sein. Schwerer als das Magma, mussten sie nach und nach theilweise zu Boden sinken und hier in grösserer Tiefe, bei der hier herrschenden höheren Temperatur, wieder aufgelöst werden. Dieser Bodensatz, der früheren Eruptionsgeschichte des Magmabasins musste schliesslich eine basische Bodenschicht des Magmas bilden, welche bei dem endlichen Ausleeren des Basins zum Schlusse der ganzen Eruptionsepoche basische Eruptionen liefern musste.“ Ich will nicht leugnen, dass ein solcher vorkommt stattgefunden habe, ich glaube nur, dass die von der einwirkung der schwere bedingte diffusion von flüssigkeitsmolecylen eine bedeutendere einwirkung gehabt hat. Ein ähnlicher gedanke ist auch von professor VOGT ausgesprochen. Dass die basische ansammlung auf dem boden geringer ist als diejenige an der oberen grenze des basins, ist leicht verständlich, wenn man erinnert, dass der einfluss der temperatur bedeutend grösser ist, als der der schwere. Das diabasmagma muss darum als relativ unbedeutend angesehen werden.

Wie bekannt haben sich in der letzteren zeit mehrere petrographen mit der aufstellung einer allgemeinen eruptionsreihe beschäftigt. Die bedeutendsten dieser reihenfolgen sind die von BRÖGGER und IDDINGS aufgestellten. BRÖGGER's reihenfolge ist wie bekannt: basische, intermediäre, saure und dann wieder basische gesteine. IDDINGS' ist: intermediäre, dann sowohl ein wenig basischere als ein wenig saurere und zuletzt die am meisten basischen und die am meisten sauren gesteine. Beide reihenfolgen stützen sich auf vielfache beobachtungen. Wie man sieht, stimmt die eruptionsfolge, die ich hier nachgewiesen habe, mit keinen von diesen völlig überein. Es ist nach meiner meinung auch nicht nothwendig, dass eine übereinstimmung mit der einen oder der anderen dieser reihenfolgen stattfindet. Die hier aufgesetzten eruptionsfolgen haben nämlich nur eine theilweise berechtigung, ja ich gehe soweit, dass ich behaupte, eine für alle fälle geltende eruptionsfolge lasse sich unmöglich aufsetzen, dazu ist der einfluss der localen verhältnisse zu grosz. Hat der durch die verschiedenen temperature hervorgerufene osmotische druck zeit genug

gehabt, eine änderung der zusammensetzung des magmas zu bewirken, bevor die ersten eruptionen eintreffen, und kommen dann die anderen eruptionen mit passenden zwischenräumen, so bekommen wir die BRÖGGER'sche reihenfolge. Gelangt das magma zur eruption bevor die temperaturverschiedenheit einen bedeutenden einfluss ausgeübt hat und sind die darauf folgenden differentiationsprocesse von wiederholter spaltung in theilmagmas mit complementären mischungen begleitet, wird man die von IDDINGS aufgesetzte reihenfolge observieren. Sind die verhältnisse mehr compliciert, so dasz es z. b. bald nach der ausscheidung des stammagmas im magmabasin zur eruption kommt, und die folgenden eruptionen mit unregelmäßigen zwischenräumen verliefen, und werden ferner die differentiationsprocesse in dieser zeit von spaltung in theilmagmata u. s. w. begleitet, wird man eine reihenfolge wie die, welche ich für das eruptivgebiet bei Ekersund und Soggendal aufgesetzt habe, erhalten. Wie man sieht, schlieszen diese drei von BRÖGGER, IDDINGS und mir aufgesetzten reihenfolgen einander nicht aus, sie können mit vollem recht neben einander bestehen. Die groszen spaltengesetze werden immer dieselben sein, jedach die eruptionsfolge ist von diesen nicht abhängig, es ist von groszer bedeutung, zu welcher zeit und in welcher weise die differentiationsprocesse wirken können.

Es darf nicht wunder nehmen, wenn die „ideale“ reihenfolge nicht immer so ideal ist. Ich glaube, dasz man an den beiden oben aufgesetzten „idealen“ reihenfolgen dies nachweisen kann. Ich will indessen nicht ins detail gehen, sondern nur beiläufig einige beispiele aus dem Kristianiagebiet liefern, die meiner ansicht nach als beweis der richtigkeit meiner auffassung dienen sollen.

Wie man aus der früher erwähnten eruptionsfolge im Kristianiagebiet sehen kann, sollte der Si O₂-gehalt von den ersten basischen gabbros und gabbrodiabasen bis zu den sauren graniten immer im steigen sein. Innerhalb der zweiten eruptionsserie laszen sich wieder drei verschiedene eruptionen beobachten. Bei den gesteinen der ersten derselben (den laurvikiten) ist der Si O₂-gehalt 54—60 %, während er bei den letzten (den laurdaliten) 51—57 % ist. Auch bei anderen mehr unwesentlichen gehalten sind kleine unregelmäßigkeiten wahrnehmbar. Durch seine behandlung der ganggesteine hat auch professor BRÖGGER nachgewiesen, dasz eine spaltung in complementäre theilmagmas stattgefunden hat. Es

ist also nicht alles so ideal, wie es auf den ersten blick aussieht, dazu ist der einfluss der localen verhältnisse zu grosz und das in einandergreifen von wirkenden factoren zu compliciert.

Das alter des Ekersund-Soggendalsgebietes.

Was das alter des ganzen eruptivgebietes bei Ekersund und Soggendal betrifft, so ist es schwierig dasselbe genau zu bestimmen, da es nämlich, wie aus der geologischen übersichtskarte des südlichen Norwegens hervorgeht, überall von alten gneisen und graniten umgeben ist; nur gegen n. grenzt es an stark umgewandelte silurische ablagerungen. Die grenze ist indessen hier von mächtigen quartären bildungen bedeckt, so dasz sie schwierig studiert werden kann. In übereinstimmung mit seiner lage im grundgebirge wurde das gebiet von KJERULF als dem grundgebirge zugehörig aufgefasst. Er sagt nämlich in „Stenriget og fjeldlæren“: Viele gröszere und kleinere gabbrogebiete werden im urgebirge oft seite an seite mit den alten graniten gefunden. Einige der wichtigsten von ihnen sind: 1) bei Kongsberg, längs des ostrands des Kongsbergsgranits, 2) in der gegend o. von Glommen zwischen den hier häufigen granitgebieten, 3) in Torrisdal in Telemarken (TELLEF DAHLL), 4) an der südwestküste Norwegens — das grosze gebiet von Farsund vorbei Flekkefjord und Ekersund bis zu dem flachen Jædder.“

Eine andere auffassung der altersverhältnisse hatte dr. TELLEF DAHLL. In der naturforschersitzung zu Stockholm 1863 giebt er die folgende reihenfolge in Kristiansands stift an:

- 1) Azoische schiefer
- 2) Aelteste granitschichte und gneisgranit
- 3) Silur
- 4) Devon bei Skien
- 5) Ausbrüche während oder nach der silurischen zeit
 - α Augitporphyr (Skien)
 - β Syenit (Skien)
 - γ Granit (Grimstad, Bömmelö und Stordö)
 - δ Gabbro und norit (Torrisdal, Ekersund, Langö, Jamæas-knuden)
 - ε Hornblendegranit bei Lindesnæs.

Wie hieraus hervorgeht, betrachtete TELLEF DAHLL die labradorfelse bei Ekersund als silurische oder postsilurische. Leider

hat er nicht angegeben, worauf sich diese auffassung stützt, und dieser umstand macht selbstfolglich die bedeutung seiner auffassung geringer.

Von überlieferten grenzobservationen haben wir nur diejenigen, die von professor VOGT ausgeführt worden sind. Er hat an drei orten die grenzverhältnisse studiert, nämlich an dem Örsdalsvand, am Lundevand und bei Abildsnæs in der nähe von Hitterö. Ich will hier seine observationen citieren.

Bei Örsdalsvand. „Wie das profil zeigt, werden die gneisschichten unter einem winkel von ca. 90° in einer höhe von einigen hundert metern von der beinahe gerade aufsteigenden noritmase überschritten. Ca. 100 meter ausserhalb der grenze, in dem gneise, begegnet uns ein schroffstehender, ca. 20 m, breiter gang von olivindiabas, der demselben typus wie dem St. Olafsgange gehört, mitten in dem kerne des ganzen noritgebietes. Der genannte gang, der beinahe gerade durch die gneisschichten passiert, ist einigermaßen grobkörnig in der mitte, an den grenzen dagegen feinkörnig.“

Bei Lundevand. „Zwischen Flekkefjord und Flikeid am Lundevand und längs dem mittleren theile desselben (dessen länge ca. 20 km. ist) liegt der gneis ganz flach, mit fall ca. $20-30^{\circ}$ von dem noritgebiete hinaus. Je nachdem man sich dem norite nähert, stellen sich die gneisschichten schroffer und schroffer, und zuletzt stehen sie ungefähr senkrecht, nämlich wie die noritgrenze. Es kann hier selbstfolglich von keiner überschneidung in groszer scala die rede sein, wie bei dem Örsdalsvand; dagegen beobachten wir überschneidungen im detail.“



Fig. 15.

Profil bei Lundevand.

„Bei Abildsnæs, Hitterö gerade gegenüber, habe ich mich durch das aufnehmen einer kleinen kartenskizze davon überzeugt, dasz die noritgrenze im gebiet die gneisschichten unter einem winkel von ca. 30° kreuzt. Auch hier begegnet uns stark feinkörniger norit, in den nächsten 10—30 m von der grenze, ganz wie bei Örsdalsvand.“

Ich habe selbst die hier erwähnten orte besucht und habe beinahe dieselben profile gezeichnet. Ich will nur darauf aufmerksam machen, dasz das gesteine bei Abildnæs nicht der gewöhnliche labradorfels ist, sondern ein hypersthensadamellit von der grenzzone des groszen Listermassivs. Ich könnte mehrere beispiele (von Vigesaa, Hæsekestad u. a. o.) zu den hier erwähnten fügen. Die oben erwähnten sind indessen hinreichend um das altersverhältnisz zu dem urgebirge festzustellen. Fügt man die von mir gemachte observation, dasz die fortsetzung des olivindiabasgangs bei Örsdalsvand aller wahrscheinlichkeit nach den bei Kjolland (Kjydland) auftretenden granit durchsetzt, hinzu, so muss es über jeden zweifel gehoben sein, dasz das gebiet jünger als sämtliche der archaischen formation zugehörnde gesteine ist.

Leider habe ich diesen gang in den flachen Jædder hinein mit seinen stark angewandelten, silurischen schichten nicht verfolgen können. Wie schon oben erwähnt, ist die nordwestliche grenze des labradorfelsgebietes von losen quartären ablagerungen bedeckt, ich habe darum hier nicht versucht die grenzverhältnisse zu studieren, indem es ein zufall gewesen wäre, wenn ich an einem der über dem losen materiale emporragenden gipfeln eine contact gefunden hätte. Der in diese gegenden unternommene ausflug hat dies auch bestätigt. Dasz indessen das eruptivgebiet jünger als diese silurischen schichten ist, dafür spricht der umstand, dasz während diese stark gepresst und regionalmetamorphosiert sind, man in dem eruptivgebiet nur an einigen einzelnen orten druckwirkungen findet, die als folge einer regionalmetamorphose betrachtet werden können. Man könnte vielleicht dagegen einwenden, dasz die wirkungen der regionalmetamorphose sich nicht so weit gegen süden erstreckten. Ich muss dann auf das factum verweisen, dasz mitten in den n. von dem gebiete sich befindenden regionalmetamorphosierten gneisen und graniten ein dem labradorfelsgebiete angehörender olivindiabasgang, der frei von jeder einwirkung der regionalmetamorphose ist, auftritt.

Dies verhältnisz kann meiner ansicht nach nur auf eine weise gedeutet werden, nämlich, dasz die labradorfelse und die mit ihnen zusammengehörigen gesteine noch nicht erumpiert waren, als die groszen landesstrecken in den centralen und westlichen theilen Norwegens regionalmetamorphosiert wurden. Vielleicht erumpierten sie in der letzten zeit dieser faltungsperiode, welche frage ich in einer späteren arbeit behandeln werde.

Durch vergleichende betrachtungen glaube ich auch, dasz man zu demselben resultat kommen wird. Für diejenigen welche das westliche Norwegen durchstreift haben, würde es schwierig sein zu behaupten, dasz gesteine von solch einem eigenthümlichen character wie die in Kristiansands und Bergens stift auftretenden labradorfelse verschiedenen perioden angehörten. Es würde vielmehr einleuchtend sein, dasz sie alle in einer gewissen relation zu einander stehen, einer relation, die sich nur durch die annahme einer abstammung von einem gemeinschaftlichen magmabasin völlig erklären lässt. Ist man also einig, dass das gebiet bei Elkersund und Soggendal mit den labradorfelsgebieten in Bergens stift beinahe gleichaltrig ist, so gilt es für diese das alter festzusetzen. Und ich glaube, dasz man hier viele thatsachen hat, die in ein und derselben richtung sprechen.

Von den älteren untersuchern haben wir zuerst professor KJERULF, der scharf präcisiert, dasz die labradorfelse die krystallinischen silurschiefer von Voss durchbrechen, und in derselben richtung gehen die untersuchungen MÜNSTER's und BRÖGGER's. Leider habe ich nicht gelegenheit gehabt die interessanten grenzverhältnisse der in Jotunheim, Sogn und Voss auftretenden labradorfelse eingehender zu studieren, da das academische collegium in Kristiania durch seine nichtbewilligung eines stipendium meine untersuchungen der labradorfelse des westlichen Norwegens vorläufig unterbrochen hat. Meine eindrücke von diesen gegenden rühren darum nur von den reisen meiner studenten- und ersten kandidatjahren her, als ich die hier erwähnten gegenden während meiner reisen von Kristiania nach Bergen mehrmals durchwanderte. Diese eindrücke, so flüchtig sie auch waren, haben mir die bestimmte auffassung gegeben, dasz die hier auftretenden labradorfelse mit denen in der nähe von Bergen vorkommenden zu parallelisieren sind, und diese labradorfelse habe ich, dank der geologischen landesuntersuchung, näher studiert.

In der nähe von Isdalsstøen (ca. 20 km. n. von Bergen) habe ich an der grenze zwischen den labradorfelsen und der jüngeren gneisformation ein flechtwerk von labradorfelsapophysen in dem gneise entdeckt und habe auch ein wenig nördlicher zwischen den höfen Fosse und Elgsaas gneisschollen in den labradorfelsen gefunden. Professor BRÖGGER hat auch in seiner arbeit: „Lagfølgen paa Hardangervidda“ angegeben, dasz sich in der nähe von Hauke-land gänge von dem labradorfelsgebiet in die gneisformation hineinsetzen.

Dies ist meiner meinung nach genug um die labradorfelse als jünger wie die hier auftretende gneisformation anzusehen. Und diese gneisformation musz nach dem vorliegenden materiale jedenfalls dem obersilur angehören, da sie sichre obersilurische schichten überlagert. Wir sind somit auch durch diese vergleichenden betrachtungen zu dem resultate gekommen: die labradorfelse müszen jedenfalls postsilurisch sein. Vielleicht dass wir durch eine mehr eingehende betrachtung der verhältnisse in dem centralen Norwegen der frage etwas näher kommen können, die geologischen verhältnisse dieser gegenden sind indessen so wenig untersucht, dasz wir nicht mit sichren thatsachen zu thun haben würden, und ich glaube darum, dasz es am besten ist uns wenigstens vorläufig damit zu begnügen, dasz die eruptionen der labradorfelse und der mit ihnen verwandten gesteine später als in der silurischen zeit stattfanden. Ich will mir indessen vorbehalten auf diese interessante frage zurückzukommen, wenn ich die in Bergens stift auftretenden labradorfelse näher untersucht habe.

Sind wir darum einig, dasz die labradorfelse in Bergens stift jünger als obersilur sind, so ist es nach dem oben gesagten sicher, dasz das labradorfelsgebiet bei Ekersund und Soggendal beinahe dasselbe alter hat, ja es könnte vielleicht noch jünger sein, da es nicht oder jedenfalls nur unbedeutend von der regionalmetamorphose angegriffen ist.

Das alter der ausländischen gebiete, die mit dem hierbeschriebenen verwandt sind, werde ich später behandeln.

Vergleich mit ähnlichen fremden eruptivgebieten.

Literatur.

FRANK D. ADAMS: Notes on the microscopic structure of some rocks of the Quebec group. Appendix to the Annual Report of the Canadian geological Survey for 1882.

FRANK D. ADAMS: On the presence of zones of certain silicates about the olivine occurring in anorthosite rocks from the river Saguenay (American naturalist extra, novbr. 1885).

FRANK D. ADAMS: Ueber das Norian oder Ober-Laurentian von Canada (Neues Jahrbuch für Mineralogie u. s. w. B. B. VIII, 1893).

E. COHEN: Das labradoritführende Gestein der Küste von Labrador. (Neues Jahrbuch für Mineralogie, u. s. w. 1885.)

K. von CHRUSTSCHOFF: Beiträge zur Petrographie Volhyniens und Ruslands. Die Perthitophyre Volhyniens (Tschermarks Mitth. IX. 1888.)

W. F. FERRIER: Notes on the microscopical character of some rocks from the counties of Quebec and Montmorency, collected by Mr. N. P. LOW 1889—91. (B. A. Sc, F. G. S.)

TOMAS H. HOLLAND: The petrology of Job Charnocks tombstone. (From the Journal, Asiatic Society of Bengal. Vol LXII. Part. II. No. 3.)

A. C. LAWSON: The anorthosytes of the Minnesota Coast of Lake Superior. (Geol. and nat. hist. Survey of Minnesota. Bull. No. 8. 1893.)

W. D. MATTHEW: The intrusive rocks of near St. John, New Brunswick. (Trans. N. J. Acad. Sc. XIII. 1894).

ARTHUR WICHMANN: Ueber Gesteine von Labrador. (Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellschaft. 1884.)

GEORGE H. WILLIAMS: Gabbros and associated Hornblende rocks in the vicinity of Baltimore. (John Hopkins University Circulars. 1884.)

GEORGE H. WILLIAMS: The norits of the „Cortlandt series“ on the Hudson river near Peekshill. N. Y. (American Journal 1887—1888.)

Von fremden eruptivgebieten, die mit demjenigen bei Ekersund und Soggendal zu parallelisieren sind, haben wir, mir bekannt, nur zwei, die einer so genauen untersuchung unterworfen worden sind, dasz man sie mit vortheil mit dem hierbeschriebenen vergleichen kann. Es sind dies die anorthositgebiete Canadas und die perthitophyrgebiete Volhyniens. Auszerdem haben wir in [†]India und [†]Ægypten vorkommen, die den beschreibungen nach viele analogien mit diesen zeigen. Unsre kenntniz von dem gebiete in [†]Ægypten ist leider beinahe = 0, die gesteine in India sind indessen mikroskopisch behandelt, und ich bin selbst so glücklich gewesen, mehrere dünnschliffe von diesen gesteinen bekommen zu haben, weshalb ich sie auch unten näher behandeln werde. Ich will indessen zuerst die mineralienzusammensetzung der drei am meisten bekannten eruptivgebiete näher betrachten, und stelle zum vergleich die verschiedenen die gebiete zusammensetzenden mineralien neben einander. Der eintheilung im wesentlichen u. s. w. sind die norwegischen verhältnisse zu grunde gelegt.

Primäre mineralien	Wesentliche gemengtheile	I	Plagioklas	II	Plagioklas	III	Plagioklas
			Orthoklas-mikroklin		Orthoklas		Orthoklas
		Mikro- und kryptoperthit	Hypersthen (Bronzit?)	Hypersthen (Bronzit?)	Mikro-kryptoperthit (Hypersthen?)		
		Hypersthen		Bronzit			
		Bronzit	Monokliner pyroxen	Monokliner pyroxen	Enstatit		
		Enstatit		Hornblende	Monokliner pyroxen		
		Accessorische gemengtheile	Hornblende	Hornblende	Hornblende		
				Biotit	Biotit		
			Quarz	Quarz	Quarz		
			Ilmenit	Ilmenit	Ilmenit	Ilmenit	
	Olivin			(Olivin)	Olivin		
	Zirkon		Zirkon	Zirkon	Zirkon		
	Eisenkies		(Eisenkies)	Eisenkies	Eisenkies		
	Apatit		Apatit	Apatit	Apatit		
	Spinel		Spinel	Spinel			
	Magnetit		Magnetit	Magnetit	Magnetit		
	Kupferkies						
	Magnetkies	(Magnetkies)					

I	II	III
Granat	Granat	
Serpentin		
Chlorit	Chlorit	Chlorit
Bastit	Bastit	
Epidot	Epidot	
Kupfer		
Fe (O H) ₃		
Muscovit	Muscovit	Muscovit
Caolin		
Anatas		Anatas
Parragonit	Parragonit	Rutil
Calcit	Calcit	Calcit
	Zoisit	
		Titanomorphit

Secundäre
substanzen

- I. Das Labradorfelsgebiet bei Ekersund und Soggedal.
- II. Die anorthositgebiete Canadas (nach Adams).
- III. Die perthitophyre Vølhymens.

Wie man sieht, sind die abweichungen in mineralogischer beziehung nicht grosz. Mikroperthit soll nach den beschreibungen FRANK ADAMS in den canadischen anorthositen fehlen, es ist wohl indessen nicht ausgeschlossen, dasz man in den saureren, quarzführenden typen mikroperthit entdecken könnte. Der mikroperthit tritt jedenfalls in dem gebiete bei Ekersund und Soggendäl gleich auf, wenn das magma durch irgendwelche diffusion saurer geworden ist. Den untersuchungen von FERRIER zufolge sollen auch gepresste, quarzführende orthoklas-plagioklasgesteine in Canada in verbindung mit den anorthositen auftreten (Vergl. Mr. W. F. FERRIER: Notes on the microscopical character of some rocks from the counties of Quebec and Montmorency), und die untersuchungen ARTHUR WICHMANN's gehen in derselben richtung; er weist nämlich nach, dasz in der nähe von Nain gesteine, die er augitgranite nennt, die aber nach meiner nomenclatur als orthoklasplagioklasgesteine (wahrscheinlich adamellite) bezeichnet werden müssen, auftreten. Leider ist die stellung dieser gesteine in genetischer beziehung nicht völlig festgestellt.

Die nächste nichtübereinstimmung ist zwischen den rhombischen pyroxenen zu suchen. In dem gebiete bei Ekersund und Soggendäl habe ich sowohl enstatite als bronzite und hypersthene nachgewiesen, in dem canadischen anorthositgebiete giebt FRANK ADAMS an nur hypersthen gefunden zu haben, und v. CHRUSTSCHOFF in den perthitophyren Volhyniens enstatit und bronzit, möglicherweise ist auch hypersthen erwähnt. Vielleicht dass diese nichtübereinstimmung nur eine anscheinende ist, indem die zwei genannten forschersich nicht damit bemüht haben die verschiedenen, rhombischen pyroxene auszuscheiden; es war ihnen genug, dasz rhombische pyroxene vorhanden waren. Ich glaube auch, dasz ich in den dünn-schliffen von den canadischen anorthositen eisenärmere glieder als hypersthen observiert habe.

Musz es nach dem obigen als sicher angesehen werden, dasz die drei obengenannten gebiete dieselben wesentlichen mineralien enthalten, so lässt sich nicht leugnen, dasz es nichtübereinstimmungen in bezug auf das mengenverhältnisz dieser mineralien giebt. In sämtlichen gebieten sind in den hauptgesteinen die plagioklase vorherrschend, namentlich ist dies in den norwegischen labradorfelsen und den canadischen anorthositen der fall. In den labradorfelsen bei Ekersund und Soggendäl ist der rhombische pyroxen das vorherrschende Mg-Fe-silicat, während die mono-

klinen pyroxene in dem anorthositgebiete Canadas überwiegend sind; dies geht sowohl aus FRANK ADAMS arbeiten wie aus meinen eigenen mikroskopischen untersuchungen einiger anorthosite hervor. Dieser unterschied ist indessen, wie ich bei einer anderen gelegenheit nachgewiesen habe, unbedeutend. (Vgl. meine bemerkungen über die norite und gabbros).

Auch die accessorischen mineralien sind dieselben in den drei gebieten. Obwohl FRANK ADAMS in seiner letzten abhandlung: „Ueber das Norian oder Ober-Laurentian von Canada“ nicht angegeben hat, dasz olivin in den canadischen anorthositen vorkommt, so hat uns doch durch eine andere arbeit des verfassers („On the presence of zones of certain silicates about the olivine occurring in anorthosite rocks from the river Saguenay“) davon unterrichtet, dasz olivin den anorthositen nicht fremd ist. ADAMS hat in dieser abhandlung bewiesen, dasz olivin älter ist als der rhombische pyroxen, da er olivine mit einem inneren rande von rhombischem pyroxen und einem äusseren von hornblende observiert hat. Wenn kein eisenkies („der Hans in allen gassen“) als bestandtheil der canadischen anorthosite angeführt worden ist, so musz dies wohl auf irgend einem zufalle beruhen, und dasselbe musz mit dem vorkommen des magnetkieses der fall sein. Was für das nichtübereinstimmen der accessorischen mineralien in den drei gebieten gilt, passt auch für ein gleiches innerhalb der reihe der secundären mineralien, sie sind mehr anscheinend als wirklich. Es musz also aus der obigen darstellung hervorgehen, dasz die drei mehrmals erwähnten gebiete in betreff ihrer mineralogischer zusammensetzung völlig analog sind oder jedenfalls grosze übereinstimmungen zeigen.

Leider können wir diese vergleiche nicht länger fortsetzen, da es sowohl in Canada als in Volhynien an einer vollständigen petrographischen und geologischen untersuchung fehlt. Ich glaube doch, dasz man durch benutzen der vorliegenden facta die vergleiche noch etwas fortsetzen kann. Es scheint sowohl aus FRANK ADAMS als v. CHRUSTSCHOFFS beschreibungen hervorzugehen, dasz nicht sämtliche obengenannte mineralien in einem und demselben haupttypus auftreten. Einige mineralien sind vorwiegend an einige und andere an andere gesteinstypen gebunden. Leider ist das verhältnis dieser anderen typen zu dem hauptmassive nicht festgestellt, ja in manchen fällen ist es nicht präcisirt, dasz die gesteine solch einen eigenthümlichen character haben, dasz sie

mit anderen benennungen als denjenigen, die für das hauptgestein angewendet worden sind, bezeichnet zu werden verdienen. Von den anorthositen, die ich gesehen habe, verdienen einige nach meiner meinung den namen norit, und wenn man die beschreibungen v. CHRUSTSCHOFFS durchliest, kommt man ziemlich bald zu dem resultate, dasz während einige der von ihm als perthitophyre bezeichneten gesteine als plagioklasgesteine aufgefasst werden müssen, andere der reihe der orthoklas-plagioklassteine zuzurechnen sind.

Wie es sich mit den noritischen gesteinen der canadischen anorthoritgebietes verhält, kann man aus FRANK ADAMS beschreibungen nicht sehen. Sind sie als basischere grenzfaciesbildungen aufzufassen, oder sind sie durch spätere oder frühere eruptionen gebildet? Das einzige, was nach ADAMS für mehrere eruptionen spricht, ist das auftreten einiger ganggesteine. Pegmatitgänge sollen somit an verschiedenen orten auftreten, speciel an der grenze, vielleicht bilden diese gänge ein seitenstück zu den pegmatitischen gängen auf Hitterö, die ich nicht gewagt habe zu unsrem eruptivgebiete zu rechnen, die aber vielleicht in einer gewissen genetischen relation zu dem gebiete stehen. Von Wexford hat ADAMS gänge nachgewiesen, die dieselben Mg-Fe-silicate wie die anorthosite besitzen und ausserdem aus orthoklas und quarz bestehen. Vielleicht entsprechen diese gänge den in dem eruptivgebiete bei Ekersund und Soggendal vorkommenden aplitischen ganggesteinen, die dieselben Mg-Fe-silicate wie die labradorfelse und norite enthalten. Dies waren typen saurer als das hauptmassiv; FRANK ADAMS hat indessen auch basischere gangtypen entdeckt; es sind dies die augitporphyre und die diabase, von denen die ersteren in unsrem eruptivgebiet kein petrographisches seitenstück haben (vielleicht sind sie auch mit den normalkörnigen noriten und gabbronoriten zu parallelisieren), während die diabase mit den diabasen bei Ekersund und Soggendal analog sind. Das auftreten dieser ganggesteine könnte vielleicht auf eine ähnliche magmatische spaltung wie in unsrem eruptivgebiete deuten, es fehlt uns indessen an übergangsglieder um die stellung dieser gänge und ihr verhältnisz zu dem hauptmassive festzustellen.

Indem wir die in dem nördlichen Nordamerica auftretenden anorthosite behandeln, müssen wir auch einige anderen arbeiten erwähnen, welche diese gesteine behandeln.

Das gröszte interesse knüpft sich an die abhandlung ARTHUR WICHMANN'S: „Ueber gesteine von Labrador“. Der verfasser be-

schreibt einige gesteine aus der gegend von Nain an der ostküste der halbinsel Labradors. Es sollen hier nach seinen untersuchungen drei massive hauptgesteine auftreten. Die wichtigsten gesteine sind:

1) Granit, theils biotitgranit und theils augitgranit, in dem letzteren halten die plagioklase und orthoklase einander an gewicht. Die auslöschungsschiefen der augite = $37-40^\circ$, diejenigen der plagioklase = $6-15^\circ$. Wie man sieht musz der sogenannte augitgranit ein echtes orthoklas-plagioklasgestein sein und wahrscheinlich wegen seines sauren characters als adamellit bezeichnet werden.

2) Labradoritfels, in dessen plagioklasen oft zwillingslamellierung fehlt, worauf auch HAWES aufmerksam gemacht hat. Die auslöschungsschiefen der feldspathe sind $22-26^\circ$, ja in einigen fällen sogar 30° . Die feldspathe sollten somit im allgemeinen labrador, könnten indessen auch bytownit sein. Er hat von diesem gesteine eine analyse ausgeführt, und diese gab das folgende resultat:

Si O ₂	=	53,43
Al ₂ O ₃	=	28,01
Fe ₂ O ₃	=	0,75
Mg O	=	0,63
Ca O	=	11,24
Na ₂ O	=	4,85
K ₂ O	=	0,96
Verl. d. glühen	=	Spuren
<hr/>		
Sum	=	99,87
Gewicht	=	2,673.

Zum vergleich will ich eine analyse eines labradorits aus unsrem eruptivgebiete beifügen:

Si O ₂	=	53,42
Al ₂ O ₃	=	28,36
Fe ₂ O ₃	=	1,80
Mg O	=	0,31
Ca O	=	10,49
Na ₂ O	=	4,82
K ₂ O	=	0,84
<hr/>		
Sum	=	100,04

Wie man sieht, kann eine vollständigere übereinstimmung nicht erwartet werden. Nur in einem einzelnen fälle ist die differenz

mehr als 1 %, es ist dies bei dem $\text{Fe}_2 \text{O}_3$ gehalt. Mit rücksicht auf den Si O_2 - und den $\text{Na}_2 \text{O}$ -gehalt ist beinahe keine abweichung vorhanden.

Dieser mittelkörnige labradorfels war das hauptgestein in der nähe von Nain. Der verfasser giebt an, dasz er auch ein gestein gesehen hat, worin grözere porphyrische viellingsindividuen von labrador vorkamen, und wo das gestein „sozusagen das muttergestein des letztgenannten darstellt“. Es wird ferner angegeben, dasz das hauptgestein dem labradorfels von Nærödalen in dem westlichen Norwegen sehr nahe steht.

3) Norit mit ca. 5 cm. langen, porphyrischen hypersthensindividuen. Ein anderes stück konnte als hornblendearmer syenit bezeichnet werden und war ohne porphyrische einsprenglinger.

4) Glimmerporphyrit, der als gänge in dem granit bei Nain auftritt, ist ein dichtes, grünliches gestein, das aus plagioklas, glimmer, augit und erz besteht. Er ist in petrographischer beziehung keinen der anderen gesteine ähnlich, in chemischer soll er dagegen dem labradorphyrit von Hochland gleichen (Roths Allgemeine und chem. geol. B. II. pag. 64. 1883). Die zusammensetzung des glimmerporphyrits ist folgende:

Si O_2	=	46,91
Ti O_2	=	3,23
$\text{P}_2 \text{O}_5$	=	1,08
$\text{Al}_3 \text{O}_3$	=	16,67
$\text{Fe}_2 \text{O}_3$	=	11,46
Fe O	=	5,57
Mn O	=	—
Mg O	=	3,61
Ca O	=	6,06
$\text{Na}_2 \text{O}$	=	3,86
$\text{K}_2 \text{O}$	=	0,78
Sum	=	99,23

5) Diallag-magnetitgestein. Diallag mit primären einlagerungen von epidot, der in der weise \mp mit diallag verwachsen ist, dasz die c-axe des diallags \mp dem orthodiagonale des epidots ist. Als accessorische gemengtheile treten plagioklas, olivin und biotit auf. Das gestein ist als ein in situ gebildetes, magmatisches concentrationsproduct aufzufassen, und der verfasser vergleicht es mit dem vorkommen bei Taberg.

Der verfassers bemerkt rücksichtlich STERRY HUNTS und LOGANS beschreibungen der canadischen anorthosite (Geology of Canada 1863): „Der name anorthosit resp. anortholith ist ein höchst unglücklich gewählter, denn gerade das vorkommen von anorthit in diesen so benannten gesteinen gehört zu den groszen ausnahmen“

Wir wenden uns nun zu einer anderen abhandlung der americanischen anorthosite „Notes on the microscopical character of some rocks from the counties of Quebec and Montmorency“ by Mr. W. F. FERRIER. Es werden hier einige echte labradorite beschrieben, von welchen einer in demselben localitet wie ein norit, mit welchem er als nahe verwandt angesehen werden musz, gefunden worden ist. In den meisten anorthositen werden druckphänomene beobachtet, die zwillingslamellen sind ausgeloschen. Gepresste quarzführende orthoklas-plagioklasgesteine werden auch observiert. Das ganze ist indessen nur petrographisch und nicht geologisch untersucht.

Die nächste abhandlung, welche die nordamericanischen anorthosite behandelt, ist „The anorthosytes of the Minnesota coast of Lake Superior by ANDREW C. LAWSON“. Der verfassers erzählt, dasz er an der Minnesotaküste von Lake Superior eine formation älter als „Keweenawian“, von welcher sie durch „a period of profoun erosion“ getrennt ist, gefunden hat. Das gestein ist von WINCHELL und IRVING beschrieben und wurde zuerst von NORWOOD observiert. NORWOOD und WINCHELL nannten es „feldspar rock“, WINCHELL doch später, „labradorite rock“, nachdem er constatiert hatte, dasz der feldspath ein labrador war. IRVING nannte den feldspath anorthit und das gestein „anorthite rock“. Die beschreibung, die professor LAWSON von diesen gesteinen giebt, passt auf unsre labradorfelse. Es heiszt hiervon: „The constituyente feldspar [of the rock is never found in a decomposed condition, but presents on the contrary uniformly, in all parts of the formation, perfectly glassy and brilliant apparance“. Ferner zeichnet das gestein sich durch „fully lack of structural planes of any kind except under some abnormal circumstances“ aus. „Even jointage may be said to be entirely absent“. Die farbe ist im allgemeinen auf verwitterte oberfläche gelbweisz oder gelb. Am oftesten ist die oberfläche eben, kann aber auch an einigen stellen uneben sein. Nirgends ist porfyrstructur beobachtet worden auch keine idiomorphe begrenzung. Durch eingehende untersuchung wurde constatiert, dasz der feldspath labrador war, an einigen orten anorthit oder näher bytownit. LAWSON verwendet da den namen anorthosit. Von

anderen constituenten als feldspath musz ein eisenhaltiger augit genannt werden. Er kommt folgendermassen vor: 1) „As minute irregularly shaped patches filling a few interstitial places between the large grains of plagioclase. 2) As more or less rounded or bleb-like inclusions within the plagioclase crystals“. An einigen orten ist er chloritisiert oder serpentiniert.

An Beaver bay ist eine bandstructur mit einigen „layers“ reicher an pyroxen als die übrigen beobachtet worden. Der feldspath ist „crached“, hat aber keine druck-phänomene wie undulierende auslöschung u. s. w. Der verfasser zieht darum den schluss, „that banding is in any way associated with shearing action after the final solidification of the rock. It seems to the writer to be essentially due to some local chemical differentiation, associated with movement, in the thickly viscous magma prior to crystallisation“. Das gestein wurde hier von olivindiabas und an einem anderen vorkommen von granophyr und quarzporphyr durchsetzt.

LAWSON nennt die hier besprochene formation „Carltonian“ nach Carlton peak und equivaliert sie mit „Norian“ in Quebec.

Ich will jetzt versuchen die gründe anzugeben, die dafür sprechen, dasz die norwegischen labradorfelsgebiete und die americanischen anorthositgebiete völlig analoge bildungen sind.

1) Wie aus den beschreibungen LAWSONS und ADAMS hervorgeht, ist das aussehen und die äusseren verhältnisse der anorthosite genau dieselben wie bei den norwegischen labradorfelsen. Man vergleiche meine früheren beschreibungen mit den eben citierten von LAWSON.

2) Die von ADAMS aufgezählten mineralien, welche die canadischen anorthosite zusammensetzen, sind beinahe vollständig dieselben wie die, welche ich für das eruptivgebiet bei Ekersund und Soggendal aufgeführt habe. Namentlich hebe ich hervor, dasz von mehreren forschern nachgewiesen ist, dasz der plagioklas der anorthosite am oftsten labrador und nur in einigen fällen anorthit ist, was mit den norwegischen verhältnissen bestens übereinstimmt. Ein specielles interesse knüpft sich an der vergleichung der analyse WICHMANS von einem der americanischen labradorfelse mit dermeinigen von dem labradorfelsgebiete bei Ekersund und Soggendal. Man wird daraus sehen, dasz die übereinstimmung nur nicht eine mineralogische und petrographische, sondern auch eine chemische ist.

3) Einige proben von anorthositen, die ich gelegenheit zu untersuchen gehabt habe, sind als norite zu bezeichnen. Es ist somit zu vernuthen, dasz in dem anorthitgebiete ein allmählicher übergang zwischen dem echten anorthit (nach meiner nomenclatur: labradorfels) und dem norit stattfindet. Dies verhältnisz wird auch durch die angabe FERRIERS von mit einander auftretenden und nahe verwandten anorthositen und noriten gestützt. Ein völlig identischer spaltungsvorgang ist auch von mir bei den norwegischen labradorfelsen nachgewiesen.

4) Aussonderungen von magnetitdiallaggestein ist von WICHMANN nachgewiesen und von ihm mit dem Tabergvorkommen in Schweden parallelisiert. Eine ähnliche parallelisierung ist auch von mir mit den basischen erzaussonderungen ausgeführt. Der unterschied ist nur; dasz die in den norwegischen labradorfelsen auftretenden erze titansäurereich sind.

5) WICHMANN giebt an, dasz gebiete von norit und hornblendearmem syenit in der unmittelbaren nähe des labradorfelsgebiets auftreten. Leider sind keine altersbestimmungen ausgeführt, durch welche sich vielleicht constatiren liesse, dasz diese gebiete mit den norit- und monzonitgebieten bei Soggedal und Hæskestad zu parallelisieren sind. Vermuthlich dasz das als hornblendearme syenit bezeichnete gestein, das auch mit dem norit verwandt sein soll, ein orthoklas-plagioklasgestein ist und somit nach meiner nomenclatur als monzonit bezeichnet werden musz.

6) Ferner stehen auch saurere massive in verbindung mit den anorthositen. WICHMANN giebt an, dasz in der nähe von Nain theils biotitgranit und theils augitgranit auftreten. Der letzte bestand sowohl aus plagioklas und orthoklas, und beide waren in derselben menge vorhanden. Der augitgranit musz somit nach meiner nomenclatur als adamellit bezeichnet werden. Ähnliche quarzführende orthoklas-plagioklasgesteine hat auch FERRIER beschrieben. Leider ist auch hier keine altersbestimmung versucht. Die gedanken wenden sich indessen dem norwegischen labradorfelsgebiet zu, wo man ähnliche massive von quarznoriten, monzoniten, adamelliten und graniten hat, und wenn man die geringere verbreitung dieser gesteine dem hauptgebiet von anorthositen gegenüber betrachtet, wird es sehr wahrscheinlich, dasz diese massive durch diffusion in dem ursprünglichen stammagma entstanden sind. und da ihre zusammensetzung der zusammensetzung des stam-

magmas ferner steht als es bei den anorthositen der fall ist, müssen sie als jünger betrachtet werden, um so jünger je weiter der diffusionsprocesz vorgeschritten ist, d. h. je größer die abweichung von der zusammensetzung der anorthosite ist. Die reihfolge wäre somit wahrscheinlich: anorthosit, quarzporit und monzonit, adamellit und granit. Vielleicht könnten auch einige abweichungen vorhanden sein, abweichungen die nicht so leicht zu erklären sind. Man kann indessen den vergleich nicht fortsetzen, da die altersfolge in den americanischen anorthositgebieten nicht bestimmt ist.

7) Endlich werden die americanischen anorthosite sowohl von saureren als von basischeren gängen durchsetzt, gängen, von denen jedenfalls einige mit den norwegischen zu parallelisieren sind. ADAMS erwähnt pegmatitgänge und granitische gänge mit den bisilikaten der anorthosite. Entsprechende gänge sind bei uns die pegmatitgänge und die granitischen aplitgänge mit kleinen mengen von rhombischem pyroxen. Von basischeren ganggesteinen erwähnen sowohl ADAMS als LAWSON diabase und olivindiabase, die aller wahrscheinlichkeit nach den norwegischen entsprechen. ADAMS erwähnt auch augitporphyrite (unsren noriten und gabbronoriten entsprechend?)

Rücksichtlich des altersverhältnisses der americanischen anorthosite sind die verschiedenen forschere nicht einig. FRANK ADAMS giebt an, dass die anorthosite, die er als die Norianformation bezeichnet, zu ober Laurentian gerechnet werden muss. LAWSON sagt „The age is pre keweenian, then. 1) The anorthosite is traversed by dykes of the keweenian eruptives both acid and basic. 2) The keweenian lavas hold imbedded in them innumerable boulders and blocks of anorthosite evidently detached from a pre-existing terrane. 3) The anorthosite forms the surface upon which keweenian lavas now rest, and upon which they were originally extravasated. 4) The anorthosite affords both by its petrographical character and by the nature of its surface the most satisfactory evidence of profound erosion prior to the extravasation of the keweenian eruptives.“ Im gegensatz zu diesen auffassungen stehen die worte WICHMANN: „Robinson zieht nach seinen observationen die folgenden schlussfolgerungen, dass diese gesteine (labradorfelse) auch über jüngerem, echt sedimentären gesteinen deckenförmig ausgebreitet vorkommen, denn nach diesem autor liegt bei L'Anse à Loupe,

wo der gneiss von „Old red“ in einer mächtigkeit von 200 fuss überlagert wird, über dem letzteren wieder ein rother compacter feldspath.“ Dies gestein müsste somit von devonischem oder post-devonischem alter sein.

Wie es sich mit diesem im einzelnen verhält, lässt sich nicht leicht sagen, da ich keine gelegenheit gehabt habe diese gegenden zu besuchen. Es wäre à priori zu vermuthen, dasz gesteine wie diese anorthosite, die in petrographischer beziehung beinahe identisch sind, von demselben alter wären, allein das gegentheil könnte auch der fall sein. Es wäre indessen von groszem interesse, wenn diese interessanten verhältnisze in bezug auf alter und eruptionsfolge erledigt wurden.

Wir wenden uns nun zu dem andern groszen eruptivgebiet, das nach allem was vorliegt mit dem unsrigen zu parallelisieren ist, dem volhynischen perthitophyregebiete. Leider habe ich nicht gelegenheit gehabt die sogenannten perthitophyre selbst zu untersuchen sondern bin ausschieszlich auf die arbeit v. CHRUSTSCHOFF's: „Beiträge zur Petrographie Volhyniens und Ruslands. Die perthitophyre Volhyniens“ hingewiesen. Ich glaube indessen, dasz man ohne die hier erwähnten gesteine näher untersucht zu haben nach den detaillierten beschreibungen v. CHRUSTSCHOFF's mit sicherheit schlieszen kann, dasz die volhynischen perthitophyre mit den norwegischen labradorfelsen und den americanischen anorthositen zu parallelisieren sind. Eine ähnliche auffassung hat auch FRANK ADAMS gehabt und in seiner abhandlung „Ueber das Norian oder Ober-Laurentian von Canada“ ausgesprochen.

Unsre kenntniss dieser gesteine verdanken wir wesentlich K. v. CHRUSTSCHOFF, der in seiner arbeit „Die perthitophyre Volhyniens“ (TSCHERMACK's Mittheilungen IX) eine petrographische beschreibung von mehreren der wichtigsten vorkommen, von denen ORSOWSKY das erste fand, geliefert hat. Leider fehlt eine geologische übersicht der verhältnisse, und es ist somit mit bedeutenden schwierigkeiten verbunden einen eingehenden vergleich mit diesem gebiete auszuführen.

Rücksichtlich der mineralogischen zusammensetzung, habe ich schon früher die übereinstimmung mit den norwegischen und americanischen gebieten nachgewiesen. In structureller beziehung ist zu bemerken, dass die structur in den meisten fällen die eugranitisch körnige ist, an einigen orten ist auch eine poryphyr-structur observiert. Den besten petrographischen überblick ge-

winnen wir durch die schluszbemerkungen von CHRUSTSCHOFF'S. Er sagt: „Die haupteigenthümlichkeiten der unter der bezeichnung „labradorite“ cursierenden gesteine sind also:

1) Auftreten des mikroperthits als ein echtes residuum; obgleich der gehalt an mikroperthit in verschiedenen vorkommen groszen schwankungen unterworfen zu sein scheint, indem er hier fast das ganze, dort nur einen kleinen theil des residuums representiert, fehlt er nie gänzlich und fungiert allenthalben als ein zuletzt erstarrter krystallisationsrückstand.

2) Auftreten des primären quarzes, als ein nach (zum theil mit) dem mikroperthite erstarrter, sauerster mutterlaugenrest; die relative menge des quarzes ist ebenfalls sehr verschieden: Hier besteht die zwischenmasze fast zur hälfte aus quarz, dort ist derselbe nur in kleinsten winkeln (récoinz) und fugen anzutreffen.

3) Eigenthümliche orthoklaseinschlüsse im plagioklas.

4) Der plagioklas ist überall ein typischer labradorit.

5) Schwankung in bezug auf form und grösze der gemengtheile.

6) Schwankung der relativen menge der gemengtheile; besonders auffallend erscheinen die fast ausschliesslich aus plagioklas bestehenden varietäten; als regel mag übrigens gelten, dasz die menge der Fe-haltigen substanzen (olivin, pyroxen etc.) im umgekehrten verhältnisz zur korngrösze wächst: In grobkörnigsten varietäten treten olivin, pyroxen etc. völlig in den hintergrund. In feinkörnigeren dagegen können dieselbe mit dem feldspath fast im gleichgewicht stehen.

7) Eine zum theil sehr eigenartige paragenesis: Der plagioklas pflegt älter als olivin, pyroxen etc. zu sein, und es kommt gelegentlich nach dem plagioklas eine zweite erz- und apatit-generation dazu.

In anbetracht dessen, dasz der mikroperthit nie gänzlich zu fehlen pflegt, und dasz man in den meisten grobkörnigen varietäten einsprenglinge und eine zusammengesetzte, feiner construirte matrix, welche stets jünger ist als jene, auseinander zu halten vermag, habe ich mir erlaubt, die bisher als „labradorite“ bezeichneten volhynischen gesteine unter dem namen perthitophyre zusammenzufassen.“

Ich füge ferner die mineralienzusammensetzung einiger der perthitophyre bei, um einen einblick in ihren verschiedenen petrographischen character zu geben. Ich habe dazu die drei folgenden schematas gewählt:

Mittelgrobkörniger perthitophyr von Horosozki in
Volhynien.

Primäre mineralien	Wesentliche	Plagioklas
		Augit Olivin
	Accessorische	Enstatit
Biotit		
Hornblende		
Orthoklas (mikroperthit)		
Apatit		
Zirkon		
Titaneisen		
Magnetit		
Secundäre sub- stanzen	Eisenkies	
	Chloritische substanz	
	Titanomorphit.	

Die krystallisationsfolge kann man aus dem folgenden schema sehen.

I Zirkon, apatit, erz und biotit.

II Plagioklas, rhombischer pyroxen.

III Rhombischer pyroxen, apatit, olivin, erz und augit.

IV Mikroperthit.

Perthitophyr von Lisowszczyna.

Primäre mineralien	Wesentliche	Plagioklas
		Augit Diallag Bronzit Olivin
	Accessorische	Biotit
Orthoklas (mikroperthit)		
Titaneisen		
Magnetit		
Zirkon		
Apatit		
Secundäre sub- stanzen		Eisenkies
	Magnetit	
	Chlorit	

Perthitophyr von Sakopski Luk.

Primäre mineralien	Wesentliche	Plagioklas
		Orthoklas (z. th. mikroperthit)
		Augit
		Rhombischer pyroxen
	Accessorische	Quarz
		Apatit
		Titaneisen
		Magnetit
		Zirkon
Secundäre substanz.	Biotit	
	Titanomorphit	
	Chloritische masse	

Wie ich schon früher hervorgehoben und näher begründet habe, kann der name perthitophyr nicht für sämtliche hier auftretende gesteine passen. Meiner meinung nach musz das erste gesteine als ein olivingabbro oder vielleicht als ein olivinführender labradoritgabbro bezeichnet werden, das zweite musz, da es nur plagioklas als wesentlicheren bestandtheil enthält zu den labradorfelsen gerechnet werden, das dritte ist ein monzonit. Dies genügt um nachzuweisen, dasz es überhaupt unmöglich ist, die hier auftretenden gesteine mit einem gemeinsamen namen zu bezeichnen. Es ist immer gut die einheit eines gebietes festzusetzen, nur musz es nicht auf kosten des petrographischen systems geschehen. Es ist auch von groszer bedeutung durch anwendung mehrerer passenden namen die verschiedenen facies eines eruptivgebietes zu trennen, und auch dadurch eine idee davon zu geben, in welcher richtung die diffusion vorgegangen ist. Eine einheitliche bezeichnung erzählt uns gar nichts von dem.

Es geht aus den beschreibungen v. CHRUSTSCHOFF's hervor, dasz man in Volhynien mehrere eruptivgesteine trifft, die in irgend einer genetischen relation zu einander stehen. Von diesen gesteinen können die meisten mit den in dem eruptivgebiet bei Ekersund und Soggendal parallelisiert werden. Wir haben nämlich echte labradorfelse an beiden orten, in Volhynien perthitophyre mit plagioklas von labradorconsistenz als das einzige wichtige mineral. Da diese gesteine den alten namen labradorit verursacht haben, sind sie vielleicht die am meisten verbreiteten, wie es in unserm eruptivgebiete der fall ist. Sowohl in Norwegen als in Volhynien hat man ein wenig basischere und saurere

gesteine. Die basischeren, norwegischen massivgesteine sind norite und in Vollhynien die mit den noriten sehr nahe verwandten gabbros (vielleicht hat man auch hier norite). Die saureren gesteine sind in Norwegen monzonite, banatite, adamellite und granite. In Vollhynien sind ähnliche gesteine vorhanden, die granite vielleicht ausgenommen. Zu den monzoniten ist das oben angeführte gestein zu rechnen, und von diesem, wo quarz nur als ein ganz accessorisches gemengtheil auftritt, und zu denen, wo er die halbe zwischenmasse ausmacht, haben wir wahrscheinlich übergänge durch banatite und basischere adamellite, die extrem sauren endglieder sind wohl entweder saure adamellite mit beinahe 50 % quarz oder granite.

Da das vollhynische perthitophyrgelände wesentlich petrographisch untersucht worden, so ist es unmöglich eine weitere vergleihung auszuführen.

Das dritte ausländische gelände, das mit dem eruptivgelände bei Ekersund und Soggendal verglichen werden kann, ist das gelände von orthoklas-plagioklasgesteinen, das von THOMAS HOLLAND beschrieben worden ist. Es scheint hier, als ob die labradorfelse fehlen, aber alle übergänge von den basischeren noriten und pyroxeniten bis zu den sauren hypersthensgraniten, die als charnockite bezeichnet sind (nach dem grabsteine von JOB CHARNOCKS), sind vorhanden. Die zusammensetzung dieses grabsteins ist nach HOLLAND: quarz, orthoklas, mikroklin, mikroperthit (gew. = 2,59), plagioklas (mit den auslöschungsschiefen des oligoklases), hypersthen, granat und magnetit. Das specifische gewicht des ganzen gesteins ist 2,646, d. h. beinahe dasselbe, wie bei unseren sauren adamellittypen.

HOLLAND macht darauf aufmerksam, dasz man ähnliche vorkommen in Madras gefunden hat, und dasz man von dem südlichen India eine fortlaufende entwicklungsreihe von den pyroxeniten bis zu den hypersthensgraniten hat. In sämtlichen gesteinen ist hypersthen ein wesentlicher bestandtheil. Der verfaszer ist der meinung, dasz sie alle einen petrographische provinz bilden. Leider hat er nicht gelegenheit dazu gehabt, die verschiedenen übergangsglieder näher zu untersuchen.

Was das alter dieser gesteine betrifft, so wurden sie früher zu der metamorphischen serie gerechnet, während sie nun als eruptive jünger als der gneis betrachtet werden.

Ich habe selbst diese gesteine einer mikroskopischen unter-

suchung unterworfen, indem es mir durch das wohlwollen professor BRÖGGER's gelang, eine serie von dünnschliffen von diesen eigenthümlichen gesteinen zu bekommen. Ich kam bald zu dem resultate, dasz ich hier mit wohlbekanntem typen zu thun hatte. Einige unsrer typen fehlten hier; aber andere waren mit den unsrigen beinahe identisch. Ich fand dieselben eigenthümlichen schmutziggrünen hornblenden, dieselben stark pleochroitischen biotite u. s. w. Es war völlig, als ob ich in mein eigenes eruptivgebiet versetzt wäre.

Was das ägyptische gebiet von labradorfelsen, auf dessen dasein FRANK ADAMS aufmerksam macht, betrifft, so bin ich nicht so glücklich gewesen, dünnschliffe davon zu bekommen und kann darum keine näheren vergleichen zwischen ihm und dem norwegischen ausführen.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Die labradorfelse des westlichen Norwegens	5
Die bisherige literatur über dem Ekersund- Soggendalsgebiet..	6
Allgemeine bemerkungen über den noriten, labradorfelsen und den mit ihnen verwandten gesteinen	10
Die mineralogische zusammensetzung	25
Strukturformen	49
Die grosze haupteruptionsserie der labradorfelse	54
Das noritgebiet bei Rekefjord und Soggendal	76
Der quarznorit Hitterös	83
Das monzonitgebiet bei Hæskestad	86
Das adamellitgebiet bei Birkrem	94
Das adamellitgebiet von Lister	112
Das banatitgebiet o. von Farsund	122
Die ganggesteine des Ekersund- Soggendalsgebiets	137
Labradoritgänge	133
Labradoritnoritgänge	133
Norit- und labradoritnorit- pegmatitgänge	134
Noritgänge	134
Gabbro-noritgänge	136
Quarznoritgänge	140
Monzonitgänge	147
Banatitgänge	148
Augitgranitgänge	149
Aplitgänge	150
Diabasgänge	152
Ilmenit- und ilmenitnoritvorkommen	159
Uebersicht über die gangeruptionen	181
Die eruptionsfolge in dem Ekersund- Soggendalsgebiete	183
Das alter des Ekersund- Soggendalsgebietes	200
Vergleich mit ähnlichen fremden eruptivgebieten	204



Erklärung der tafeln.

Pl. I.

Fig. 1. Labradorfels von Ollestad bei Hæskestad. Das gestein besteht beinahe ausschliesslich aus labrador. Die schwarzen körner sind ilmenit.

Fig. 2. Noritbronzitit, grenzfacies des adamelletgebietes bei Birkrem. Die schwarzen körner sind ilmenit, die mit lamellen und einige der mit zersetzungsproducten versehenen individuen plagioklas, die übrigen bronzit. Siehe s. 166.

Pl. II.

Fig. 1. Quarzreicher dünnschliff von dem hornblendebanatit o. von Farsund. Hornblende, plagioklas, orthoklas und quarz sammt ein wenig zirkon. Quarz mit zahlreichen einschlüssen.

Fig. 2. Der sogenannte soggendalit (gang von Odde und bis Thelenæs). Die groszen hellen individuen mit den theilweis unregelmässigen spaltriszen sind pyroxen, die mit zersetzungsproducten erfüllten partien bestehen vorwiegend aus plagioklas. Siehe s. 158.

Pl. III.

Fig. 1. Hypersthensgranit bei Birkrem. An dieser stelle in dem dünnschliffe ausschliesslich aus erz, mikroperthit und quarz bestehend. Siehe s. 100.

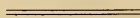
Fig. 2. Granitischer bronzitaplit von Hitterö. Wesentlich aus mikroperthit und quarz bestehend. Siehe s. 151.

Pl. IV.

Uebersichtskarte des eruptivgebietes bei Ekersund und Soggendal.

Pl. V.

Kartenskizze der ilmenitvorkommen bei Rekefjord und Soggendal.



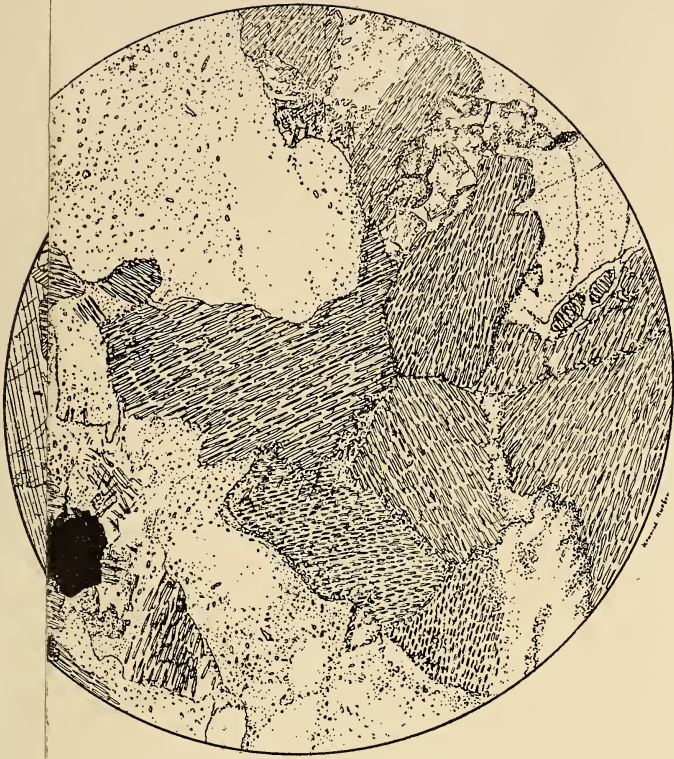


Fig. 1.



Fig. 2 . *Hittero.*



Fig. 1.



Fig. 1.

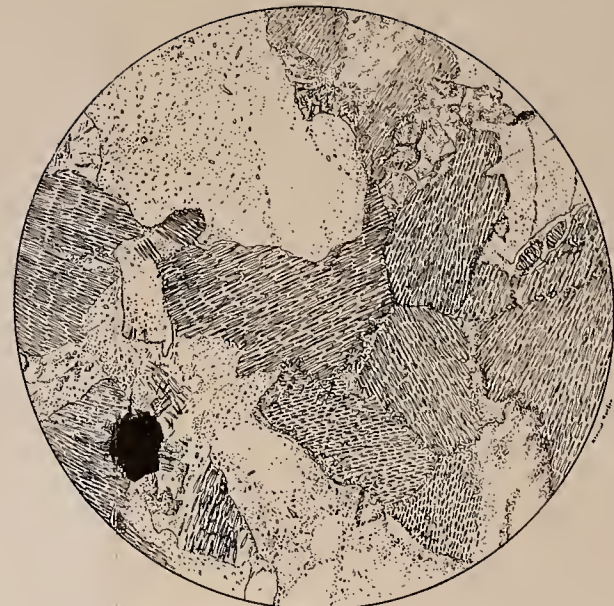


Fig. 1.

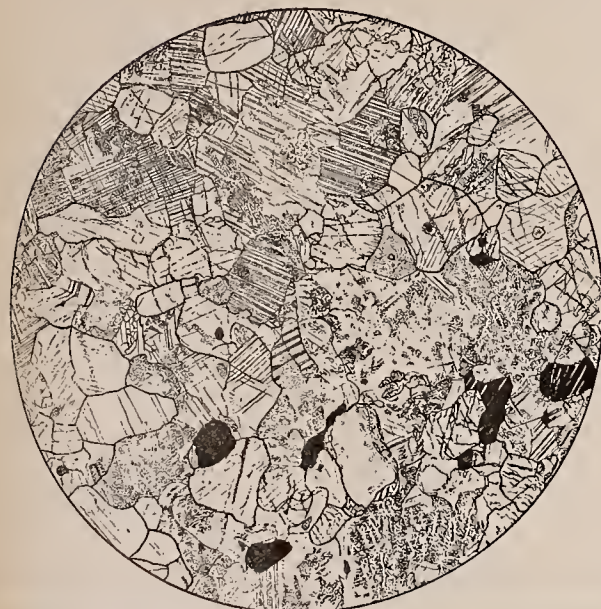


Fig. 2.



Fig. 2.



Fig. 2. *Hittero.*





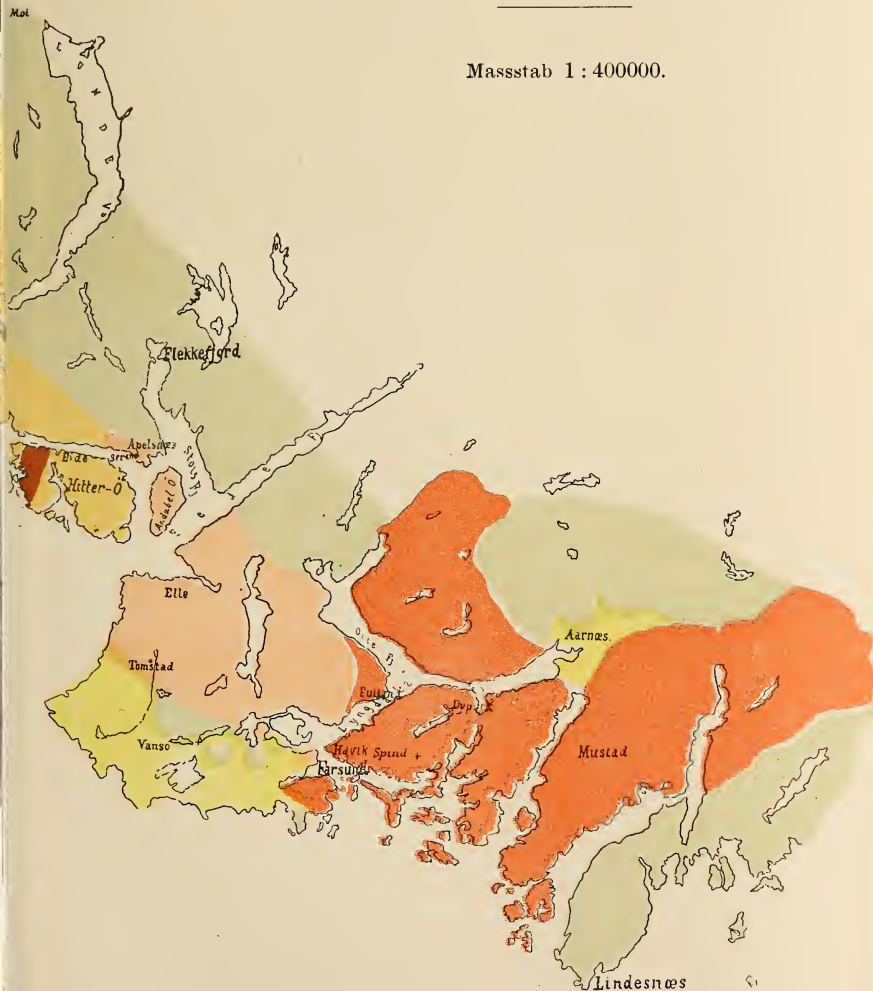
- Grundgebirge
- Labradorfelse
- Norite und monzonite
- Adamellite
- Banatite
- Diabase
- Quartäre ablagerungen

Uebersichtskarte des eruptivgebietes bei Ekersund und Soggendal

von

Carl Fred. Kolderup.

Maassstab 1 : 400000.



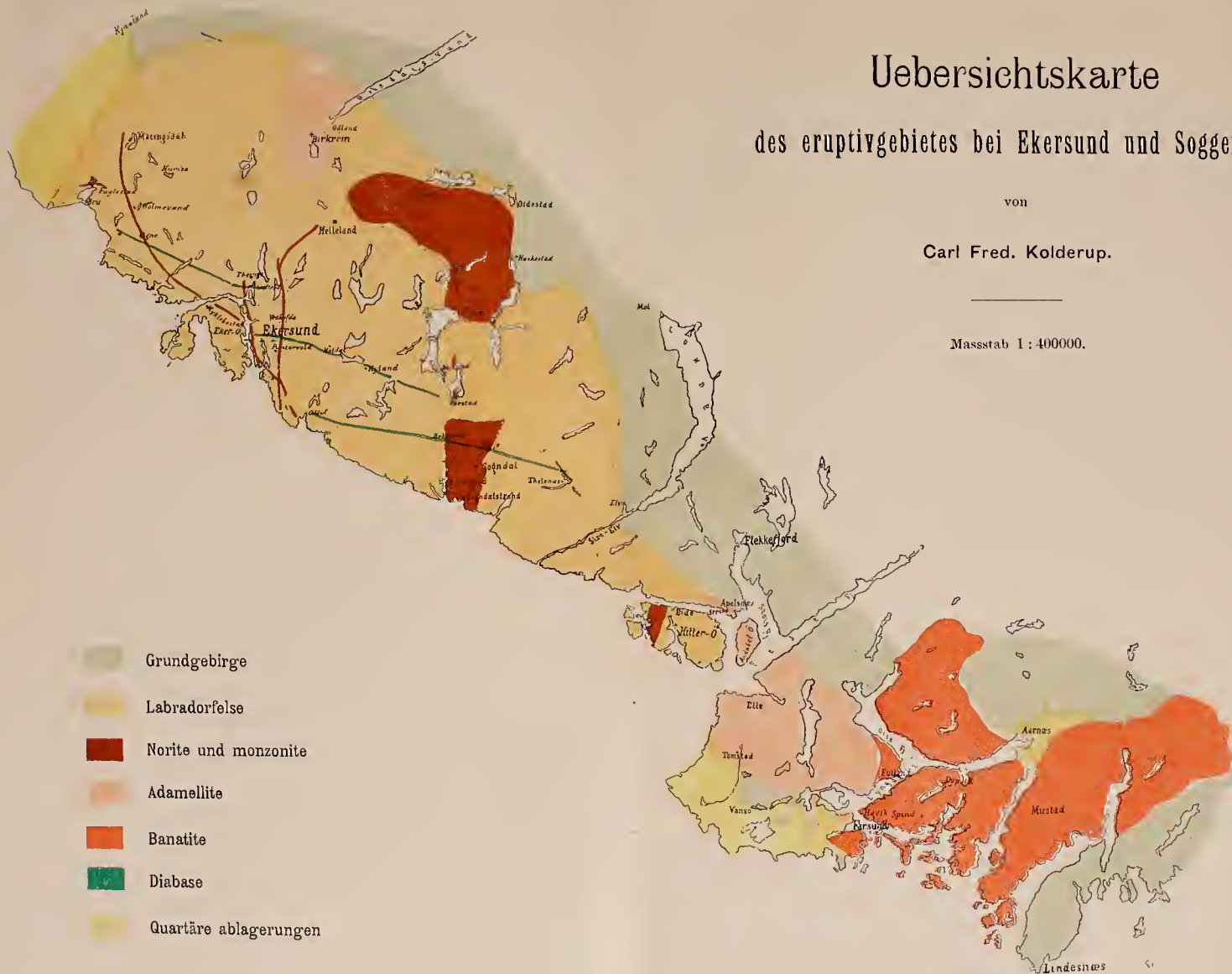
Uebersichtskarte

des eruptivgebietes bei Ekersund og Sogndal

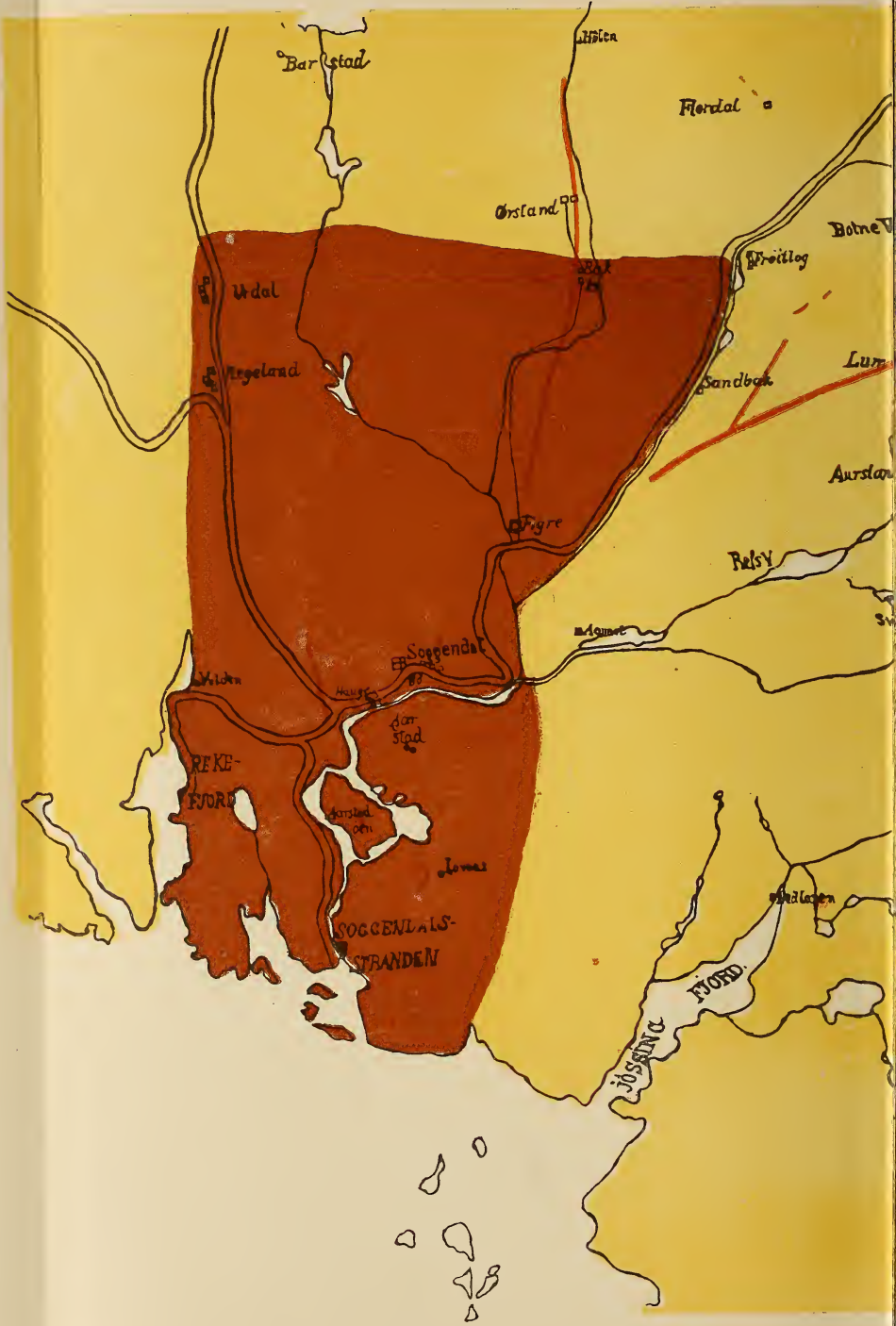
von

Carl Fred. Kolderup.

Maassstab 1 : 400000.



- Grundgebirge
- Labradorfelse
- Norite und monzonite
- Adamellite
- Banatite
- Diabase
- Quartäre ablagerungen



Kartenskizze

der ilmenitvorkommen bei Ekersund und
Soggendal

von

Carl Fred. Kolderup.

Masstab 1: 60 000.



- ilmenit und ilmenitnorit.
- norit.
- labradorfels.

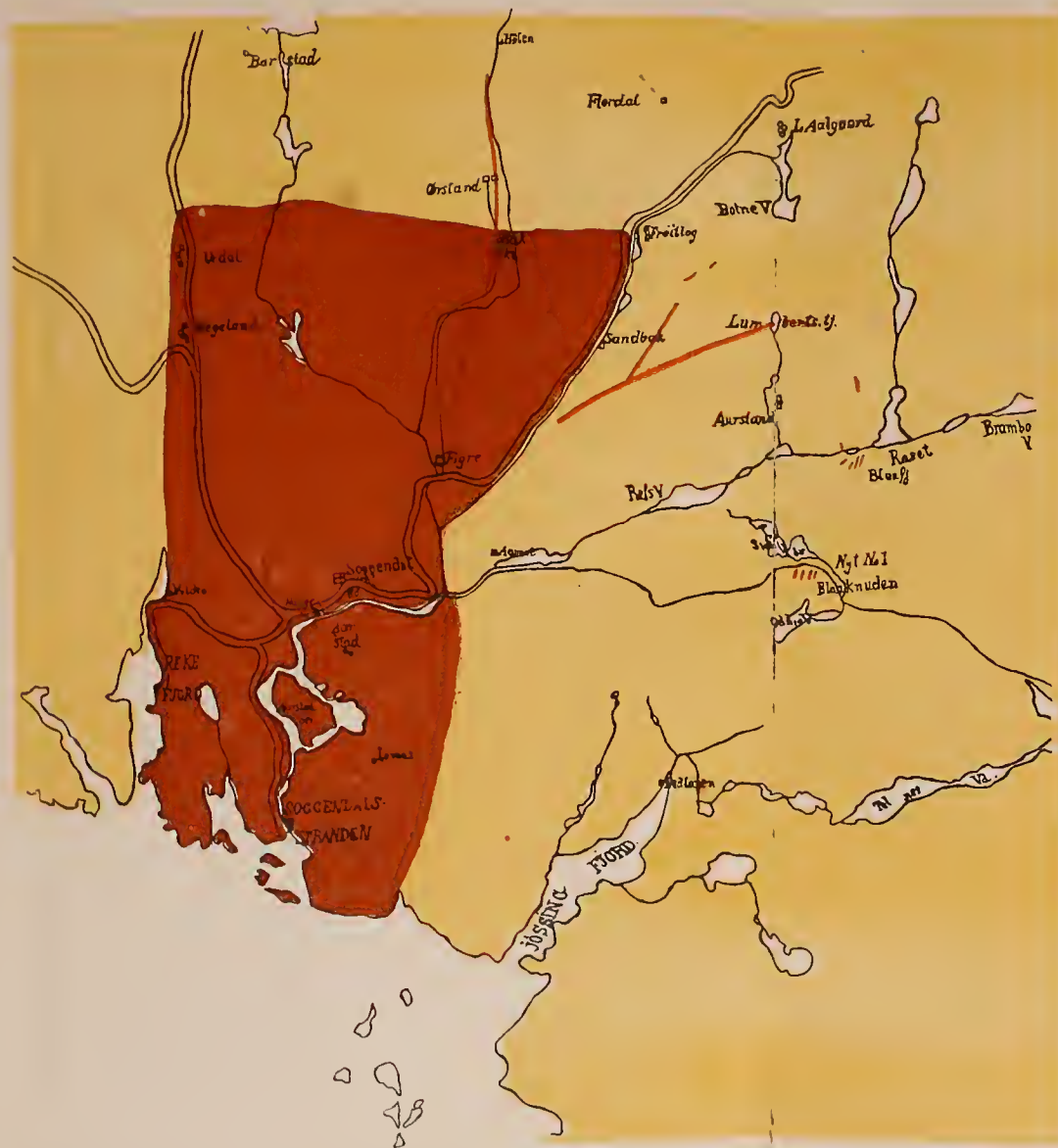
Kartenskizze




der ilmenitvorkommen bei Ekersund und
Soggendal

VON

Carl Fred. Kolderup.

Masstab 1:60 000.



-  ilmenit og ilmenitnorit.
-  norit.
-  labradorfels.





SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES



3 9088 01309 8371