SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER C NR 654 AVHANDLINGAR OCH UPPSATSER ÅRSBOK 64 NR 11

HANS K HELFRICH

STRATIGRAPHIE, TEKTONIK, PETROCHEMIE UND MONTANGEOLOGISCHE ZUEGE AM NORDRAND DER ZENTRALEN "NORRLANDGEOSYNKLINALE"

STOCKHOLM 1971

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER C NR 654 ÅRSBOK 64 NR 11

HANS K HELFRICH

STRATIGRAPHIE, TEKTONIK, PETROCHEMIE UND MONTANGEOLOGISCHE ZUEGE AM NORDRAND DER ZENTRALEN "NORRLANDGEOSYNKLINALE"

STOCKHOLM 1971

C. DAVIDSONS BOKTRYCKERI AB, VÄXJÖ

INHALTVERZEICHNIS

Summary 5
Zusammenfassung 7
Vorwort 9
A. Das östliche und zentrale Skelleftefeld 11
1. Topographie 12
2. Aufschlussituation 12
3. Historischer Ueberblick über die Geologie des Feldes 13
4. Geologie des Renströmgebietes 17
4.1. Morphologie 18
4.2. Aufschlussituation 18
4.3. Petrographie 19
4.3.1. Quarzkeratophyr und dazu gehörige Pyroklastite 19
4.3.2. Polymikt klastische Serie 30
4.3.3. Feinklastische Sedimente 34
4.3.4. Keratophyr 36
4.3.5. Keratophyrtuffagglomerat 38
4.3.6. Jörngranit 39
4.3.7. Dioritporphyrit 41
4.3.8. Lamprophyr 42
4.3.9. Revsundgranit 44
4.4. Zusammenfassung der Lagerungsverhältnisse 47
4.5. Die Sulfiderzlagerstätte Renström 49
4.5.1. Die geologische Position 50
4.5.2. Die Grösse und Form des westlichen Haupterzkörpers 50
4.5.3. Die Vererzung 51
4.5.4. Die Erzverwachsungen 55
4.5.5. Die Umkristallisation des Nebengesteines 56
4.5.6. Die Genese der Lagerstätte 57
4.5.7. Die Auffahrungen der Lagerstätte 58
5. Zur Geologie zwischen Kusfors und Treholmsfors 58
5.1. Petrographie 58
5.1.1. Die Sedimente von Äliden 59
5.1.2. Felsitbreccie 60
5.1.3. Grobkörniger Quarzkeratophyr 60
5.1.4. Andesit und Basalt 60
5.1.5. Polymiktes Konglomerat mit Jörngranitgeröllen 63
5.1.6. Buntes Konglomerat 63
5.2. Zusammenfassung der Lagerungsverhältnisse 63
5.3. Die tektonische Entwicklung des Gebietes zwischen Kusfors und Treholmsfors 73
6. Zur Geologie zwischen Treholmsfors und Sandfors 74
6.1. Petrographie 74
6.1.1. Quarzdacit, Dacit und Agglomerat 75
6.1.2. Quarzandesit 75
6.1.3. Vargforsdiabas 75
6.1.4. Gallejaurgranit 78
6.2. Zusammenfassung der Lagerungsverhältnisse 80
6.3. Die tektonische Entwicklung zwischen Treholmsfors und Sandfors 87
7. Beziehungen zwischen Andesitvulkanismus und den Granitkupolen von Gallejaur und Högnäs 89
B. Vergleich mit der stratigraphischen Gliederung nach G Kautsky 91
C. Zur regionalen Tektonik am Nordrand der "Norrland-Geosynklinale" 96
D. Petrochemische Betrachtungen 98
1. Petrographische Charakteristik der bearbeiteten Gesteinstypen 100
1.1. Mg-Gesteine 101
1.1.1. Mg-betonte Gabbroporphyrite 101
1.1.2. Mg-Ganggesteine 102
1.1.3. Mg-Vulkanite 102
1.1.4. Mg-Pyroklastite 102

1.2. Fe- und Ca-Gesteine 104
1.2.1. Fe- und Ca-betonte Intrusivgesteine 104
1.2.2. Fe-Vulkanite 104
1.2.3. Fe-Pyroklastite 105
1.2.4. Fe-Sedimente 105
1.2.5. Ca-Vulkanite 105
1.2.6. Ca-Pyroklastite 106
1.2.7. Ca-Sedimente 106
1.3. Al-Gesteine 106
1.4. Na-Gesteine 106
1.4.1. Na-betonte Intrusiva (abyssisch) 106
1.4.2. Na-betonte Intrusiva (hypabyssisch) 107
1.4.3. Na-Vulkanite 108
1.4.4. Na-Pyroklastite 108
1.4.5. Na-Sedimente 108
1.5. K-Gesteine 108
1.6. Si-Gesteine 109
1.6.1. Si-Intrusiva 110
1.6.2. Si-Vulkanite 110
1.6.3. Si-Pyroklastite 110
1.6.4. Si-Sedimente 110
1.6.5. Si-Gneise 111
2. Gesichtpunkte zur "nichtgenetischen Einteilung" nach O Brotzen 111
3. Der Gesteinschemismus und dessen regionale Verteilung 111
4. Petrochemische Charakteristika 115
E. Synthese der stratigraphisch-tektonischen und petrochemischen Verhältnisse am Nordrand der "Norrland-Geosynklinale" 126
F. Literatur 136
G. Anhang: Petrochemische Tabellen 139

Anschrift des Verfassers: Professor Hans K Helfrich,
Terratest AB, Bromma-Stockholm, Schweden.

SUMMARY

Stratigraphic, tectonical, petrochemical conditions along the northern rim of the "Norrland geosyncline" are discussed in the light of recent mapping by Boliden AB of the eastern and central parts of the Skellefte region on a scale of 1:10.000. New data are described for three different areas as well as for the Renström Mine (chapter A). A comparison is made with the stratigraphic subdivisions of Kautsky (chapter B). The geological data are then considered in relation to the regional tectonics (chapter C). Petrochemistry of the region is discussed in chapter D. Finally, all the data are evaluated in relation to each another and a synthesis of the geology attempted (chapter E).

The present paper dispenses with detailed petrographic and mineralogical discriptions except when these are necessary for the aformentioned geological synthesis. Detailed tectonic features are analyzed in another paper by the author: "Schlingenbau im Grundgebirge des Renströmgebietes . . ." (Helfrich 1970). The presentation of the tectonic structures in the latter paper can be regarded as typical for the conditions of this area.

Material for the present discussion is deposited in the files of Boliden AB and includes a set of detailed maps on the scale of 1:10.000, a complete set of field notes, an outcrop index on punched cards, rock specimens, more than one thousand thin sections, polished sections from the Renström mine and several hundred chemical rock analyses.

The geological synthesis of the present paper can be summarized as follows:

Stratigraphy

The stratigraphic division of Kautsky 1955 consists of four major rock units as follows:

Revsund series (youngest)
Elvaberg series
Vargfors series
Maurliden series (oldest)

The basal Maurliden series first only described by Kautsky (1955) only reaches to a stage where the first basic volcanism appears (the Skogheden volcanism), which is later included in the Vargfors series.

The Vargfors series is in tur continuous with and includes the final phases of the basicvolcanic activity (the Vargfors andesite). Thus greater importance is ascribed to the development of the chemical relationships of the rocks rather than to the Jörn granite which occurs in successive phases.

The Elvaberg series as described by Kautsky, is restricted to include only the Elvaberg shales, which were deposited after the end of the volcanic activity. These are fine-grained clastic sediments, older than the Elvaberg shales and are regarded as a sedimentary facies of a predominantly volcanic formation. The sub-division arrived at follows evolutionary principles which emphasize the simultaneous deposition of volcanic and sedimentary rock formations.

While the Abborrtjärn conglomerate is included with the Vargfors volcanic rocks being of younger age than the Jörn granite, the Dömanberg conglomerate is separated from the "Vargfors conglomerate" and related to a later phase of development of the Elvaberg.

The Revsund series is the youngest geological unit and is characterized by regional migmatization and the formation of the Revsund granite.

The acid (salic) volcanism of the Maurliden series is mainly represented over large areas by ignimbrites, probably originating from linear volcanism. The supracrustal rocks, formed in this way are so well preserved that relict vitreous remnants can still be identified in acidic volcanics.

For the granites of the Skellefte region it is assumed that the instrution of the Jörn granite almost reached the land surface or was even partly effusive. The gneisses, cropping out to the south of Åsen are not regarded as being derived from the Jörn granite. Instead they are interpreted as volcanites subjected to a microcline-blastesis during migmatization (Revsund series).

The granites at Gallejaur and Högnäs which hitherto were grouped separately under the name of Sorsele granite, are regarded as independent diapirs. In very close association with the Vargfors andesite, these diapirs fill a giant caldera (Gallejaur) indicating a gravitative flowage of rock masses, connected with minor undations, directly related to a basic volcanism. These granites are younger than the Jörn granite but older than the Revsund granite. The Revsund granite, being the youngest within the area described seems to have been at least partly in a truly molten state.

Tectonics

The regional schistosity with a double orientation with acute angles has undergone intense flattening which has been further accentuated by "squeeze" tectonics, in many places forming "Schlingen" with steeply dipping axes. In many places they make the impression of having been highly of plastic but in others cataclastic structures are observed through a lesser degree. The latter feature does not include certain mesolineaments with their strike parallell to the Skelleftefield which have been filled up by volcanic rock. Several foult zones have been detected by photointerpretation in the absence of outcrops.

In the area of Petikträsk a thrust zone could be identified, separating two areas with different tectonic elements.

The stratigraphic and tectonic relationships of the entire area are presented in maps, each showing different parameters. Due to a very sparse occurrence of outcrops, these maps are based to a large extent on a number of regional geophysical surveys carried out with different methods. Such surveys are of great importance for the geological interpretation and are a result of a successive interchange of information and interpretation of data from geologists and geophysicists involved in the field mapping.

Petrochemistry

All the rock types were classified according to the non-genetic system of O. Brotzen. This system proved to be genetically useful, since it was possible to study individual combinations of elements within different rock types, which can be basically different from one another.

From the Niggli values the conclusion can be drawn that the igneous rocks of the Skellefte region belong to a magmatic province within which different magma types developed and attained certain characteristics, seemingly independent of one another. Basically these rocks are calcalkaline, but sometimes a high sodium content is present.

The dykes of the Vargfors series are relatively alkaline, closely similar from a chemical point of view, to the igneous rocks of the Arvidsjaur region. A higher content of potassium is found only in rocks which were influenced by metamorphism and migmatization, connected with the formation of the Revsund series.

Synthesis

The interaction between magmatic activity, sedimentation and tectonic movements over long periods, indicates pulsation of the earth's crust. The pulsations often increased in intensity but at the same time the degree of consolidation increased also.

Large structural trends in a westnorthwesterly direction along the northern rim of the central "Norrland Geosyncline" seem to confirm the existence of a former land mass in the Arvidsjaur region. The geological development of these structures indicates an independent origin for the formations of the Skellefte field which might, to some extent, be of a miogeosynclinal nature but which were also influenced by contemporaneous tectonic movements of alternating epeirogenic and orogenic type.

The real "geosynclinal" development only begins with the first formation of the Vargfors series.

The occurrence side by side of different mineral facies with different P-T-D features, indicates that the Skellefte region represents an area, tectonically lower in relation to the surrounding regions. This requires mobility of the crust as indicated above by the gravitative flow of masses. Thus, in order to solve some of the geological relationships of this region, it seems necessary to follow a dynamic evolutionary course of reasoning, which would not necessarily impose any universal importance as regards the time factor in the application of the principle of actuality.

ZUSAMMENFASSUNG

Im Zusammenhang mit einer Neukartierung des östlichen und zentralen Skelleftefeldes im Masstab 1:10.000, ausgeführt im Rahmen der Boliden AB, wurden die stratigraphischen, tektonischen, petrochemischen und gewisse montangeologische Verhältnisse am Nordrand der "Norrland-Geosynklinale" diskutiert. Neue Erkenntnisse konnten gewonnen werden. Sie werden entsprechend dem Charakter im Kapitel A an Hand von 3 Feldabschnitten und der Renströmgrube beschrieben, mit der stratigraphischen Gliederung nach Kautsky verglichen (Kapitel B), zur regionalen Tektonik in Beziehung gesetzt (Kapitel C), einer petrochemischen Betrachtung unterzogen (Kapitel D) und zu einer Synthese der Summe der geologischen Verhältnisse ausgewertet (Kapitel E).

In der vorliegenden Arbeit wurden nur die für den Verfasser wichtig erscheinenden geologischen Daten behandelt. Abgesehen wurde somit von einer detailierten petrographischen Beschreibung mit der ihr eigenen Einzeldarstellung der Minerale. Die tektonischen Detailstrukturen wurden in der Arbeit über "Schlingenbau im Grundgebirge des Renströmgebietes . . ." (Helfrich 1970) analysiert, wobei deren Darstellung als typisch für die vorliegenden Verhältnisse angesehen werden muss.

Das verwendete Material befindet sich im Archiv der Boliden AB und umfasst neben einem Kartenatlas mit Detailkarten 1:10.000 sämtliche Tagebücher, ein Aufschluss-

register nach dem Lochkartenprinzip, ein Handstückarchiv, ein umfassendes Dünnschliffregister mit über tausend Dünnschliffen und mehreren hundert Gesteinsanalysen. Hinzukommen noch Erzanschliffe aus der Renströmgrube.

Nachstehend folgen die neuen Ergebnisse.

Stratigraphie. – Die stratigraphische Gliederung nach Kautsky wurde auf vier Serien erweitert, wobei sich folgende Altersfolge ergibt (von unten nach oben):

Revsundserie
Elvabergserie
Vargforsserie
Maurlidenserie

Die basale Maurlidenserie reicht nur bis zu dem Erscheinen des ersten basischen Vulkanismus (Skoghedenvulkanismus), der bereits zur Vargforsserie gerechnet wird. Diese reicht ihrerseits bis zum Abschluss der basischen vulkanischen Tätigkeit (Vargforsandesit) hinauf. Es wurde somit der petrochemischen Entwicklung eine grössere Bedeutung als dem phasenartig auftretenden Jörngranit beigemessen. Die Elvabergserie umfasst nur mehr den Anteil der Elvabergschiefer, der nach dem Abklingen der vulkanischen Tätigkeit zur Ablagerung gelangte. Feinklastische Sedimente, älter als diese Elvabergschiefer, werden als jeweilige sedimentäre Entwicklung dem vorherrschenden Vulkanismus zugeordnet. Daraus ergibt sich eine evolutionistische Einteilung, die die Parallelität von vulkanischem und sedimentärem Geschehen dynamisch zum Ausdruck bringt.

Während das Abborrtjärnkonglomerat dem Vargforsvulkanismus zuzuordnen und jünger als der Jörngranit ist, wird das Dömanbergkonglomerat vom "Vargforskonglomerat" abgetrennt und in eine spätere Entwicklungsphase der Elvabergschiefer gestellt.

Als jüngste Einheit folgt die Revsundserie mit einer regionalen Migmatitisierung und der Platznahme des Revsundgranites.

Der saure Vulkanismus der Maurlidenserie tritt vornehmlich als Lineärvulkanismus in Erscheinung und hat weitverbreitet Ignimbrite gefördert. Die suprakrustalen Gesteine sind dabei noch so gut erhalten, dass beispielsweise reliktisch glasartige Reste in den sauren Vulkaniten zu erkennen sind.

Hinsichtlich der Granite des Skelleftefeldes wird die Auffassung vertreten, dass der Jörngranit fast bis zur Oberfläche intrudierte und partiell sogar noch effusiv wurde. Die südlich von Åsen anstehenden Gneise werden nicht als Abkömmlinge des Jörngranit betrachtet, sondern müssen als Vulkanite interpretiert werden, die einer Mikroklinblastese im Zuge der Migmatitisierung in der Revsundserie unterworfen wurden.

Die bisher als Sorselegranite ausgeschiedenen Granite bei Gallejaur und Högnäs werden als selbständige Diapire aufgefasst, die eng an den Vargforsandesit angeschlossen eine Riesencaldera ausfüllen (Gallejaur) und ein gravitatives Massenfliessen im Zusammenhang mit Minor Undationen in unmittelbarem Anschluss an den basischen Vulkanismus anzeigen. Diese Granite sind jünger als der Jörngranit aber älter als der Revsundgranit.

Der Revsundgranit hat als jüngster Granit im Arbeitsgebiet zumindest teilweise ein schmelzflüssiges Stadium durchlaufen.

Tektonik. – Die regionale, spitzwinkelig zweischarige Schieferung wird einem Plättungsvorgang zugeordnet, durch Einengungstektonik verschärft und bildet mehrfach Schlingen mit steilstehenden Achsen ab. Gegenüber diesen vielfach plastisch in Erscheinung tretenden Deformationen, können grossräumige kataklastische Strukturen, abgesehen von parallel mit der Feldgrenze streichenden und durch vulkanische Tä-

tigkeit verheilten Meso-lineamente, nur untergeordnet beobachtet werden. Mehrere Verwerfer konnten örtlich aus Mangel an Aufschlüssen nur fotogeologisch interpretiert werden.

Im Raume von Petikträsk konnte eine Ueberschiebungslinie erkannt werden, die Gebiete mit verschiedenen tektonischen Baustilen von einander abtrennt.

Die Gesamtheit der stratigraphisch-tektonischen Verhältnisse wurden in Karten verschiedener Bereiche dargestellt. Bei der Konstruktion dieser Karten wurde aufgrund der oft bedrückenden Aufschlusslosigkeit auf geophysikalische Messungen regionaler Bedeutung und verschiedenster Art zurückgegriffen. Sie waren für die geologische Interpretation von grosser Bedeutung und müssen bei Arbeiten dieser Art wechselweise in die Datenbearbeitung des Geologen und die geologischen Daten in die Bearbeitung des Geophysikers einbezogen werden.

Petrochemie. – Sämtliche Gesteinstypen wurden gemäss der ungenetischen Klassifizierung nach O. Brotzen gegliedert. Dabei erwies sich eine genetische Brauchbarkeit dieses Systemes, da die einzelnen Elementkombinationen z. T. wesensverschiedenen Gesteinsarten zuzuordnen waren.

An Hand der Niggli-Werte konnte gezeigt werden, dass die Eruptivgesteine des Skelleftefeldes einer Magmenprovinz angehören, innerhalb der sich verschiedene Magmentypen entwickeln konnten, die eine gewisse Selbständigkeit erlangten. Der Grundcharakter ist kalkalkalisch mit zum Teil starker Na- Betonung. Relativ alkalireich sind Ganggesteine der Vargforsserie, die deutlich petrochemische Anklänge zu den Eruptivgesteinen des Arvidsjaurfeldes aufzeigen. Kalireicher sind nur Gesteine, die von einer dem Revsundgranit zuzuordnenden Metamorphose bzw. Migmatisierung betroffen wurden.

Synthese. – Das Wechselspiel zwischen Magmentätigkeit, Sedimentation und tektonischen Bewegungen über lange Zeiträume, zeugt von einem phasenartig oft stark gesteigertem Pulsieren der Kruste, wobei jedoch eine zunehmende Konsolidierung zu vermerken ist.

WNW-orienterte Leitstrukturen am Nordrand der zentralen "Norrland-Geosynklinale" scheinen die Existenz einer Arvidsjaurlandmasse zu bestätigen und deuten in ihrer geologischen Entwicklung ein selbständiges Entstehen des Skelleftefeldes an, welches Anklänge an eine miogeosynklinale Natur aufweist, aber von zwischen epirogen und orogen schwankenden Bewegungsabläufen beeinfluss wurde.

Die eigentliche "geosynklinale" Entwicklung setzt zum Beginn der Vargforsserie ein.

Das Nebeneinander von Mineralfazien verschiedener P-T-D-Bedingungen deutet daraufhin, dass das Skelleftefeld in einer tektonisch eingesunkenen Position liegt. Diese Beobachtung bestätigt die bereits angedeutete Krustenmobilität mit gravitativem Massenfliessen, welches eindeutig die Notwendigkeit dynamisch evolutionistischer Betrachtungsweisen zu fordern scheint, wobei dem Aktualitätsprinzip nicht unbedingt zeitlich universelle Bedeutung zukommen muss.

VORWORT

Als der Verfasser 1956 als prospektierender Geologe der Bolidengesellschaft in das Skelleftefeld (Nordschweden) eingeführt wurde, war dieses bereits ein blühendes Lagerstättenrevier. Es war das Resultat einer intensiven Prospektionstätigkeit, die um 1920, gemeinsam von der SGU (Sveriges geologiska undersökning = Schwedische Geologische Landesanstalt) und von der damaligen Centralgruppens Emissionsaktiebolag (später Bolidens Gruvaktiebolag und seit 1966 Boliden Aktiebolag), begonnen wurde.

Trotz dieser jahrzehntelangen Tätigkeit offenbaren sich nach wie vor zahlreiche Probleme, in die der Verfasser durch den Chefgeologen der Gesellschaft, Dr. Erland Grip und Dr. Fritz Kautsky eingeführt wurde. Während der letzten 10 Jahre vollzog sich im prospektierenden Denken eine Veränderung. Standen bisher oberflächennahe Erzkörper im Blickpunkt der Interessen, so richtete sich die Aufmerksamkeit des Prospektors allmählich in grössere Teufen nach Erzkörper, die ihre obere Begrenzung noch in mehreren hunderten von Metern unter der Tagesoberfläche haben können (blinde Erzkörper).

Die Überlegung, dass nicht alle Erzkörper im selben Schnitt der heutigen Gebirgsoberfläche liegen müssen, beschäftige die Prospektoren bereits zu einem Zeitpunkt, zu dem noch nicht alle oberflächennahen Erzindikationen befriedigend geklärt waren. Solche sind immer noch Objekte intensiver Untersuchung.

Voraussetzung für die Lösung beider Probleme ist eine minutiöse Kartierung der geologischen Verhältnisse des Erzfeldes, gepaart mit intensiven geophysikalischen und geochemischen Untersuchungen. Die Ausgabe ökonomischer Kartenblätter im Masstab von 1:10.000 gestattete eine moderne Überarbeitung bereits älterer Detailaufnahmen, die auf der Basis von selbstangefertigten Karten durchgeführt wurden.

Die Einführung einer Datenbehandlung der Aufnahmsergebnisse mittels Lochkarten (Helfrich 1964) war eine notwendige Voraussetzung zur objektiven Auswertung der Resultate.

Die vorliegende Arbeit ist das Ergebnis einer zehnjährigen Kartierungstätigkeit im Skelleftefeld mit Schwerpunkten im östlichen und zentralen Teil des Feldes. Die gewonnenen Erkenntnisse werden zur Deutung stratigraphisch-tektonischer Fragestellungen und zur Beurteilung der gebirgsmechanischen Bedingungen um bergbauliche Objekte, die zur Tektonik in Beziehung gesetzt wurden (Helfrich 1970), herangezogen. Damit soll dargestellt werden, dass eine geschlossene Kette geologischer Aufgaben von der Feldbeobachtung über das Erkunden bis zum Abbau eines Erzkörpers vorhanden ist. Sie erstreckt sich eigentlich bis zur Aufbereitung des Produktes. Letzteres wird in dieser Arbeit nicht berührt, wurde aber am Beispiel des Stekenjokk-Erzes in einer anderen Veröffentlichung dargestellt (Helfrich 1969).

Dieser Arbeitsetappe müsste nun eine nächste folgen, deren Ziel es sein sollte, eine geologische Strukturkarte in etwa 500 m Teufe zu erstellen. An diese Aufgabe konnte der Verfasser nicht mehr herantreten.

Es ist mir an dieser Stelle ein Bedürfnis allen jenen zu danken, die am Zustandekommen dieser Arbeit beigetragen haben. Dies gilt vor allem dem Herrn Chefgeologen fil dr E Grip, Herrn Professor S Gavelin, die mich zu dieser Arbeit ermunterten und anlässlich vieler Feldbegehungen und Diskussionen wertvolle Anregungen gaben, weiteres Herrn Oberingenieur F Wallman, der es mir ermöglichte, die Fertigstellung dieser Arbeit in mein Arbeitsprogramm einzubauen. An dieser Stelle danke ich auch allen Geologen und Geophysikern innerhalb und ausserhalb der Bolidengesellschaft, besonders Dozenten Gunnar Kautsky für kritische und stimulierende Diskussionen. Mein Dank gilt im besonderen meinem Feldkameraden Signar Fjellman, der mir in unermüdlichem Eifer beim Einsammeln und der Zusammenstellung des Primärmateriales während der ganzen Zeit zur Seite stand, sowie Erik und Bengt Jonsson und meinem Extrageologen L Widenfalk, die viele Jahre aktiv mit meinem Arbeiten verbunden waren. Nicht unerwähnt bleiben dürfen alle Mitarbeiter der Kartenabteilung, des Fotolaboratoriums und des Sekretariates.

Für die Genehmigung, diese Arbeit veröffentlichen zu dürfen, gestatte ich mir Herrn Direktor S Ando von der Boliden Aktiengesellschaft meinen verbindlichsten Dank auszusprechen.

Abschliessend möchte ich aber ganz besonders meiner lieben Frau und meinen Kindern danken, die in selbstloser Weise zahllose Stunden gemeinsamer Freizeit für diese Arbeit geopfert haben. Ihnen sei diese Arbeit gewidmet.

A. DAS ÖSTLICHE UND ZENTRALE SKELLEFTEFELD

Im schwedischen Grundgebirge, dem Archäikum oder Präkambrium, gibt es in der Hauptsache drei Gebiete, die durch das Auftreten von suprakrustalen Gesteinsserien ausgezeichnet sind. Von N nach S sind dies das Kirunafeld in Norrbotten mit den grossen Eisenerzlagerstätten um Kiruna–Malmberget, das Skelleftefeld in Västerbotten mit zahlreichen Sulfidlagerstätten sowie Bergslagen in Mittelschweden mit Eisenerz- und Sulfidlagerstätten.

Jüngst, was die Entdeckung als Erzprovinz betrifft, und Objekt dieser Arbeit ist das Skelleftefeld. Es erstreckt sich von Skellefteå längs dem Skellefteфluss in WNW-licher Richtung gegen den E-Rand der schwedischen Kaledoniden. Während das Feld in seinem östlichen und zentralen Teil als relativ schmaler Streifen in Erscheinung tritt, erweitert und teilt es sich im westlichen Teil mit den Abzweigungen Kristineberg und Adak.

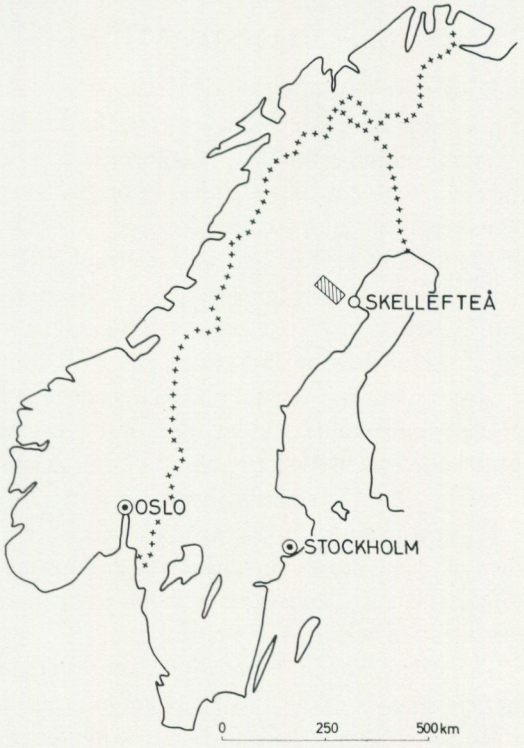


Fig. 1. Geographische Übersicht über das Skelleftefeld.

1. TOPOGRAPHIE

Das Skelleftefeld ist im östlichsten Teil durch ein allmähliches Ansteigen vom Küstenband bis in die Gegend von Boliden gekennzeichnet. Boliden liegt bereits ca 200 m über dem Meeresspiegel und im Bereich der höchsten marinen Grenze (höchste Küstenlinie des eiszeitlichen Meeres). Von Boliden erstreckt sich gegen WNW ein flachwelliges Hügelland mit höchsten Erhebungen bis zu 500 m (Vithatten).

Die topographischen und morphologischen Verhältnisse sind durchwegs Abbildungen der geologischen Strukturen, der Eiszeit und der Landhebung. Für den Bearbeiter des Feldes ergeben sich arbeitstechnisch keine Geländeschwierigkeiten. Die vorhandenen Moore und Sümpfe bilden zusammen mit dem Seenreichtum, den weiten, heute streckenweise oft kahlgeschlägerten und ausgebeuteten Wäldern und den lebendigen Flusstälern ein Landschaftsbild, welches auch dem alpine Landoberflächen gewohnten von einer selten geschauten Erhabenheit ist. Die Weite erschreckt nicht, sie wirkt befreiend und beruhigend auf unsere ansich stressgeplagten Gemüter.

2. AUFSCHLUSSITUATION

Mit wenigen Ausnahmen ist das anstehende Gebirge im Skelleftefeld durch mehr oder weniger mächtige quartäre Ablagerungen, in der Hauptsache Moränen verschiedener Art, einzelnen schmalen, langgezogenen Osern und Sandterrassen bedeckt. Nur etwa 4 % des anstehenden Gebirges ist direkter Beobachtung zugänglich. Diese grandiose Aufschlusslosigkeit erfordert eine intensive Jagd nach Anstehendem, eine mühseelige und zeitraubende Betätigung. Wo die quartären Ablagerungen nur geringmächtig sind, kann das Aufschlussbild durch einfache Schurfarbeiten erweitert werden. Die zahlreich über das Feld verteilten Prospektierungsbohrungen sind gleichfalls willkommene Aufschlüsse und komplettieren, zusammen mit den schon im Betrieb befindlichen Gruben, das dreidimmensionale Raumbild des Feldes. Wie schon aus den Ausführungen über die Topographie zum Ausdruck kam, sind bei den geringen Höhenunterschieden gerade die vertikalen Tiefenaufschlüsse ein notwendiges Kompliment zur Interpretation des geologischen Strukturbildes.

Nicht zu übersehen sind die durch verschiedene geophysikalische Methoden erhaltenen Anomalien, die zweckmässig die Feldkartierungen ergänzen und Extrapolationen auf aufschlussfreie Gebiete gestatten.

Vorteilhaft hat sich in den letzten Jahren die expandierenden Arbeiten auf dem Gebiete des Kraftwerk-, Tunnel- und Strassenbaues ausgewirkt, die einer ständigen Überwachung unterzogen sind. Hierzu kommen Forstarbeiten und Entwässerungen, die regional neue Einschnitte, vorzugsweise in den quartären

Ablagerungen, schaffen. Besonders zu erwähnen sind die modernen Kultivierungsmaschinen, die ausgezeichnet die geschlägerten Waldgebiete zur Erzblocksuche vorbereiten.

Abschliessend sei noch hinzugefügt, dass alle geologischen Kartierungen mit Aufschlussmarkierungen versehen sind (siehe Tafel 2–4), die sofort ein objektives Bild über die Beobachtungsdichte, den Grad der Deutung und die Schwerpunkte für Revisionsarbeiten ermöglichen.

3. HISTORISCHER ÜBERBLICK ÜBER DIE GEOLOGIE DES FELDES

Hinter dem Namen Boliden verbirgt sich für den Nichteingeweihten ein verhältnismässig junges Lagerstättenrevier, welches im sogenannten Skelleftefeld belegen ist. Dieser "Feldbegriff" erscheint zum ersten Mal bei A. G. Högbom (1899). Inzwischen hat sich das Skelleftefeld zu einem der am besten bekannten Gebietet des schwedischen Archäikums entwickelt.

Zahlreiche geologische Aufnahmen (A. G. Högbom 1910, J. Eklund 1923, 1925, A. Högbom 1936, 1937, E. Grip 1941, S. Gavelin 1933, 1955, S. Gavelin und E. Grip 1946, G. Kautsky 1957, 1959 a, 1959 b, O. Brotzen und H. Sarap), zeugen einerseits von der erzgeologischen Bedeutung des Feldes, andererseits aber auch von einem geologisch-strukturell vielseitigen Aufbau eines Teiles des Achäikums, dessen Gesteine teilweise einen Erhaltungszustand aufweisen, der dem verhältnismässig junger Gesteinsprovinzen gleicht und sich äusserst vorteilhaft für geologische Studien auswirkt.

Die Mehrdeutigkeit des Abbildes geologischen Geschehens führte dazu, dass die Auffassungen über den stratigraphischen und tektonischen Bau des Skelleftefeldes Änderungen unterworfen waren. Vor allem müssen aber der jeweils zunehmende Aufschlussgrad und detailiertere Aufnahmskarten dafür verantwortlich gemacht werden.

Ausgehend von A. G. Högbom, der in seinem Kartenbild die Hauptelemente der verschiedenen vulkanischen und sedimentären Suprakrustalserien im grossen charakterisiert und deren regionale Verteilung dargestellt hat, werden zwei Granitgenerationen ausgeschieden, wobei der ältere Jörngranit (Urgranit) als Unterlage der suprakrustalen Einheiten aufgefasst wurde, während der Revsundgranit als jüngste Bildung zu betrachten wäre. Als wesentlicher Zug kommt noch hinzu, dass das grob-feinklastische Vargforskonglomerat intraformationell in der "Phyllitserie" auftritt.

J. Eklund stellt den Jörngranit altersmässig über die vulkanischen Einheiten, aber unter das Vargforskonglomerat. Seiner ersten Auffassung nach wären das Vargforskonglomerat und die Phyllitserie als verschiedene Faziesbildungen zu betrachten, und zwar derselben Sedimentserie. Später fasste J. Eklund das

Vargforskonglomerat als jüngere Bildung auf, trennt es von der Phyllitserie und stellt es altermässig noch vor den Revsundgranit.

1931 stellt A. Högbom das Vargforskonglomerat nach der Revsundgranitbildung und beschreibt einen noch jüngeren Granit, den sogennanten Sorselegranit, womit die Grundzüge der von S. Gavelin und E. Grip 1946 aufgestellten geologischen Entwicklungsgeschichte des Skelleftefeldes festgelegt waren.

Zusammengefasst ergeben sich zwei Grosseinheiten, wobei die ältere Reste einer tief denundierten Gebirgskette repräsentiert. Beide enthalten Suprakrustalserien, Granite und Gabbro. Die ältere Grosseinheit wurde mit den zentralschwedischen und südwestfinnischen Svekofinniden bzw. mit dem Svionikum parallelisiert. Die jüngere wurde der karelischen Formation gleichgestellt. A. Högbom (1937) teilte die ältere svionische Einheit in Leptit-Hälleflintserie, Phyllitserie und Porphyr-Porphyritserie.

Diese Begriffe haben sich nicht bewährt, da diese Bezeichnungen keine zufriedenstellende Charakterisierung der Gesteinsserien darstellen. Heute sollte speziell der Leptitbegriff in Schweden gerade noch als Serienbezeichnung erhalten werden. für das Skelleftefeld wurde er seit Jahrzenten bewusst ausgeschaltet.

Zwei Begriffe sollen kurz diskutiert werden. "Urberg" = Urgebirge bezeichnet im Skelleftefeld nicht die erste Erstarrungskruste sondern das älteste bekannte Archäikum. Ähnliches gilt für den "Urgranit", der als Jörngranit den ältest bekannten Granit darstellt.

In den Jahren 1945–1955 hat G. Kautsky (1957, 1959) für die Boliden AB grosse Teile des Skelleftefeldes revidiert und ist dabei zu geänderten Auffassungen über den geologischen Bau des Feldes gekommen. Folgende wesentliche Züge werden angeführt.

Auch nach G. Kautsky werden zwei suprakrustale Gesteinsserien ausgeschieden, die jedoch andere Altersbeziehungen, nicht zuletzt zum Revsundgranit, aufzeigen. Die ältere ist die sogennante Maurlidenserie (in der Hauptsache äquivalent der Vulkanitserie des Skelleftefeldes), die zu unterst aus mächtigen Sedimenten besteht. Darüber folgen saure bis intermediäre Vulkanite. Über diesen folgt ein Komplex mit Vulkaniten und mit diesen wechsellagernd Sedimente, der in der Hauptsache von effusiven Grünsteinen abgelöst wird.

Diese Maurlidenserie wird flachwellig gefaltet, wonach der Jörngranit intrudiert. Nach einer Periode tiefer Verwitterung (Bildung einer markierten Diskordanz) baut sich auf der Maurlidenserie als höhere stratigraphische Einheit die Elvabergserie auf (Phyllit- oder Schieferserie des Skelleftefeldes), die an der Basis durch das Auftreten des Abborrtjärn- und Dömanbergkonglomerates (Vargforskonglomerat) charakterisiert ist. Im Hangenden beobachtet man allmählich feinklastische Sedimente, die graphitführende und schwefelkiesimprägnierte, wechselnd mächtige Kohlenstoffquarzite enthalten können. In dieser Sedimentserie finden sich untergeordnet saure und basische Vulkanite.

Nach einer intensiven Faltung, Schieferung, Metamorphose und Migmatese tritt der Revsundgranit hervor, dem zeitlich nur mehr der Sorselegranit nachfolgt.

Mit den Auffassungen von G. Kautsky, wonach gewisse bissher vulkanisch gedeutete Gesteine als sedimentär gebildet aufgefasst wurden, vollzieht sich wieder eine Annäherung an die älteren Ergebnisse von A. G. Högbom, der das Vargforskonglomerat intim mit der Phyllitserie (nunmehr Elvabergserie) zusammenschliesst, und J. Eklund, der zwar das Vargforskonglomerat in einer späteren Interpretation von der Phyllitserie abtrennt, aber den Revsundgranit als jüngere Bildung gegenüber dem Konglomerat betrachtet.

Während jedoch früher die mächtige Phyllitserie einheitlich stratigraphisch über die Vulkanitserie gestellt wurde, trennt G. Kautsky Teile dieser Sedimentserie ab und stellt sie in unterschiedlicher Relation zu den Vulkaniten. Innerhalb der Maurlidenserie werden die Maurliden- und Petikträskschiefer unterschieden, die durch eine mächtige saure Vulkanitserie, den s. g. Maurlidenvulkaniten, getrennt werden. G. Kautsky definiert die Maurlidenschiefer und charakterisiert sie als verschieden klastische Sedimente mit Einlagerungen von sauren u. intermediären Vulkaniten. Vergleicht man diese Definition mit der der Petikträskschiefer (ausgenommen deren Graphitphylliteinschlag), so erscheinen die Analogien verblüffend zu sein. Es wird auf diese noch zurückgekommen (siehe p. 65).

Wesentlich erscheint jedoch die stratigraphische Trennung von einerseits sauren bis intermediären Vulkaniten und andererseits Basalten und Andesiten der Skogshedenvulkanite. Hier liegt ein bemerkenswerter Umschlag im Chemismus vor, auf den noch eingehend Bezug genommen wird. Nach G. Kautsky lässt sich die Maurlidenserie somit gut differenzieren, was gegenüber früherer Auffassungen einen wesentlichen Fortschritt bedeutete.

Ähnliches gilt auch für die grobklastische Abteilung der Elvabergserie mit der Unterscheidung von mariner (Mensträskkonglomerat) und fluviatiler (Vargforskonglomerat) Fazien, die nach oben hin in mächtige Elvabergschiefer überleiten und die noch untergeordnet vulkanische Einschläge zeigen.

S. Gavelin (1958) diskutiert kritisch das Altersverhältnis zwischen dem Vargforskonglomerat und dem Revsundgranit. Unter dem Hinweis auf Lokale wie Doublon und Ledfat samt Arbeiten von A. G. Högbom (1899), J. Eklund (1923), A. Högbom (1937), Gavelin och Grip (1946), Wickman (1945), Quensel (1956), betrachtet Gavelin das Problem regionalgeologisch und führt Bedenken gegen die Aussagekraft der Beobachtungen von G. Kautsky an. Aufgrund späterer petrographischer Untersuchungen, schliesst sich, was das Ledfatkonglomerat betrifft, S. Gavelin (1959) weitgehend der Auffassung G. Kautsky's an, dass das Konglomerat keine typischen Revsundgranitgerölle enthält und damit nicht jünger als der Revsundgranit sein müsste. Neben den angedeuteten regionalgeologischen stratigraphischen Betrachtungen gibt es auch hinsichtlich

dem regionalen Verschieferungsgrad unterschiedliche Auffassungen. Während G. Kautsky denselben als typischen Ausdruck einer regional wirksamen einzeitigen Tektonik betrachtet, ist S. Gavelin der Auffassung, dass die Verschieferung unter den verschiedenen Phasen der Evolution des Skelleftefeldes geprägt wurde, was nach der Meinung des Verfassers ansich kein Argument gegen die Vorstellung einer regionalen Verschieferung darstellt.

Was den Kontakt Jörngranit und Maurlidenserie betrifft, so gehen die Ansichten auseinander. G. Kautsky beschreibt den Kontakt als diskordant und steilstehend, während E. Grip (1941) die Auffassung vertritt, dass der Jörngranit sehr flach intrudiert ist und dieses am S-Rand des Jörngranitmassives zu beobachten sei. Hier kann auch auf die Ansicht von Saksela (1953) verwiesen werden, wonach die synorogenen Granite zumeist konkordant auftreten.

Hinsichtlich der stratigraphischen Stellung der s. g. Arvidsjaurporphyre mit ihrer Hauptausbreitung im NW an das Skelleftefeld anschliessend, ergibt sich dem regionalen Verschieferungsgrad unterschiedliche Auffassungen. Während nach G. Kautsky eine Parallelisierung mit den Maurliden- und Skoghedenvulkaniten. Nach älteren Auffassungen (Grip 1935) findet sich gegenüber Kautsky ein wesentlicher Unterschied, nämlich der, dass die sauren Vulkanite im Arvidsjaurfeld, im Gegensatz zum Skelleftefeld, die basischen überlagern. Die geologische Entwicklung im Arvidsjaurfeld, welches sich im Raume von Sandfors-Sorsele-Arvidsjaur ausbreitet, wurde von Grip (1935) eingehend beschrieben. Im Zusammenhang mit petrochemischen und genetischen Betrachtungen wird Gelegenheit sein auf eventuelle Beziehungen zum Skelleftefeld zurückzukommen.

Mit diesen Betrachtungen der wesentlichen stratigraphischen Auffassungen soll der Querschnitt durch ältere und bisher geltende geologische Konstruktionen abgeschlossen werden.

Zu erwähnen sind noch unveröffentlichte Arbeiten von O. Brotzen aus dem östlichen Skelleftefeld (Bolidenfeld), der innerhalb der Phyllitserie graue Quarzporphyre kartierte, was darauf hindeutet, dass hier auch noch saure Vulkanite in der Elvabergserie aufscheinen, die mit der Phyllitserie zu parallelisieren sind.

N. Edelman (1963, 1965) arbeitete im Kristineberggebiet, welches im Westen an das zentrale Skelleftefeld anschliesst. Seine tektonischen Studien führen zur Ausscheidung von Schieferungsgenerationen, die tektonischen Phasen zuzuordnen sind, welche sich in den bisherigen Rahmen des tektonischen Baues im Skelleftefeld einfügen. Bemerkenswert ist hingegen die räumliche Begrenzung des Jörngranites, wodurch sein Kartenbild gegenüber früheren abweicht. In seinem geotektonischen Modell der svekofinnidischen Orogenese werden 4 Zyklen unterschieden, die durch eine initiale Intrusion oder Eruption saurer Massen und finaler Eruption basischer bis ultrabasischer Magmen charakterisiert sind. Diese Entwicklung nimmt in der Grenzzone zwischen Sial und Mantel ihren Ausgang. Die kalk-alkalisch betonten Gesteine verdanken einer Mischung

zwischen basischen und sauren Material ihre Entstehung. Bei der Erstellung dieses Modelles werden auch auf die geologischen Verhältnisse im Skelleftefeld bezug genommen.

4. GEOLOGIE DES RENSTRÖMGEBIETES

Seit 1957 hat der Verfasser im Rahmen von Prospektierungsarbeiten Gelegenheit gehabt, geologische Detailaufnahmen im Masstab von 1:10.000 im östlichen und zentralen Teil des Skelleftefeldes auszuführen. Durch das Vorhandensein älterer Detailkartierungen von E. Grip, O. Brotzen, G. Kautsky (Archivkarten 1:8.000) waren die wichtigsten Aufschlussgebiete bereits bekannt. Die Ausgabe von ökonomischen Kartenblättern (1:10.000) erleichterten eine Neuaufnahme deren Ziel es war, die stratigraphischen und tektonischen Detailstrukturen möglichst genau zu präzisieren und wenn möglich, sie in ein regionales Gesamtkonzept zu stellen.

Als Resultat dieser Arbeit liegt nun eine vollständige Auflage von geologischen Kartenblättern im Masstab von 1:10.000 vor, die als Unterlage für geologische Karten im Masstab von 1:50.000 und 1:100.000 dienten. Die erstgenannten Kartenblätter (48) decken ein Gebiet von etwa 1000 km². In dieser Arbeit werden für die Interpretation des Gesamtkonzeptes auf spezielle Teilgebiete (Tafel 2–4) und eine Zusammenstellung im Masstab von 1:100.000 (Tafel 1) bezug genommen. Alle anderen Kartenblätter sind Archivkarten und können nicht publiziert werden.

Der vorliegenden Arbeit liegen im besonderen die Ergebnisse der Kartierungen im Renströmgebiet zugrunde, die noch im einzelnen erörtert werden und sind, was die strukturellen und einen Teil der montangeologischen Verhältnisse betrifft, bereits in Helfrich (1970) veröffentlicht wurden.

Das Renströmgebiet war bereits 1935 Angelpunkt geologischer Aufnahmsarbeiten, die von Grip (1941) durchgeführt wurden. Die im Zuge neuerer regionalgeologischer Kartierungsarbeiten im Skelleftefeld gestartete Aufnahme wurde nordwestlich der Grube Renström im Masstab von 1:200 begonnen, da dieses Gebiet, bedingt durch seinen Reichtum an Aufschlüssen, ausgezeichnet als Ausgangspunkt geeignet war. Von dieser Keimzelle aus wurde die Kartierung über das unmittelbare Renströmgebiet hinaus auf das gesamte zentrale Skelleftefeld erweitert. Mit der vorliegenden Kartenskizze (Tafel 1), zusammengestellt nach Teilkarten in 1:20.000 liegt eine geologische Karte vor, die sich somit von Kankberg (westlich von Boliden) bis nach Näsliden erstreckt. Nicht einbezogen in diese Arbeit wurde das sogenannte Malånäsfeld, welches von S. Gavelin (1939) und später durch Geologen der schwedischen Geologischen Landesanstalt (Sverige geologiska undersökning = SGU) bearbeitet wurde.

4.1. Morphologie

Ausgehend von der Grube Renström, 15 km WNW von Boliden, erstreckt sich die Kernzone des Aufnahmegebietes als Kreis mit einem Radius von ca 6 km (Tafel 2). Morphologisch gehört dieses Gebiet zu den Ausläufern eines schwach gestaffelten Hochlandes, welches Schweden mit seiner Längsachse in NE–SW-licher Richtung durchzieht. Unterbrochen wird diese Hochtafel, deren Höhe im aktuellen Gebiet zwischen 190 und 300 m Seehöhe schwankt, durch ein Flusstal, welches in der Hauptsache gegen ESE entwässert. Der Skellefteälv schneidet relativ tief in diese Tafel ein. Von einer ausgedehnten Sandterasse steigen mit steilen Abfällen Höhenzüge bis 300 m auf.

Die Detailmorphologie spiegelt die Transportrichtung des Inlandeises der letzten Eiszeit wieder, welches sich von WNW gegen ESE bewegte. Der Grossteil der Talgänge folgt dieser Richtung, die vielfach auch Schwächezonen im Gebirgskörper anzeigen. Die Morphologie und das Gefügerelief decken einander.

Hinzuzufügen wäre noch, dass das höchste Niveau des eiszeitlichen Meeres in Boliden etwa bei 240 m lag. Diese Grenze ist heute noch durch Strandfelder, Glazialton und Quellenhorizonte deutlich zu erkennen.

4.2. Aufschlussituation

Durch die oben geschilderten Landschaftsverhältnisse bedingt, wechselt der Aufschlussreichtum. Während in den Flusstälern die Aufschlüsse an Stromschnellen und steilaufragende Ufer gebunden sind, finden sie sich auf der Tafel oft nur vereinzelt und weit zerstreut. Ihr Auftreten ist eng mit der Mächtigkeit der glazialen Ablagerungen, in der Hauptsache Grundmoräne, und der Verteilung von Hochmooren sowie Sümpfen verbunden.

Morphologisch ist in erster Linie die Tatsache begründet, dass die natürlichen Aufschlüsse fast ausschliesslich nur ein zweidimensionelles geologisches Schaubild geben und nur tiefe Taleinschnitte sporadisch die dritte Dimension eröffnen. Hierin liegt eine der wesentlichsten Schwierigkeiten der Deutung geologischer Aufnahmsdata, wie sie beispielsweise in den Kaledoniden, aber noch besser in dem alpinen Hochgebirge, nicht vorliegen.

Das Aufschlussbild muss durch Kernbohrungen ergänzt werden. Die Erzgebiete sind dabei naturgemäss bevorzugt. Weite Teile des Feldes bedürfen jedoch einer systematischen Aufschliessung durch Tiefbohrungen, die als Strukturbohrungen angesetzt, absolut erforderlich erscheinen. Die mit den geologischen Arbeiten parallellaufenden geophysikalischen Mess- und Untersuchungsarbeiten sind ein äusserst wertvoller Beitrag, sie können wesentliche Gesichtspunkte zur geologischen Deutung des Gebirgsbaues liefern, sind aber in ihrer Aussagekraft begrenzt (Mehrdeutigkeit).

Die Tatsache der begrenzten Aufgeschlossenheit lässt jeden noch so kleinen Aufschluss bedeutungsvoll erscheinen und führte daher zur konsequenten Inventierung aller Aufschlüsse, wobei sich das bereits erwähnte Lochkartenprinzip zur Dataregistrierung und Bearbeitung gut einführte (Helfrich 1964). Im gesamten Arbeitsgebiet wurden etwa 10.000 Aufschlüsse bearbeitet, die auf den geologischen Detailkarten in 1:10.000 eingetragen sind und jederzeit eine räumlich bestimmte Diskussion der interpretierten Ergebnisse ermöglichen.

4.3. Petrographie

Die Feldaufnahme bestätigt voll inhaltlich frühere Kartierungen, wonach eine reichdifferenzierte Gesteinsserie ansteht, die von Vulkaniten und dazugehörigen pyroklastischen Ablagerungen über verschieden klastische Sedimente, basischen, hypabyssischen Intrusiven und altersverschiedenen Graniten reicht. Es soll im folgenden keine ausführliche petrographische Beschreibung der Gesteinstypen gegeben werden, es werden lediglich die für die geologische Deutung erforderlichen charakteristischen Merkmale herausgegriffen. Auf die petrochemischen Verhältnisse wird in einem eigenen Kapitel zurückgekommen.

4.3.1. Quarzkeratophyr und dazugehörende Pyroklastite

Als Quarzkeratophyre werden hier alle porphyrischen Gesteine vulkanischer Herkunft bezeichnet, die Quarz- und Plagioklaseinsprenglinge (vorwiegend Albit) in einer dichten, oft mikrofelsitischen Grundmasse enthalten. Das Verhältnis Quarz-:Plagioklaseinsprenglinge kann stark variieren.

Weite Teile des Renströmgebietes werden von Quarzkeratophyren und dazugehörigen Tuffen aufgebaut. Bereits makroskopisch kann man verschiedene Homogenitätsgrade im strukturellen Aufbau erkennen, die darauf hindeuten, dass es sich nicht um einheitliche Lavaströme handelt, sondern die Gesteinsverteilung einen regen Wechsel vulkanischer Aktivität widerspiegelt (Lavaergüsse–Tuffströme–Ignimbritausbrüche).

Obwohl das Gestein gemäss den geltenden Vorstellungen ein hohes Alter hat (älter als 1750 Millionen Jahre), sind reichlich Primärstrukturen bewahrt (Fig. 2–6). Die Gesteine sind deutlich quarzporphyrisch ausgebildet, wobei die Quarze mit deutlicher Idiomorphie (Dihexaeder) hervortreten (Fig. 7–8). Die Einsprenglinge sind mitunter an den Kanten im Schmelzfluss gerundet. Häufig trifft man Einsprenglinge mit starken Korrosionserscheinungen (Fig. 8), wobei die Grundmasse mit schlauchförmigen Armen in den Kristallkörper eindringt. Bei sehr stark entwickelter Korrosion kann der Einsprengling in Teile zerlegt werden. Tektonische Zerbrechungen sind Ausnahmsfälle, hingegen ist eine undulöse Auslöschung fast immer zu erkennen.

Diese Korrosionserscheinungen sind das Resultat der Druckabhängigkeit des ternären Minimums nach Tuttle & Bowen (1958), wonach die Quarzeinspreng-



Fig. 2. Inhomogener Quarzkeratophyr, unregelmässig schlierig ausgebildet (Renström, Aufschluss 1870). Skala ≈ 1:7.



Fig. 3. Inhomogener Quarzkeratophyr mit deutlicher, schlieriger Bänderung, die als Fluidalstruktur zu deuten ist (Renström, Aufschluss 1911). Skala ≈ 1:10.



Fig. 4. Inhomogener Quarzkeratophyr. Aufgrund von deutlichen Effusivtexturen in den helleren und dunkleren Lagen wird hier auf Fluidalstruktur geschlossen (Renström, Aufschluss 1867). Skala ≈ 1:12.

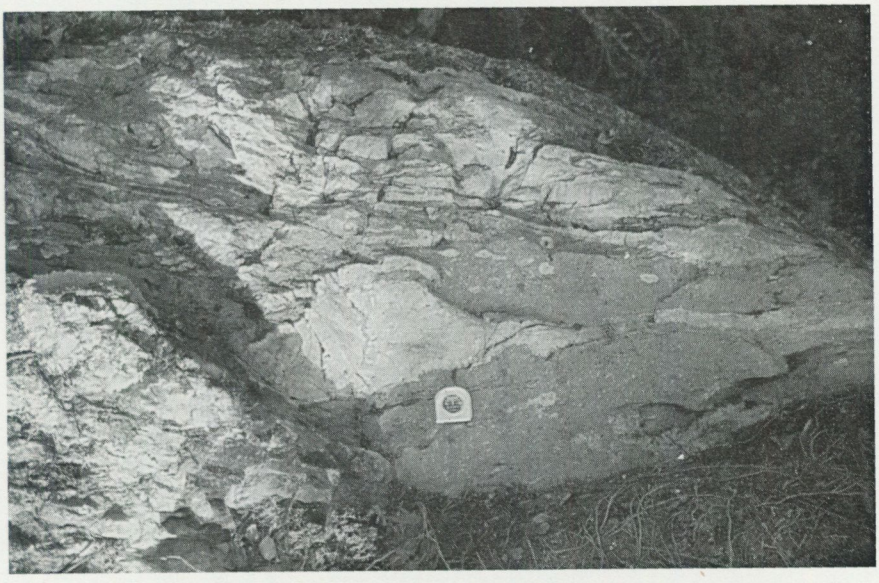


Fig.5. Inhomogener Quarzkeratophyr mit Pseudobreccienstruktur. Die helleren Partien bestehen aus sphärolithischem Quarzkeratophyr, die dunkleren beinhalten reichlich bis mehrere cm grosse Lithophysen (Renström, Aufschluss 1867). Skala ≈ 1:12.



Fig. 6. Ausgeprägte Fluidalstruktur in lithophysenreichem Quarzkeratophyr (Renström, Aufschluss 1869). Skala $\approx$ 1:25.

linge nach der Extrusion des Magmas und der damit verbundenen isothermischen Druckentlastung im Ungleichgewicht mit ihrer eigenen Mutterschmelze sind.

Als Keimzentren konnten beispielsweise Quarzeinsprenglinge beobachtet werden, die zum Zeitpunkt der Sphärolithbildung bereits korrodiert waren (Fig. 7).

Plagioklaseinsprenglinge treten daneben mehr oder weniger häufig auf. Der Plagioklas tritt als Albit und Oligoalbit in Erscheinung und weisst nicht selten Karbonateinschlüsse auf, die wohl als Entmischungsreste ehemals An-reicherer Plagioklase aufzufassen sind. Nicht selten ist eine schwache bis starke Sericitisierung zu bemerken, die nicht nur den Feldspat, sondern auch die meist vollständig entglaste Grundmasse erfasst.



Fig. 7. Sphärolithischer Quarzkeratophyr mit einem Quarzeinsprengling als exzentrischer Kern eines Sphärolithes (rechts im Bild). Renström, Aufschluss 1911, Gesteinsanalyse 2295, Schliff 10459. Vergrösserung 15x.

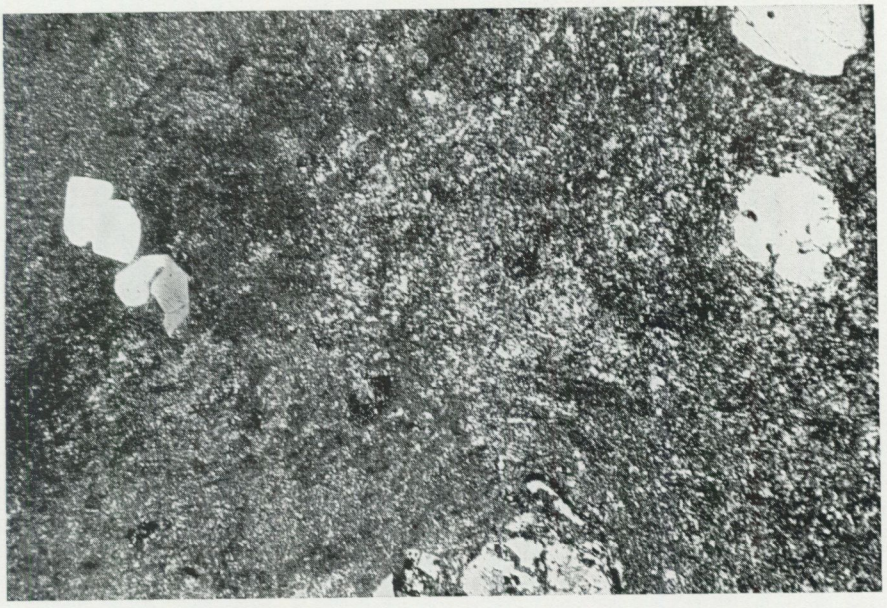


Fig. 8. Quarzkeratophyr mit dihexagonalen Quarzeinsprenglingen, welche Korrosionsschläuche aufweisen. Renström, Aufschluss 1867, Schliff 7443. Vergörsserung 15x.

Neben diesen beiden Einsprenglingstypen sind kugelige Gebilde zu erwähnen, die mitunter zahlreich in der Grundmasse auftreten und wechselnde Grösse erreichen. Es sind sogenannte Sphärolithe und Lithophysen (Fig. 7–10). Erstere bestehen aus radial angeordneten Quarz- und Feldspatfasern verschiedener Grössenordnung, letztere aus sich nicht berührenden Schalen von radialstrahligem Bau, ebenfalls verschiedener Grösse. In Tröger's: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale (1967) ist die Sphärolithbildung das Resultat einer Umbildung von Gesteinsgläsern in der postmagmatischen Phase, wobei sich an besonders prädistinierten Punkten Keimzentren bilden, von denen aus in allen Richtungen eine radialstrahlige, eutektische Kristallisation erfolgt.

Die zonenweise Anordnung bis zu cm grossen Lithophysen zusammen mit Einsprenglinge führenden Partien können aber auch auf umkristallisierte, gasreiche Grundmassen zurückzuführen sein. Bei zahlreichem Auftreten von sphärolithischer Grundmasse wird von sphärolithischem Quarzkeratophyr gesprochen, wie sie beispielsweise am Finnberget (SE Rakkejaur) beobachtet werden konnten. Aber auch aus Renström sind charakteristische Fälle zu erwähnen.

Zahlreiche Beispiele verschiedener Lithophystypen beschreibt Grip (1935) aus dem Arvidsjaurfeld, wobei er zu dem Schlussatz kommt, dass sämtliche Typen flüchtigen Bestandteilen im Magma ihre Entstehung verdanken.

Im übrigen besteht die Grundmasse normalerweise aus fein- bis dichtkörnigen Quarz-Feldspatgeweben (kryptokristallin, allotrimorph) mit verschieden intensiv ausgebildeten Sericitschuppenhäufungen (Fig. 11), selten wird kleinschuppiger Biotit beobachtet, der meist an höher metamorphe Glieder gebunden ist. Glasähnliche Strukturen sind nur am Finnberget im Rakkejaurgebiet beobachtet worden (Fig. 9, sie waren sicher in wesentlich grösserem Ausmasse vorhanden, sind aber den regionalmetamorphen Bedingungen, besonders unter Stressbedingungen, und allfälligen hydrothermalen Prozessen zum Opfer gefallen. Ähnliche Strukturen wurden von B. Zachrisson (1962) aus der Stören-Gruppe, Norwegen, veröffentlicht. Neben Sericit tritt auch Chlorit in wechselnder Menge auf. Hier ist zu erwähnen, dass die Grenze zwischen regionalmetamorpher und hydrothermaler Sericit- und Chloritbildung nicht immer klar zu ziehen ist. Meist ist diese nur an den regionalgeologischen Zusammenhängen zu erkennen.

Bemerkenswert sind Einprenglingshäufungen, wobei besonders Quarz in Splitterform auftritt (Fig. 11). Gesteine mit solchen Quarzformen leiten zu den Tuffen über, die zumeist gebändert erscheinen. Bei deutlichem Sedimenteinschlag (gerundete Quarzkörner, Tonschieferlager) werden dieselben als Tuffite ausgeschieden. Auch hier sind die Grenzen fliessende, es gibt alle Übergänge.

Vor allem sind es immer wieder kalkige Matrixbildungen (Fig. 12), die lokal in Erscheinung treten. Sie können mehrfach als Ausdruck submariner Tuffablagerungen aufgefasst werden.



Fig. 9. Brecciierter Quarzkeratophyr mit schwach entglaster Grundmasse (dunkle Schlieren), teilweise sphärolithisch, kristallbreiaktig. Finnberg, Aufschluss 5066, Gesteinsanalyse 2189, Schliff 8785. Vergrösserung 15x.

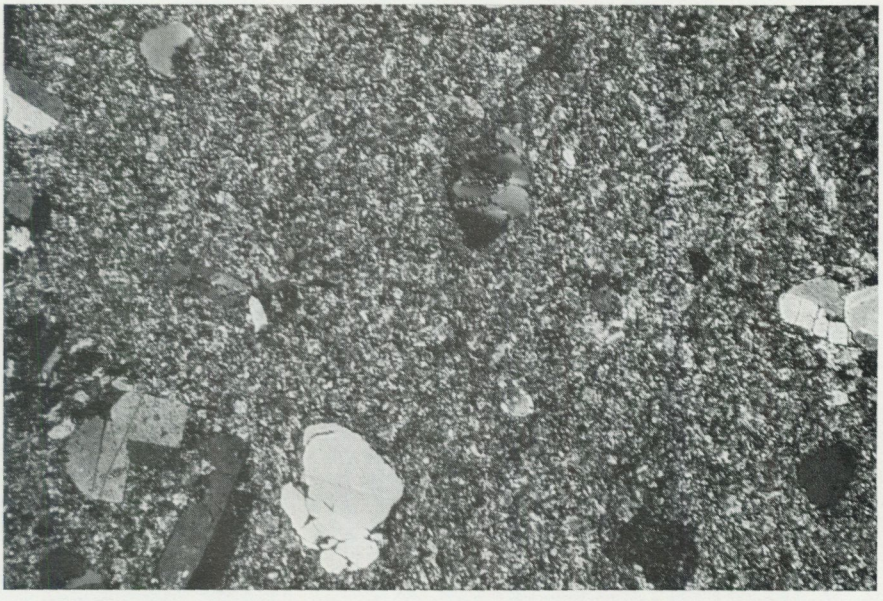


Fig. 10. Sphärolithreicher Quarzkeratophyr mit zahlreichen Sphärolithen in der Grundmasse. Petikträsk, Aufschluss 1309, Gesteinsanalyse 1309, Schliff 11000. Vergrösserung 15x.

Die Vielfältigkeit klastisch vulkanischer Ablagerungen mit allen Übergängen zu Sedimenten (Ruchin 1958) kann lokal Meinungsverschiedenheiten hinsichtlich einer Zuordnung von bevorzugt vulkanischer oder sedimentärer Entstehungsnatur aufkommen lassen.

Fluidalstrukturen sind oft bewahrt. Schon makroskopisch können solche beobachtet werden, wie aus dem Aufschlussbild Fig. 6 hervorgeht.

Makroskopisch einsprenglingsfreie Gesteine werden als Felsite bezeichnet. Da das Korngefüge der Felsite dem der Grundmasse der porphyrischen Typen identisch ist, können artverschiedene Felsite meist ohne Schwierigkeiten den entsprechenden porphyrischen Effusivgesteinen zugeordnet werden. Erleichtert wird die mikroskopische Analyse durch das fast ausnahmslose Auftreten von wenigstens einigen Mikroeinsprenglingen. Chemisch können sie natürlich leicht unterschieden werden. Felsitische pyroklastische Ablagerungen und häufig auftretende feinstkörnige Sedimente können im allgemeinen an stets vorhandenen Bänderungen oder ähnliches erkannt werden.

Grosse Ausdehnung erlangen auch Agglomerate mit z. T. beachtliche Grösse erreichenden Fragmenten. Diese sind besonders schön an der NE-Peripherie des Renströmgebietes bei Vänträsk aufgeschlossen (Fig. 13). Innerhalb dieses Abschnittes konnte auch eine kraterähnliche Struktur beobachtet werden. Im heute aufgeschlossenen Schlotschnitt ist dieser von Felsit erfüllt.

Studiert man die Verteilung der quarzkeratophyrischen Serien, so beobachtet man eine auffallende, im Streichen aushaltende, regionale Verbreitung. Nur selten treten homogene, begrenzte Porphyrkörper auf (Renström, Aufschlussgruppe 1875). Diese Verteilung deutet daraufhin, dass es sich bei der Hauptmasse der Quarzkeratophyre um Produkte regionaler Lineareruptionen handeln muss, Linearausbrüchen saurer Magmen. Wie später noch zu zeigen sein wird, ist das eine Erscheinung, die für weite Teile des Skelleftefeldes Gültigkeit hat.

In diesem Sinne ist es nicht ausgeschlossen, dass Teile der quarzkeratophyrischen Massen, insbesonders die reichlich inhomogenen Varianten mit deutlichen pyroklastischen Anteilen als Schmelztuffe oder Ignimbrite im Sinne von Marshall (1932, 1935) aufzufassen sind.

Interessant sind die eingehenden Diskussionen in F. Cook (1966) mit Beiträgen zahlreicher russischer Autoren (V. I. Vlodavetz, K. G. Shirinian u.a.). Obwohl die Regionalmetamorphose eine Umkristallisation der Matrix bewirkt hat, deuten gewisse chaotische Gefüge (Rittmann 1960) auf eine ignimbritische Natur gewisser Teile der Quarzkeratophyre. Die grosse Ausbreitung dieser sauren Lavagesteine hat stets Verwunderung erweckt, da im allgemeinen doch bekannt ist, dass saure Laven eine hohe Viskosität aufweisen (Ross, Fenner). Diese beruht wahrscheinlich darauf, dass flüchtige Bestandsteile selbst an der Oberfläche nur langsam abgegeben werden (Barth-Correns-Eskola 1939).

Nach Rittmann (1962) sind Ignimbrite Vulkanite, die ausgedehnte Decken

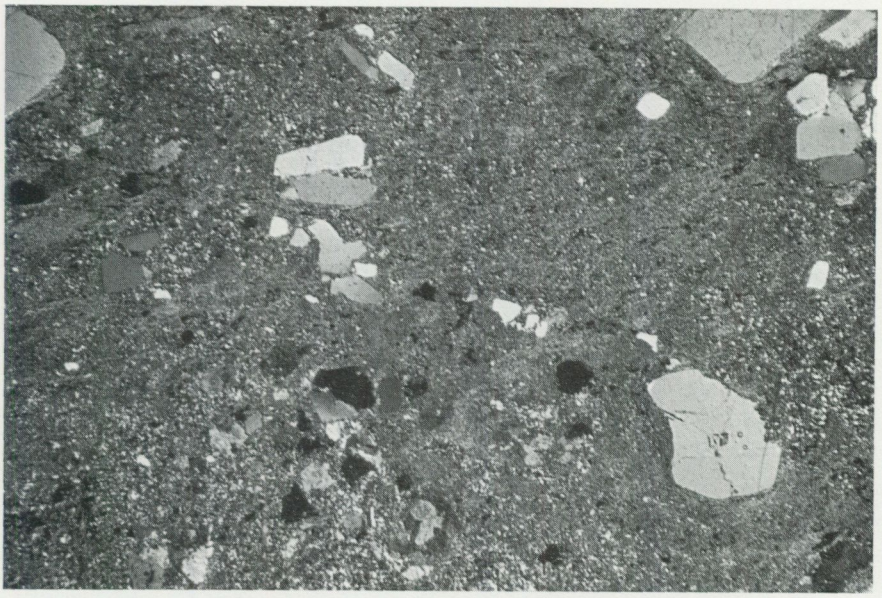


Fig. 11. Sericitquarzitischer Quarzkeratophyrtuff mit Lavafragmenten. Petikträsk, Aufschluss 889, Gesteinsanalyse 1255, Schliff 10983. Vergrösserung 15x.

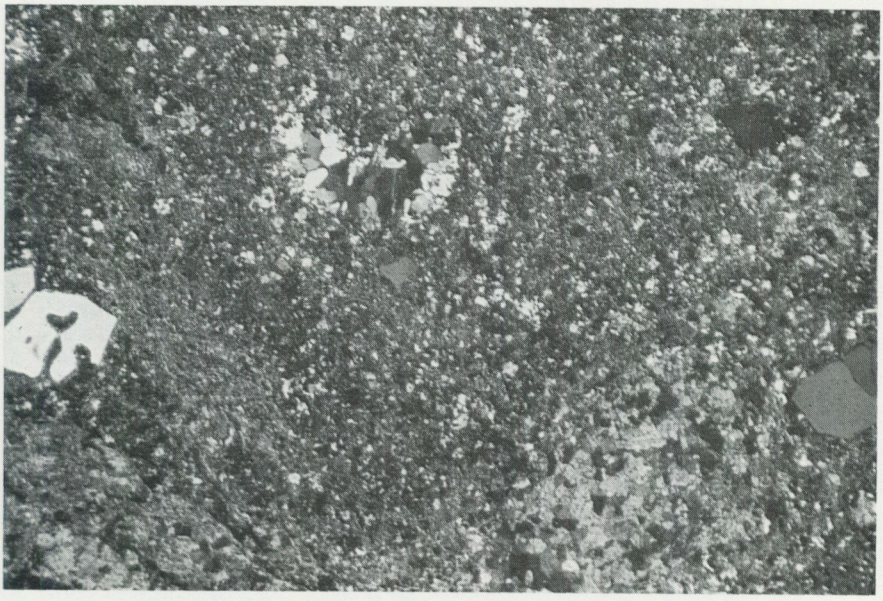


Fig. 12. Kalkschlieriger Quarzkeratophyrtuff mit Lavafragmenten. Finnberg, Aufschluss 5108, Gesteinsanalyse 2193, Schliff 10508. Vergrösserung 15x.



Fig. 13. Quarzkeratophyragglomerat mit kantigen Lavafragmenten (Vänträsk, Aufschluss 1150). Skala ≈ 1:20.

bilden und vorwiegend aus verschweissten Glasaschen bestehen. Danach ist Ignimbrit kein petrographischer sondern ein vulkanologischer Begriff, der das Produkt eines bestimmten Eruptionsmechanismus – Überquellen von Glutwolken – bezeichnet. Dieser ist nach Rittman das Resultat sehr zähflüssiger Magmen. Die Belastung durch Kristalleinsprenglinge ermöglicht nur einen geringen Auftrieb eines Glutnebels, wobei die überquellende Glutwolke aus klaffenden Spalten durch das Vorhandensein glühender Schmelzsplitter noch Gas abgibt und dadurch eine hohe Beweglichkeit zeigt, in kurzer Zeit also grosse Areale (tausende von Quadratkilometern) überfliessen kann.

Die eben geschilderte Darstellung des Eruptionsprozesses passt in fast allen Einzelheiten vorbehaltslos in die feldgeologischen Beobachtungen und fügt sich ohne Schwierigkeit in die Vorstellung eines Linearvulkanismus.

Schliesslich muss noch angeführt werden, dass Steiner (1960) Bedenken gegen die Auffassung von Marshall vorbrachte, die Hjelmqvist (1961) aufgrund ihrer Bedeutung eingehend diskutierte. Die Beobachtung, dass bei frischen Ignimbriten die glasige Grundmasse aus zwei kontrastierenden Glaskomponenten besteht, welche häufig devitrifiiert sind, wird als wichtiges Kriterium angeführt.

Das Nebeneinandervorkommen zweier Glasphasen beruhe auf Likvation, welche nach Steiner als natürlicher geologischer Prozess zu gelten habe. Gewisse Teile des inhomogenen Quarzkeratophyres bei Renström zeigen Struk-

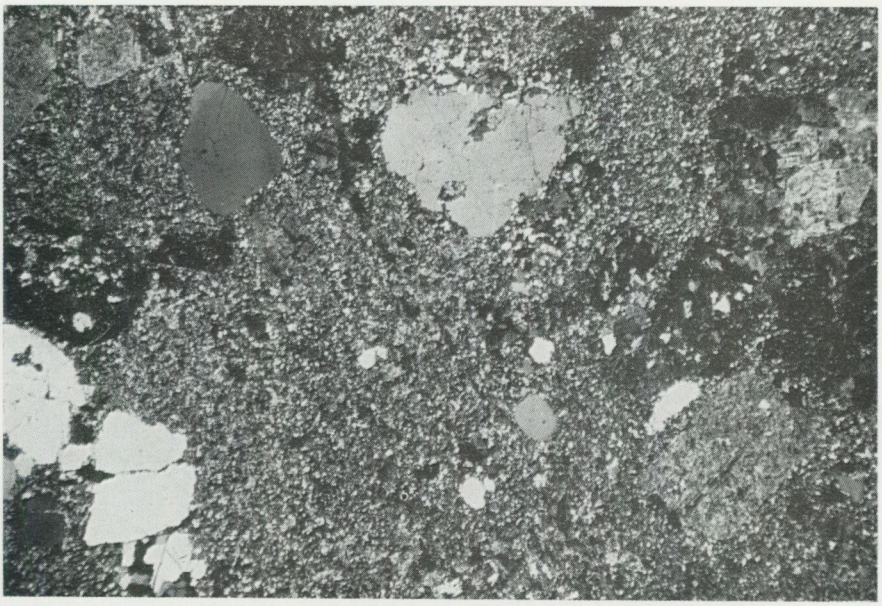


Fig. 14. Höher metamorpher Quarzkeratophyr mit blastoporphyrischen Quarz- und Feldspateinsprenglingen. Die Grundmasse ist deutlich granoblastisch und führt kleine Biotitschuppen. Skäppträsk, Aufschluss 1729, Gesteinsanalyse 2213. Schliff 10578. Vergrösserung 15x.

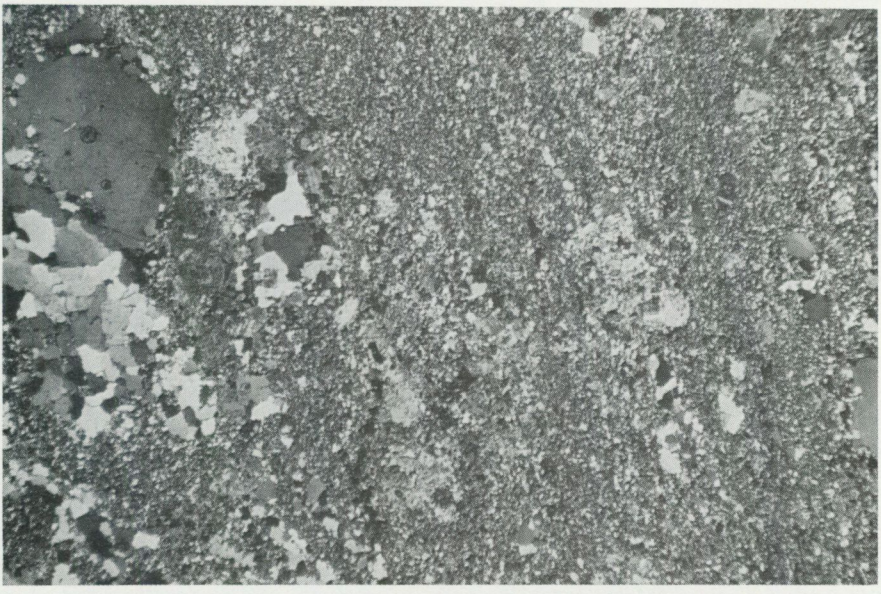


Fig. 15. Höher metamorpher Quarzkeratophyrtuff mit blastoporphyrischen Quarzeinsprenglingen. Die Grundmasse ist deutlich granoblastisch. Kedträskbron, Gesteinsanalyse 1102, Schliff 10416, Aufschluss 3716. Vergrösserung 15x.

turen, die als Produkt einer Entstehung in der angedeuteten Richtung aufgefasst werden könnten (Fig. 2, 4 u. 5).

Abschliessend noch einige Bemerkungen zum Metamorphosengrad. Regionalmetamorph und mineralfaziell sind diese Porphyre, wie auch die in den folgenden Kapiteln zu beschreibenden Gesteine, an die untere Grenze der Aktinolithgrünsteinsfazies im Sinne von Eskola (1939) anzuschliessen.

Gavelin (1955) unterscheidet eine Chlorit- und Biotitzone, wobei die Isograden für Chlorit und Biotit jeweils mit denen von Chlorit + Kalk bzw. Hornblende zusammenfallen. Im Renströmgebiet tritt Biotit nur sporadisch auf und ist an die südliche Randzone gebunden. Diese streicht etwa von Kedträsk nach Finnforsfallet und leitet zu blastoporphyrischen Gneisen über, die als ursprüngliche Vulkanite und deren Pyroklastite aufzufassen sind. Gut aufgeschlossen tauchen in einem Fenster südlich von Finnforsfallet, umgeben von Sedimenten, diese blastoporphyrischen sauren Vulkanite wieder auf. Sie schwenken mit N–S Streichen gegen S unter hochmetamorphe Gneise ein.

Hochmetamorphe saure Vulkanite, mikroklinführend, und als Streifengneis ansprechbar, treten südlich von Kusfors auf. Sie wurden früher als Jörngranite ausgeschieden, haben aber genetisch nichts mit diesen gemein. Hingegen können in Aufschlüssen längs des Skellefteflusses (SE und E von Kusfors) granitisierte Suprakrustalgesteine beachtet werden (Vergleiche mit Abschnitt 4.3.6).

Das Problem der höhermetamorphen sauren Vulkanite kann besonders schön NW von Rakkejaur studiert werden, wo nördlich des Skäppträsket gradweise vergneiste Quarzkeratophyre kartiert werden konnten. Die granoblastische Textur lässt oft noch das Primärgefüge der Porphyre erkennen (Fig. 14 und 15), womit deren genetische Deutung durch die Palimpseststruktur gesichert erscheint, und eine geschlossene metamorphe Reihe von nahezu anchimetamorphen Porphyren bis zu Streifengneisen vorliegt.

4.3.2. Polymikt klastische Serie

Als polymikt klastische Serie wird eine Gesteinsfolge bezeichnet, die aus Breccien, Lapillis, Schlammstromeinschaltungen, Tuffiten und pelitischen Sedimenten besteht. Diese Serie ist charakteristisch entwickelt in zwei Teilgebieten, nämlich in den Aufschlussgruppen um 1854 und 1877 sowie 1911–1912. Diese Serie ist, wie schon aus der einleitenden Aufzählung hervorgeht, äusserst heterogen und liegt im Hangenden der quarzkeratophyrischen Gesteinsserie. Das "Geröllmaterial" ist polymikter Natur, bevorzugt kantig, besteht aus Fragmenten wechselnder Grösse von sauren Vulkaniten der Quarzkeratophyrserie und dessen pyroklastischen Ablagerungen, es ist unsortiert und muss daher in erster Linie als lokale Schutt- oder Schlammasse mit vulkanischem Einschlag aufgefasst werden. Das Bindemittel ist meist tuffartig, mitunter sandig-arkosartig und gleich dem "Geröllmaterial" sehr heterogen (Fig. 16, 17, 18, 19 und 20).

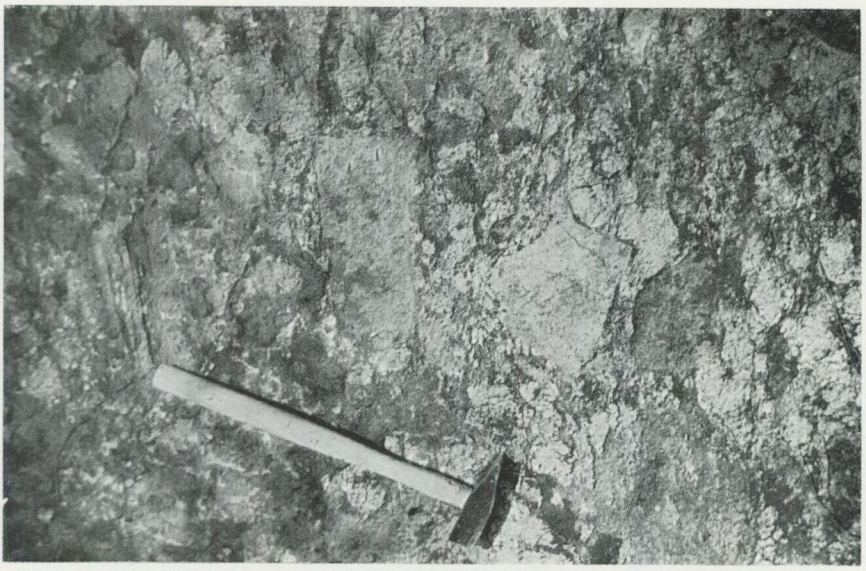


Fig. 16. Kleinfragmentarische Blocklava von quarzkeratophyrischem Typus. Im Feld können bereits sedimentäre Übergänge beobachtet werden (Renström, Aufschluss 1870). Skala ≈ 1:10.

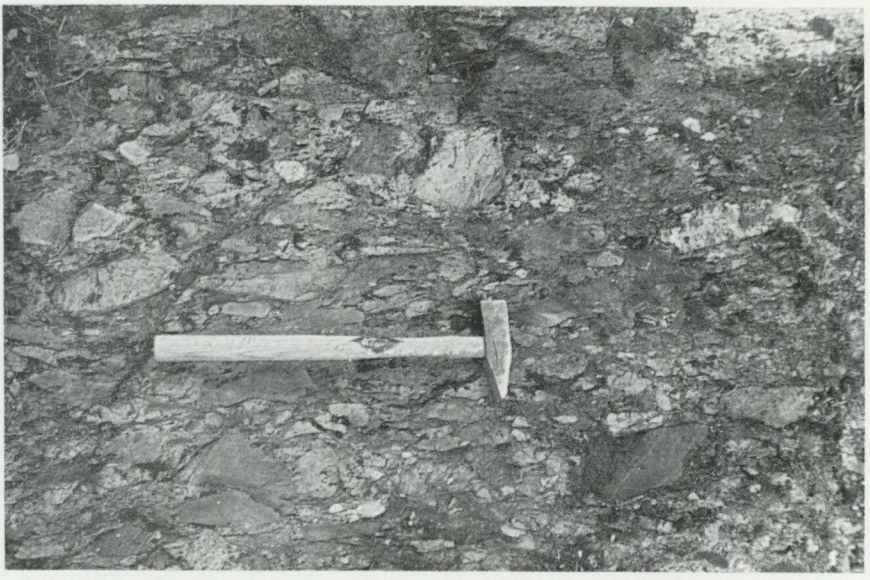


Fig. 17. Teilweise grobklastisches, polymiktes Sediment mit Quarzkeratophyr-, Felsit-, Tuff- und Tuffit (Schiefer?)-Material. Schlechte Sortierung und kantige Bruchstücke deuten auf lokalen Transport. Als Zement kann vulkanisches Material (Tuff) beobachtet werden (Renström, Aufschluss 1912). Skala ≈ 1:10.

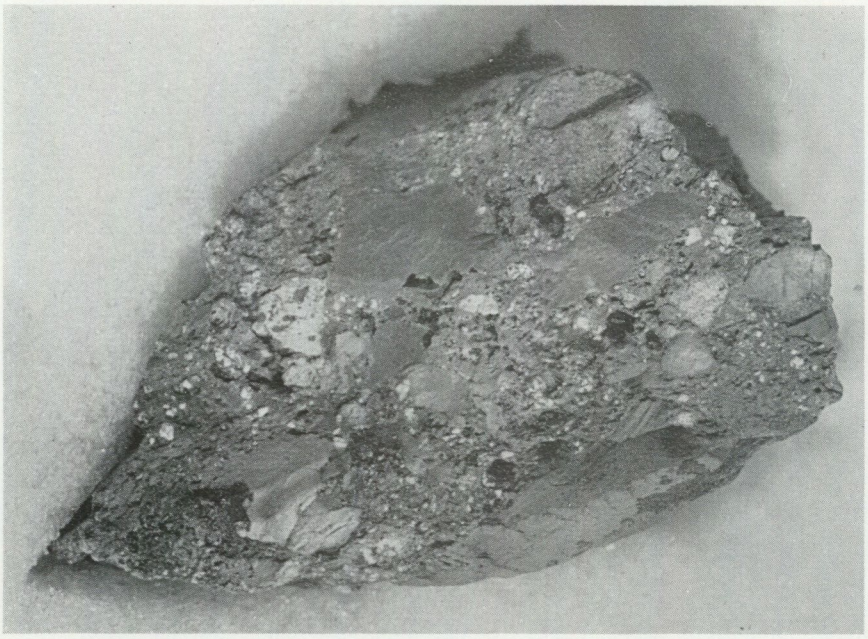


Fig. 18. Beispiel einer unsortierten, polymikten Breccie (natürliche Grösse). Auch beobachtet man vulkanisches Zement (Renström, Aufschluss 1871 e). Nat. Grösse.



Fig. 19. Polymikt, klastisches Sediment mit Tufflager (natürliche Grösse). Das Hangende ist links im Bild (Renström, Aufschluss 1911 g). Nat. Grösse.



Fig. 20. Grobklastisches, polymiktes Schlammsediment. Kurze Transportstrecke (Renström, Aufschluss 1871 N). Skala ≈ 1:9.



Fig. 21. Bruchstück eines pelitischen Sedimentes, eingeschlossen in brecciiertem Quarzkeratophyr (Renström, Aufschluss 1854 d). Skala ≈ 1:10.

Der Übergang von den unterliegenden Lavamassen ist fliessend. Sicher spielen Verwitterungsvorgänge eine gewisse Rolle, nämlich in dem Sinne, dass die Bildung einer grusigen Oberfläche reichliches Schuttmaterial lieferte. Hierzu gehören auch die vielfach bei vulkanischen Ausbrüchen beobachteten Auswürflinge, die die Flanken vulkanischer Aschenkegel bevölkern.

Dramatisiert wird die Entwicklung dieser Gesteinsserie durch das Interferieren mit quarzkeratophyrischen Lavamassen. Diese sind den polymikt klastischen Ablagerungen zwischengeschaltet und geben damit ein Abbild des intensiven Wechselspieles von vulkanischer Tätigkeit und Sedimentation, wobei es nicht immer leicht ist aus dem petrographischen Nebeneinander ein zeitliches Übereinander zu folgern.

Aus der lithologischen Entwicklung ist zu erkennen, dass die vulkanische Tätigkeit gegenüber den sedimentologischen Prozessen periodisch zurücktritt. Allerdings kann dies im vorliegenden Falle nur als "schöpferische" Pause der Magmentätigkeit aufgefasst werden.

Trotz schlechter Sortierung der Fragmente innerhalb gewisser Schichtpakete, kann man eine zyklische "graded bedding" erkennen, die zur Analyse des tektonischen Baustiles einen wesentlichen Beitrag liefert.

Für die Alterseinstufung dieser Serie ist wichtig, dass Fragmente basischer Effusivgesteine und Granitgerölle jeglicher Art fehlen. Lediglich in den oberen Horizonten zeichnet sich bereits ein gewisser Einschlag keratophyrischer Fragmente ab.

Die polymikt klastische Serie ist als lokale Fazies einzuordnen und konnte in dieser typischen Ausbildung erst wieder im Petikträskfeld beobachtet werden.

4.3.3. Feinklastische Sedimente

Eingeschaltet in der polymikt klastischen Serie und gegen das Hangende an Mächtigkeit zunehmend, treten sandige, tuffitische und pelitische Lager auf. Letztere erlangen oft die Ausbildung gebänderter, graphitischer Tonschiefer (Fig. 21, 22 und 23).

Diese feinklastischen Ablagerungen sind zum Teil nur als wenige Meter im Streichen aushaltende Lager angetroffen worden, erreichen aber auch Streichstrecken bis in den Bereich von hunderten von Metern. Ihre Mächtigkeit ist im allgemeinen geringer als 100 Meter, Ausnahmen deuten eher auf tektonische Wiederholungen.

Die graphit- und magnetkiesführenden Horizonte sind ausgezeichnete elektromagnetische Leiter und damit durch geophysikalische Messungen bevorzugt zu erfassen. Dadurch ist ihre Verteilung auch in schlechter aufgeschlossenen Gebieten gut belegt.

Die Natur der Sedimentationsverhältnisse deutet auf eine Beckenbildung mit rasch wechselnden Ablagerungsbedingungen. Der Transportweg war kurz, die Ablagerung mitunter chaotisch und interferierend mit vulkanischer Tätigkeit.



Fig. 22. Gradierte Schichtung, die jedoch lateral nur kurze Strecken anhält (10 er Meterbereich). Die Hammerspitze zeigt ins Hangende, das ss fällt steil gegen NE ein (Renström, Aufschluss 1912). Skala ≈ 1:15.



Fig. 23. Vulkanische Bomben (rechts im Bild) in pelitischem Sediment (Renström, Aufschluss 1871 N). Skala ≈ 1:15.

Abschliessend ist noch der Einschlag von kalkigen Schlieren und Lagen zu erwähnen. Sie stellen einen charakteristischen Einschlag in den klastischen Sedimenten NW von Renström und Finnberg dar. In keinem Bereich erlangen jedoch diese Kalkeinschaltungen im engeren Arbeitsgebiet grössere Mächtigkeit. Es wird auf diese noch zurückgekommen.

4.3.4. Keratophyr

Im Gegensatz zu den vulkanischen Gesteinen, die Quarz als Einsprenglinge aufweisen, steht eine vulkanische Gesteinsserie, deren wesentlichstes Kennzeichen gerade das Fehlen solcher Quarzeinsprenglinge ist. Hinzu kommt noch eine meist deutlich ausgeprägte pilotaxitische Textur der Grundmasse mit regellos verteilten aber auch Fliesstextur andeutenden Anordnung kleiner Feldspatleisten. In dieser Matrix treten fast regelmässig Feldspateinsprenglinge (meist Albit) auf (Fig. 24 und 25). Dieses Gestein wird gemäss Gavelin (1935) und Grip (1935) als Keratophyr bezeichnet.

Unter Keratophyr werden hier somit Gesteine verstanden, die vulkanischer Herkunft sind, und Feldspateinsprenglinge, zumeist Albit, in einer feinkörnigen pilotaxitischen Grundmasse enthalten. Die Feldspäte erscheinen an der Gesteinsoberfläche als weisse, bis 2 mm grosse idiomorphe Kristalle in einer grauen bis grünlichen, dichten Matrix. Der Einsprenglingsreichtum ist nicht sehr gross, die grünliche Farbe weisst auf feinschuppigen Chlorit.

Fasst man die Hauptmerkmale der Quarzkeratophyre und der Keratophyre zusammen, so ergibt sich folgende Gegenüberstellung:

Gesteinsart	Einsprenglinge	Matrix
Quarzkeratophyr Keratophyr	Quarz, Plagioklas Albit	kryptokristallin pilotaxitisch

Diese Gliederung ist sowohl für die Feldbeobachtung als auch für die mikroskopische Analyse typisch und führt in weiterer Konsequenz zu interessanten stratigraphischen Schlussfolgerungen.

Die als weisse Körner in Erscheinung tretenden Plagioklase sind mitunter stark verwittert oder als Karbonatpseudomorphosen nach Plagioklas zu erkennen. Die Karbonatumwandlung ist mikroskopisch deutlich hervortretend und führt, wie oben erwähnt, stellenweise zur fast restlosen Verdrängung der Feldspäte. Die Matrix, in mechanisch unversehrten Partien kann man Anklänge an eine Fluidalstruktur erkennen, die auch die Einsprenglinge erfassen kann, ist oft glimmerschuppig, Quarz fehlt oder ist sekundär im Zusammenhang mit einer beginnenden Silifizierung zu erkennen.

Beide Einsprenglings- und Grundmassefeldspäte sind albitisch. Die Einsprenglingsfeldspäte müssen aber primär An-reicher gewesen sein.

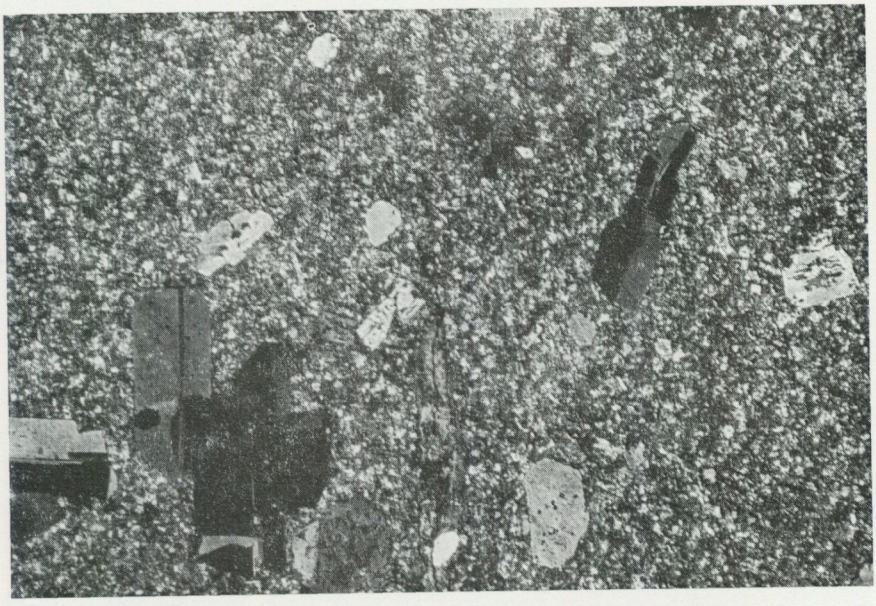


Fig. 24. Keratophyr mit Albiteinsprenglingen in schwach pilotaxitischer Grundmasse. Petiktträsk, Aufschluss 940, Gesteinsanalyse 1256, Schliff 10984. Vergrösserung 15x.

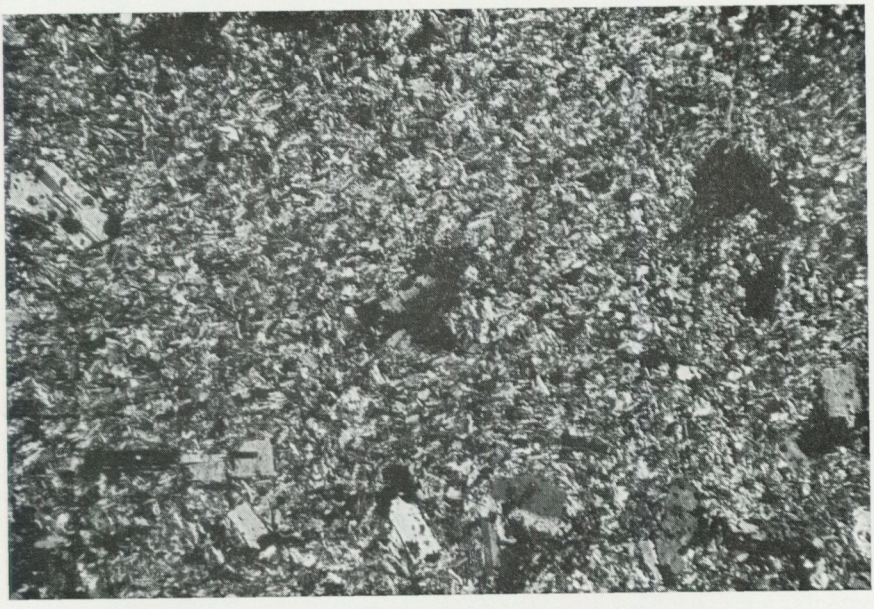


Fig. 25. Felsitischer Keratophyr mit pilotaxitischer Grundmasse. Hornsträsk, Aufschluss 1442, Schliff 8464. Vergrösserung 15x.

Ausser den Accessorien Chlorit, Sericit und Biotit können weder Hornblende noch Pyroxen beobachtet werden. Es ist auch kaum anzunehmen, dass der Chlorit als Umwandlungsprodukt der letztgenannten Mineralien aufzufassen ist.

SE von Renström, in der Nähe des Revsundgranites, beobachtet man vereinzelt jedoch das Auftreten von Aktinolith. Hier macht sich bereits eine höhere Metamorphose bemerkbar, die in einem Gürtel um den Revsundgranit festzustellen ist.

Die hier beschriebene Ausbildung der Keratophyre ist zwar regional gültig, erfährt aber von Fall zu Fall sehr charakteristische Veränderungen. So kann beispielsweise im Gebiet von Hornsträsk und Jörnsmarken eine Modifikation des Keratophyres kartiert werden, die zwar in ihren Hauptmerkmalen mit der von Renström identisch ist, zusätzlich aber durch das Auftreten von Epidot und Mandelstrukturen ausgezeichnet ist. Diese Keratophyre zeigen bereits Anklänge zu intermediären Vulkaniten, die, wie später noch zu zeigen sein wird, regionale Zusammenhänge über das gesamte Skelleftefeld andeuten.

Zwischen den Quarzkeratophyren und den Keratophyren herrschen interessante Beziehungen. Während alle Übergänge zwischen feldspateinsprenglingsfreien und feldspatreichen Quarzkeratophyren bestehen, so tritt mit dem Auftreten einer pilotaxitischen Grundmasse eine Texturveränderung auf, die sehr scharf in Erscheinung tritt. Hingegen sind, wie später noch zu zeigen sein wird, erneut kontinuierliche Übergänge zwischen den Keratophyren und allen intermediären Vulkanitgliedern vorhanden. Von dieser Regel gibt es nur äusserst sporadische Ausnahmen. Streckeisen (1967) zitiert einen Ausspruch von F. Angel, wonach in der Verschiedenheit der Entwicklung der Eruptivgesteine bis zum festen Gestein Parallelitäten und Gemeinsamkeiten vorhandensein aber auch fehlen können. Mit anderen Worten, es gibt in jeder menschlichen Einteilung kein vollkommener Ausdruck für die natürliche Vielfalt.

Neben den porphyrischen Gliedern der Keratophyre gibt es auch felsitische Typen, für die das gleiche gilt, was bereits für die quarzkeratophyrischen Felsite gesagt wurde (vergleiche p. 26).

Aufgrund der vorliegenden Detailkartierung kann eindeutig gefolgert werden, dass die Keratophyre über den basalen Quarzkeratophyren und der damit vergesellschafteten polymikt klastischen Serie liegen. Allerdings sind die ersten keratophyrischen Lavaströme bereits in den oberen Horizonten der klastischen Serie zu beobachten.

4.3.5. Keratophyrtuffagglomerat

Besonders auffallend entwickelt ist ein der Keratophyrserie zuzuordnendes Tuffagglomerat. Makroskopisch graugrün, eine stark poröse Verwitterungsoberfläche, oft etwas braungrünlich, felsitische Fragmente, die deutlich kera-

tophyrischer Natur sind, können als besondere Kennzeichen dieses Agglomerates angeführt werden. Eingeschaltet liegen Tuffbänke. Fragmentreiche Partien wechseln mit fragmentarmen. Auch fragmentfreie Bereiche werden beobachtet. Relikt ist eine pilotaxitische Keratophyrstruktur zu erkennen, wenn auch die Einsprenglinge in den porphyrischen Partien oft vollkommen umgewandelt sind (Quarz + Karbonat + Chlorit).

Diese starke Umwandlung steht im Zusammenhang mit der Beobachtung, dass grosse Teile dieses Agglomerates stark tektonisiert sind und die Verschieferung alle Primärstrukturen vernichtete.

Offenbar zeichnet diese Keratophyre und die dazugehörigen pyroklastischen Ablagerungen eine höhere Teilbeweglichkeit aus, die im krassen Gegensatz zu den en bloc reagierenden Quarzkeratophyreinheiten steht. Diese Beobachtung hat keine regionale Gültigkeit, sondern hängt mit den spezifischen Verhältnissen im Renströmgebiet zusammen.

Die Tuffagglomerate ziehen SE von Renström gegen den dort weit nach Norden vorspringenden Revsundgranit und erhalten mit der Annäherung an den Granit einen höheren Metamorphosengrad, der durch das bereits erwähnte Auftreten von Aktinolith gekennzeichnet ist. Dieses Mineral ist aber nur für ein begrenztes Gebiet typisch.

Dieses Agglomerat ist intim mit den Keratophyren verknüpft und tritt stets mit diesen vergesellschatet auf. Es ist deutlich sowohl genetisch als auch zeitlich von dem später noch zu beschreibenden Andesitagglomerat zu unterscheiden. Allerdings kann nicht ausgeschlossen werden, dass Teile der Keratophyr-Agglomeratserie von Renström noch Äusserungen des basichen Vulkanismus darstellen und zeitlich bis in die Vargforsserie hinaufreichen.

4.3.6. Jörngranit

Das Renströmgebiet ist im Süden, Westen und Norden von Jörngranit begrenzt. Als Jörngranit werden in der Hauptsache Granodiorite (Fig. 26) mit starker Plagioklasvormacht verstanden, gleichkörniger bis schwach porphyrischer Textur, meist grauweiss bis schwach rötlich, nur im Extremfall kalifeldspatporphyrisch. Hornblendeführende Varietäten werden als Diorite ausgeschieden. Diese Jörngranite werden in der Literatur dem Frühstadium der tektonischen Entwicklung des Skelleftefeldes zugeordnet und häufig als "Urgranite" bezeichnet, eine Bezeichnung, die jedoch sicher nicht gerechtfertigt ist.

Wie aus dem oben genannten hervorgeht, präsentiert sich der Jörngranit als stark differentierte Gesteinseinheit, dem granitische, granodioritische und dioritische Typen zuzuordnen sind. Die Kristallisationsstrukturen mit porphyrischen Texturen, denen eine dichte Grundmasse zuzuordnen sind, deuten auf eine lokal oberflächennahe Intrusion hin.



Fig. 26. Granodiorit mit sporadischer Schachbrettalbitbildung. Quarz verdrängt Plagioklas, vereinzelt graphische Implikationstextur. Hornsträsk, Aufschluss 1409, Gesteinsanalyse 1322, Schliff 11036. Vergrösserung 15x.

S. Gavelin (1955) gibt eine zusammenfassende petrographische Beschreibung des Jörngranites. Einige Punkte seien jedoch etwas näher beleuchtet. Für unsere Betrachtungen sind es vor allem die teilweise recht grobkörnigen quarzporphyrischen Typen, die als sogenannte Randfaziesbildungen gedeutet werden und wohl als Intrusions-Dachstrukturen aufgefasst werden können. In ihnen werden auch grobkörnige Granophyre beobachtet (Fig. 27).

In einzelnen Fällen ist es nicht von der Hand zu weisen, dass der Granit sogar effusiv geworden ist (Jörnsmarken). Das Korngefüge zeigt deutlich Einsprenglinge und eine dichte Matrix, die vielen Effusivgesteinen zu eigen ist. Trotzdem kann kein Zweifel darüber aufkommen, dass es sich wirklich um Teile des Jörngranites handelt, da der Zusammenhang im Felde gewahrt ist. Als weiterer Beleg können geophysikalische Messergebnisse angeführt werden, die nach einer mündlichen Mitteilung von D. Parasnis eine solche Deutung unterbauen.

Ein weiterer Schlussatz erscheint gerechtfertig. Das wechselnde Intrusionsniveau mit Effusivtendenzen deutet auf gewisse Zusammenhänge zwischen der älteren Quarzkeratophyrentwicklung und dem Jörngranit (siehe p. 131) hin.

Die Granite dieses "Effusiv-Astes" haben das Nebengestein im allgemeinen nicht beeinflusst. Studiert man dagegen im Detail die Kontaktverhältnisse zwischen Granit und Suprakrustalserien nahe Kusfors, so ist der Eindruck ein anderer. In den flachwelligen Faltenbau der Suprakrustalserie im Skellefte-

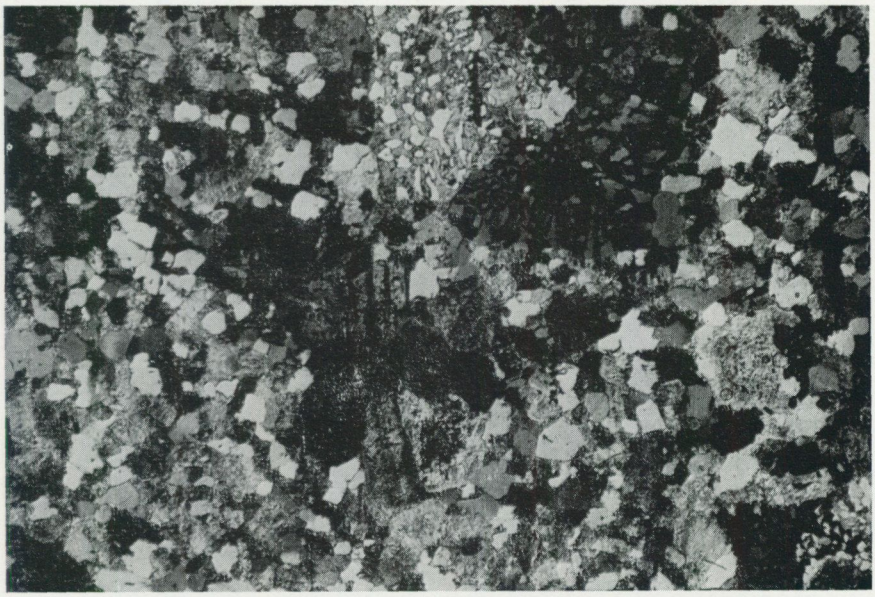


Fig. 27. Grobkörniger Granophyr mit intensiven schriftgranitischen Verwachsungen. Hornsträsk, Aufschluss 1432, Gesteinsanalyse 1323, Schliff 11037. Vergrösserung 15x.

feld einbezogen (Grip 1942), erscheint der Granit mit dem Nebengestein innig verzahnt. Aus Dünnschliffbeobachtungen kann auf das Vorhandensein von nicht vollständig granitisierten Suprakrustalrelikten geschlossen werden.

Zahlreiche basische Gänge durchschlagen den Jörngranit (Fig. 28), sie sind häufig an dessen Randzone gebunden, treten aber auch, wie am Beispiel von Älgliden zu sehen ist, in zentraleren Teilen auf, wobei sie eine ansehnliche Ausdehnung erreichen können.

Zu erwähnen sind ferner Arkosenbildungen (Fig. 29), die in der Hauptsache die Randzonen betreffen, aber auch innerhalb des grossen Granitmassives von Jörn angetroffen werden können. Besonders charakteristisch ausgebildet sind solche Arkosen und basale Konglomerate in der Gegend des Tallberget, südlich von Björkliden. Basale Breccien können auch westlich von Lidlund und östlich von Hornsträsk beobachtet werden. In allen diesen Fällen handelt es sich um die basale Ablagerungen des Abborrtjärnkonglomerates, welches nach G. Kautsky (1957) als tieferes Vargforskonglomerat ausgeschieden wird.

4.3.7. Dioritporphyrit

Innerhalb des Renströmgebietes erstreckt sich ein intermediärer Gangkörper, der dacitische Zusammensetzung hat, sämtliche Gesteine mit Ausnahme des Revsundgranites durchschlägt und praktisch vertikal steht. Folgt man seinem

Streichen, so bildet dieser Gangkörper eine mächte Schlinge ab, deren Deformationsstil und Kinematik bereits eingehend untersucht wurde (Helfrich 1970).

Mehrfach verworfen streicht der Gang aus dem Gebiet nördlich von Petiknäs gegen Renström. S vom Aufschluss 1857 schwenkt derselbe gegen SE, was durch magnetische Anomalien eindeutig belegt ist. Beim Aufschluss 1934 beginnt die grosse Flexur, das Streichen dreht gegen Süden, worauf ein mehrmaliges Schwenken in östlicher bzw. südlicher Richtung eintritt, bis der Gangkörper, schmäler werdend sich an den Revsundgranit anschmiegt. Der Teil, der dem Revsundgranit am nächsten belegen ist, tritt amphibolitisiert in Erscheinung, ist aber noch deutlich seiner Natur nach zu erkennen.

Makroskopisch wird das Gestein wie folgt charakterisiert: graugrün, richtungslos körnig mit deutlicher Zunahme der Korngrössen gegen das Zentrum des Ganges, eine gewisse feldspatporphyrische Textur ist fast durchgehend zu beobachten, wird aber stark durch die voll auskristallisierte Matrix verwischt. Unter dem Mikroskop werden reichlich grosse, idiomorphe bis hypidiomorphe Plagioklase (Oligoalbit – Oligoklas) beobachtet, die in einer Grundmasse von kleineren Feldspatleisten, Chlorit und etwas Epidot schwimmen (Fig. 30). Die Feldspäte zeigen Spuren einer postkristallinen Deformation, es kann also bereits mikroskopisch zumindest eine Bewegungsphase abgelesen werden.

Im Grubenbereich konnte der Gang bis zur 450 Meter Sohle einwandfrei verfolgt werden. In den tieferen Teufen treten stockförmige Zoisitfelse auf, die wahrscheinlich mit dem Dioritporphyrit genetisch in Beziehung zu setzen sind.

Überall, wo der Kontakt zwischen dem Gangkörper und dem Nebengestein aufgeschlossen ist, kann dessen intrusive Natur festgestellt werden. Besonders schön ist der Kontakt auf der 200 Meter Sohle, wo das unmittelbare Nebengestein ein gebändertes Sediment ist und die Diskordanz dadurch eindrucksvoll hervortritt. Es ist aber aus diesem Aufschluss auch zu folgern, dass die Gangintrusion ein bereits gefaltetes Gebirge vorgefunden hat, da aus dem verhältnismässig spitzen Winkel auf eine flache Intrusionsbahn geschlossen werden müsste, was aber als sehr unwahrscheinlich angesehen werden kann.

4.3.8. Lamprophyr

Im gesamten Bereich der Renströmumgebung können schmale, dunkle, grünbraune Gänge beobachtet werden, die vorwiegend N–S Streichen aufweisen und eine intensive Intrusionstätigkeit anzeigen. Wieweit sie im Streichen aushalten, kann aufgrund der Aufschlussbegrenzung nicht entschieden werden. Keiner dieser Gänge erreicht auch nur im entferntesten jene Mächtigkeit oder Ausdehnung, wie sie für den Dioritporphyrit beobachtet wurde.

Diese Gesteine sind vor allem durch die Mineralkombination Plagioklas-Biotit charakterisiert, hinzu kommen noch wechselnde Mengen von Chlorit,



Fig. 28. Lamprophyr in quarzporphyrischem Jörngranit nahe der Randfazies des Granitmassives. Der Gang streicht N 58 E/ $\perp$ und ist von kleinen Verwerfern versetzt, dessen Relativsinn der Bewegungen im Sinne des Uhrzeigers gerichtet sind (Rengårdsforsen bei Kusfors, Aufschluss 2083 R). Skala $\approx$ 1:8.

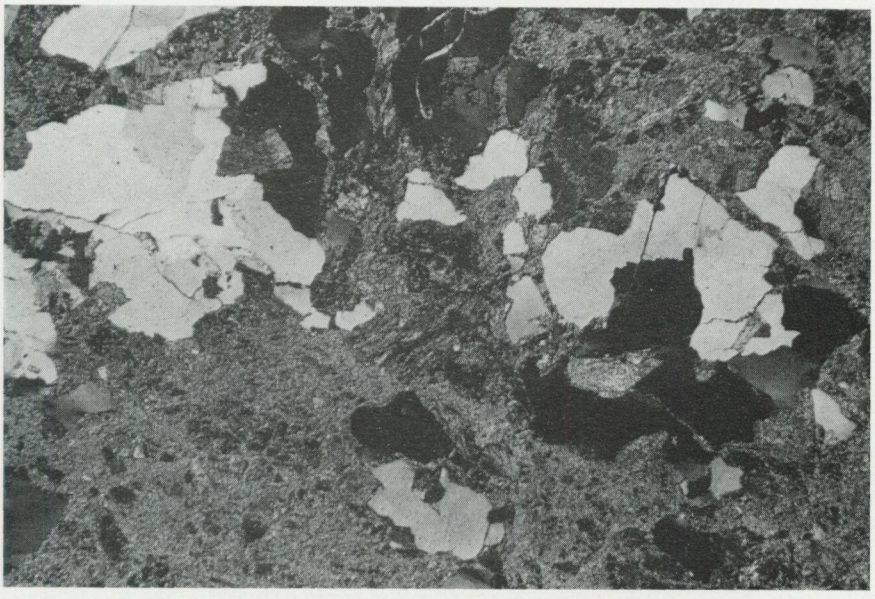


Fig. 29. Granitarkose. Der Feldspat ist fast vollständig sericitisiert, die grossen Quarzindividuen sind stark zerbrochen (Klastese). Svansele, Gesteinsanalyse 1266, Schliff 10990. Vergrösserung 15x.

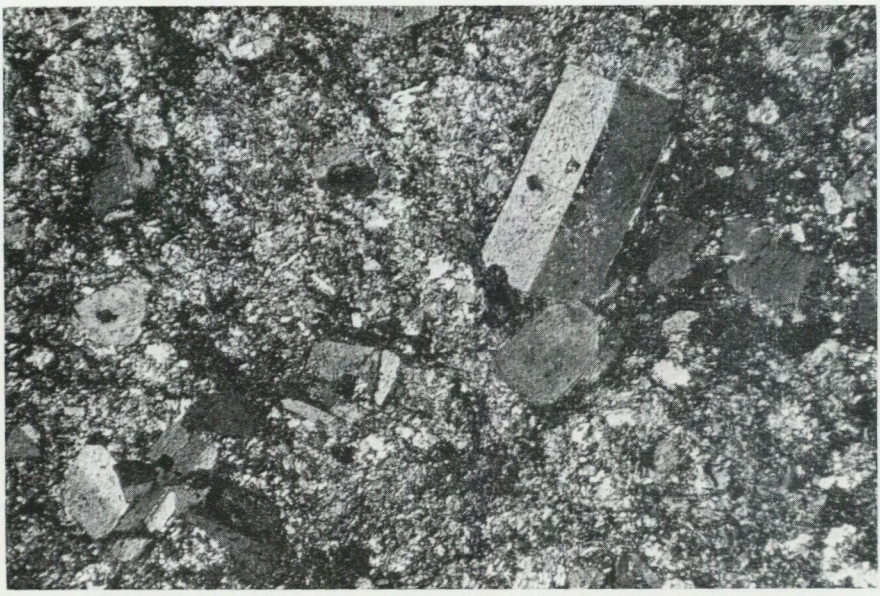


Fig. 30. Dioritporphyrit mit grobkörnigen Plagioklasen in deutlich auskristallisierter Grundmasse. Porphyrisches Ganggestein. Renström, Aufschluss 1857, Gesteinsanalyse 2298, Schliff 10482. Vergrösserung 15x.

Karbonat, Titanit-Illmenit (Fig. 31, 32 und 33). Wie später aus den petrochemischen Betrachtungen zu zeigen sein wird, handelt es sich um intermediäre bis basische Gänge, die im betrachteten Bereich mit dem Dioritporphyrit in Beziehung zu setzen sind und als dessen Nachphase aufgefasst werden können. Leider konnte kein Aufschluss gefunden werden, in dem die Lagerungsverhältnisse zwischen dem Dioritporphyrit und den Lamprophyren zu beobachten wären. Es ist aber aus Analogieschlüssen zu folgern, ähnliche Verhältnisse konnten im gesamten Skelleftefeld beobachtet werden, dass die oben genannte Deutung grosse Wahrscheinlichkeit hat.

4.3.9. Revsundgranit

Die Revsundgranite, die südlich des Skelleftefeldes eine enorme Ausbreitung erlangen, sind als mikroklinporphyrische Granite anzusprechen. Sie sind zum grössten Teil sehr grobkörnig und führen in einer gleichkörnigen Grundmasse von Mikroklin, Oligoklas, Quarz und Biotit bis zu mehrere cm grosse Kalifältspateinsprenglinge. Während die zentralen Teile dieses Granites fast immer deutlich grobporphyrische Struktur aufweisen, sind gewisse randliche Zonen gleichkörnig ausgebildet. Oft findet man Nebengesteinsschollen in diesem Granit. Im Untersuchungsgebiet ist nur eine geringe Erhöhung des Me-



Fig. 31. Lamprophyrgang in Quarzkeratophyr. Der Gang is älter als die Verschieferung und leicht verworfen (Renström, Aufschluss 1808 d). Skala ≈ 1:10.

tamorphosengrades zu beobachten. Gewisse Anhaltspunkte für eine, wenn auch begrenzte Granitisation des Nebengesteines im unmittelbarem Aufnahmsgebiet, ergeben sich aus folgendem.

Am Nordrand des östlich von Renström gegen Norden vorschiebenden Revsundgranitmassives konnten Kontaktstücke gefunden werden, die eine deutliche Vergneisung mit Kalifeldspatblastese aufweisen. Es handelt sich um felsitische Gesteine der Suprakrustalserie, die granitisiert wurden. Aber auch Anzeichen, dass der Jörngranit vom Revsundgranit beeinflusst geworden ist, geht aus dioritischen Resten im Revsundgranit hervor, die gleichfalls eine Kalifeldspatblastese aufweisen können. Es sei in diesem Zusammenhang auf die von Kautsky (1959 b) erwähnten revsundgranitähnlichen Jörngranite der zentralen Teile des Jörngranitmassives westlich von Jörn verwiesen, wo ohne weiteres der Verdacht ausgesprochen werden kann, dass es sich bei solchen Varietäten um revsundgranitisierte Jörngranite handeln könnte. Die Bedeutung einer solchen Interpretation für die Alterseinstufung des "Vargforskonglomerates" wird noch zu diskutieren sein.

Regional gesehen können innerhalb ausgedehnter Gneisgebiete (im zentralen Norrland und den sogenannten Küstengneisen) intensive Granitisationserscheinungen beobachtet werden. Von einer vereinzelten Feldspatsprossung bis zur fast vollständigen Durchtränkung des Nebengesteines mit granitischem Material sind alle Übergänge vorhanden. Daneben gibt es aber auch, wie am Beispiel des Revsundgranitkörpers östlich von Renström zu sehen ist, reine

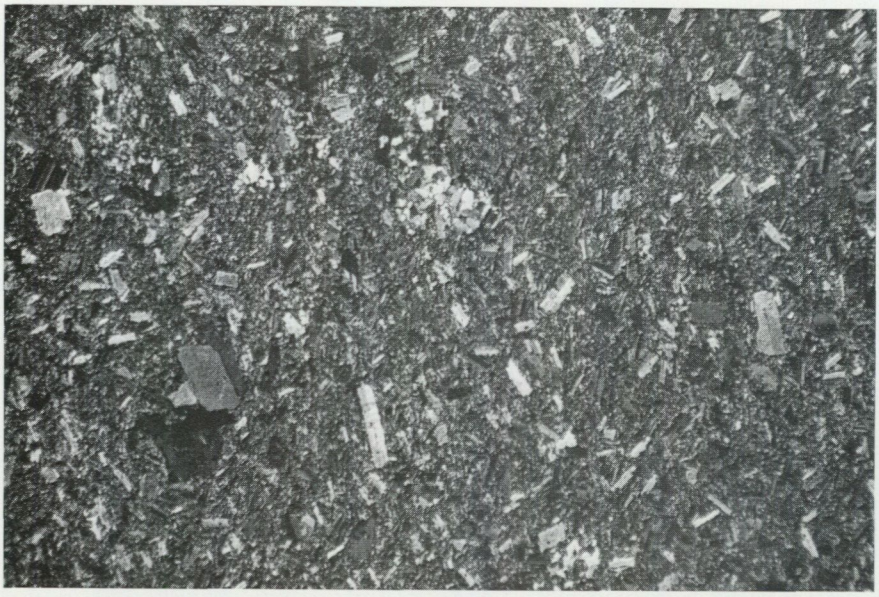


Fig. 32. Natronminette. Ganggestein mit felsitischer Struktur, nur sporadisch kleine Albiteinsprenglinge. Der Grundmassefeldspat ist leistenförmig und eingeregelt. Tallbergstjärn, Aufschluss 239, Gesteinsanalyse 1104, Schliff 10449. Vergrösserung 15x.

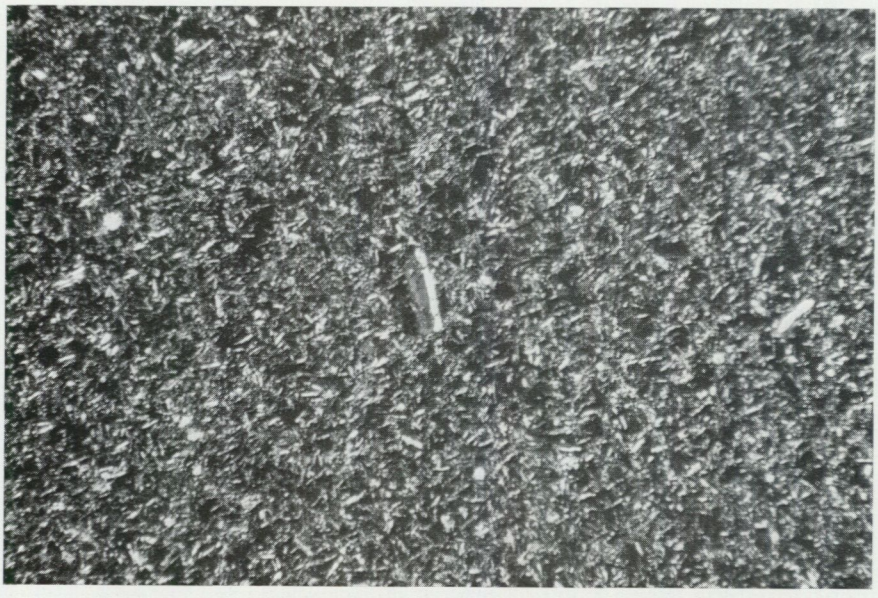


Fig. 33. Lamprophyr, felsitisches Ganggestein, kleinkörnige Feldspatleistentextur (pilotaxitisch). Älgliden, Bohrloch 11, Gesteinsanalyse 3585, Schliff 11788. Vergrösserung 15x.

Intrusivkörper, deren granitische Substanz einen schmelzflüssigen Zustand durchlaufen hat (normalzonare Plagioklase), wobei allerdings nicht mehr festgestellt werden kann, ob es sich um primäres Magma, Migma oder ähnliches handelt. Über die Bedeutung der Revsundgranitzunge östlich von Renström für den strukturellen Aufbau des Renströmgebietes wurde ausführlich in Helfrich (1970) berichtet.

4.4. Zusammenfassung der Lagerungsverhältnisse

Im Gebiete um Renström spiegeln die aufgeschlossenen Gesteine ein vielfältiges Wechselspiel von vulkanischer Tätigkeit und sedimentären Bildungen wieder. Es ist oft nicht leicht aus dem komplizierten tektonischen und petrographischen Nebeneinander ein stratigraphisches Übereinander abzuleiten. Aufgrund der geologischen Detailkartierungen, die in der Tafel 2 dargestellt sind, können die geologischen Verhältnisse um Renström wiefolgt zusammenfassend charakterisiert werden.

Die älteste aufgeschlossene Einheit ist eine Serie mit Quarzkeratophyren, Tuffen, vulkanischen Breccien und deren Verwitterungsprodukte. Diese Serie, Kerne zum Teil weitreichende Antiklinalen bildend, zeigt durch ihr differentiertes Auftreten eine intensive Effusivperiode an, die vorwiegend saure vulkanische Gesteine produzierte (Linearvulkanismus).

Die Ausbildung von lokalen klastischen Sedimenten zeigt an, dass allmählich auch eine Sedimentation einsetzte, die vorerst an kleine Becken, durch das vulkanische Relief geschaffen, gebunden ist. Der rasche Wechsel von Verwitterungsschutt, Schlammströmen, unsortiertem, zum Teil aber schon wassertransportiertem Material zeigt eine chaotische Entwicklung an, die durch das Wechselspiel von Eruption und Sedimentation noch verschärft wird.

In den obersten Abschnitten der Sedimente beginnen die ersten Fragmente von keratophyrischen Gesteinen aufzutreten. Damit ist der Umschlag von quarzkeratophyrischen zu keratophyrischen Effusivprodukten vollzogen. Der Kontakt zwischen diesen beiden Serien ist mehrfach aufgeschlossen und immer erscheint der Keratophyr als jüngeres Gestein (Fig. 34). Die Keratophyre, die mitunter dacitischen Habitus erlangen können, sind von mächtigen Tuffagglomeraten begleitet, die zum Teil als jüngere Ablagerungen anzusprechen sind, möglicherweise äquivalent dem Vargforsandesit.

Nach dem Auftreten der Keratophyre intrudiert der Jörngranit, der jedoch nur peripher zu beobachten ist. Aus den Darstellungen in Helfrich (1970) ist zu ersehen, dass dem Jörngranit hinsichtlich der petrologischen und tektonischen Entwicklung des von der eigentlichen "Norrland-Geosynklinale" abgeschnittenen Renströmbeckens entscheidende Bedeutung zukommt.

Jünger als diese sind hypabyssische Gänge, die zahlreich das Gebirge durchschlagen. Der für das Renströmgebiet so bezeichnende Dioritporphyrit hat

eine ausgezeichnete Schlingenform und ist von einem Schwarm von Lamprophyren verschiedener Art begleitet.

Jüngst ist dann der Revsundgranit, an dessen Auftreten auch die Vererzung genetisch gebunden erscheint. Südlich des Renströmgebietes liegt die Hauptmasse des Revsundgranites mit den dazugehörenden Migmatiten und Gneisen. Vereinzelt stossen aber Granitloben in das Skelleftefeld vor, wozu auch die grosse Zunge östlich von Renström zu rechnen ist. Das Auftreten dieser Granitzungen ist für den finalen geologisch-tektonischen Bau des Renströmgebietes von grösster Wichtigkeit (Helfrich 1970). Es sei hier nur kurz zusammengefasst, dass mit dem Vordringen des Granites der Schlingenbau zusammenfällt, wobei diese Tektonik ältere Faltenstrukturen, die im Zusammenhang mit der Intrusion des Jörngranites stehen, überprägt. Das Renströmerz sitzt im Druckschatten dieser Schlingenbewegung an der W-Seite des Dioritporphyrites.

Das Renströmgebiet kann als eine Quarzkeratophyrantiklinale aufgefasst werden, welche in ihrem zentralen Teil einen Beckeneinschnitt mit teilweise grossem Tiefgang aufweist.

Die jüngeren Sedimente der Vargforsserie bzw. der obersten Schiefereinheit (Elvabergschiefer) sind nicht mehr vertreten, dagegen ist wahrscheinlich zu machen, dass die Keratophyrserie zum Teil auch noch jünger als der Jörngranit sein kann.

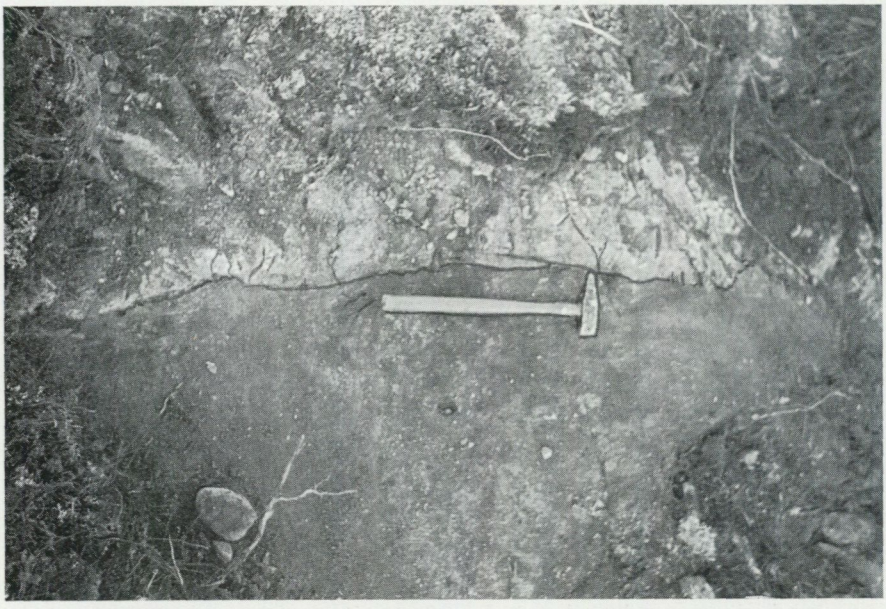


Fig. 34. Primärkontakt zwischen Quarzkeratophyr (oben) und keratophyrischem Tuffagglomerat, wobei der erstere deutlich älter erscheint (Renström, Aufschluss 1892 e). Skala ≈ 1:10.

Gegen Westen taucht die Antiklinale, besser das "Renström Antiklinorium" unter die Vargforsserie ein. Im übrigen wird das Renströmgebiet von Granitkörpern umrahmt, wobei der Ostrand durch Revsundgranit gebildet wird, während im S, W und N die Begrenzung durch Jörngranit erfolgt. Es ergibt sich somit für das Renströmgebiet eine Abgrenzung, eine frühzeitige Abtrennung von der eigentlichen "Norrland-Geosynklinale", wodurch die besondere tektonische Entwicklung dieses Teilgebietes eingeleitet wird (Helfrich 1970).

Versucht man die hier skizzierte Lagerfolge in das stratigraphische Schema nach G. Kautsky (1957) einzubauen, so ergeben sich folgende Zusammenhänge:

Dioritporphyrit + Lamprophyr = Vargforsandesit
Keratophyreinheit = Skogshedenvulkanite
Polymikt klastische Sedimente = Petikträskschiefer
Quarzkerathophyreinheit = Maurlidenvulkanite

Es wären also lediglich die hypabyssischen Intrusivgesteine mit der Elvabergserie zu parallelisieren. Möglicherweise reichen auch die Keratophyre bis in die untere Elvabergserie hinauf. Die Position der Granite stimmt mit der stratigraphischen Gliederung Kautsky's vollkommen überein.

Hinsichtlich einer eingehenden Beschreibung der tektonischen Entwicklung des Renströmgebietes wird auf die bereits mehrfach zitierte Arbeit des Verfassers hingewiesen (Helfrich 1970).

4.5. Die Sulfidlagerstätte Renström

Innerhalb des unmittelbaren Arbeitsgebietes befindet sich das Renströmerz. Es liegt nahe, die Geologie der Lagerstätte in die feldgeologische Darstellung einzubauen, erschliesst sie doch die dritte Dimension (Vertilkalschnitt) und gestattet somit die Erstellung eines räumlichen Strukturmodelles (Helfrich 1970).

Leider muss die gleichzeitige Behandlung benachbarter bzw. im Gesamtgebiet belegener Lagerstätten – so sehr dies auch wünschenswert wäre – unterblieben, da sie jeden Rahmen dieser Arbeit sprengen würde.

Erzblöcke in der Moräne und elektrische Anomalien führten zum Fund der Erzlagerstätte Renström. Die ersten Bohrungen wurden 1927 ausgeführt, 1952 startete die Produktion. Es liegen zwei Erzkörper vor, das östliche ärmere Imprägnationserz, welches wesentlich bessere elektrische Anomalien aufwies und das westliche Kompakterz, welches nun nach der Einstellung der Bolidengrube als der reichste Erzkörper des Skelleftefeldes anzusehen ist. Letzterer zeigte nur schwache Anomalien. Wie sich später herausstellte, war die Erzfläche in der Gebirgsoberfläche, die 8 Meter unter der heutigen Tagesoberfläche lag, nur 360 m² gross. An Hand der Grubenauffahrungen zeigt sich eine

Zunahme der Erzfläche gegen die Teufe, so dass für die beiden Teilkörper A und B im Durchschnitt eine horizontale Fläche von 3.600 m² angegeben werden kann.

Die Erzlagerstätte Renström gehört zu den Sulfiderzlagerstätten des Skelleftefeldes in denen die Buntmetalle Cu, Pb und Zn in wechselnden Verhältnissen zueinander auftreten. Hinzu gesellen sich noch oft nicht unbedeutende Au- und Ag-Gehalte – für die Bewertung der Lagerstätte wichtige Faktoren. Spurenelemente, in unpublizierten Einzeldarstellungen behandelt, werden heute eingehend mittels Mikrosonduntersuchungen bearbeitet (Westerberg, in Vorbereitung). Renström gehört zur sogenannten Bolidengruppe, die nach dem Ausscheiden der Bolidenlagerstätte noch die Erze von Långsele (überwiegend Schwefelkies), Långdal (vorwiegend Zinkblende), Kankberg (dichtes Schwefelkieserz) und die bereits abgebauten Lagerstätten von Åkulla umfasst. Es ist die östlichste Gruppe der Erzprovinz des Skelleftefeldes, der gegen Westen zu folgende aufzuzählen sind: Kedträsk, Udden und Åsen, Holmtjärn (abgebaut), Mensträsk, Rakkejaur und Näsliden, sowie Kristineberg, Kimheden, Rävliden und Rävlidmyran. Etwas abseits gelegen, aber noch hinzuzurechnen, sind die Lagerstätten des Adakgebietes mit Adak, Lindsköld, Rudtjebäcken und Brännmyran.

4.5.1. Die geologische Position

Der Erzkörper liegt in sericitquarzitumgewandeltem Nebengestein, welches aus sauren Porphyren, deren Tuffen, grobklastischen Sedimenten und feingebänderten sandig-tonigen Schiefern aufgebaut ist. Unweit der Lagerstätte findet sich in deren Hangenden ein mächtiger Dioritporphyritgang, dessen Struktur und Bedeutung für die geologische Entwicklung im Renströmgebiet bereits eingehend behandelt wurde (Helfrich 1970). Das Gebirge zeigt deutliche Spuren einer kräftigen Einengungstektonik, ist stark gefaltet und bildet eine Schlingenstruktur mit nahezu vertikalen Faltenachsen ab. Hinzu kommt eine regionale Verschieferung, die gleichfalls praktisch vertikal gestellt ist. Der Erzkörper liegt parallel bis subparallel zu dieser Schieferung, wobei er alternierend den Schieferungsscharen der spitzwinkelig zweischarigen Scherung aufsitzt, welche einem Plätterungsvorgang zuzuordnen ist.

4.5.2. Die Grösse und Form des westlichen Haupterzkörpers

Wie bereits erwähnt, war die horizontale Erzfläche nahe der Tagesoberfläche verhältnismässig klein (360 m²), während diese gegen die Teufe zunahm (3.600 m²). Der Haupterzkörper ist in zwei Linsen geteilt, und zwar in die vorwiegend N–S streichende A-Erzlinse, die den Hauptteil der Vererzung repräsentiert, und die NNE–SSW streichende B-Erzlinse, die gegen die Teufe zu mit den A-Erz verschmilzt.

Die totale horizontale Erstreckung beträgt ≈ 350 m. Der Erzkörper ist heute bis in eine Teufe von 900 Metern bekannt und damit zur Zeit das tiefste Erz des Skelleftefeldes. Er steht nahezu vertikal, zeigt ab etwa 500 Meter Teufe eine deutlich zunehmende Tendenz zur Aufspaltung in subparallele Äste, wobei aber die generelle steile Stellung gewahrt bleibt.

Der Erzkörper, der diskordant zu den sedimentären Strukturen des Nebengesteines liegt (Helfrich 1970) ist kompakt, deutlich gebändert und mitunter in subparallele Bänder aufgelöst. Die grösste Mächtigkeit kann mit ≈ 20 Meter angegeben werden. Durch die Aufblätterung in mehrere Bänder finden sich wechselnd grosse Nebengesteinsschollen im Erzkörper.

Ausserhalb der Salbänder findet sich eine gewisse Sulfidimprägnation im Nebengestein, die, soweit es sich um Kupferkies handelt, lokal noch abbaumässig zum Erzkörper hinzuzurechen ist.

Bezüglich der oben erwähnten Diskortanz muss noch komplettierend erläutert werden, dass das geologische Grossbild eine Konkordanz vortäuschen kann, das Detailbild aber, ausgenommen gewisse Kleinfaltenabschnitte, eindeutig die diskordante Lage des Erzkörpers bestätigt.

4.5.3. Die Vererzung

Kurze Beschreibungen der Vererzung finden sich bei Gavelin (1955), Grip (1960), eingehender behandelt wurde dieselbe von Du Rietz (1945, 1947 unveröffentlichte Grubengeologieberichte), während die Verwachsungsverhältnisse vom Verfasser (Helfrich 1957 unveröffentlichter Grubengeologiebericht) in aufbereitungstechnischer Hinsicht studiert wurden. Untersuchungen von Spurenelementen, insbesonders von Antimon, werden zur Zeit von K. Westerberg ausgeführt und zusammengestellt (in Vorbereitung).

Im folgenden wird auf die Arbeiten von Du Dietz bezuggenommen, die sich hinsichtlich ihrer Ergebnisse weitgehend mit den Untersuschungsergebnissen des Verfassers decken. Untersucht wurden Bohrkerne und Handstücke sowie Aufbereitungsprodukte. Folgende Erzminerale konnten erkannt werden:

Schwefelkies	Antimonmineral (unbestimmt)
Zinkblende	Bournonit ?
Kupferkies	Zinnkies
Bleiglanz	Boulangerit ?
Magnetkies	Wolfsbergit ?
Arsenkies	Amalgam
Fahlerz	Elektrum
Pyrargyrit	Gold ?

Betreffend der unsicheren Sulfosalze wird auf zur Zeit laufende Mikrosondenanalysen verwiesen.

Der Schwefelkies und die Zinkblende machen, die Gangart nicht mitgerechnet, nahezu 50 % des gesamten Mineralbestandes aus, während die übrigen Erzminerale nur etwa 7 % repräsentieren. Total kann der Durchschnittsgehalt der zu gewinnenden Elemente wie folgt angegeben werden: 4 ppm Au, 184 ppm Ag, 1,1 % Cu, 7,9 % Zn, 1,8 % Pb und 22 % S.

Aus dieser Zusammenstellung ist zu ersehen, dass der Erzkörper als kompaktes Schwefelkies- oder Zinkblendeerz aufgefasst werden kann.

Im einzelnen können folgende charakteristische Kennzeichen der wichtigeren Erzminerale angeführt werden:

Schwefelkies. Feinkörnig, oft durch die Begleitminerale korrodiert, stark verdrängt von Zinkblende, Kupferkies und Bleiglanz. Gemäss der Bänderstruktur der Vererzung wechseln schwefelkiesreiche Lagen mit solchen der übrigen Minerale. Die Korngrösse übersteigt selten 0,05 mm.

Zinkblende. Feinkörnig bis grobkörnig, in bestimmten Lagen matrixbildend, mitunter brecciiert, verdrängt Schwefelkies u. a., oft mit Bleiglanz verwachsen.

Kupferkies. Feinkörnig, stark wechselnd auftretend, mitunter mit Schwefelkies Reicherzzonen bildend, besonders wenn auch Kalkspat hinzutritt, imprägnationsartig und Adern bildend im Nebengestein, insbesonders in chloritquarzitischen Umwandlungsstreifen, amöbenartig verwachsen mit Schwefelkies, lokal längs Bewegungszonen konzentriert.

Bleiglanz. Im Prinzip ähnliches Auftreten wie oben, jedoch meist mit Fahlerz und Sulfosalzen verbunden, bildet oft schmale Apophysen ins Nebengestein, die dann sehr silberreich sein können.

Arsenkies. Einzelne freistehende Kristalle bildend.

Aus dieser Zusammenfassung der charakteristischen Merkmale kann das Erz wie folgt gekennzeichnet werden:

Schwefelkiesreiche und zinkblendereiche Lagen geben dem Erz eine oft feingebänderte Struktur, wobei die Korngrösse sämtlicher Erzminerale 0,05 mm kaum überschreitet. Die Bänderung läuft mit der Hauptstreichrichtung parallel. Innerhalb der Lagen ist das Erz oft kompakt (Fig. 35 und 36) wozu noch verschieden reiche Imprägnationen treten (Fig. 37 und 38).

Folgende Altersfolge kann aufgestellt werden: Schwefelkies und Arsenkies als Frühausscheidungen, Zinkblende und Magnetkies, Kupferkies, Bleiglanz und Fahlerz samt Sulfosalze. Letztere sind jüngst und als Spätausscheidungen anzusprechen. Teile des Kupferkieses und der Sulfosalze können tektonisch reaktiviert sein.

Hinsichtlich des Teufenunterschiedes kann genannt werden, dass der Magnetkiesgehalt nach der Teufe zu abnimmt, dasselbe gilt auch für den gesamten Metallinhalt, im besonderen für Gold und Silber. Zu nennen wären noch

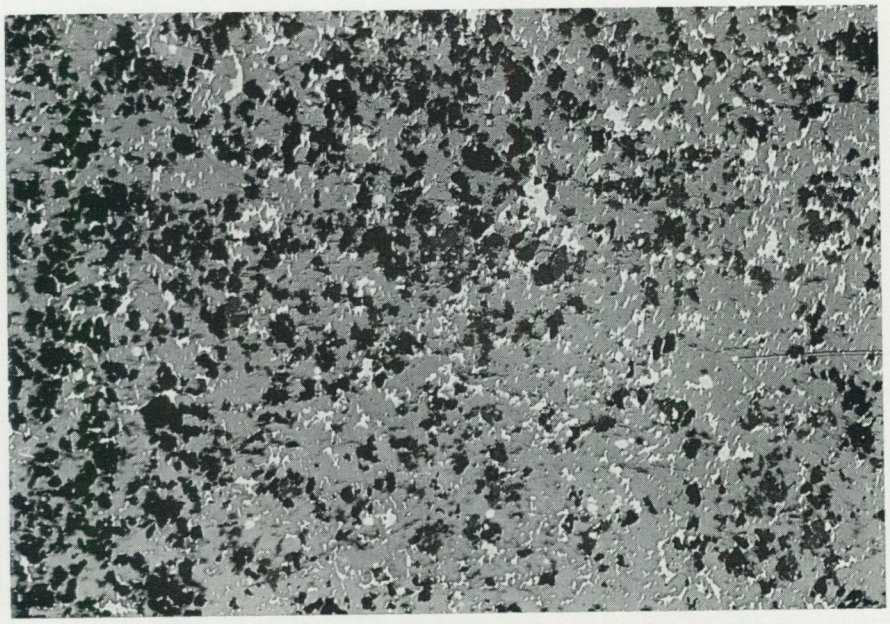


Fig. 35. Zinkblendekompakterz mit Bleiglanzschuppen. Zinkblende grau, Bleiglans weissgrau. Pp 7271 400 m Sohle B1 188 bei 5,70 m. Vergrösserung 8x. Foto Klaus Westerberg.

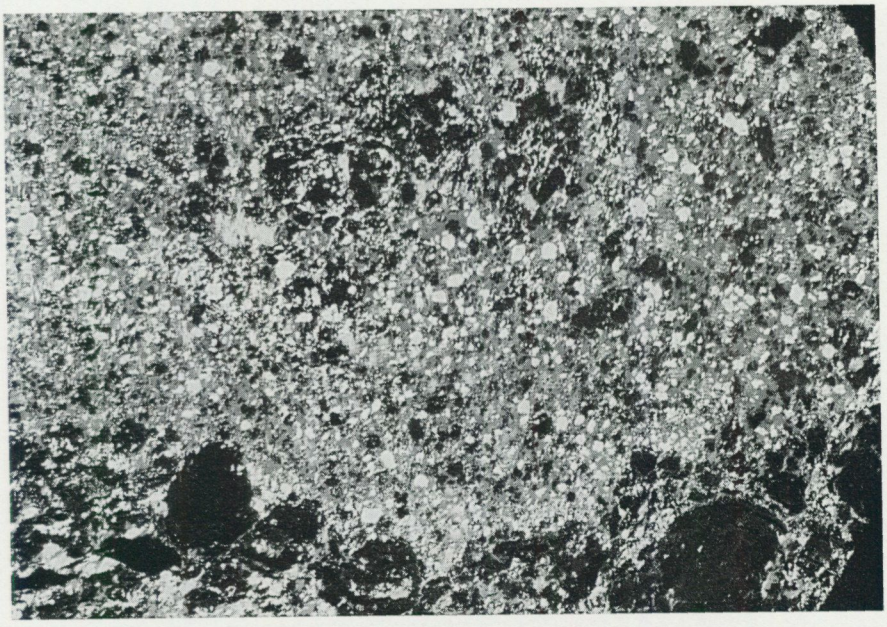


Fig. 36. Zinkblendeerz (grau) mit reichlichen Einschlüssen an Schwefelkies (weiss) und Bleiglans (grauweiss). Pp. 7265 400 m Sohle B1 162 bei 13,40 m. Vergrösserung 8x. Foto Klaus Westerberg.

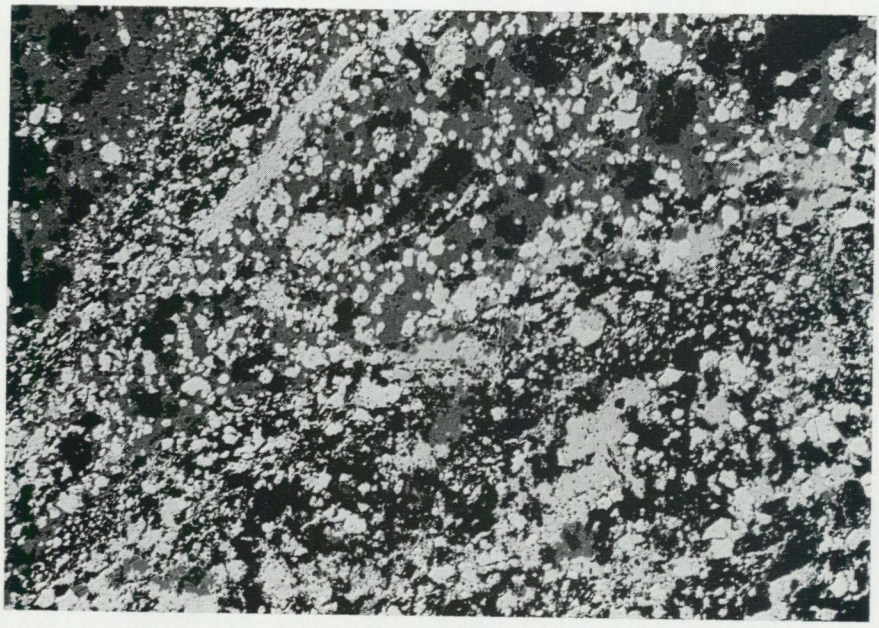


Fig. 37. Schwefelkies-Zinkblendekompakterz mit Kupferkiesreichen Schlieren. Schwefelkies weiss, Kupferkies weissgrau, Zinkblende grau. Pp. 7247 550 m Sohle B1 440 bei 9,80 m. Vergrösserung 8x. Foto Klaus Westerberg.



Fig. 38. Randiges Schwefelkies-Zinkblendeerz mit Bleiglanzschuppen. Schwefelkies weiss, Bleiglanz weissgrau, Zinkblende grau. Pp. 7251 550 m Sohle B1 468 bei 15,50 m. Vergrösserung 8x. Foto Klaus Westerberg.

die Spurenelemente Antimon, Quecksilber und Wismut, deren Teufenverteilung nicht angegeben werden kann. Letztere treten im Gesamtbereich äusserst sporadisch auf, was mit dem niederen Gehalt an Sulfosalzen zusammenhängen muss, der im krassen Gegensatz zu den sonst analogen Vorkommen von Långdal und Mensträsk steht. Besondere Reicherzzonen (Adelszonen) können nicht festgestellt werden. Eine gewisse Anreicherung kann jedoch in Apophysen beobachtet werden.

4.5.4. Die Erzverwachsungen

Aufbereitungstechnische mineralogische Untersuchungen haben gezeigt, dass nicht unwesentliche Verwachsungsstrukturen vorliegen. Zu nennen sind hier Bleiglanzumkrustungen von Schwefelkies und amöbenartige Verwachsungen zwischen Kupferkies und Schwefelkies, kleine Einschlüsse von Magnetkies in Zinkblende sowie die normal flächenhafte Verwachsung der einzelnen Erzminerale, die jedoch keine komplexen, sondern meist geradlinige Verwachsungen aufzeigen.

An den Verwachsungen ist Zinkblende bevorzugt beteiligt. So konnte an Anschliffen von Aufbereitungsprodukten gezeigt werden, dass der Anteil der Zinkblende an sämtlichen Verwachsungen zwischen 53 und 85 % schwankt. Es ist weiterhin von Interesse, dass von den Zinkblendeverwachsungen bis zu 81 % mit Bleiglanz zu registrieren sind. Zinkblende erweist sich als das verwachsungsfreudigste Mineral wobei der Anteil Zinkblende – Bleiglanzverwachsungen das Hauptkontingent stellt. Es muss hier doch erwähnt werden, dass diese Tatsache nicht auf das häufige Vorkommen von Zinkblende zurückzuführen ist. Solche Erscheinungen konnten an fast allen untersuchten Vorkommen in typischer Form bestätigt werden.

Die Feinkörnigkeit der Vererzung (Fig. 35–38) und deren Verwachsungsstrukturen bringt gewisse Schwierigkeiten bei der Aufbereitung mit sich. Erst bei Korngrössen unterhalb des Bereiches 43–20 μ nimmt der Anteil der Verwachsungen erheblich ab, womit sich ein befriedigender Prozentsatz von Freikorn ergibt. Glücklicherweise sind die Verwachsungen im Durchschnitt als gutartig zu bezeichnen, wenn man von den oben erwähnten Ausnahmen absieht.

Die Gangart

Die Gangart – in der Hauptsache durch den Einschluss von Nebengesteinsschollen zu verstehen – besteht aus nachstehenden Mineralen:

Quarz	Biotit
Dolomit	Sericit
Kalkspat	Plagioklas
Chlorit	

Der Anteil dieser Minerale schwankt stark. So konnten von Du Rietz für Quarz 15, Dolomit 12, Kalkspat 7, Chlorit 10 und für die übrigen Minerale zusammen nur wenige Gewichtsprozente bestimmt werden. Der hohe Anteil von Quarz und Dolomit ist auf schollige Einschlüsse im Erzkörper zurückzuführen, die im allgemeinen nicht oder nur kaum vererzt sind. Diese beiden Minerale müssen als Gangart im engeren Sinne betrachtet werden (siehe unten).

Kalkspat tritt meist schlierig im Nebengestein auf und gehört zum primären Bestandteil der umgebenden Gesteinsarten.

Abschliessend sei noch hinzugefügt, dass das östliche Imprägnationserz im Mineralbestand dem westlichen Haupterz äquivalent ist. Unterschiede bestehen neben dem Vererzungstyp (Imprägnationserz) in der Grössenordnung. Der Erzkörper hat nahe der Tagesoberfläche seine grösste Ausdehnung, diese nimmt nach der Teufe zu rasch ab und ist unterhalb der 200 Metersohle nicht mehr bauwürdig. Weiteres liegt das Erz in einer E–W streichenden Partie des Schlingenbaues von Renström und ist nicht an die Position des Dioritporphyrites gebunden.

4.5.5. Die Umkristallisation des Nebengesteines

Das Nebengestein, welches aus sauren Porphyren und Tuffen, verschieden klastischen und kalkhaltigen Sedimenten aufgebaut wird, ist hydrothermal umgewandelt. Diese Umwandlung ist durch das Auftreten von Sericit und Chlorit charakterisiert, hinzukommt noch eine Silifizierung und eine granoblastische Textur der Grundmassenminerale. Die stoffliche Charakteristik deutet auf eine niederthermale Umwandlung, da weder höher temperierte Minerale noch instabile Reste im Zusammenhang mit etwaiger Diaphthorese angetroffen wurden. Es sind keine Relikte zu beobachten.

Das umkristallisierte Nebengestein kann als Sericitquarzit bzw. Chloritquarzit klassifiziert werden. Im Vergleich zur Bolidenlagerstätte, deren Umwandlungszone zuletzt von C. A. Nilsson (1968) optisch, chemisch und röntgenographisch untersucht wurde, erreichte die hydrothermale Umwandlung in Renström geringere Bedeutung. So fehlen beispielsweise reine Sericitschiefer und die schwefelkiesgebänderten Sericitquarzite. Für die Umwandlungszone des Bolidenerzes typische Mineral wie Andalusit, Rutil, Apatit und Turmalin (O. Ödman 1941) fehlen.

Östlich der Lagerstätte, abgelegen vom unmittelbaren Nebengestein, treten Sericitschiefer mit Schwefelkiesmineralisierung auf, die, was den Grad der Umwandlung betrifft, mit den Verhältnissen von Boliden direkt verglichen werden können.

Die Grenzen zum regionalmetamorph umgewandelten Gestein sind fliessende, da sich im Zusammenhang mit der Regionalmetamorphose in fast sämtlichen sauren Porphyren und Tuffen, sowie Sedimenten in wechselndem Umfang Sericit bildete. Meistens ist jedoch das Fehlen der für die hydrothermale

Umwandlungszone typischen kristalloblastischen Textur kritisch für die Unterscheidung.

Über den Stoffhaushalt – Zu- und Abfuhr gewisser Elemente – kann nur prinzipiell ausgesagt werden, dass eine K_2O-, SiO_2- und H_2O-Zufuhr, und eine Mg-Metasomatose (gekennzeichnet durch Chloritreichtum) als gesichert gilt. Ob eine Zonierung vorliegt, wie sie Nilsson (1968) für die Bolidenlagerstätte nachgewissen hat ($MgO - Al_2O_3$), wurde nicht untersucht.

4.5.6. Die Genese der Lagerstätte

Der Erzkörper der Renströmgrube ist als Gangvorkommen (epigenetisch) hydrothermaler Entstehung mit nachfolgender Metamorphisierung zu deuten. Er kann heute als metamorphe Kieslagerstätte bezeichnet werden, deren Platznahme tektonisch gesteuert ist (Helfrich 1970). Die Bänderung ist kein primäres Relikt sondern durch Stoffwanderungen im Zusammenhang mit tektonischer Durchbewegung entstanden, da dieselben noch nach der Platznahme der Vererzung wirksam waren. Bewegungen haben somit den Erzkörper noch erfasst, was an den tektonischen Bewegungshorizonten längs den Salbändern und einer gewissen Verschieferung zu erkennen ist. Die Entstehung der Lagerstätte wird mit den Migmatisierungsprozessen verbunden, die im Zusammenhang mit dem Aufkommen des Revsundgranites stehen (Gavelin 1955, Grip 1960).

Während bisher die Dolomit-Quarzschollen als sedimentäre Relikte aufgefasst wurden (Grip 1960), werden diese nunmehr als Gangart der Lagerstättenmineralisation zugeordnet. Begründet wird diese Interpretation des Verfassers dadurch, dass die Lagerstätte nicht einem stratigraphischen Horizont aufsitzt, sondern ihre Position tektonisch bedingt ist und nirgends im Gelände ähnliche Dolomit-Kalkschollen kartiert werden konnten. Hier ist ausserdem ein Vergleich mit den alpinen Kieserzlagerstätten, im besonderen mit den spatführenden Ganglagerstätten angebracht, bei denen der genetische Zusammenhang zwischen Erzlösungen und Spatführung ausser Zweifel steht.

Einschränkend kann festgehalten werden, dass der Gegensatz in den Auffassungen hinsichtlich der Genese der Dolomitschollen durchaus in der Möglichkeit liegen kann, andere als die von Grip erwähnten Linsen beobachtet zu haben.

Die hydrothermale Umwandlung des Nebengesteines setzte bereits im Zusammenhang mit den ersten Störungsbewegungen ein und dauerte während der Erzbildung an. Eindeutige Phasen, wie sie Ödman (1941) für die Bolidenlagerstätte nachgewiesen hat, konnten an Hand der vorliegenden Untersuchungen nicht belegt werden.

Die Umwandlung muss bei relativ tiefen Temperaturen vor sich gegangen sein (Sericit-Chloritquarzit).

Gavelin's (1955) Auffassung, dass die Haupterzbildung mit der geologischen Entwicklung zusammenhängt, die mit dem Auftreten des Revsundgranites kulminiert, kann nur bestätigt werden.

Über das Ausgangsmaterial der Sulfidminerale und die denkbaren Voraussetzungen für die spätere tektonische Platznahme, wird nichts ausgesagt.

4.5.7. Die Auffahrungen der Lagerstätte

Ausgehend von einem saigeren Schacht bis in eine Teufe von 875 Metern wird das Liegende der Lagerstätte durch Richtstrecken und Querschläge aufgefahren (Tafel 7). Die erste Erkundung erfolgte aus dem Schachtprofil mittels Diamantbohrung. Die Auffahrung des Erzkörpers nimmt von einer Basisstrosse ihren Ausgang und führt zur Ausbildung von Abbauraumkombinationen, die nur mitunter durch Restpfeiler getrennt sind und mittels Versatzbau abgebaut werden. Die Grenze der Abbaufläche wird durch geologische Grubenaufnahmen, Scheibe für Scheibe, festgelegt. Hierbei ergeben sich durch die Einschaltung von Nebengesteinsschollen insofern Probleme, als diese oft mit dem Erzkörper abgebaut werden müssen und damit eine Senkung des Ausbringens erfolgt. Auch das Hereinbrechen von stark tektonisch durchbewegten Ulmpartien führt zu einer Verschlechterung des Haufwerkes.

Die Tektonisierung des Erzkörpers, seines Nebengesteines und dessen hydrothermale – metamorphe Umwandlung, wirkt auf die Festigkeitseigenschaften erniedrigend. Umfangreiche Verstärkungsmassnahmen, vor allem mittels Gebirgsverankerung, machen den Einsatz gebirgsmechanischer Untersuchungsmethoden zur Festlegung optimaler Dimensionen, Formen und Verstärkungen wünschenwert. Dass diese gleichzeitig für geologisch-tektonische Analysen herangezogen werden können, wurde vom Verfasser eingehendst demonstriert und dokumentiert (Helfrich 1970).

5. ZUR GEOLOGIE ZWISCHEN KUSFORS UND TREHOLMSFORS

Nach dem eingehenden Studium der geologischen Verhältnisse im Renströmgebiet wenden wir uns nun den zentralen Teilen des Skelleftefeldes zu.

Ausgehend vom Petikträskfeld, welches sich westlich des Renströmgebietes ausbreitet, sollen nun solche vergleichende stratigraphische Ergebnisse in diese Arbeit eingebaut werden, die für das Verständnis und den regionalgeologischen Zusammenhang von Bedeutung sind.

5.1. Petrographie

Im Vergleich mit dem Renströmgebiet zeigt sich, dass neue Gesteinselemente im Petikträskgebiet eintreten, deren Charakteristika kurz zu bescheiben sind.

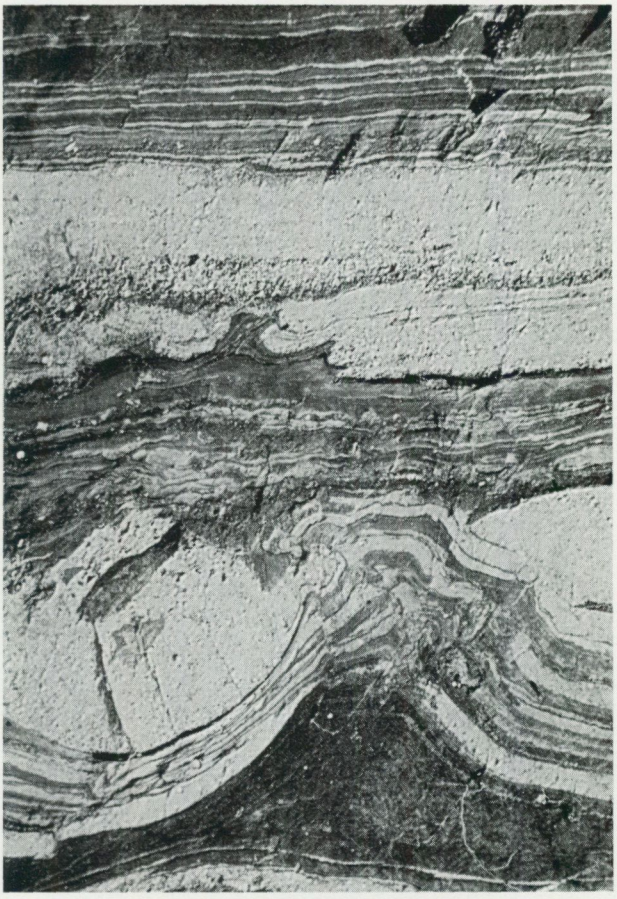


Fig. 39. Gebändertes sandig-toniges Sediment mit deutlichem sed s = ss (Petikträsk, Aufschluss 2803). Skala ≈ 1:5.

5.1.1. Die Sedimente von Åliden

SW von Petikträsk, bei Åliden, treten gebänderte Sedimente in Erscheinung (Fig. 39–41). Es handelt sich um Pelite und Psammite, denen vereinzelt auch Psephite zugeordnet sind. Die sedimentären Strukturen sind sehr gut bewahrt und gestatten vielfach eine zwar gefaltete aber normale Lagerfolge zu erkennen.

Graphitschiefer treten nur vereinzelt auf, konforme Einlagerungen von vulkanischem Tuffmaterial sind nicht ungewöhnlich. Auch kalkzementierte Brecienhorizonte sind zu beobachten.

Während diese Sedimente gegen E von einem kräftigen Verwurf begrenzt sind, scheinen sie gegen S direkt in grobklastische Sedimente – Typ Abborrtjärnkonglomerat überzuleiten.

5.1.2. Felsitbreccie

Innerhalb des Petikträskfeldes werden mehrfach Breccien beobachtet, die häufig monomikt vereinzelt aber auch polymikt auftreten (Fig. 42, 43). Besonders auffällig entwickelt ist so eine Breccie E von Mörttjärn bei Skogheden. Diese Breccie überlagert einen Quarzkeratophyr (kann also beispielsweise nicht als dessen Verwitterungsprodukt aufgefasst werden) und es kommen vereinzelt Bruchstücke eines blasigen, basischen Gesteines vor. Weiters ist festzuhalten, dass in den Lokalen bei Skogheden keine Kalkzementation beobachtet werden kann. Aufgrund des Auftretens kann die Entstehung der Breccie als lokaler Verwitterungsschutt als unwahrscheinlich ausgeschaltet werden. Hingegen kann eine vulkanische Entstehung (Agglomerate, Explosionsbreccien) nicht ausgeschlossen werden.

5.1.3. Grobkörniger Quarzkeratophyr

Bei Åliden, Holmtjärn und Maurliden werden vorwiegend stockförmig auftretende, stark grobporphyrische Quarzkeratophyre kartiert, deren Habitus schon fast an Jörngranit erinnert. Allerdings ist die quarzporphyrische Struktur und eine dichte Grundmasse noch charakteristischer als bei den Randfaziestypen des Jörngranites. Der Unterschied zu den eigentlichen Quarzkeratophyren liegt ausschliesslich auf dem strukturellen Gebiet und im geologischen Auftreten.

Als Abart sind rein "quarzporphyrische" Typen zu unterscheiden, deren Feldspatanteil einer regionalen Sericitisierung zum Opfer gefallen ist.

5.1.4. Andesit und Basalt

Als Andesite und Basalte werden hier dunkle, zum Teil porphyrische und mandelführende Gesteine basischer Zusammensetzung aufgefasst. Für den Mineralbestand sind Pyroxen- oder Plagioklaseinsprenglinge typisch (Fig. 44 und 45). Sie schwimmen in einer oft dichten, dunklen, chloritführenden Grundmasse, die lokal sehr mandelreich sein kann. Als Mandelfüllungen treten Chlorit, Quarz und Karbonat in wechselnden Verhältnissen auf (Fig. 46). Oft beobachtet man in der Grundmasse noch deutlich leistenförmigen Plagioklas, weiteres Epidot und gelegentlich auch Titanit. Neben frischen Varietäten, deren Primärstruktur noch glänzend erhalten ist, treten auch diaphthoritisierte Glieder auf, mitunter auch amphibolitisiert, deren vulkanische Natur noch aus dem Geländebefund deutlich hervorgeht.

Die Vulkanite dieser Art sind oft von pyroklastischen Ablagerungen begleitet. Vor allem sind dies Andesitagglomerate, die in einer stark chloritischen Grundmasse Fragmente andesitischer Natur enthalten (Fig. 47 und 48). In diesen Typen gibt es lokal eine intensive Epidotführung, die im Extremfall zur Ausbildung von Epidotstreifen führen kann.

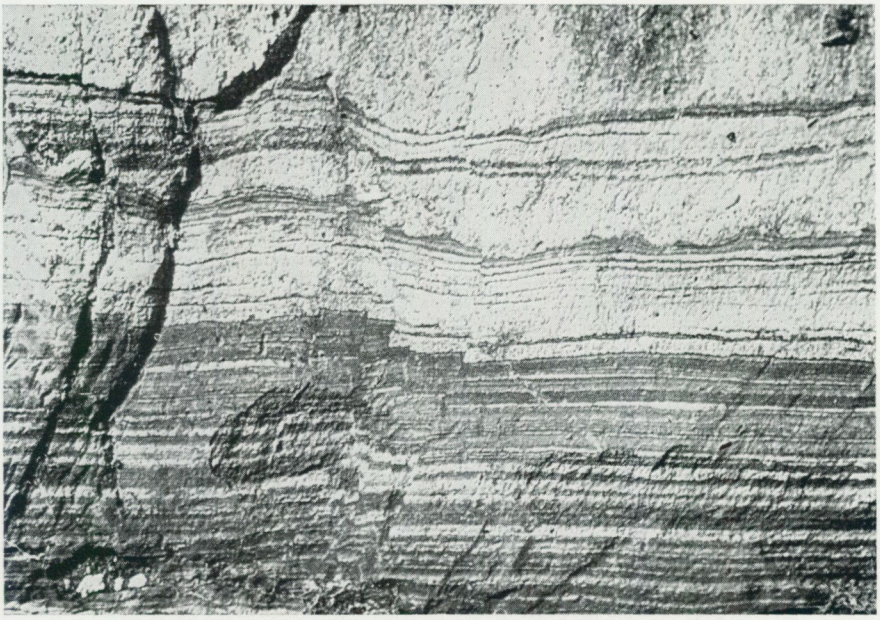


Fig. 40. Gebändertes sandig-toniges Sediment mit ausgezeichneter gradierter Schichtung und kleinen Verwerfern (Petikträsk, Aufschluss 2803). Skala ≈ 1:5.



Fig. 41. Gebänderter sandiger Tonschiefer mit gradierter Schichtung (Petikträsk, Aufschluss 1572). Skala ≈ 1:15.



Fig. 42. Felsitbreccie mit kantigen Fragmenten, einzelnen Mandelstein- und Sedimentfragmenten (Petikträsk, Aufschluss 2681). Skala ≈ 1:10.



Fig. 43. Felsitbreccie, nicht kalkzementiert (Petikträsk, Aufschluss 1526). Skala ≈ 1:10.

5.1.5. Polymiktes Konglomerat mit Jörngranitgeröllen

Nach G. Kautsky (1957) werden jörngranitgerölleführende Konglomerate als Abborrtjärnkonglomerat = unteres Vargforskonglomerat (Fig. 49–52) ausgeschieden. Dieses Konglomerat enthält zahlreiche Gerölle von typischem Jörngranit aller Grössenordnungen. Daneben treten reichlich Porphyrgerölle auf, sowohl Quarzkeratophyr, Keratophyr als auch Dacit. Die Matrix ist stark arkosartig ausgebildet, zeigt kleine Gesteinsfragmente und deutlichen Verwitterungsschutt nach Granit. Das Konglomerat ist teilweise geschichtet, das Material kaum sortiert. In gewissen Zonen können grobklastische Lagen und Sandhorizonte rasch miteinander wechsellagern.

In diesem Konglomerat können weder bunte Gerölle des Arvidsjaurmassives noch Revsundgranitgerölle gefunden werden. Ausnahmen sind von Kautsky (1959 b) zusammen mit Gavelin eingehend behandelt worden. Ihnen darf aber nach Ansicht des Verfassers keine entscheidende stratigraphische Bedeutung zugemessen werden.

5.1.6. Das bunte Konglomerat

Nach Kautsky (1957) wird die Konglomeratabteilung mit vorwiegend rötlichem, gelblichem und grünlichem Geröllmaterial als Dömanbergkonglomerat = oberes Vargforskonglomerat ausgeschieden. Es unterscheidet sich vom Abborrtjärnkonglomerat nicht nur durch das starke Zurücktreten von Granitgeröllen, sondern vor allem durch den Einschlag von buntem Geröllmaterial des Arvidsjaurmassives. Hinzukommen noch charakteristische rote Jaspillitgerölle. Dieses Konglomerat ist etwas besser geschichtet, zeigt eine wesentlich kleinere Durchschnittsgrösse der Gerölle und ist von roten Sandsteinhorizonten begleitet.

Festzuhalten ist, dass dieses Konglomerat im Gegensatz zu allen anderen suprakrustalen Gesteinsserien keine Spuren vulkanischer Tätigkeit aufweist.

5.2. Zusammenfassung der Lagerungsverhältnisse

Der Nordrand des Petikträskfeldes wird von Jörngranit aufgebaut. Im Grenzbereich zu den Suprakrustalserien ist der Granit äusserst quarzporphyrisch ausgebildet. Diese sogenannte Randfazies des Jörngranites ist in prächtigen Aufschlüssen zwischen Kusfors und Treholmsfors zu studieren. Mitunter treten auch breccienartige Zonen hervor, mit denen auch Arkosen vergesellschaftet sind, die eine alte Landoberfläche markieren (nördlich von Kusfors). Selbst im eigentlichen Granitmassiv SW von Jörn sind solche Zonen zu beobachten (Nordabfall des Tallbergets).

Gegen Süden baut sich nun das Petikträskantiklinorium auf, welches in der Hauptsache aus mächtigen quarzkeratophyrischen Effusivgesteinen besteht,

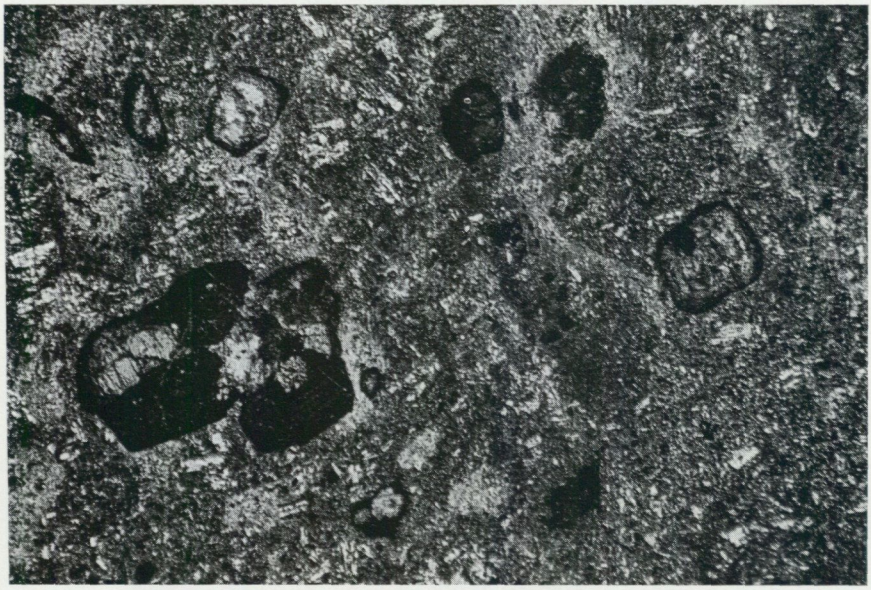


Fig. 44. Andesit mit zonaren Augiten. Gallejaur, Gesteinsanalyse 1300, Schliff 10991. Vergrösserung 15x.

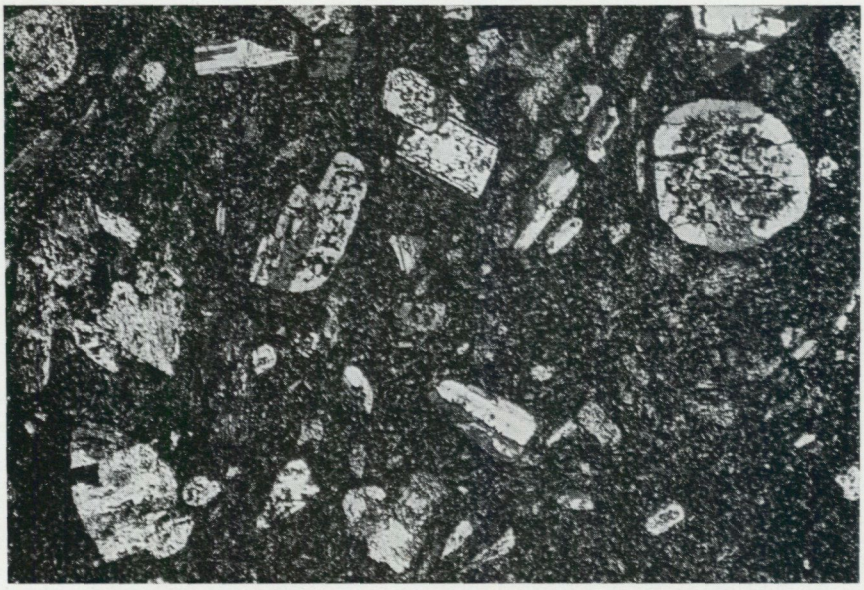


Fig. 45. Andesit mit Einsprenglingen von zonaren Plagioklasen und chloritisierten Augiten. Brännberg, Aufschluss 7066, Gesteinsanalyse 2180, Schliff 10577. Vergrösserung 15x.

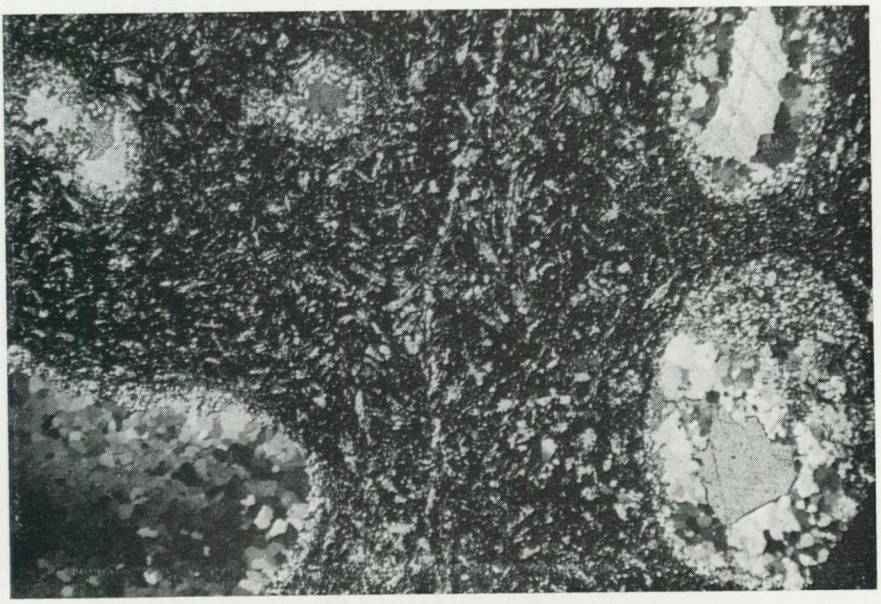


Fig. 46. Andesitischer Mandelstein mit zahlreichen Quarzmandeln. Skogheden, Gesteinsanalyse 1304, Schliff 10996. Vergrösserung 15x.

die wechselweise von Keratophyrmassiven verschiedener Grössenordnung begleitet bzw. durchsetzt werden (vergleiche die Analogie in 4.4).

Innerhalb dieser sauren Effusivmassiven liegen schmale Sedimentstreifen, die ähnlich wie im Renströmgebiet mit ersteren interferieren. Diese schmalen Sedimentstreifen unterscheiden sich in ihrer Fazies von den Sedimenten bei Åliden vor allem durch den Graphitgehalt. Schmale Graphitschieferzüge geben diesen Sedimentstreifen oft ein charakteristisches Gepräge. Ihre Ähnlichkeit mit den Sedimenten von Renström ist sehr augenfällig. Gleich wie im Renströmgebiet handelt es sich auch hier um abgegrenzte Sedimentationsbecken. Solche Faziesverschiedenheiten müssen aber keine zeitlichen Unterschiede bedeuten.

Sedimente mit der hier beschriebenen Charakteristik, werden nach Kautsky (1957) als Petikträskschiefer benannt, wobei der Einschlag von bis zu 50 % sauren vulkanischen Materiales als typisch gilt. In den Kernen dieser Sedimentsynklinalen liegen basische Lavamassen von andesitischer bis basaltischer Zusammensetzung.

Weiter gegen den Skellefteälv zu, etwa südwestlich von Petikträsk, beginnen diese Sedimente an Bedeutung zuzunehmen, dasgleiche gilt für die intermediären bis basischen Ergüsse und deren Derivate. Diese können im Streichen mit mächtigen Tufflagern interferieren.

Im Hangenden dieser Tuff- und Sedimenthorizonte bauen sich grobklasti-

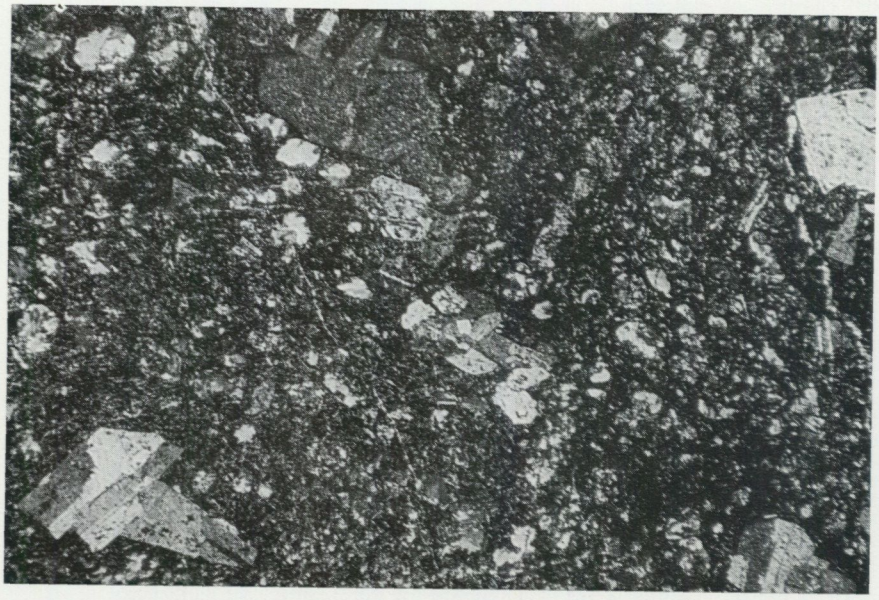


Fig. 47. Andesitagglomerat mit feldspatporphyrischen Fragmenten, kleine Epidotmandeln. Die Matrix ist reicher an Chlorit (Fragment rechts im Bild). Bergnäs, Strasseneinschnitt, Gesteinsanalyse 2322, Schliff 10462. Vergrösserung 15x.



Fig. 48. Andesitagglomerat mit kantigen, felsitischen Fragmenten. Björktjärn, Aufschluss 491, Gesteinsanalyse 1173, Schliff 10970. Vergrösserung 15x.

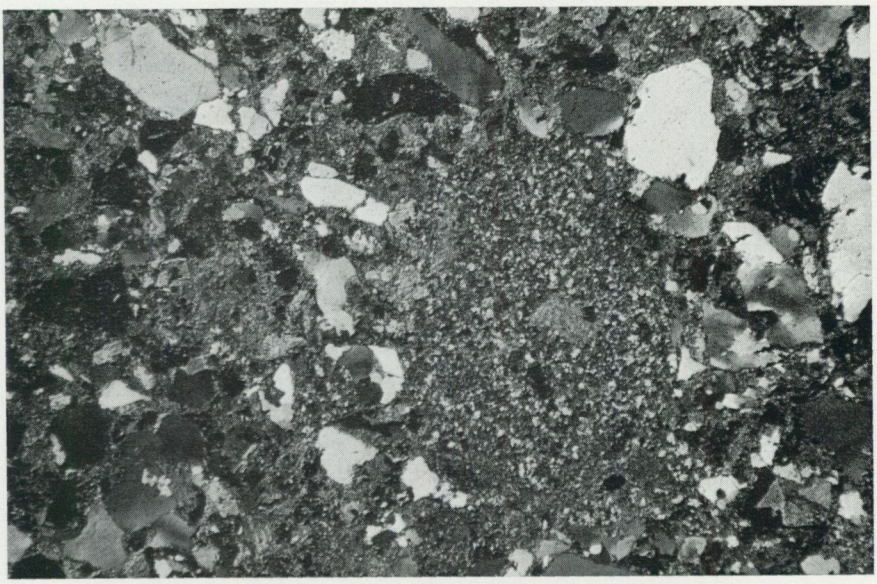


Fig. 49. Abborrtjärnkonglomerat mit einem Felsitgeröll. Petikträsk, Aufschluss 1226, Gesteinsanalyse 1246, Schliff 11014. Vergrösserung 15x.

sche Sedimente auf, die vielfach als Konglomerate anzusprechen sind und reichlich Granitgerölle führen. Diese fluviatilen Konglomerate werden faziell sowohl von Schiefern als auch von kalkzementierten Sedimenten vertreten und können eindeutig als Abborrtjärnkonglomerat angesprochen werden.

In dieser grobklastischen Einheit treten andesitische Decken und Gänge auf, die mitunter eine ansehnliche Mächtigkeit erreichen können. Gegen das Hangende zu beginnen feinklastische Sedimente die Oberhand zu erreichen, die vulkanische Tätigkeit nimmt ab und scheint allmählich ganz aufzuhören. Als jüngstes Sediment werden erneut Konglomerate beobachtet, die sich aber in ihrer Ausbildung gänzlich von dem tieferen, granitgeröllführenden Konglomerat unterscheiden. Sie sind nicht mehr einfärbig, sondern stark bunt und enthalten Gerölle von den verschiedensten Gesteinen (stark polymikt). Diese Konglomerate sind dem Dömanbergkonglomerat zuzuordnen. Während aber in den unteren Konglomeraten noch die Gesteine des Skelleftefeldes zu beobachten sind, fehlen diese dem oberen Konglomerathorizont. Gleichfalls fehlt jeglicher vulkanischer Einschlag. Nirgends im Petikträskfeld werden zwischen dem Abborrtjärnkonglomerat und dem hangenden Dömanbergkonglomerat typische Elvabergschiefer beobachtet (Fig. 67). Dagegen ist ein mächtiger Andesitagglomerathorizont längs dem gesamten nördlichen Kontakt von Petikträsk bis Kusfors zu verfolgen.



Fig. 50. Abborrtjärnkonglomerat mit relativ kleinen Geröllen und sandiger Matrix (Petikträsk, Aufschluss 1661). Skala ≈ 1:10.



Fig. 51. Abborrtjärnkonglomerat mit bis zu einem halben Meter grossen Granitgeröllen (Petikträsk, Aufschluss 1665). Skala ≈ 1:10.

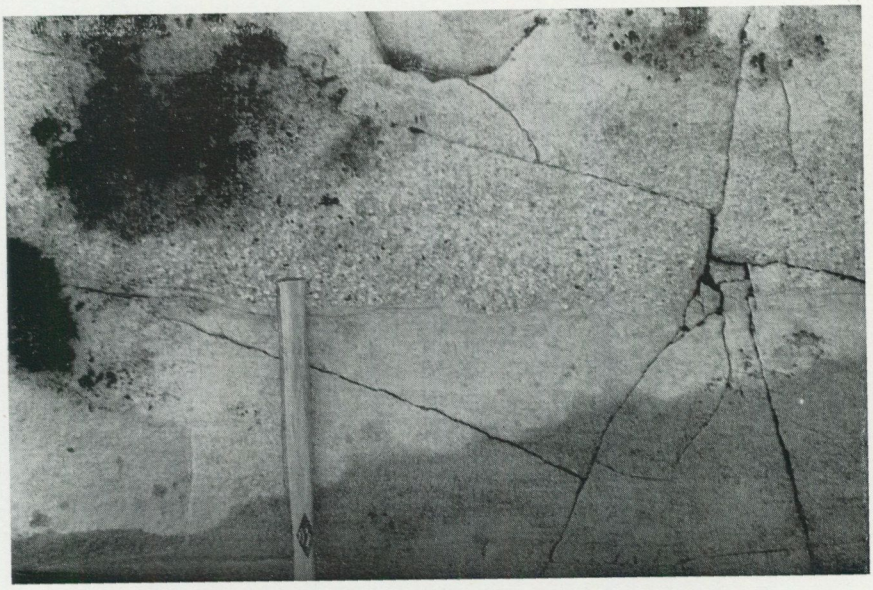


Fig. 52. Sandsteinsbänke im Abborrtjärnkonglomerat mit deutlich gradierter Schichtung (Petikträsk, Aufschluss 1663). Skala ≈ 1:9.

Nach dieser summarischen Profildarstellung muss auf wichtige Einzelheiten eingegangen werden. Wie bereits erwähnt, treten im Petikträskfeld neben Quarzkeratophyren auch mächtige Keratophyrmassive auf, wobei an den zu beobachtenden Kontakten stets ein Altersunterschied zu erkennen ist. Es müssen die Keratophyre als jünger aufgefasst werden.

Wenn auch diese beiden sauren Effusivgesteine verschiedenes Alter zeigen, so sind deren strukturellen Beziehungen bemerkenswert. Chemisch gesehen (siehe p. 117) sind die beiden Typen einander sehr nahegestellt, wenn auch bei den Keratophyren der SiO_2-Gehalt zu dacitischen Typen überleiten kann. Dennoch charakterisiert das Auftreten von Quarzeinsprenglingen die Quarzkeratophyre, während solche Einsprenglinge bei den Keratophyren vollständig fehlen.

Auch die Grundmasse ist voneinander verschieden. Wie bereits für das Renströmgebiet ausgeführt, zeichnen die Keratophyre fast stets distinkte pilotaxitische Strukturen (Fig. 24 und 25) aus, die den Quarzkeratophyren nicht zu eigen sind.

In diesen Unterschieden müssen Verschiedenheiten im Effusionsmechanismus liegen. Während die Quarzkeratophyre vielfach von pyroklastischen Ablagerungen begleitet und in der Hauptsache als Ignimbrite anzusprechen sind, treten die Keratophyre vorwiegend als Laven auf. Es muss also eine gewisse

Differentiation eingetreten sein, die vor allem die Viskosität und den Gasgehalt betrifft. Gasreiche Linearеruptionen, welche reichlich Ignimbrite lieferten, veränderten rasch das physikalische Verhalten des sauren Restmagmas, welches nach dem ersten, etwas chaotischen Auftreten bereits eine gradweise konsolidierte Kruste vorfand und in bestimmteren Bahnen ausbrach. In diesem Ereignis spiegelt sich schon die beginnende Mobilisation chemisch andersgearteter Massentransporte wieder, die bald darauf zum Einsetzen von basischen Effusionen führte. Hierin kommt auch das Auftreten von mehr intermeriären Gliedern der Keratophyrreihe zum Ausdruck.

Quarzkeratophyr und Keratophyr sind somit, was die Platznahme betrifft, als einzeitig, aber phasenverschieden einer differentierten Effusionsperiode zuzuordnen.

Im Hinblick auf die Frage, ob diese mächtige, saure Vulkaniteinheit von Sedimenten unterlagert wird, wie es Kautsky (1957) zu beweisen versucht, können keine neueren Beobachtungen angeführt werden, die eine solche Deutung bestätigen würden. Im Blickpunkt stehen vor allem die Sedimente von Åliden, SW von Petikträsk. Sie werden nach Kautsky zu den Maurlidenschiefern gerechnet.

Aufgrund der vorliegenden Detailkartierungen können jedoch einige wichtige Punkte angeführt werden, die gegen eine solche Deutung sprechen. Die tektonische Ostbegrenzung des Sedimentkomplexes bei Åliden deutet darauf hin, dass der Westteil, also die Sedimente gegenüber dem Ostteil, als relativ abgesenkt zu kartieren ist. Innerhalb der Sedimente treten grobklastische Bänke auf, die bereits Gerölle der sauren Vulkaniteinheit führen. Höher oben im Schichtpaket treten vorerst sporadisch kalkzementierte Breccien auf. Hinzu kommt noch der Einschlag von intermediären, später auch von andesitischen Lavafragmenten.

Es erscheint dem Verfasser als richtiger, wenn man diese Sedimente als eine Lagerserie auffasst, die zwar schon eine frühzeitige Sedimentationsphase dokumentiert, etwa in einer späteren Phase der quarzkeratophyrischen Effusionsperiode einsetzend, dann aber ein Sedimentationsbecken belegt, welches bis zur Bildung der grobklastischen, granitgeröllführenden unteren Abteilung des Vargforskonglomerates = Abborrtjärnkonglomerat wirksam war.

Bemerkenswert ist auch der dacitische Anteil an den vulkanischen Gesteinen im Petikträskfeld. Grobkörnige, feinkörnige und mandelführende Typen sind vertreten. Letztere treten auch als mächtige andesitische bis basaltische Mandelsteine in den Vordergrund. Sie markieren den bereits oben angedeutenden Umbruch, der die saure Effusivtätigkeit beendet und die Förderung basischer Laven beginnen lässt. Der Verfasser ist der Auffassung, dass dieses Ereignis die geologische Entwicklung so stark beeinflusste, dass es bei der stratigraphischen Abgrenzung distinkt zum Ausdruck kommen sollte.

Der basische Vulkanismus mobilisierte aber auch erneut saures Restmagma. Dieses wird aber nicht mehr effusiv, sondern tritt intrusiv in Erscheinung. Es

sind dies vorerst die bereits beschriebenen grobporphyrischen Quarzkeratophyre mit Quarzeinsprenglinge, die cm-Grösse erreichen können. Sie sind nun im Gegensatz zu den sauren Quarzkeratophyren der vulkanischen Initialphase (bezogen auf die Entwicklung im Skelleftefeld) nunmehr als Stöcke und Gänge zu beobachten, waren sehr zähflüssig und sind also im Gebirge stecken geblieben. Dass es sich um oberflächennahe erstarrte Gesteine handelt, geht aus wunderschönen Abkühlungsstrukturen hervor, die von meinem Mitarbeiter Extrageologe L. Widenfalk kartiert wurden. Es bilden sich pentagonal angeordnete, vertikal orientierte Abkühlungsflächen, die eine Art Säulenstruktur hervorrufen.

Ihr granitisches Aussehen hat Gavelin und Grip zur Auffassung geführt, dass es sich um Abkömmlinge des Jörngranites handeln könnte. Es geht aber aus den Feldbefunden hervor, dass sie bereits als klastisch aufbereitete Produkte in Sedimenten aufscheinen, die nahe an die Hangende Vargforsserie anzuschliessen sind. Wahrscheinlich treten sie am Beginn der ersten Faltung auf, die mit der Intrusion des Jörngranites zusammenfällt.

Damit ist aber die saure Intrusionstätigkeit noch nicht abgeschlossen. Sie kulminiert in der Intrusion des Jörngranites, dessen oberflächennahe Intrusion schon an anderer Stelle (siehe p. 40) erwähnt wurde. Es sei hier nur noch einmal unterstrichen, dass der Verfasser der Auffassung ist, dass der Jörngranit als verzögerte saure Magmenaktivität erst durch das Auftreten tektonischer Bewegungen genügend aktiv mobilisiert wurde. Die Massen konnten aufgrund der stark konsolidierten Kruste nicht mehr effusiv werden, "wären es aber beinahe noch geworden".

Die grobklastischen Sedimente mit Granitgeröllen, sowie die mächtigen Verwitterungsbreccien markieren deutlich einen Niederbruch der damaligen Gebirgsoberfläche. Auch hier ist wieder auffallend, dass die Sedimentation nicht immer eine verhältnissmässig kontrollierte Ablagerung anzeigt, wie sie in den feinklastischen Sedimenten zum Ausdruck kommt, sondern dass das plötzliche Einsetzen von Massenbewegungen im vorliegenden Falle zur Bildung grobklastischer Ablagerungen führte. Es muss sich teilweise um katastrophenartige Massentransporte gehandelt haben, da das Konglomerat oft schlecht sortiert, teilweise ungeschichtet ist, und kantige bis gerundete Gesteinsstücke in oft stark grusartiger Matrix zeigt. Hinzu kommt noch der Kampf zwischen Land und Wasser, der sich in der Bildung von sich verzahnenden terrestrischen und marinen Ablagerungen wiederspiegelt.

Der basische Vulkanismus war aber keineswegs zum Stillstand gekommen. In allen Horizonten der unteren Vargforsserie treten basische Effusiva mit mächtigen Andesitagglomeraten vergesellschaftet auf. Sie sind die direkte Fortsetzung des prä-jörngranitischen, basischen Vulkanismus und zeigen an, dass die Tätigkeit nach dem Aufhören tektonischer Bewegungen wieder einsetzte. Es ist nämlich deutlich zu sehen, wie die älteren basischen Lagen in den ersten

Faltenbau einbezogen wurden (Skoghedenvulkanite), während die jüngeren oft noch als riesige Deckenergüsse zu erkennen sind.

Die basische Magmentätigkeit beschränkt sich aber nicht nur auf eine Effusivtätigkeit, sondern auch zahlreiche Intrusiva können im Felde angetroffen werden. Es handelt sich meistens um Gabbroporphyrite, die mitunter als mächtige Gänge anstehend angetroffen wurden. Sie finden sich nicht nur die Suprakrustalserien durchschlagend, sondern auch im Jörngranit, wie es am Beispiel von Älgliden deutlich zum Ausdruck kommt. Es ist durchaus denkbar, dass die nun mit Gabbroporphyrit erfüllten Spalten als Zufuhrkanäle der andesitischen Laven aufzufassen sind. Der Verfasser hat in seiner Arbeit über den Schlingenbau von Renström (Helfrich 1970) darauf hingewiesen, dass diese Gänge Schwächezonen im Grundgebirge darstellen, die als bevorzugte Aufstiegsbahnen für diese basischen Massen gedeutet werden können.

Als letzte Äusserung der vulkanischen Tätigkeit müssen auch im Petikträskfeld zahlreiche Lamprophyrgänge aufgefasst werden. Sie sitzen den Andesiten und zugehörigen Agglomeraten auf, können aber im Dömanbergkonglomerat trotz guter Aufschlüsse nirgends beobachtet werden. Es kann damit einwandfrei ausgesagt werden, dass das Dömanbergkonglomerat erst nach dem Aufhören jeglicher vulkanischer Tätigkeit abgelagert wurde. Das gilt für die untersuchten Teile des Skelleftefeldes. Auf das Auftreten von Gängen in den bunten Konglomeraten des Ledfatgebietes, wie es zuletzt von Offerberg (1959) gezeigt wurde, wird noch zurückgekommen.

Im Petikträskfeld fehlt der Revsundgranit. In diesem Abschnitt des Skelleftefeldes ist kein einziger Granitlobus gegen Norden vorgestossen. Wahrscheinlich ist das als Widerlager wirkende, sich einheitlich über 20 km erstreckende Jörngranitmassiv dafür verantwortlich zu machen. Lediglich südlich des Skelleftefeldes ist nordwestlich von Bjurträsk ein Ansatz zu einem Vorstoss zu erkennen.

Versucht man die Kartierungsergebnisse mit dem stratigraphischen Schema nach Kautsky in Beziehung zu setzen, so ist folgendes zu sagen. Im Prinzip konnte die stratigraphische Deutung Kautsky's bestätigt werden.

Bunte Konglomerate	=	Oberes Vargforskonglomerat = Dömanbergkonglomerat (Hangend)
Basische Vulkanite	=	Vargforsandesite
Granitgeröllführendes Konglomerat	=	Unteres Vargforskonglomerat = Abborrtjärnkonglomerat
Basische Vulkanite	=	Skoghedenvulkanite
Sedimente	=	Petikträskschiefer
Saure Vulkanite	=	Maurlidenvulkanite (Liegend)

Hingegen fehlen in der stratigraphischen Übersicht desVerfassers die Maurlidenschiefer, die Petikträskschiefer bekommen eine bedeutend grössere stratigraphische Ausdehnung und leiten direkt in das Vargforskonglomerat über (siehe stratigraphische Tabelle 6). Für die beiden Konglomerathorizonte, die nach der Auffassung des Verfassers in zwei verschiedene Entwicklungsperioden des Skelleftefeldes fallen, werden Abborrtjärnkonglomerat und Dömanbergkonglomerat als selbständige, serienverschiedene Begriffe vorgeschlagen, womit sich der Name Vargforskonglomerat erübrigt.

Es wird nach der Analyse des westlichsten vom Verfasser untersuchten Abschnittes des Skelleftefeldes (Treholmsfors-Järvselberget) zur Serieneinteilung G. Kautsky's, nämlich die in eine untere Maurlidenserie und eine obere Elvabergserie, nochmals Stellung genommen werden.

5.3. Die tektonische Entwicklung des Gebietes zwischen Kusfors und Treholmsfors

Der tektonische Grossbau zeigt an, dass das Gebiet zwischen Kusfors und Treholmsfors aus einem ausgedehnten Antiklinorium = *Petikträskantiklinorium* besteht, welches von schmalen Synklinalen durchzogen ist. Gegen Süden taucht das Antiklinorium auf breiter Front ab und es liegt eine flache, weitstreichende Synklinale = *Vargforssynklinale* zwischen dem Petikträskgebiet und Maurliden vor, welches südlich des Skellefteflusses belegen ist. Das Antiklinorium ist in der Hauptsache von sauren Effusiven aufgebaut, die *Vargforssynklinale* dagegen vorwiegend von klastischen Sedimenten erfüllt.

Neben diesem grossräumigen Faltenbau ist regional auch eine markante Verschieferung zu beobachten, die nach den gleichen Prinzipien auftritt, wie sie bereits für das Renströmgibiet beschrieben wurden (Helfrich 1970). Auch im Petikträskgebiet können interessante Umbiegungsstrukturen, lokaler Schlingenbau, erkannt werden. Immer wieder sind es die schmalen Sedimentstreifen, die in den Schlingenbau einbezogen wurden.

Drei Abschnitte können mit charakteristischem Schlingenbau ausgeschieden werden, es sind dies die *Pjungnässchlinge,* die *Holmtjärnschlinge* und die *Treholmsforsschlinge.*

Neben dieser plastischen Verfaltung mit steilstehenden Faltenachsen, werden auch überraschend viele Störungen angetroffen, die meistens den Charakter von Blattverschiebungen haben. Die im Gelände am auffälligsten in Erscheinung tretende Störung ist der kräftige Verwurf SW von Petikträsk, welcher als *Ålidenstörung* zu bezeichnen wäre. Ihre Verwurfsweite liegt im hunderter Meterbereich. Nach den neuesten tektonischen Interpretationen entwickelt sich diese Störung gegen NE zu einer mittelsteilen Überschiebungsfläche, die zentrale *Petikträsküberschiebung* genannt. Sie ist äusserst instruk-

tiv, da östlich derselben ein deutlicher Schlingenbau herrscht (Pjungnässchlinge), hingegen im W die Sedimentstreifen auffällig geradlinig gegen WNW streichen. Nirgends konnte bisher im Skelleftefeld (nördlich des Skellefteflusses) eine sichere Überschiebung nachgewiesen werden. Die oben beschriebene Linie hat eine Realität, die kaum hinwegzuleugnen ist.

Das genaue Ausmass der Überschiebung kann nicht festgestellt werden, muss aber im Kilometerbereich liegen. Aus einem bogenförmigen Verlauf des Jörngranitsüdrandes nordwestlich von Petikträsk kann geschlossen werden, dass auch der Jörngranit von dieser Überschiebung erfasst wurde. Offenbar ist der Vorschub eines Granitkeiles bei Bjurträsk die Ursache, dass sich diese Bewegungslinie, im Norden dem Granitkeil vorgelagert, entwickeln konnte (siehe auch p. 97). Dabei ist interessant, wie sich die zentrale Petikträsküberschiebung aus der Ålidenstörung entwickelt hat. Sie dürfte eine ältere bereits vorgezeichnete Bewegungsbahn darstellen, die entscheidend bei der Loslösung des Blockes im Zuge einer Einengungstektonik mitwirkte.

Das Streichen der Blattverschiebungen ist NE bis ENE gerichtet, die Verschiebungen erfolgen sowohl im als auch gegen den Uhrzeigersinn. Da sich zu diesen auch NNW bis N–S streichende Verwerfer zuordnen lassen, können beide als ein mächtiges Schersystem aufgefasst werden, welches einem Bauplan mit Einengung in SW–NE gut zuordenbar ist. Die Deformationsebene liegt zwar schief zur Einengungs-Transportrichtung. Dies kann aber in dem Sinne verstanden werden, dass die Granite als resistente Widerlager und damit als starre Backen die Deformationsrichtungen bestimmten.

6. ZUR GEOLOGIE ZWISCHEN TREHOLMSFORS UND SANDFORS

Zwischen Treholmsfors und Sandfors erstreckt sich ein Teil des Skellefteflusses, der durch den Bau des Kraftwerkes Gallejaur nunmehr trockengelegt ist. Die Trockenlegung führte zur Möglichkeit, die von Grip (1941) und Kautsky (1957) publizierten Kartenbilder weiter zu verfeinern. Zahlreiche Aufschlüsse im Flussbett, im Verein mit dem gut aufgeschlossenen Brännberget, ermöglichen nunmehr die geschlossene Begehung eines geologischen Profiles, welches grosse Abschnitte der Lagerfolge umfasst.

6.1. Petrographie

Im folgenden soll kurz auf Gesteinselemente eingegangen werden, die weder im Renström – noch im Petikträskgebiet in Erscheinung traten. Eine Ausnahme

bilden Dacite und deren pyroklastischen Begleiter, die lokal sowohl im Renströmgebiet (lokale Fazies der Keratophyre) als auch im Petikträskgebiet (westlich von Petikträsk) zwar beobachtet wurden, aber für den geologischen Bau erst in dem hier zu beschreibenden Gebiete von wesentlicher Bedeutung zu sein scheinen.

6.1.1. Quarzdacit, Dacit und Agglomerat

Zwischen Treholmsfors und Sandfors treten erneut Dacite in Erscheinung, die sich jedoch von denen im Petikträskgebiet etwas unterscheiden. Diese Dacite erreichen später NW vom Järvselet eine ungeahnte Ausbreitung. Dass es sich nicht um Andesite handelt, geht sowohl aus dem Mineralbestand als auch aus den petrochemischen Verhältnissen hervor (Fig. 53–59).

Als Spezialitäten sind Quarzdacite mit Epidotmandeln zu nennen. Diese Dacite sind, wie bereits erwähnt mit Agglomeraten, im Hangenden aber auch mit kalkzementierten Breccien koordiniert. Die letzteren erhalten südlich von Sandfors eine äusserst charakteristische Ausbildung.

Diese Agglomerate sind besonders auffallend westlich von Sandfors im Hangenden von grobklastischen Sedimenten, längs einem kahlgeschlägerten Höhenrücken, prächtig aufgeschlossen (Fig. 60). Innerhalb der Dacite, die älter als der Andesit im Brännberg erscheinen, gibt es auch sedimentäre Einschaltungen (Fig. 61). Beide werden von intermediären Gängen, die als parallele Schwärme auftreten, durchschlagen (Fig. 62–63).

6.1.2. Quarzandesit

Südöstlich vom Grubbfallet wird am E-Ufer des Skellefteflusses eine eigenartige Abart von Andesit beobachtet. Es handelt sich um einen stellenweise mandelführenden, feinkörnigen Andesit mit gepanzerten Quarzeinsprenglingen (Fig. 64). Diese seltene Fazies konnte ansonsten nirgends im untersuchten Teil des Skelleftefeldes angetroffen werden.

6.1.3. Vargforsdiabas

SE vom Grubbfallet konnte in unmittelbarer Nähe des Quarzandesites der sogenante Vargforsdiabas anstehend gefunden werden. Es handelt sich um einen sehr grobkörnigen Diabas mit bis zu mehreren zentimetergrossen Plagioklaseinsprenglingen, die oft ein gutausgebildetes sperriges Muster abbilden.

Auch dieses Gestein wurde im Untersuchungsgebiet nur einmal angetroffen. Es ist keineswegs homogen grobkörnig. Im Gangstreichen beobachtet man eine Differenzierung nach der Korngrösse. Der Diabas liegt in Kontakt mit dem Vargforsandesit und muss zu dessen Ganggefolge gerechnet werden.

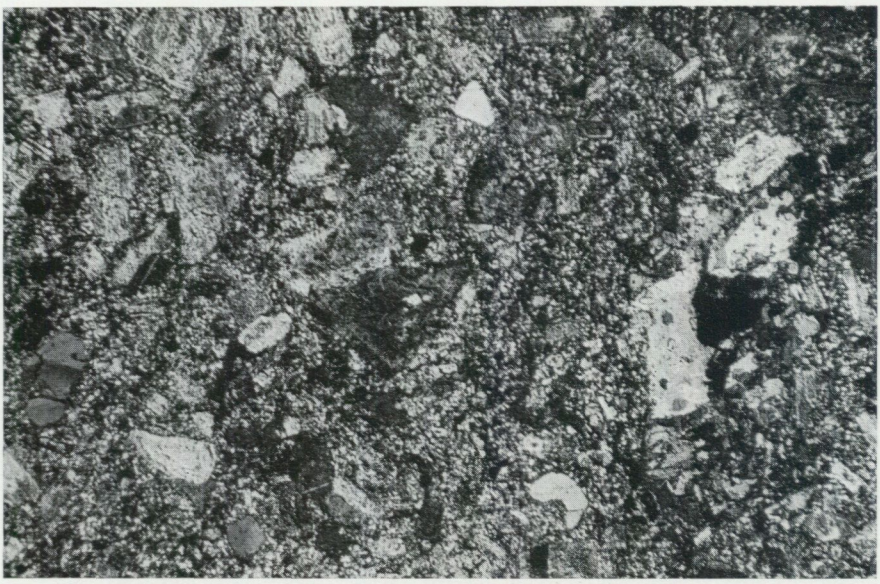


Fig. 53. Quarzdacit mit hypidiomorphen Plagioklaseinsprenglingen und kleinen korrodierten Quarzkörnern in der Grundmasse. Sandfors, Dammaushub, Aufschluss 7325, Schliff 8333. Vergrösserung 15x.

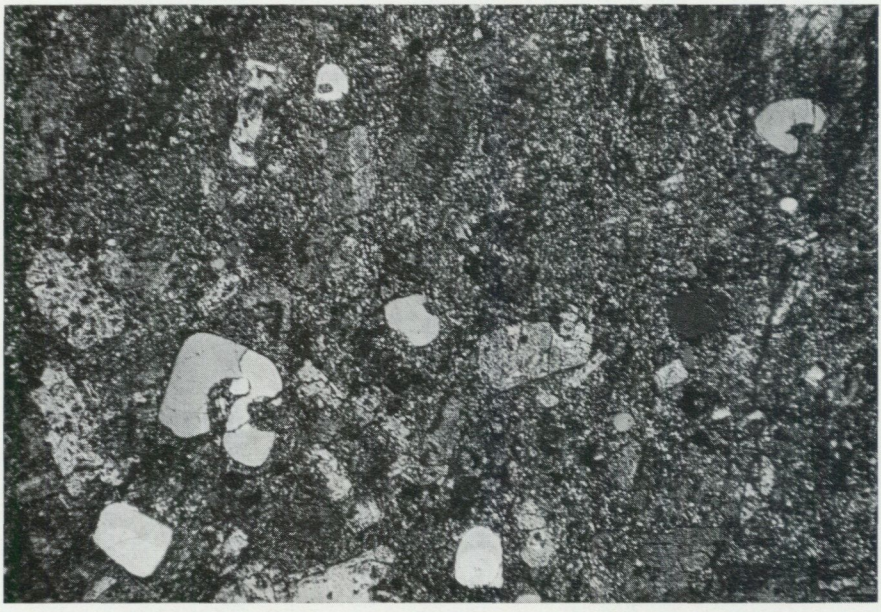


Fig. 54. Quarzdacit mit teilweise zersetzten Plagioklasen und kleinen korrodierten Quarzkörnern in der Grundmasse. In derselben sind feinschuppiger Chlorit und kleine Epidotaggregate hervorzuheben. Sandfors, Dammaushub, Aufschluss 7325, Schliff 8290. Vergrösserung 15x.

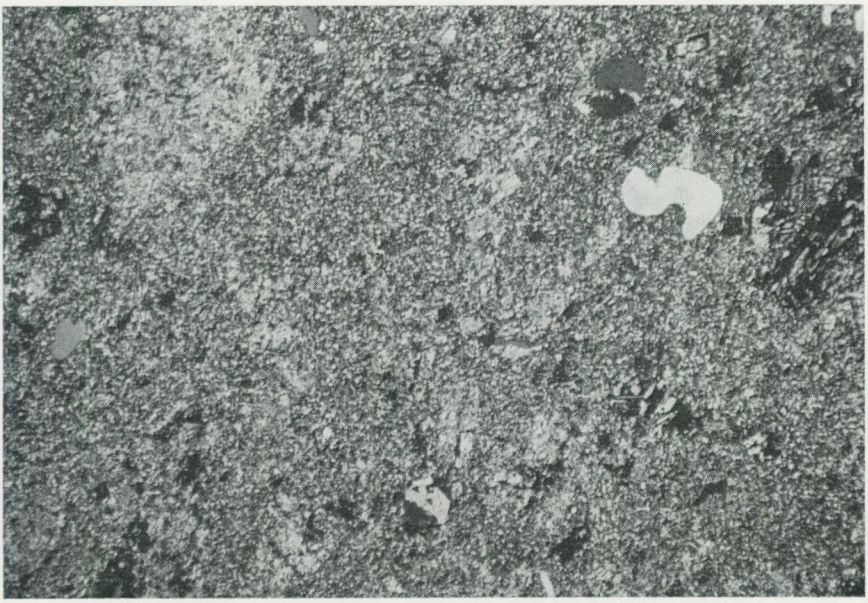


Fig. 55. Quarzdacit mit bis zur Unkenntlichkeit zersetzten Plagioklaseinsprenglingen. Die Matrix ist kalkschuppig. Sandfors, Dammaushub, Aufschluss 7325, Schliff 8292. Vergrösserung 15x.



Fig. 56. Dacitagglomerat mit einem Fragment im unteren Bildteil, die Matrix führt u. a. Epidot und Karbonat. N Rackejaurheden, Aufschluss 5232, Schliff 9876. Vergrösserung 15x.



Fig. 57. Dacitagglomerat mit zum Teil über einen halben Meter grossen Dacitfragmenten. Sandfors, Aufschlusspunkt 4510. Skala ≈ 1:17.

6.1.4. Gallejaurgranit

Zwischen Treholmsfors und Sandfors werden verschiedene "granitische" Gesteine beobachtet. Östlich des Skellefteflusses ist im Raume von Gallejaur und Vithatten ein kupolförmiger Granitkörper zu erkennen. Das gleiche gilt für die Westseite, wo nördlich von Grundträsk ein ähnlicher, aber kleinerer Körper ansteht.

Dazwischen gibt es zahlreiche kleinere Gänge und Linsen, die in der Hauptsache im Bereich des Skellefteflusses auftreten, etwa in der Höhe einer zentralen Verbindungslinie der beiden flankierenden Granitkörper. Petrographisch muss dieser "Granit" als Granodiorit-Quarzdiorit angesprochen werden (Fig. 65, 66).

Das Gestein ist hypidiomorph körnig mit stark gefüllten, oft zonaren Plagioklasen. Daneben sind Schachbrettalbit und Perthit zu beobachten. Granophyrische Texturen sind vor allem in den peripheren Zonen nicht ungewöhnlich. Innerhalb derselben sind auch Hornblenden keine Seltenheit, die vor allem besonders zwischen Bredträsk und Vithatten an die rötlichen Varietäten gebunden erscheinen. Gegen den angrenzenden Andesit zu ist ein mehr oder weniger breiter Gürtel von Hornblendediorit-Gabbro zu beobachten.

Die Gänge haben mitunter eine nahezu quarzporphyrische Struktur, sind aber noch eindeutig von granitischem Habitus. Zu erwähnen sind ausserdem



Fig. 58. Winkeldiskordanz zwischen Dacitagglomerat und gebändertem Sediment. Sandfors, Aufschlusspunkt 4517. Skala ≈ 1:10.



Fig. 59. Lokale Breccienpartie in gebändertem Sediment mit kantigen Dacit- und Sedimentfragmenten. Sandfors, Aufschlusspunkt 4516. Skala ≈ 1:10.

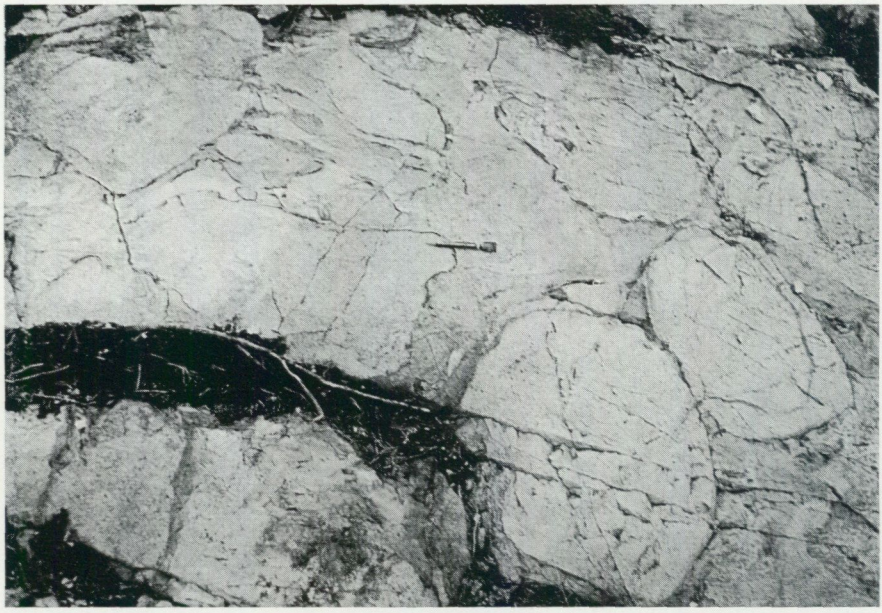


Fig. 60. Dacitagglomerat mit grossen kantigen Fragmenten. N Rakkejaurheden, Aufschluss 1943. Skala ≈ 1:15.

zahlreiche, sehr verschieden orientierte Granitgänge im eigentlichen Vargforsandesit, insbesonderes im Bereich von Gallejaur. Es hat den Anschein, als sei der Andesit zertrümmert und danach zementiert worden.

6.2. Zusammenfassung der Lagerungsverhältnisse

Kommt man von Osten aus dem Gebiet von Granbergsliden, so baut sich östlich von Treholmsfors eine mächtige Quarzkeratophyr-Keratophyrantiklinale auf, welche als Fortsetzung des Petikträskantiklinoriums anzusehen ist. Die Südflanke dieses Antiklinoriums wird von mächtigen Vargforssedimenten überlagert. Diese sind in der von Kautsky beschriebenen typischen Ausbildung sowohl als Mensträskbreccie als auch als Abborrtjärnkonglomerat in Erscheinung tretend.

Westlich von Treholmsfors tritt ein neues Element in das geologische Kartenbild. Es breiten sich mächtige andesitische Lavadecken aus, die im Gebiet von Gallejaur und Brännberget ihren Entwicklungshöhepunkt erreichen. Von Treholmsfors flussaufwärts sind diese Andesite gut aufgeschlossen. Nördlich vom Brännberget, im trockengelegten Flussbett, tauchen plötzlich dichte felsitische Gesteine auf, die mit Keratophyren, Agglomeraten und basalen Teilen des Abborrtjärnkonglomerates vergesellschaftet sind.



Fig. 61. Gebändertes Sediment mit Flexur und sich daraus entwickelndem Verwurf im unteren Bildteil. Sandfors, Aufschlusspunkt 4516. Skala ≈ 1:10.



Fig. 62. Lamprophyr in gebändertem Sediment (von unten nach links schräg aufwärts.) Sandfors, Aufschlusspunkt 4516. Skala ≈ 1:40.



Fig. 63. Zwei nahezu parallele intermediäre Gänge in einer gebänderten Sedimentserie bei Sandfors, NW von Grundträsk, Aufschluss 7324. Skala ≈ 1:25.

Aus dieser Aufschlussituation kann ohne weiteres auf die Existenz einer fensterartig hervortretenden Porphyrantiklinale geschlossen werden. Diese sauren Vulkanite werden daher zu den Maurlidenvulkaniten gestellt. Sie sind teilweise von Abborrtjärnkonglomerat, aber auch, wie gegen NW ersehen werden kann, von Daciten bzw. Dacitagglomeraten überlagert Fig. 53–59).

Über den sauren Porphyren und Daciten breiten sich südöstlich vom Skidberget mächtige andesitische Lavadecken aus, die den Brännberg aufbauen und weit gegen Süden, etwa bis in den Raum von Mensträsk, vorprellen. Folgt man der Begrenzung dieser basischen Gesteinsentwicklung, so ist dieser gegen E über Dragnäs, Rörträsk, gegen Norden über Vithatten, Brattberget und weiter bis westlich von Gallejaur zu folgen. Die Fläche dieses Gebietes beträgt etwa 200 km².

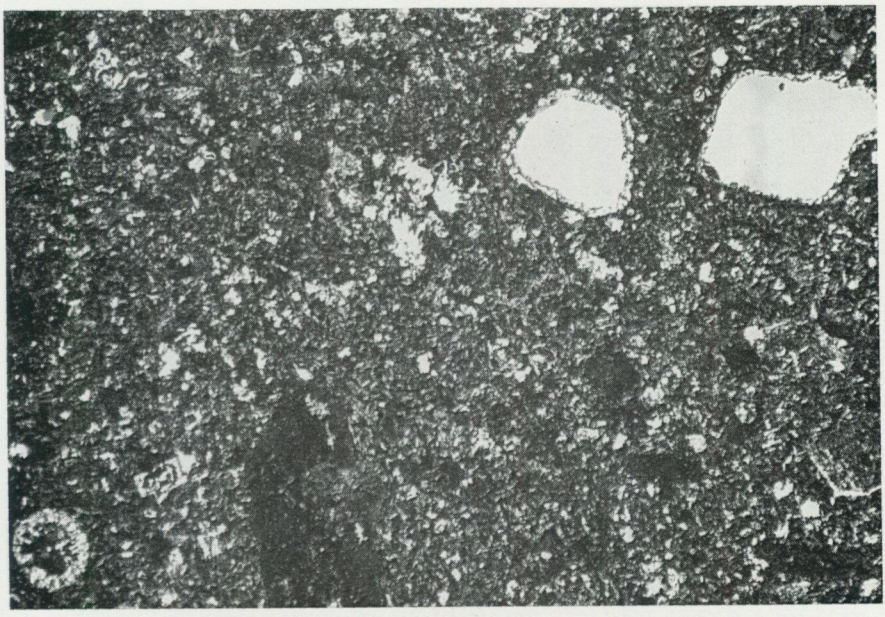


Fig. 64. Quarzandesit mit gepanzerten Quarzeinsprenglingen (rechts oben) und Mandeln (links unten). Degerstorp, Aufschluss 4004, Gesteinsanalyse 4004, Schliff 11911. Vergrösserung 15x.

Am Nordabhang des Brännberges können detailierte Studien über die Lagerfolge durchgeführt werden. Das granitgeröllführende Abborrtjärnkonglomerat – bei den Geröllen handelt es sich um solche der Randfazies des Jörngranites – geht im Streichen gegen NW allmählich in gebänderte Tonschiefer über, die in der weiteren Folge eine grosse Ausbreitung erlangen. Innerhalb dieser feinklastischen Sedimente können mehrere dünne Andesitlager beobachtet werden, die in der Hauptsache als konkordante Lager (Sillbänke) aufzufassen sind. Daneben gibt es jedoch auch diskordant durchschlagende andesitische Gänge.

Die Hauptmasse des Andesites ist als Pyroxenporphyrit mit lokal wunderschön ausgebildeten Mandelsteinstrukturen (südlich des Gallejaure) anzusprechen. Daneben gibt es aber auch Plagioklasporphyrite, die äusserlich stark feldspatreichen Keratophyren ähneln, aber deutlich andesitische Zusammensetzung aufweisen (siehe petrochemische Tabellen). Sie sind als lokale Fazies des Andesites demselben Vulkanismus zuzuordnen. Die andesitischen Laven sind ausserdem mit weitverbreiteten Agglomeraten verbunden.

NW vom Brännberg beginnt der andesitische Einschlag langsam zurückzutreten. Die bereits erwähnten gebänderten, sandigen Tonschiefer gewinnen

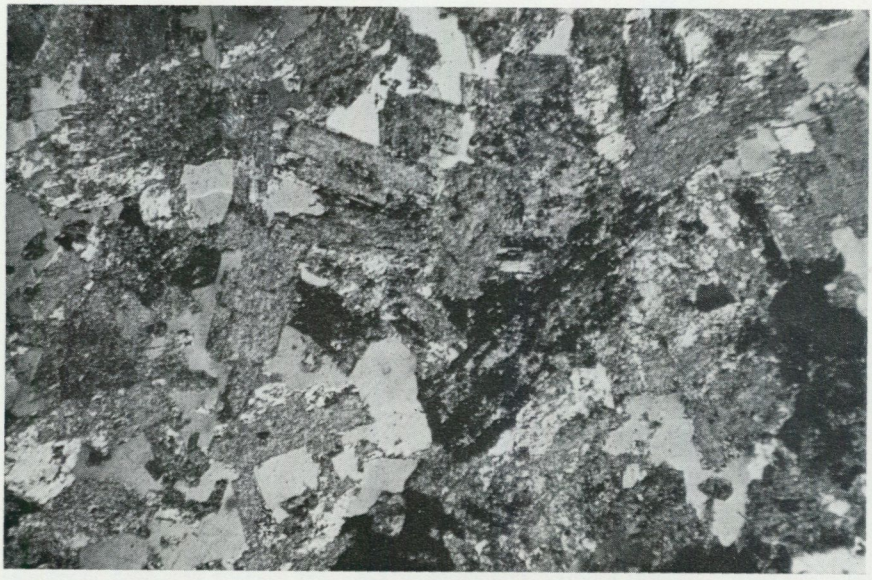


Fig. 65. Quarzdiorit mit hypidiomorph körniger Textur und stark zersetzten Plagioklasen. Högnäs, Aufschluss 5899, Gesteinsanalyse 2200, Schliff 10520. Vergrösserung 1:15.

mehr und mehr an Bedeutung und dominieren in der Folge. Zwischen Storholmsforsen und Gallejaurfallet beobachtet man zahlreiche schmale granitische Gänge (Fig. 64), wie sie schon früher im Andesit von Gallejaur kartiert wurden (Kautsky 1957). Nördlich des Flussbettes, etwa in der Höhe des Grubbfalles, steht der bereits beschriebene Vargforsdiabas an. Er ist wohl als hypabyssische Fazies des Andesites aufzufassen, die jedoch äusserst selten ist. Gewöhnlich sind die Gänge in ihrem Habitus von normalem Andesit nicht zu unterscheiden, durchschneiden diesen aber eindeutig, wie es im Brännberget deutlich zu sehen war. Sie kennzeichnen offenbar den Abschluss des basischen Vulkanismus.

Oberhalb des Gallejaurfalles wird eine flachwellige Faltung beobachtet. Innerhalb der gebänderten Sedimentserie liegt ein Breccienhorizont, der als ausgezeichneter Leithorizont die Auflösung der tektonischen Strukturen gestattet.

Dieser Breccienhorizont wurde in Kautsky (1957) als Beweis für die Diskordanz zwischen der unterliegenden Maurlidenserie und der überlagernden Elvabergserie angeführt. Aufgrund der wesentlich erweiterten Aufgeschlossenheit dieses Feldabschnittes konnte jedoch eindeutig nachgewiesen werden, dass hier keine Diskordanz vorliegt. Der Breccienhorizont liegt konkordant in den gebänderten Sedimenten und ist mehrere Kilometer gegen NW zu verfolgen. Auffallend ist der dacitische Anteil an den kantigen Gesteinsbruchstücken. Fel-

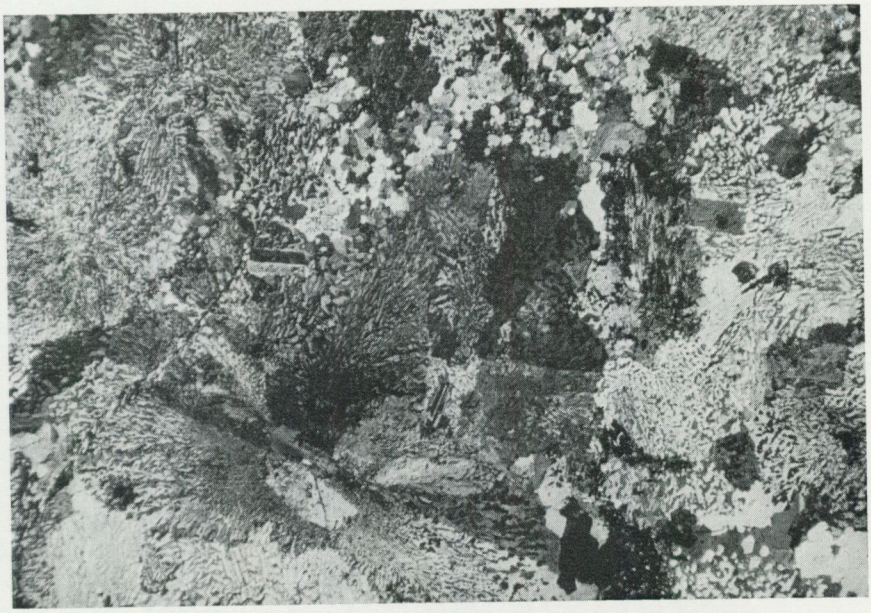


Fig. 66. Feinkörniger Granitporphyr mit schriftgranitischer Textur. Storholmsforsen, Aufschluss 7171, Schliff 11366. Vergrösserung 1:15.

site, wie sie als hauptsächliche Fragmente in der s. g. Mensträskbreccie beobachtet wurden, fehlen fast vollständig.

Hinzuzufügen ist, dass dieser Breccienhorizont stratigrapisch in die kalkzementierte Breccie im Hangenden der Dacite überleitet, womit angezeigt ist, dass die liegenden, feinklastischen Sedimente gegen NW auskeilen.

Sowohl unterhalb als auch oberhalb dieses Breccienhorizontes finden sich andesitische Lager und Gänge. Die Sedimente im Liegenden und Hangenden des grobklastischen Horizontes, oft deutlich gradiert, unterscheiden sich in ihrer lithologischen Ausbildung kaum. Hingegen werden im Hangenden der Breccie eine gewisse Graphitführung beobachtet, die jedoch nirgends jene charakteristische Ausbildung erlangt, wie sie für die normalen Elvabergschiefer im Gebiet südlich von Kedträsk (Åsensynklinale) und des Elvaberges typisch ist. Die Fig. 67 soll die typische, in diesem Falle aber nicht graphitführende, Ausbildung der Elvabergschiefer versinnbildlichen.

Weiter stromaufwärts, gegen den Järvselberg zu, beginnen in den gebänderten, zum Teil stark sandigen Sedimenten, plötzlich bunte Sandkörner und allmählich auch bunte Gerölle aufzutreten. Das Konglomerat, welches die beiden Berge Skidberget und Järvselberget aufbaut, wird dem Dömanbergkonglomerat zugerechnet.

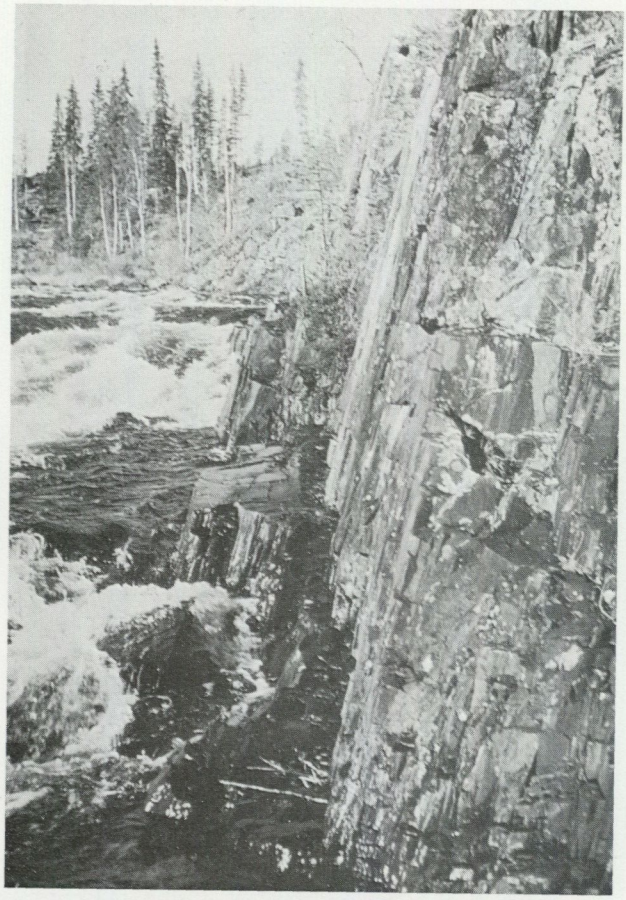


Fig. 67. Gebänderter Tonschiefer in steiler Lagerstellung mit steiler Stengligkeit und dazugehörigen ac-Klüften. Malån bei Kvarnheden (Näsliden, Aufschluss 5568 a). Skala ≈ 1:30.

Fassen wir nun die im Profil Brännberget – Järvselberget gemachten Beobachtungen zusammen, so ergibt sich für diesen Abschnitt des Skelleftefeldes folgender geologischer Aufbau:

An der Basis sind in einem Halbfenster Felsite der Maurlidenvulkanite aufgeschlossen. Sie werden von grob- bis feinklastischen Sedimenten überlagert, die teilweise der unteren Abteilung des Vargforskonglomerates (Abborrtjärnkonglomerat) entsprechen. Der aus dem Petikträskfeld entwickelte Gedanke, dass diesem basalen Vargforskonglomerat auch feinklastische Sedimente zuzuordnen sind, wird hier bestätigt. Da diese Sedimente sowohl im Vargfors als auch westlich von Treholmsfors mit Andesiten interferieren, werden alle

Sedimente, solange sie Andesite und dessen Abkömmlinge enthalten, zu den Vargforssedimenten gestellt (siehe stratigraphische Tabelle 6). Erst das Fehlen des andesitischen Einschlages wird als für die Elvabergschiefer typisch bezeichnet.

In diesem Zusammenhang ist es durchaus denkbar, dass der Breccienhorizont als Äquivalent der Mensträskbreccie aufgefasst werden kann. Gewisse kalkige Abschnitte vervollkommen die lithologische Ähnlichkeit. Allerdings ist die Mächtigkeit mit der im Mensträskprofil (Kautsky 1957) nicht zu vergleichen.

Am Fusse des Järvselberget gehen die Elvabergsedimente in das Dömanbergkonglomerat über, welches als höchste Abteilung innerhalb der Elvabergserie ausgeschieden wird. Die bereits für den Abschnitt Kusfors-Treholmsfors postulierte zeitlich Trennung der beiden Vargfors-konglomerate (Abborrtjärn-Dömanberg) findet hier ihre Bestätigung. Es wird hiermit nochmals betont, dass aufgrund dieser Ergebnisse der Begriff Vargforskonglomerat zur Gänze durch die von Kautsky eingeführten Namen Abborrtjärn- und Dömanbergkonglomerat zu ersetzen wäre.

Vergleicht man nun die vorgelegten Ergebnisse mit denen, die Kautsky veröffentlicht (1957), so ergeben sich gewisse Unterschiede. Einmal werden die Sedimente im Bereich des Skelleftеflusses nicht als Maurlidenschiefer aufgefasst, sondern als Vargforsschiefer – interferierend mit dem Vargforsandesit bzw. mit dessen Äquivalent dem Gallejaurandesit. Das Dömanbergkonglomerat wird als wesentlich jünger aufgefasst, wird zeitlich vom Abborrtjärnkonglomerat getrennt und in den obersten Abschnitt der Elvabergschiefer gestellt. Die Berechtigung dieser Auffassung wird auch dadurch gestützt, dass nirgends im Dömanbergkonglomerat auch nur Spuren eines Vulkanismus zu erkennen sind. Derselbe war zu diesem Zeitpunkt im östlichen und zentralen Skellefteфeld vollständig zum Stillstand gekommen.

Hier zeichnet sich ein Gegensatz zu den Verhältnissen im Ledfatgebiet ab, wo auch in der jüngeren Konglomeratabteilung noch andesitische Gänge zu beobachten sind (Offerberg 1959). Es wird noch auf diesen regionalgeologischen Vergleich zurückgekommen.

6.3. Die tektonische Entwicklung zwischen Treholmsfors und Sandfors

Tektonisch gesehen bietet dieser Feldabschnitt, abgesehen von der auch hier zu beobachtenden regionalen Verschieferung, einen ruhigen, flachwelligen Faltenbau. Lediglich oberhalb des Gallejaurfallet ist eine lokale Andeutung für Schlingenbildung zu bemerken.

Ein prächtiger Verwurf, auch hier wahrscheinlich als Blattverschiebung zu

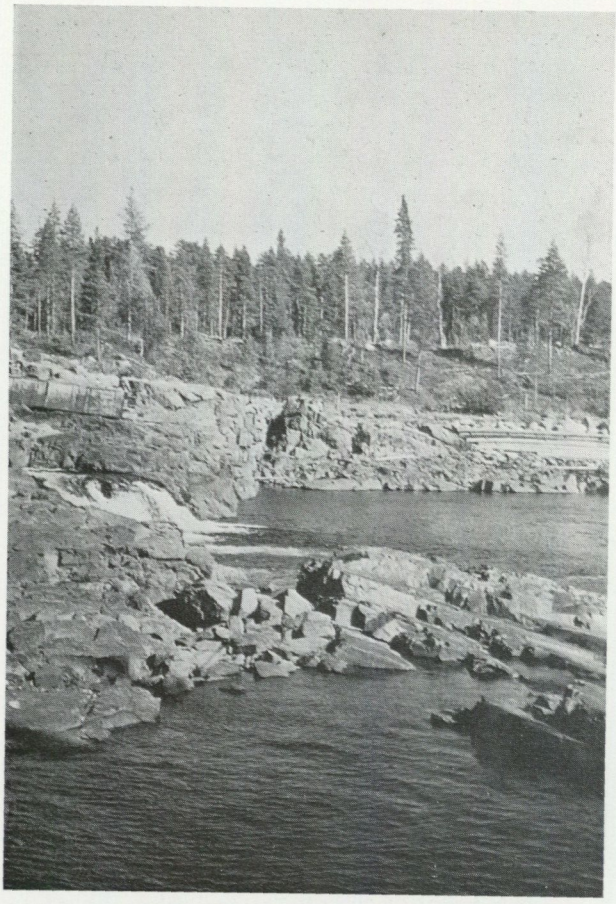


Fig. 68. Verwurf mit einer horizontalen Sprungweite von mindestens 70 Meter, rechts flach E-einfallende, links steil S-fallende Vargforsschiefer mit Andesitgängen. Järveselet, NW von Grundträsk, Aufschluss 7250. Skala ≈ 1:15 (Vordergrund).

deuten, ist im Järvselet aufgeschlossen (Fig. 68), dem in diesem Feldabschnitt noch einige von geringerer Bedeutung zugeordnet sind. Die E-Seite zeigt flach gelagerte Sedimente, während die W-Seite steilgestellt ist. Auch ein Andesitgang wird von diesem Verwurf betroffen, wobei an der östlichen Fortsetzung die Mechanik der Platznahme prächtig zum Ausdruck kommt. Derselbe Gang tritt sowohl ab Lagergang als auch diskordant auf (siehe Tafel 4). Hier kann gleichzeitig aufgezeigt werden, wie schwer in gewissen Fällen zu entscheiden ist, ob es sich um dünne Lagerdecken oder Gänge handelt.

Auf die Bedeutung der Granite für den geologischen Bau in diesem Feldabschnitt wird im folgenden Abschnitt zurückgekommen.

7. BEZIEHUNGEN ZWISCHEN ANDESITVULKANISMUS UND DEN GRANITKUPOLEN VON GALLEJAUR UND HÖGNÄS

Wie schon in den Einzeldarstellungen des Gebietes zwischen Treholmsfors und Sandfors angedeutet, muss der örtlichen Bindung des Gallejaurgranites an den grosse Areale einnehmenden Vargforsandesit besondere Bedeutung beigemessen werden.

Der Gallejaurgranit zeigt zwischen Gallejaur und Järvträsk sowie bei Högnäs eine nahezu kreisrunde Form und ist von Andesiten umgeben, die in der unmittelbaren Nähe des Kontaktes dioritischen bis gabbroiden Charakter zeigen. Letztere müssen als das Resultat einer Kontaktmetamorphose aufgefasst werden, die einen Umwandlungshof kennzeichnet, dessen Internstruktur stark inhomogen ist, vielfach eine Zerrungstextur abbildet und in wechselndem Masse Relikte von mehr oder weniger frischem Andesit beinhaltet.

Auch im Granit selbst schwimmen noch Reste basischen Materiales, welches als Paläosom anzusprechen ist. Prächtige Aufschlüsse im Bereich des Gallejaurkraftwerkes, insbesonderes die entblöste Gebirgsoberfläche im Dammprofil, aber auch der Gallejaurtunnel, zeigen nicht nur eine Assimilation basischen Materiales sondern auch eine feinverästelte Granitintrusion, die zur Bildung eines komplizierten Gangnetzes führte.

In der Profildarstellung auf Tafel 5 wird das Lagerungsverhältnis zwischen Andesit und Gallejaurgranit zum Ausdruck gebracht. Während die Kontaktverhältnisse am Gallejaurmassiv eingehend in Aufschlüssen ober- und untertage studiert werden konnten, sind die entsprechenden Verhältnisse am Högnäsmassiv durch geophysikalische Messungen und Kernbohrungen zu studieren.

Zwischen diesen beiden Granitmassiven können im Skelleftefluss und den angrenzenden Gebieten Schwärme von granitischen Gängen verschiedener Lagerstellung beobachtet werden.

Aus den gegenseitigen Beziehungen zwischen Andesit und Gallejaurgranit lassen sich folgende geologisch-genetische Schlussätze ableiten.

Die Zuordnung des Gallejaurandesites zum Vargforsandesit erscheint aufgrund der regionalen Kartierungsergebnisse gesichert zu sein, ebenso das postandesitische Alter des Gallejaurgranites (Gangintrusion). Während diese Altersbeziehungen früheren Auffassungen eindeutig entsprechen (Grip 1942, Gavelin und Grip 1946 sowie Kautsky 1957), unterscheidet sich die Alterseinstufung des Granites durch den Verfasser wesentlich von früheren Auffassungen. Gavelin und Grip betrachteten diesen Granit als dem Sorselegranit angehörig, wobei sowohl die Vargforsserie mit dem ausgebreiteten Andesitvulkanismus als auch der Sorselegranit postrevsundgranitisch eingestuft wurden. Das bereits eingehend diskutierte Altersschema nach Kautsky (1957) zeigt eine andere Altersgliederung, wobei aber der Sorselegranit und damit der Gallejaurgranit noch als postrevsundgranitisch aufgefasst wird.

Die vorgelegten Untersuchungsergebnisse, die zeigen, dass einerseits eine

enge Bindung zwischen basischen Vulkanismus und Granitintrusion zu bestehen scheint, andererseits auf eine grössere chemische und mineralogische Verwandtschaft des Gallejaurgranites zum Jörngranit hinweisen, lassen den Schlussatz naheliegen, dass die Intrusion des Gallejaurgranites genetisch eng mit dem Gallejaurandesit zu verknüpfen ist.

Sowohl bei Gallejaur als auch bei Högnäs ist die kreisrunde Form charakteristisch und als Kupolstruktur zu deuten. Studiert man vom Gipfel des Vithatten das Makrogefügerelief zwischen Järvträsk und Gallejaur, so drängt sich die Vorstellung einer Riesencaldera auf, in dessen Zentrum die Granitintrusion erfolgte (Vulkanopluton).

Grip (1941) kommt dieser Vorstellung nahe und beschreibt die Intrusion als flachen Lakkolith, wobei der Andesit wie ein Dach über dem Granit liegt, dasselbe an vielen Stellen brecciert und vom Granit mit seinen Granophyr- und Quarzgängen durchbrochen wurde, ohne aber den Granit genetisch mit dem Andesit zu verbinden.

Es wäre durchaus verständlich, wenn grosse basische Massenbewegungen unter orogenen Bedingungen auch saure im Gefolge haben. Der Gegensatz zwischen Basalt und Granit, deren Bildung verschiedenen magmatischen Vorgängen – Vulkanismus und Plutonismus – zuzuordnen sind, wird hier auf engstem Raum nahezu "einzeitig" zusammengedrängt, Geschehnisse im Erdmantel und der tieferen Kruste gleichsam koordiniert. Die basischen Massenbewegungen dürften ein gravitatives Materialwandern ausgelöst haben, welches in zahlreichen Beispielen der Ramberg'schen Experimentaltektonik (1964, 1965) ausgezeichnet zum Ausdruck kommt.

Für den Mechanismus der basischen Magmenförderung ist auffällig, dass dessen Initialstadium, repräsentiert durch den Skoghedenvulkanit, welcher dem synorogenen Jörngranit vorläuft, mengenmässig stark gegenüber den Granit zurücktritt, während der syn-postjörngranitische Andesit-Basalt plötzlich einen wesentlich grösseren Masseninhalt aufweist, dem nur geringe Granitmassen – soweit aus dem heutigen Oberflächenschnitt zu ersehen ist – gegenüberstehen. Für den Umfang der basischen Massenförderung ist wohl die jeweilige Krustenstabilität ausschlaggebend. Durch die orogenen Bewegungen im Zusammenhang mit dem Auftreten des Jörngranites ging eine Umgestaltung der Kruste einher, die lokal zur Intrusion von basischen Gängen Anlass gab, zum Teil die Förderung grosser basischer Lavamassen herbeiführte und – granitische Restschmelzen förderte.

Beziehungen zwischen basischen Lavaförderungen und kleinen Granitmassen scheinen mannigfach vorzuliegen (Beispiel: Ringdyke-Systeme des irisch-schottischen Vulkangebietes und Islands), die zum Teil auf Differentiation zurückgeführt werden können (Brinkmann 1967).

Wenn auch die Hauptmassen der spätorogenen Granite palingener Natur sein können – Teile des Revsundgranites mit normalzonaren Plagioklasen

müssen ein schmelzflüssiges Stadium durchlaufen haben – so erscheint es durchaus gerechtfertigt, gerade im Anschluss an eine intensive vulkanische Tätigkeit, mit dem Aufstieg von begrenzten Granitschmelzen, entstanden durch fraktionierte Kristallisation von Basaltmagmen rechnen zu können (Bowen 1928, Daly 1933, und Niggli 1942). Kompliziert wird das Bild durch die in zentralen Teilen des Gallejaurgranites beobachteten basischen Flecken, die als Paläosom nach Andesit gedeutet werden und eine gewisse Migmatitbildung mit Fleckentextur (Nomenklatur nach Mehnert), vielleicht als steckengebliebene Anatexis mit partieller Aufschmelzung des andesitischen Materiales unter Anzeichen diatexitischer Merkmale zu deuten.

Die Herkunft der Magmen scheint an die untere Kruste gebunden zu sein. Die basischen Magmen werden also nicht als Differentiate eines basaltischen Stammagmas des Mantels aufgefasst. Regional auftretende basaltische Gesteine fehlen, wenn man von ultrabasischen Gangintrussionen absieht. Der kalk-alkalische (pazifische) Charakter der andesitischen Gesteine ist für synorogene bis postorogene Phasen typisch und scheint an "Minor Undationen" (van Bemmelen 1968) gebunden zu sein. Es wird Gelegenheit sein auf die petrogenetischen Fragen noch zurückkommen zu können, genauso wie auf die Beziehungen zwischen Magmentätigkeit und Tektonik am Nordrand der s. g. Norrland-Geosynklinale später eingegangen wird.

Was das Alter der Gallejaurgranite betrifft, muss auf folgendes hingewiesen werden. Die enge Verknüpfung mit den Andesiten spricht für eine quasi Gleichaltrigkeit. Hinzu kommt, dass die zum Gallejaurgranit gehörenden Gänge nicht in die Elvabergschiefer hinaufreichen, sondern sich konsequent an die Vargforsschiefer halten, die mit den Andesiten interferieren. Es kann somit der Schlussatz gezogen werden, dass es sich beim Gallejaurgranit nicht um einen Sorselegranit handelt, sondern um einen Granit, der altersmässig zwischen Jörngranit und Revsundgranit zu stellen ist, mit engeren Beziehungen zu ersterem.

Die radioaktive Datierung der Gesteine des Skelleftefeldes mit der Rubidium-Strontiummethode, die von Welin (1969) durchgeführt wird, hat auf die aktuellen Serien noch nicht bezug genommen, so dass keine Altersbestimmungen, was den aktuellen Granit betrifft, vorliegen. Sie werden aber als wichtiger Beitrag für das hier präsentierte Problem angesehen werden müssen.

B. VERGLEICH MIT DER STRATIGRAPHISCHEN GLIEDERUNG NACH G KAUTSKY

Die vorliegende regionale Bearbeitung des östlichen und zentralen Skelleftefeldes bestätigt in grossen Zügen die Grundkonzeption der stratigraphischen Interpretation nach Kautsky (1957), welche in Fig. 69 wiedergegeben wird.

Sorselegranit				
Revsundsgranit MIGMATITISIERUNG, METAMORPHOSE u. ERZBILDUNG VERSCHIEFERUNG FALTUNG				
ELVABERGSERIE	Elvabergschiefer Psammite u. Grauwacken			
	Mensträskkonglomerat Marine Fazies	kalkzementierte Felsitkonglomerate u. sedimentäre Breccien. Selten einzelne Jörngranit- oder bunte Gerölle. Einlagerungen von Psammiten u. Schiefern mit Sedimentationszyklen u. "graded bedding". Effusive Grünsteine	polymikte bunte Konglomerate u. Sandsteine mit Diskordantschichtung. Keine Sedimentationszyklen. Granitgerölle sehr selten.	Dömanberg Kongl.
			WINKELDISKORDANZ	
			polymikte Konglomerate mit reichlich Jörngranitgeröllen u. nur einzelnen bunten Geröllen. Einlagerungen andesitischer Lavabänke im Konglomerat.	Abbortjärn Kongl.
				Vargforskonglomerat Fluviatile Fazies
TIEFGEHENDE VERWITTERUNGSRINDE BEDEUTENDE DISKORDANZ u. HIATUS				
WEICHWELLIGE FALTUNG und Bildung von Jörngranit u. Arvidsjaurgranit schwache Sulfidinvasion				
MAURLIDENSERIE	Skogshedenvulkanite Porphyrite und Mandelsteine; ehemalige Basalte u. o. Andesite.			Arvidsjaurporphyr
	Petikträskschiefer Graphitschiefer mit Einlagerung von ca. 50 % Quarzporphyr.			
	Maurlidenvulkanite Felsite, Quarzporphyre, Feldspatporphyre und deren Tuffe			
	Maurlidenschiefer graue u. schwarze Schiefer, Psammite, Grauwacken u. Konglomerate. Die Sedimente häufig mit Sedimentationszyklen u. "graded bedding". Konforme Einlagerungen von sauren u. intermediären Vulkaniten			

Fig. 69. Zeitliche Aufeinanderfolge der Gesteine und des Geschehens im Skelleftefeld nach G Kautsky 1957.

Zum Vergleich wird auf die Tafel 6 verwiesen, die die Auffassungen des Verfassers mit älteren Interpretationen vereint.

Hinsichtlich der Grosseinteilung kommt der Verfasser im Gegensatz zu Kautsky, der zwei archäische Suprakrustalserien (Maurliden- und Elvabergserie) ausscheidet, zu einer Vierteilung und zwar in Maurliden-, Vargfors-, Elvaberg- und Revsundserie, wobei die Vargforsserie die sogenannten Skoghedenvulkanite und die basalen Teile der Elvabergserie umfasst. Zur Revsundserie werden sämtliche geologischen Prozesse, die mit der Revsundgranitbildung zusammenhängen, gerechnet.

Im einzelnen ergeben sich folgende Unterschiede. Im basalen Teil des Skelleftefeldes interferiert der basale saure Vulkanismus mit der Ablagerung von verschiedenen klastischen Sedimenten. Entsprechend dieser Beobachtung werden die Petikträskschiefer, sofern sie mit sauren Vulkaniten interferieren, den Maurlidenvulkaniten stratigraphisch gleichgesetzt. Lokal kann die Sedimentation die vulkanische Tätigkeit an Intensität übertreffen, was in den Sedimenten bei Åliden, SW von Petikträsk, sehr schön zum Ausdruck kommt. Diese Sedimente wurden von Kautsky als Maurlidenschiefer ausgeschieden. Sie unterlagern seiner Auffassung nach die Maurlidenvulkanite und stellen damit das älteste Glied seines stratigraphischen Schemas dar. Wie aus den jüngsten Kartierungen hervorgeht, überlagern diese Sedimente die Maurlidenvulkanite und gehen gegen das Hangende zu direkt in die grobklastischen Glieder der Vargforsserie über. Die Grenze wird durch das Auftreten von Geröllen der basischen Skoghedenvulkanite markiert, die sie von den eigentlichen Petikträsksedimenten unterscheiden. Einerseits zeigt die Sedimentscholle von Åliden, dass man schon frühzeitig im Skelleftefeld mit abgeschnittenen Sedimenttrögen zu rechnen hat, andererseits weist die zunehmende sedimentäre Entwicklung auf ein Zurücktreten der vulkanischen Tätigkeit.

Diese Entwicklung wird durch den Umschlag zum basischen Skoghedenvulkanismus in neue Bahnen geleitet. Die diesem zuzuordnenden Sedimente werden als Vargforssedimente bezeichnet. Sie reichen bis zum Vargforsandesit hinauf und finden in dem Abborrtjärnkonglomerat eine besondere Ausbildung. Was die kalkzementierte Breccie (Mensträskbreccie) betrifft, so ist sie zwar im Hangenden der Felsitserie im Mensträskån (Kautsky 1957) der Basis des Abborrtjärnkonglomerates zuzuordnen, wird aber nunmehr nicht mehr generell als stratigraphischer Horizont aufgefasst. Kalkzementierte Breccien können unter bestimmten Bedingungen in verschiedenen Horizonten zu verschiedenen Zeiten auftreten, ohne dabei stratigraphische Bedeutung erlangen zu müssen. Sie stellen eine lithologische Fazies dar und brauchen keineswegs horizontbeständig zu sein. Es erscheint daher besser dem petrographischen Begriff "kalkzementierte Breccie" generell keinen stratigraphischen Begriffsinhalt zu geben.

Die Stellung des Jörngranites ist unverändert, gleichfalls das postjörngranitische Alter des Abborrtjärnkonglomerates. Mit dem Abklingen des Vargfors-

vulkanismus, zu dem noch die Granitdiapire bei Gallejaur und Högnäs gerechnet werden, tritt eine einförmige Sedimentation (Elvabergschiefer) ein, die nur mehr durch das Auftreten des Dömanbergkonglomerates ein Belebung erfährt. Dieses Konglomerat deutet auf eine nicht unwesentliche Regression vor dem Aufleben starker tektonischer Bewegungen. Die geologische Entwicklung findet scheinbar mit dem Auftreten des Revsundgranites ihren Abschluss. Es muss allerdings erwähnt werden, dass noch tektonische Bewegungen postrevsundgranitisch zu beobachten sind. Diese müssen jedoch in einen grösseren Betrachtungsrahmen gestellt werden und können daher hier nur am Rande bemerkt werden. Sie sind aber zweifelsohne eine Indikation dafür, dass die geologische Entwicklung in der Umrahmung des Skelleftefeldes noch von jüngeren Geschehen beeinflusst erscheint.

Hinsichtlich der Altersrelationen zwischen Abborrtjärn- und Dömanbergkonglomerat sowie Revsundgranit bestätigt der Verfassers die Auffassung von Kautsky, wonach letzterer jünger als die Konglomerate ist. Die Durchbewegung der beiden Konglomerate wird als entscheidendes Indiz bestätigt, hingegen kann das Fehlen von revsundgranitähnlichen Geröllen nicht als Altersbeleg aufgefasst werden, da es praktisch keine Revsundgranite im Einzugsgebiet des Konglomerates gibt. Als weiteres sehr starkes Indiz muss auch die intime Verzahnung mit dem Vargforsandesit und feinklastischen Sedimenten angesehen werden, die regionalgeologisch in die Schiefer überleiten, welche von einer intensiven, dem Revsundgranit zuzuordnenden Migmatisierung betroffen wurden.

Hingegen ist der Verfasser der Auffassung, dass das Dömanbergkonglomerat zeitlich vom Abborrtjärnkonglomerat entscheidend zu trennen ist (siehe p. 73).

Gerade das Dömanbergkonglomerat weckt aber den Gedanken sich mit der Altersstellung ähnlicher Konglomerate zu beschäftigen. Es handelt sich dabei um die Konglomerate von Ledfat (ca 30 km E bis ESE von Sorsele, Västerbotten, Nordschweden) und Duoblon (ca 20 km W bis WNW von Sorsele), die früher einheitlich zur suprakrustalen Abteilung der Vargforsformation gestellt wurden, also zusammen mit den eigentlichen Vargforskonglomeraten postrevsundgranitisches Alter zugeteilt erhielten (A. Högbom 1931, Grip 1941, Gavelin 1955). Kautskys (1957) Auffassung, dass die Vargforskonglomerate älter als der Revsundgranit sind, brachte die Diskussion erneut ins Rollen.

Leider fehlen dem Verfasser eingehende regionale Studien, was die verschiedenen Konglomeratlokale betrifft, aber einzelne Exkursionen und vor allem die neueren Arbeiten von J. Offerberg (1959) geben zu einigen Gedanken Anlass.

Vergleichen wir die Stratigraphie im Skelleftefeld mit der des Ledfatgebietes (Offerberg 1959) so ergeben sich folgende Unterschiede: Die Ledfatserie baut sich über dem Jörngranit–Arvidsjaurgranit und einem Hiatus auf. Sie wird in eine tiefere Ledfatformation mit Andesiten, Sandsteinen und Tuffiten und

eine höheres Vargforskonglomerat gegliedert. Nach Offerberg ist die Ledfatserie ein "nichtmarines" Äquivalent der hauptsächlich marinen Elvabergserie.

Vergleicht man den Aufbau des "Vargforskonglomerates" der oberen Ledfatserie, so ergeben sich im Vergleich zum Abborrtjärn- und Dömanbergkonglomerat charakteristische Unterschiede. Im Ledfatgebiet zeigt das tiefere Vargforskonglomerat bunte Gerölle, wobei Granitgerölle fehlen (ähnlich dem Dömanbergkonglomerat), während das obere Vargforskonglomerat eine graue Farbe und Granitgerölle aufweist, somit dem Abborrtjärnkonglomerat ähnlich erscheint.

Dem aufmerksamen Leser fällt sofort die umgekehrte Lagerfolge auf, ein Punkt der festzuhalten ist. Während die Beziehungen des Abborrtjärn- und Dömanbergkonglomerates zu den magmatischen Bildungen eine zeitliche Trennung der beiden Konglomerate gestatten, sind die sauren und basischen Gänge in beiden Vargforskonglomeraten im Ledfatgebiet jünger als diese, wobei die Dolerite das jüngste Geschehen wiedergeben.

Diese beiden Tatsachen, umgekehrte Lagerfolge und andere Beziehungen zum Magmatismus, machen es sehr wahrscheinlich, dass das Konglomerat von Ledfat nicht direkt mit dem Abborrtjärn- und Dömanbergkonglomerat parallelisiert werden kann. Dem Verfasser erscheint die Beziehung zwischen unterem Vargforskonglomerat im Ledfatgebiet und dem Dömanbergkonglomerat nicht unangebracht. Das würde bedeuten, dass das Ledfatkonglomerat zum Teil noch der jüngsten Elvabergserie angehören kann, aber in seiner Entwicklung noch jüngere Phasen aufweist, eine Alterstellung, die vielleicht den älteren Auffassungen entsprechen, wonach die "Vargforsserie" als karelisch und jünger als der Revsundgranit aufgefasst wurde. Dies könnte also für Teile des Konglomerates Gültigkeit behalten.

Ähnliches kann aber auch für das Konglomerat von Duoblon gelten, welches in jüngster Zeit von Einarsson (1970) bearbeitet wurde. In diesem Gebiet ist ein saurer Porphyr zwischen zwei Konglomerathorizonten zu beobachten, dessen Alter von E. Welin (1970) nach der Rb/Sr-Methode mit 1715 ± 15 Mill. Jahren angegeben wird. Das bedeutet, dass dieser Porphyr jünger als der Revsundgranit (1790 Mill. Jahre) ist. Diese geochronologischen Daten deuten auf ein relativ junges Alter der hangenden Duoblonkonglomerate, womit auch sie, zumindest was das Abborrtjärnkonglomerat betrifft, nicht mit diesem parallelisiert werden können. Zweifelsohne geht daraus hervor, dass die früher einheitlich als Vargforskonglomerate angesehenen grobklastischen Sedimente, verschiedenen Alters sind und entwicklungsmässig getrennt werden müssen.

Diese Überlegungen führen zu dem Schlussatz, dass die geologische Entwicklung im Skelleftefeld, zumindest petrologisch zu einem Zeitpunkt abgeschlossen war, wo diese im NW noch andauerte.

C. ZUR REGIONALEN TEKTONIK AM NORDRAND DER NORRLAND-GEOSYNKLINALE

In der Arbeit "Der Schlingenbau des Renströmsgebietes . . ." (Helfrich 1970) hat der Verfasser an Hand eines begrenzten Gebietes die spezifische Tektonik des Präkambriums im Skelleftefeld hinsichtlich ihrer Kinematik, den zuzuordnenden Deformationsstilen und der Richtung der ansetzenden Kräfte analysiert. Tektonische Analysen aus dem Skelleftefeld finden sich u. a. bei A. Högbom (1935), Grip (1942), Gavelin (1943, 1955) und Kautsky (1957). Die in diesen Arbeiten vorgelegten Auffassungen decken sich weitgehend:
Einengung SSW–NNE, Faltung, Verschieferung und Stengligkeit, aufgelöst in zwei Bewegungsphasen – synjörngranitisch und prärevsundgranitisch – können als charakteristische Merkmale angegeben werden.

Die Mehrphasigkeit der tektonischen Bewegungen kann heute als gesichert gelten. Sie kann am oben zitierten Beispiel (Helfrich 1970) detailiert aufgelöst werden. Das tektonische Baukonzept mit steilgestellter regionaler Schieferung, die aus Scharen sich spitzwinkelig kreuzender s-Flächen zusammengesetzt ist, und flachwelliger, zum Teil isoklinaler Verfaltung sowie steilgestellter Schlingenfaltung und Stengligkeit ist in sämtlichen Teilgebieten vertreten. Variieren können die jeweilige Intensität, das Verhältnis zueinander und deren Raumlagen.

Generell streichen die tektonischen Strukturen WNW–ESE, ausgenommen natürlich die Schlingenfaltung. Dieses Streichen gilt auch für die verschiedenen Gesteinsserien, die sich deutlich und unmissverständlich dieser Hauptrichtung unterordnen. Durch die spezielle Schlingentektonik kommt es lokal, aber auch regional zu oft wesentlichen Abweichungen von der bevorzugten WNW–ESE Richtung.

Für die ausserhalb des eigentlichen Skelleftefeldes belegenen Gneis-, Revsundgranit- und Phyllitgebiete verschärft sich dieses Bild durch einen raschen Wechsel der Stilarten, wobei besonders die Faltenachsen stark verschieden orientiert sein können (Gavelin 1955). Dieser "regellose" Baustil kennzeichnet bereits ein tieferes Stockwerk des Grundgebirges mit starker Migmatisierung und zunehmender Anatexis.

Wie aus der Tafel 1 hervorgeht, können die Antiklinalen bildenden Porphyrmassen und die vorwiegend Synklinalen markierenden Sedimentationszonen über viele Zehner von Kilometern verfolgt werden. Bereits die von Grip veröffentlichte Kartenskizze (1942, Abb 28), die das ganze Skelleftefeld umfasst, bringt dies eindeutig zum Ausdruck. Dieses Merkmal zeigt an, dass das Skelleftefeld von langaushaltenden Strukturen und auf breiter Front wirkenden, deformierenden Kräften beherrscht wurde.

Die beschriebene Faltungs- und Schieferungstektonik wird von einer Verwurfstektonik überlagert, die jedoch grössenordnungsmässig gegenüber der ersteren zurücktritt. Sie ist aber besonders im mittleren Feldabschnitt auffällig

und möglicherweiser intensiver als bisher angenommen wurde. Dafür gibt es mehrere Gründe. Einmal ist der Aufschlussgrad über weite Strecken äusserst gering. Im Detailbild können stets auch im kleinsten Bereich lokale Störungsflächen mit kleinen Verschiebungsbeträgen beobachtet werden. Selten lassen sich jedoch letztere zu grossräumigen Verschiebungen summieren.

Fotogeologische Studien führten aber zum Erkennen von einer Reihe von Störungslinien, die morphologisch abzulesen und mit dem Aufschlussbild gut in Einklang zu bringen waren. Nur wenige Verwerfer mit grossen Verschiebungsbeträgen können direkt im Feld registriert werden. Hier ist vor allem die Ålidenstörung und ein Verwerfer oberhalb des Järvselet zu nennen (Fig. 68). Diese Störungen, oft Blattverschiebungen, gehören Störungsscharen an, die in der Hauptsache NNE bis NE, vereinzelt NW streichen und gegensätzlichen Relativsinn der Bewegungen aufzeigen.

Wie aus strukturellen Betrachtungen hervorgeht, entwickelt sich die Ålidenstörung gegen N und NE zu einer Überschiebung, der einzigen, die im Untersuchungsbereich festgestellt werden konnte. Sie begrenzt zwei grundverschiedene tektonische Baustile und zwar erscheint ein Gebiet mit Schlingenbau relativ von S her auf ein solches mit horizontaler Isoklinalfaltung aufgeschoben.

Westlich von Svansele streicht eine regionale Störungszone, aus dem Gebiet von Älgliden kommend, in das Malånäsfeld, welches von Gavelin (1939) eingehend behandelt wurde. In diesem Feld, es liegt südwestlich vom Skelleftefluss, etwa zwischen Svansele und Nicknoret, beschreibt Gavelin (1955) in der Suprakrustalserie eine bedeutende Überschiebung, längs welcher Vulkanite verschiedener Fazies aneinander grenzen. Da die Position derselben (Gavelin 1955, Fig. 7) gut mit der südwestlichen Fortsetzung der Störung westlich von Svansele übereinstimmt ist anzunehmen, dass sich dieselbe gegen SW allmählich zu einer Überschiebung entwickelt, die offenbar mit einem gegen NW vorprellenden Revsundgranitkeil (Bjurträsk-Norsjö) in kausalem Zusammenhang steht.

Überschiebungen gehören also im Skelleftefeld nicht zur Tagesordnung, was aber nicht für alle Grundgebirgsabschnitte Schwedens und Finnlands gilt. Nach Wegmann (1928) finden sich in dem W-Teil der ostfinnischen Kareliden Anzeichen einer nach E gerichteten Überschiebungs- und Schuppentektonik mit Deckentransporten von bis zu über 60 km Schubweite (Väyrynen 1939). Solche regionale Unterschiede sind ja zu erwarten, nicht zuletzt belegt durch die bereits von Bubnoff (1952) geäusserte Vermutung, dass verschiedene Gebirgsanschnitte östlich und westlich des Bottnischen Meerbusens vorzuliegen scheinen. Dies ist wohl im Sinne von tektonischen Stockwerken zu verstehen.

Regionale Verschieferungszonen mit Sericit-Chloritquarzitumwandlung von Suprakrustalserien, die bevorzugt morphologisch hervortreten, sind keine Seltenheit (Grip 1942). Sie treten stark betont in den resistente Blöcke bildenden Porphyrgebieten auf, die eine potentielle Neigung zur Ausbildung solcher

Zonen beinhalten. Zahlreiche Mineralisierungen verschiedener Intensität sind an solche Zonen gebunden. Es liegt wohl die Auffassung nahe, dass tektonische Bewegungsbahnen durch ihre bevorzugte Wegsamkeit für die Platznahme hydrothermaler Lösungen besonders geeignet waren.

Schliesslich muss noch auf eine regional verbreitete Kluftschar aufmerksam gemacht werden, die bevorzugt NNE streicht und der keine Verschiebungsbewegungen zuzuordnen sind.

Der Grossteil dieser tektonischen Strukturen ordnet sich einem gemeinsamen Baukonzept unter. Bei der Diskussion des Mechanismus der tektonischen Gestaltung des Skelleftefeldes muss auf die generelle WNW-Orientierung der Hauptstrukturen zurückgegriffen werden. Die kolossale Ausbreitung der sauren Porphyre und deren Pyroklastite spricht für Lineareruptionen. Letztere lassen augenblicklich die Existenz von weitreichenden Bruchlinien zu, die scharenweise den Nordrand der "Norrland-Geosynklinale" markieren. Sie breiten sich am Südrand einer archäischen Landmasse aus, für die von Kautsky (1959) der Name Arvidsjaurlandmasse vorgeschlagen wurde. Ein Hinweis auf die Existens eines "Antiklinoriums" in der Jörn-Arvidsjaurgegend findet sich bereits bei J. Eklund (1923). Das Skelleftefeld scheint nun einer dieser Landmasse vorgelagerten "Mobilzone" zu entsprechen, deren Entwicklung keineswegs einfache Züge aufweist. Schon Kautsky (1959) fält es schwer eine einigermassen akzeptable Grenze der Verteilung von Land und Meer in der frühen Entwicklungsphase des Skelleftefeldes zu ziehen. Bei der vorgelegten Betrachtungsweise der geologischen Entwicklung verwundert das auch nicht weiter. Der vertikale Massentransport, vorerst als Eruptionstätigkeit manifestiert, schuf eine nahezu chaotische Verteilung von Land und Wasser, deutet aber bereits auf eine markierte vertikale Mobilität hin, ein gravitativer Massentransport, der mit interferierenden horizontalen Bewegungen in kausaler Verbindung steht.

D. PETROCHEMISCHE BETRACHTUNGEN

Einzeldarstellungen chemischer Analysen von Gesteinen des Skelleftefeldes finden sich in einer Reihe von Arbeiten (W. Larsson 1932, Högbom 1937, Ödman 1941). Sie waren bisher nicht Gegenstand petrochemischer Studien mit dem Ziel, die Eruptivgesteinsprovinz des Skelleftefeldes auf ihre genetischen und stratigraphischen Beziehungen hin zu untersuchen.

U. Svensson (1970) hat den Versuch unternommen auf geochemischer Grund-

lage sämtliche Einheiten des Skelleftefeldes – Vulkanitserie, Phyllitserie, Gneise und Revsundgranite – hinsichtlich ihrer Elementverteilungen innerhalb verschiedener Metamorphosenstadien im Zusammenhang mit dem Problem der Revsundgranitbildung zu studieren. Insgesamt wurden dabei 582 Analysen statistisch behandelt. Die Berechnungen wurden nach den Elementgruppen Q, Px und Fl (System T. F. W. Barth 1955) vorgenommen und die Werte in Dreiecksdiagrammen dargestellt. Dabei wurde festgestellt, dass die s. g. Vulkanitserie aus basischen und sauren Vulkaniten besteht. Die Phyllitserie ist durch das Auftreten von mehreren Maximas gekennzeichnet, die eine sedimentäre Differentiation abspiegeln. Identisch mit diesen Phylliten sind die Gneise, wobei jedoch die kleineren Maximas der Phyllitserie verschwanden und durch ein grösseres ersetzt wurden, was eine Homogenisierung anzeigt. Die Mineralverteilung des Revsundgranites zeigt eine starke Verminderung von Px-bildenden und einen Zuschuss von Fl-bildenden Elementen auf. Das Gesamtverteilungsbild der Phyllite, Gneise und Granite lässt nach U. Svensson die Deutung gerechtfertigt erschienen, dass letztere durch Granitisation der Phyllitserie entstanden sind.

Gleichfalls studiert wurden die Verteilungsformen der Elemente, wobei das primäre Muster von SiO_2 und Al_2O_3 normale, dass der übrigen lognormale Verteilung zeigt.

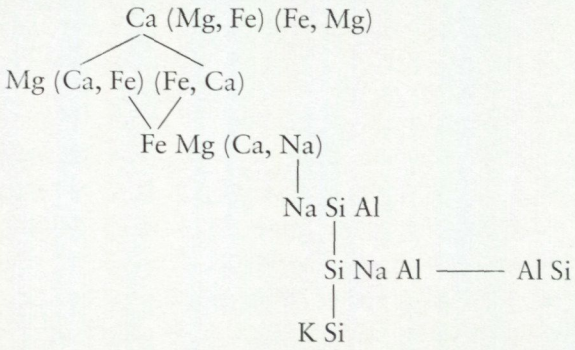
Richtungsänderungen in den Verteilungskurven deuten daraufhin, dass die behandelten Gesteinsserien aus mehreren Stämmen bestehen. Während die basische Gruppe eine Idealverteilung ohne Richtungsänderung aufweist, zeigt die saure Gruppe wenigstens zwei Untergruppen, die einen sedimentären Ast und eine vulkanische Differentiationsserie von Quarzkeratophyr-Keratophyr nach Dacit repräsentieren.

In der vorliegenden Arbeit wird zum Teil auf Probenmaterial zurückgegriffen, welches zwar in die Darstellung von Svensson einbezogen, aber vom Verfasser und Mitarbeitern eingesammelt wurde. Die Probenentnahme erfolgte nicht nach dem Rasterprinzip, sondern wurde nach geologischen Gesichtspunkten vorgenommen. Ergänzende Proben wurden auch während der laufenden Geländeaufnahmen entnommen, so dass zahlreiche neuere Analysen vorliegen, die nicht in die statistische Behandlung nach Svensson einbezogen werden konnten.

Die im folgenden dargelegten petrochemischen Betrachtungen bauen auf zwei Prinzipe auf:

1. Das Analysenmaterial (273 Proben) wurde zuerst nach der von O. Brotzen (1966) vorgeschlagenen nichtgenetischen Systematik gegliedert (Tabelle 1.1–1.13). Dieses System ist eine vereinfachte Version der T. F. W. Barth'schen Berechnungen (1955). Basierend auf den Durchschnittschemismus aller Gesteine (60 % SiO_2, 15 % Al_2O_3, 3 % FeO, 3 % Fe_2O_3, 3 % MgO, 5 % CaO, 3 % Na_2O und 3 % K_2O) wurden sämtliche Gesteine umgerechnet und nach

den Abweichungen von den Normalprozenten geordnet zusammengestellt. Folgende vorherrschenden Elementkombinationen konnten gefunden werden:



Gemäss den sieben Oxyden (SiO_2, Al_2O_3, $FeO+Fe_2O_3$, MgO, CaO, Na_2O, K_2O) ergeben sich sieben Gruppen (Mg-Gruppe usw.). Aus einer Zusammenstellung der Verteilungskombinationen innerhalb der einzelnen Gruppen kann folgende Rangordnung der Streuung (Anzahl vorhandener Kombinationen innerhalb einer Gruppe) aufgestellt werden (zunehmende Streuung nach rechts):

$$(K \rightarrow Al) \rightarrow Mg \rightarrow Fe \rightarrow Ca \rightarrow Na \rightarrow Si$$

Für K und Al muss hinzugefügt werden, dass diese beiden Gruppen zu stark unterrepräsentiert sind und daher nur bedingt in die Rangordnung aufgenommen werden konnten.

2. Ausgehend von den Gewichtsprozenten (Tabelle 2.1–2.37) wurden die Niggli-Werte si, al, fm, c, alk, k, mg und ti auf einer Olivetti Programma 203 berechnet und systematisch nach den vorherrschenden Elementen und Gesteinstyp (Tabelle 3.1–3.14) zusammengestellt (Beispiel Ca-Vulkanit).

1. PETROGRAPHISCHE CHARAKTERISTIK DER BEARBEITEN GESTEINSTYPEN

Im Zusammenhang mit den petrochemischen Überlegungen werden ergänzend zu den petrographischen Beschreibungen der einzelnen Feldabschnitte nun jene Charakteristika vorgelegt, die für petrogenetische Fragen von Bedeutung erscheinen.

Gemäss der nichtgenetischen Einteilung wird die petrograpische Beschreibung nach Element- und Gesteinstyp vorgenommen.

1.1. Mg-Gesteine

1.1.1. Mg-betonte Gabbroporphyrite

Unter dem Sammelbegriff Gabbroporphyrit finden sich folgende Gesteine: Hornblendit, Pyroxengabbrophyrit (Fig. 70), Gabbroporphyrit, Hornblendeporphyrit und gabbroider Amphibolit. Beinahe sämtliche Vertreter der verschiedenen Varianten sind mehr oder weniger diaphthoritisiert. Typisch ist das Auftreten von Hornblende Aktinolith und gefüllten Plagioklasen sowie Chlorit und Karbonat. Biotit ist oft gebleicht, Zoisit, Apatit und Sericit sind sporadisch vertreten. Pseudomorphosen nach Olivin und Pyroxen sind mitunter noch reliktisch zu erkennen. Im Pyroxengabbroporphyrit nördlich von Petiknäs ist der Plagioklas als Labrador zu bestimmen. Schwach diaphthorisierte Varietäten sind oft als grobkörnig, hypidiomorph-körnig, mitunter mit sperrig angeordneten Plagioklasen auftretend, anzusprechen. Strahlsteinfilze sind nicht ungewöhnlich, sie treten vorwiegend in den stark diaphthoritisierten Typen auf. Der Mineralbestand ist im allgemeinen postkristallin deformiert. Als besondere Varietät sei der Uralitgabbroporphyrit von Älgliden erwähnt. Der Mineralbestand: Pyroxen, An-reicher Plagioklas, Hornblende, Chlorit, Titanit, Prehnit zeigt deutliche Spuren einer starken Diapththorese, wobei Pyroxen nach Hornblende, diese nach Talk+Chlorit+Titanit umgewandelt und der Plagioklas stark saussuritisiert wurde. In diesem Gestein ist auch eine schwache Mi-



Fig. 70. Pyroxengabbroporphyrit, hypidiomorph körniges Ganggestein. Renström. Aufschluss 1685, Gesteinsanalyse 2300, Schliff 10487. Vergrösserung 15x.

neralisierung zu beobachten (Magnetkies, Kupferkies). Diese Mineralisierung kann zur Uralitbildung beigetragen haben, die in diesem Falle das Resultat einer Autometamorphose wäre.

1.1.2. Mg-Ganggesteine

Abgesehen von den vorwiegend gleichfalls als hypabyssisch anzusehenden Gabbroporphyriten werden zwei weitere Gruppen von Gangesteinen unterschieden. Es sind dies einerseits Dioritporphyrite und Diabasporphyrite (Fig. 71), anderseits Lamprophyre mit unterschiedlichem Mineralbestand.

Erstere haben im grossen gesehen einen Mineralbestand, der weitgehend dem der Gabbroporphyrite ähnlich ist. Einige charakteristische Unterschiede sind jedoch zu verzeichen. Als mafische Gemengteile beobachtet man meist Hornblende, Biotit und Chlorit, während Pyroxen kaum zu beobachten ist. Epidot-Zoisit ist häufig vertreten, stark zersetzter Kalifeldspat wurde am Beispiel eines Mikromonzonites von Renström beobachtet.

Die Textur ist wesentlich feinkörniger, aber noch deutlich sperrig, die Mächtigkeit der Gänge beträgt nur wenige Meter, sie sind aber im Streichen ziemlich aushaltend.

Die Lamprophyre im engeren Sinne sind durch die Mineralkombination Plagioklas-Biotit gekennzeichnet, häufig treten Chlorit und Karbonat hinzu. Diese Varietäten werden hier auch als Kersantite bezeichnet, obwohl eine solche bestimmte Bezeichnung aufgrund einer auch hier zu beobachtenden Diaphthorese problematisch erscheint.

In einem Lamprophyr von Bergnäs wurde auch Mikroklin festgestellt und das Gestein als Camptovogesit bezeichnet.

Die Textur ist meist richtungslos-körnig, aber auch kleinkörnige pilotaxitische bis sperrige Gefüge liegen vor. Im allgemeinen sind diese Ganggesteine nicht porphyrisch ausgebildet.

1.1.3. Mg-Vulkanite

Als Mg-dominante Vulkanite treten ausschliesslich Andesite, andesitische Mandelsteine und Basalte hervor. Als besonders Varietät kann hier auch ein Quarzandesit (Fig. 64) angeführt werden, der NW vom Brännberget am Nordufer des Skellefteflusses anstehend angetroffen wurde. Zwei Haupttypen von Andesit konnten unterschieden werden, nämlich ein Pyroxen-Hornblendeandesit und ein Plagioklasporphyrit, die zusammen im selben Vulkanzentrum auftreten können.

1.1.4. Mg-Pyroklastite

Ein Grossteil der basischen pyroklastischen Ablagerungen fällt in diese Gruppe. Es sind dies Andesitagglomerate, die in gewissen Teilen des Feldes, besonders zwischen Svansele und Petikträsk, eine grosse Ausbreitung erlangen. Auch einzelne mehr dacitische Typen sind vertreten.

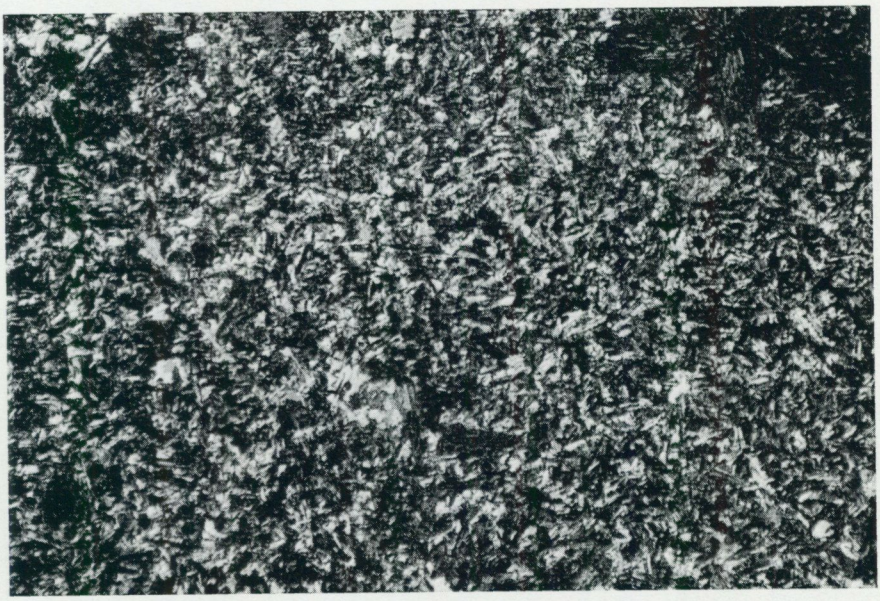


Fig. 71. Diabasporphyrit mit sperrig angeordneten Feldspäten in der Grundmasse. Keine Einsprenglinge. Älgliden, Bohrloch 18, Gesteinsanalyse 3588, Schliff 11800. Vergrösserung 15x.

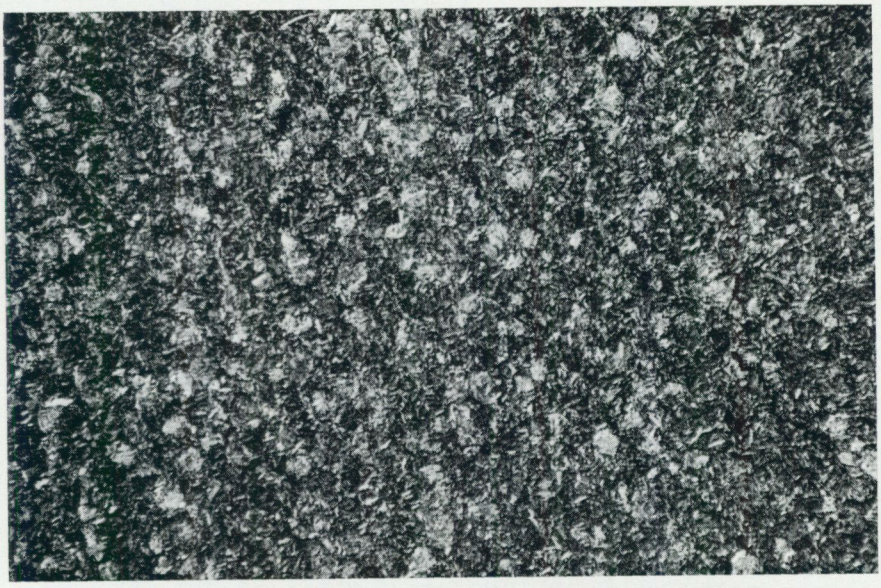


Fig. 72. Mikrogranophyr mit kleinen Feldspatleisten und myrmekitähnlicher Implikationsstruktur. Älgliden, Bohrloch 21, Gesteinsanalyse 3604, Schliff 11809. Vergrösserung 15x.

Im Mineralbestand gleichen die Pyroklastite den Vulkaniten. Allerdings kann eine starke Chloritvormacht beobachtet werden. Hinzu kommt lokal noch ein hoher Epidotgehalt. Letzterer ist mitunter einer Lagerungsstruktur zuzuordnen, es treten aber auch feinverästelte Epidotgängchen auf. Aufgrund bevorzugter Teilbeweglichkeit in den pyroklastischen Serien gegenüber den Lavagesteinen erscheinen die Agglomerate stark tektonisch beansprucht und die oft zahlreich auftretenden Bruchstücke auffallend gerundet (oval).

1.2. Fe- und Ca-Gesteine

1.2.1. Fe- und Ca-betonte Intrusivgesteine

Gegenüber den Mg-betonten Intrusivgesteinen, treten Fe- und Ca-betonte stark in den Hintergrund. Dies gilt im besonderen für die Fe-betonten. Hingegen trifft man als Ca-betonte Intrusiva sowohl Gabbroporphyrite als auch Lamprophyre. In beiden Fällen scheint der Epidotgehalt höher, und damit die Ursache der Ca-Vormacht zu sein. Die Unterschiede sind aber im grossen und ganzen fliessende.

Als Beispiele können angeführt werden: stark diaphthoritisierter Diabasporphyrit mit Epidotflecken (Mandeln ?) (Probe 3590, Schliffnr 11787), ein Lamprophyr mit sperrig bis pilotaxitischer Grundmassetextur und einzelnen Plagioklaseinsprenglingen (Probe 3594, Schliffnr 11803) und ein Gang mit granoblastischer Grundmasse und kleinen Quarznestern, die eine Silifizierung andeuten (Probe 2282, Schliffnr 10489). Dieses Ganggestein könnte als Quarzminette bezeichnet werden. Bei einem Lamprophyr aus dem Petikträskgebiet konnte eine Anreicherung von Biotit längs den Salbändern beobachtet werden.

Ein hornblendeführender Granodiorit aus dem Gebiete von Älgliden ist stark diaphthoritisiert und kiesimprägniert. In diesem Falle ist die Fe-Dominanz auf einen geringen Gehalt von Magnetkies und Schwefelkies zurückzuführen. Diese Tatsache deutet daraufhin, dass gewisse Fe-betonte Gesteine eine Veränderung des primären Mineralbestandes anzuzeigen scheinen.

Im übrigen sei auf die Beschreibung des Mineralbestandes für die Mg-betonten Intrusivgesteine verwiesen.

1.2.2. Fe-Vulkanite

Während die Mg-Vulkanite hauptsächlich als Andesite auftreten, finden sich bei den Fe-Vulkaniten Keratophyre, Dacite und Andesite. Die intermediären Glieder, insbesonders gewisse Keratophyre haben einen Mineralbestand, der nicht erwartet wurde. So führt beispielsweise der Keratophyr von Kronoborg zwar Albiteinsprenglinge, hat aber eine intermediäre, ja mitunter auch eine basische Zusammensetzung. Hier berührt man wahrscheinlich das Spillitproblem, auf welches jedoch vorerst nicht eingegangen werden soll. In der che-

mischen Zusammenstellung in Tabelle 2.10 sind diese Gesteine als Andesite angeführt. Es scheint gesichert zu sein, dass nicht mehr der primäre Mineralbestand vorliegt und mit grosser Wahrscheinlich eine Albitisierung nachzuweisen ist.

Mandelsteine enthalten in der Grundmasse Quarz-Karbonat-Mandeln und Karbonat-Prehnitpseudomorphosen nach Plagioklas. Auch Chlorit-Karbonat-Mandeln sind nicht selten vertreten.

1.2.3. Fe-Pyroklastite

Gemäss der differentierten Ausbildung der Fe-Vulkanite, erscheinen auch die denselben zuzuordnenden Pyroklastite, was deren Zusammensetzung betrifft, ähnlich gestreut. Vor allem sind es Andesittuffe, die diese Serien beherrschen, aber auch Glieder, die zu Tuffiten überleiten, sind nicht selten, wobei das Gestein einen fast sedimentären Charakter annimmt. Es ist wirklich nicht immer leicht zwischen den einzelen Komponenten zu trennen, was meistens, wenn möglich, nur im Felde geschehen kann.

1.2.4. Fe-Sedimente

Das Untersuchungsmaterial bietet nur vereinzelte Beispiele von Fe-dominanten Sedimenten. Es handelt sich vorwiegend um feinkörnige Biotitquarzite und graphitführende Quarzite. Es muss in diesem Zusammenhang erwähnt werden, dass keine mineralisierten Sedimente in die Probenentnahme einbezogen wurden. Würden solche in das Untersuchungsmaterial eingehen, stiege die Anzahl Fe-dominanter Gesteine aller Kategorien wesentlich.

1.2.5. Ca-Vulkanite

Auffallend bei den Ca-Vulkaniten ist die Tatsache, dass sie im Gelände für intermediär, im Extremfall auch für sauer angesehen werden. Ihnen ist ein relativ hoher Ca-Gehalt zu eigen, der zum Teil wohl als primär, zum anderen aber auch als sekundär aufgefasst werden muss. Eine ganze Reihe von Vulkanittypen dürften sicher submariner Natur sein. Eine Vermischung mit Kalkschlamm muss notwendigerweise den Kalkgehalt erhöhen. Ähnliche Verhältnisse konnten auch bei den sauren Vulkaniten konstatiert werden, wobei allerdings der Kalkgehalt nicht so durchschlägt. Bei den basischen Typen summiert sich aber der Kalkanteil mit dem Ca der Ca-führenden Silikate, was vor allem im Epidotanteil zum Ausdruck kommt. Karbonat und Epidot sind somit für den Mineralbestand der Ca-Vulkanite typisch, zu diesem Charakteristikum tritt noch eine oft stark ausgeprägte Diaphthorese. Die Summe dieser Eigenschaften spricht deutlich dafür, dass zahlreiche Typen dieser Reihe ihren Primärcharakter oft wesentlich verändert haben.

1.2.6. Ca-Pyroklastite

Noch auffälliger tritt die Tendenz zur sekundären Kalkeinmischung bei den pyroklastischen Ablagerungen hervor. Hier sind sogar relativ saure Tuffe, mitunter auch quarzkeratophyrische vertreten. Diese Reihe umfasst somit fast die gesamte vulkanische Differentiationsreihe. In gewissen Extremfällen liegt bereits eine deutliche Kalkzementation vor.

1.2.7. Ca-Sedimente

Es versteht sich von selbst, dass der überwiegende Teil dieser Gesteinsreihe aus kalkigen Sedimenten besteht. Kalk- Kalkschiefer, kalkzementierte Breccie sowie das Abborrtjärnkonglomerat sind vertreten. Diese Gesteine benötigen keine weitere Diskussion.

1.3. Al-Gesteine

In der vorliegenden Untersuchungsreihe finden sich nur zwei Gesteine mit einer relativen Al_2O_3-Vormacht. In beiden Fällen handelt es sich um dacitische Vulkanite, für die jedoch keinerlei Ursache gefunden werden kann, die diese Vormacht näher charakterisieren könnte.

1.4. Na-Gesteine

Na-betonte saure bis intermediäre Gesteine stellen den Hauptanteil im Grundgebirge des Skelleftefeldes. Sie zeugen von einer eindeutigen Na-Vormacht dieser Gesteinsprovinz.

1.4.1. Na-betonte Intrusiva (abyssisch)

Als Hauptvertreter der Na-betonten Intrusivgesteine ist der Jörngranit zu erwähnen. Der Jörngranit ist als Granodiorit anzusprechen, dem granitische quarzdioritische und dioritische Varianten zugeordnet sind. Folgender Mineralbestand ist typisch: Quarz, Plagioklas, Orthoklas (gegenüber Plagioklas sehr stark zurücktretend), Hornblende, Chlorit, Biotit, Sericit, Epidot und Karbonat. Als Kluftminerale treten Quarz, Epidot, Karbonat und Prehnit auf, Turmalin ist selten.

Durchgreifend ist eine nicht unbedeutende Diaphthorese, die sich in einer Sericitisierung der Plagioklase, den Umwandlungen von Biotit nach Chlorit, Hornblende nach Chlorit + Titanit + Opak zu erkennen gibt. Die Umwandlung von Plagioklas nach Sericit, auch nach Chlorit kann so intensiv werden, dass nur mehr Schlieren von Sericit und Chlorit zu erkennen sind. Diese durchgrei-

fende Umwandlung ist aber in der Hauptsache an mineralisierte Zonen gebunden.

Fast ausnahmslos ist eine postkristalline Deformation zu erkennen. Stark undulös auslöschende Quarze, Biegungen der Plagioklase, die an den Albitzwillingslamellen deutlich abzulesen sind und Kataklasstrukturen (Zerbrechung von Quarz und Plagioklas) sind Zeugen einer tektonischen Beanspruchung.

Als Abarten treten rötlich gefärbte Granodiorite auf. Die Rotfärbung ist auf feinverteilten Hämatit in den Plagioklasen zurückzuführen. Als weitere Abarten können die stark quarzporphyrischen Randgebiete des grossen Jörngranitmassives genannt werden, sowie granophyrische und schriftgranitische Varietäten im Anschluss an Granitpartien, die als effusiv zu bezeichen sind. Eine Kalifeldspatblastese ist nur vereinzelt zu beobachten. Sie scheint in grösserem Ausmasse an zentrale Teile des Massives gebunden zu sein.

In den Randzonen des Granites, insbesonders nördlich von Kusfors, beobachtet man ein stark klastisches Gefüge, welches eine Arkosenbildung vermuten lässt. Da auch eindeutig basale Verwitterungsbreccien sowohl randlich (bei Svansele) wie auch in zentraler belegenen Gebieten (Tallberget) zu beobachten sind, erscheint die Aussage berechtigt, dass nicht unbedeutende, periphere Teile des Granitmassives einer präkambrischen Verwitterung unterworfen waren. Was die zentraler belegenen Gebiete betrifft, so kann nicht ausgeschlossen werden, dass Störungslinien pseudoklastische Strukturen erzeugten. Dass Störungslinien das Granitmassiv erfasst haben, steht aufgrund der Feldkartierungen ausser jeden Zweifel.

1.4.2. Na-betonte Intrusiva (hypabyssisch)

Entsprechend den meist sehr basischen Lamprophyren treten im Untersuchungsgebiet vielfach schmale, langaushaltende Gänge auf, die dioritische, keratophyrische und mikrogranophyrische Struktur und Zusammensetzung haben. Während die keratophyrähnlichen Gänge auch die typische pilotaxitische Textur zeigen, weisen die Granophyre graphische Verwachsungsstrukturen zwischen Plagioklas und Quarz auf, wobei nicht selten deutliche Myrmekitbildung zu beobachten ist. Der Mineralbestand gleicht weitgehend dem der Na-betonten, abyssischen Intrusivgesteine. Basischere Varietäten, wie Dioritporphyrit und Gabbroporphyrit, zeigen im Mineralbestand den typischen Einschlag mafischer Minerale, wie er bei den entsprechenden Tiefengesteinen bereits beschrieben wurde. Entscheidend für die Klassifizierung als Na-Gestein ist der hohe Gehalt an An-armen Plagioklas, der besonders in der Grundmasse meist Albit ist. Kalifeldspat kommt in etwas grösserem Ausmass vor, reicht aber nicht für eine Kalidominanz. Der hier festgestellte Feldspatreichtum kommt bei der Analyse der Alkaliverhältnisse deutlich zum Ausdruck und wird noch eingehender beschrieben werden.

1.4.3. Na-Vulkanite

Der überwiegende Teil aller sauren bis intermediären Vulkanite, Quarzkeratophyre, Keratophyre und Dacite, sind dieser Gruppe zuzuordnen. Es braucht daher hier nicht mehr auf deren Mineralbestand eingegangen, sondern auf die jeweilige Gesteinsbeschreibung in den Feldbeschreibungen hingewiesen werden.

1.4.4. Na-Pyroklastite

Was für die Na-Vulkanite angeführt wurde, gilt im hohen Ausmasse auch für deren pyroklastischen Gefolgschaft. Es sei nur nochmals darauf verwiesen, dass wohl den Quarzkeratophyren und den Daciten pyroklastische Ablagerungen zuzuordnen sind, nicht aber den Keratophyren, jedoch mit Ausnahme des ausgedehnten Keratophyragglomerates bei Renström.

1.4.5. Na-Sedimente

Da von den Sedimenten nicht im selben Ausmasse serienmässig Analysenmaterial eingesammelt wurde, kann in keiner Weise eine nähere Charakterisierung erfolgen. Von den eingesammelten und untersuchten Proben entfallen auf diese Gruppe folgende Typen: Polymikte Breccie von Petiknäs, Jörngranitarkose, Mensträskbreccie und Abborrtjärnkonglomerat, somit die gewöhnlichsten grobklastischen Sedimente.

1.5. K-Gesteine

Im Gegensatz zu den bisherigen Beschreibungen, wonach die Gesteine einer bestimmten relativen Oxydvormacht und ihren Entstehungsbedingungen nach getrennt behandelt wurden, kann hier nur ein summarischer Querschnitt gegeben werden. Das Gestein mit eigentlicher K-Dominanz, der Revsundgranit, wurde nur sporadisch in die petrographische Beschreibung einbezogen (siehe p. 46). Im übrigen sind Gesteine mit Kalivormacht äusserst selten. Zu erwähnen sind hier einzelne Vertreter der Quarzkeratophyrreihe, die aufgrund ihres Chemismus als Quarzporphyre auszuscheiden wären. Da aber beobachtet werden konnte, dass die Kalivormacht zum grössten Teil auf sekundär sprossenden Mikroklin zurückgeführt werden kann, ist der Term Quarzporphyr nicht berechtigt. Die Mikroklinsprossung ist ein Zeichen, dass sich bereits der Einfluss der mit dem Revsundgranit im Zusammenhang stehenden Migmatisierung bemerkbar macht. Eine solche ist punktweise auch nördlich des Skellefteflusses festzustellen.

Südlich des Flusses beginnt sich die Migmatitisierung stark auszubreiten und erreicht in der Ausbildung von Feldspatgneisen mit reichlicher Mikroklinführung ihren vorläufigen Höhepunkt. Die Gneise, vielfach als Streifengneise (Fig. 73) oft noch mit relikt erhaltener porphyrischer Textur ausgestattet, strecken

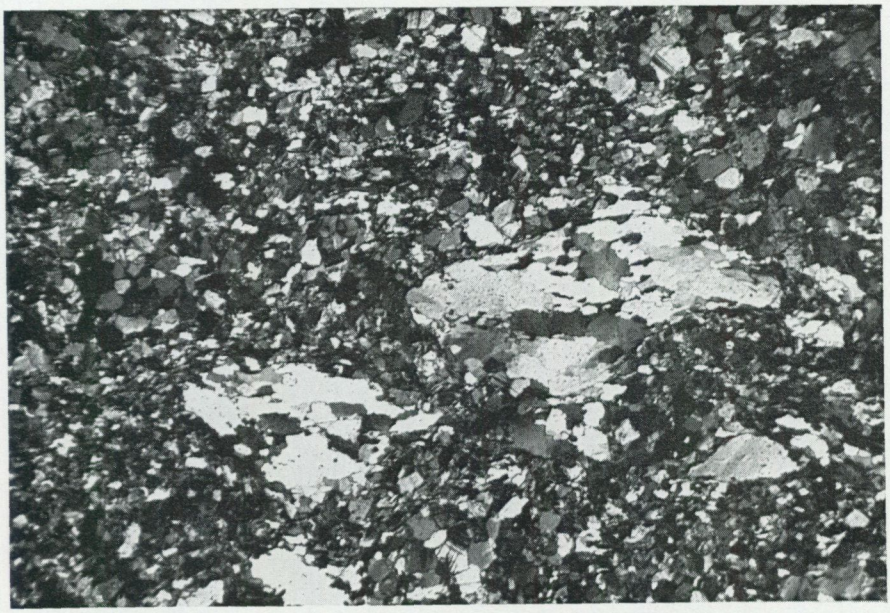


Fig. 73. Streifengneis mit blastophyrischen Quarzaggregaten (relikte Einsprenglinge). In der Grundmasse kleinkörniger Mikroklin. Finnfors, Aufschluss 6047, Gesteinsanalyse 2331, Schliff 10435. Vergrösserung 15x.

sich aus dem Gebiet südlich von Åsen bis in die Gegend von Finnforsfallet und sind auf der geologischen Karte gesondert ausgeschieden. Sie wurden, wie bereits erwähnt, früher als vergneiste Jörngranite aufgefasst und sind als Jörngranit auf der geologischen Karte von Västerbottens Län vermerkt. Dieser Deutung kann sich der Verfasser nicht anschliessen, vielmehr müssen diese Gneise als ehemalige Vulkanite aufgefasst werden, die durch eine Mikroklinblastese ihre jetztige Tracht erhalten haben.

Zu den kalidominanten Intrusiven muss auch der Teil des Gallejaurgranites gerechnet werden, der eine quarzdioritische Zusammensetzung aufweist. Vor allem scheint dieses für das kleine Massiv bei Högnäs zu gelten, es kann jedoch aufgrund von Mangel an statistischem Material diese Auffassung nicht stärker belegt werden.

1.6. Si-Gesteine

Gemeinsam für die meisten Si-betonten Gesteine ist eine Umkristallisation des Primärgefüges, welche sich in einer Silifizierung zu erkennen gibt. Vielfach stösst man im Skelleftefeld auf Silifizierungserscheinungen, die von Sericitbildung begleitet sind und lokal zur Ausbildung von Sericitquarziten bis Sericitschiefern führen. In den meisten Fällen sind diese Anzeichen einer Sulfidmineralisierung.

Im vorliegenden Falle handelt es sich aber ausnahmslos um Erscheinungen, die mit einer Zunahme des Metamorphosengrades zusammenhängen. Typische Umwandlungsgesteine aus den Mineralisierungsbereichen wurden nicht in die vorliegende Diskussion einbezogen.

1.6.1. Si-Intrusiva

Innerhalb des Jörngranitmassives wurden Typen beobachtet, deren relative SiO_2-Vormacht auf lokale Silifizierungen zurückzuführen sein muss. Als selbständiger Typ kommt dieses Gestein nicht vor.

1.6.2. Si-Vulkanite

Gegenüber den Na-betonten Vulkaniten zeigt diese Gruppe bereits deutliche Anzeichen einer beginnenden Umkristallisation der Grundmasse. Diese nimmt einen mehr und mehr hervortretenden granoblastischen Charakter an. Diese Strukturveränderung wird als deutliches Zeichen zunehmender Metamorphose interpretiert. Mit dieser Veränderung scheinen also bereits gewisse Stoffmobilisationen einzutreten.

Zwei Grade der Umwandlung können ausgeschieden werden. Einmal die Ausbildung eines granoblastischen Gefüges, zum anderen eine beginnende Mikroklinblastese. Beide müssen nicht immer gleichzeitig auftreten, letztere stellt aber bereits eine höhergradige Umwandlung dar.

Das gesagte betrifft nicht nur die Quarzkeratophyre sondern auch die Keratophyre. Sie wurde vorläufig bei den Daciten nicht beobachtet, was auf eine Lücke im Untersuchungsmaterial beruhen kann.

1.6.3. Si-Pyroklastite

Analog zu den Si-Vulkaniten liegen die Verhältnisse für die Si-Pyroklastite, so dass auf sie nicht weiter einzugehen ist.

1.6.4. Si-Sedimente

Die Gruppe der Si-Sedimente umfasst den Hauptteil der klastischen Sedimente mit Granitarkosen an der Spitze. Dass auch zahlreiche Na-betonte, grobklastische Sedimente aufscheinen, muss darauf zurückzuführen sein, dass diese sehr inhomogen (wechselnde Grösse und Anzahl der Gerölle) sind und daher eine grosse Streuung aufweisen. Sämtliche Konglomerat- und Breccievarietäten, also auch das Dömanbergkonglomerat, sind vertreten.

Hinzu kommen auch die meisten feinklastischen Sedimente, hier vorwiegend auch die s. g. Schiefer, die aber petrographisch hauptsächlich als feinkörnige Quarzite zu bestimmen sind und nur selten als richtige Tonschiefer in Erscheinung treten. In dieser Gruppe sind auch die graphitführenden Sedimente, die oft als Kohlenstoffquarzite anzusprechen sind, vertreten.

1.6.5. Si-Gneise

Zu dieser Gruppe werden gewisse Streifengneise mit Mikroklinblastese gerechnet (umgewandelte Gesteine der Vulkanitserie). Es wird als selbstverständlich vorausgesetzt, dass in dieser Gruppe auch der Hauptteil der Migmatitgneise fallen würde, die aber hier nicht Gegenstand dieser Untersuchung waren.

2. GESICHTPUNKTE ZUR "NICHTGENITISCHEN EINTEILUNG" NACH O BROTZEN

Fasst man die Einzeldarstellungen der Gesteine nach verschiedenen, relativ dominierenden Elementen zusammen, so fällt auf, dass die vorgenommene Einteilung sehr wohl genetische Züge aufscheinen lässt. Das nichtgenetische System nach Brotzen ist überraschend genetisch und kann als Basis für petrochemische, aber auch für petrogenetische Betrachtungen benutzt werden.

Nach der Auffassung des Verfassers hat dieses System gegenüber Niggli-Werten den grossen Vorteil, das Umwandlungsprozesse, zusammen mit der mikroskopischen Analyse auf diesem Wege, gut hervortreten können. Hinzu kommt noch, dass aus den entsprechenden Tabellen des nichtgenetischen Systemes die relative Bedeutung der einzelnen Oxyde und der in diese eingehenden Elemente rasch hervorgeht. Diese Tatsache erleichtert die Klassifizierung der Gesteine besonderes dann, wenn man Elementkombinationen für die Charakterisierung derselben benutzt.

Diese hier vorgelegte Auffassung muss noch an anderen Beispielen studiert werden, ehe man weitgehendere Schlussätze ziehen kann. Dass aber diese Auffassung berechtigt erscheint, geht aus der petrochemischen Analyse der Gesteine des Skelleftefeldes hervor, die gruppenweise nach der relativen Elementdominanz durchgeführt wurde. Es treten hiebei bei der späteren Betrachtung der Niggli-Werte Beziehungen auf, die für die jeweiligen Elementgruppen Wesensverschiedenheiten petrochemischer Natur aufzeigen.

3. DER GESTEINSCHEMISMUS UND DESSEN REGIONALE VERTEILUNG

Im folgenden wird der Versuch unternommen, das vorliegende Analysenmaterial hinsichtlich einer eventuellen regionalgeologischen Abhängigkeit der petrochemischen Verhältnisse zu prüfen. In zwei Tabellen (3.1 und 3.2), getrennt nach Intrusiv- und Effusivgesteine, werden für die jeweiligen Gruppen und Magmentypen (Burri und Niggli 1945) typische regionale Vertreter angeführt.

Vergleicht man die chemischen Zusammensetzungen verschiedener Gesteinsserien innerhalb der betrachteten Bereiche des Skelleftefeldes, so können keine wesentlichen Merkmale, die eine regionale Verteilung derselben anzeigen würden, festgestellt werden. Festzuhalten sind jedoch Zunahmen des Kieselsäure- und des Fe-Gehaltes gegen Osten. Sie betrifft aber nur die basischen Eruptivgesteine. Nicht unerwähnt bleiben darf die lokal beobachtete Zunahme des Kaligehaltes, die stets mit einem höheren Metamorphosengrad oder einer Migmatitbildung verbunden ist.

Obwohl eine durchgreifende Diaphthorese sämtliche Intrusivgesteine erfasste, können noch am Mineralbestand, an Hand der Struktur und dem Gesteinschemismus innerhalb einzelner Gesteinsserien, verhältnismässig grosse Streuungen festgestellt werden. Dieses gilt auch für den engsten Raum. Als gutes Beispiel sei hier der Skoghedenvulkanit genannt, von dem drei räumlich nahebelegene Analysen vorliegen. Diese zeigen folgende Streuung der Niggli-Werte:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Probe 1305	202	20	60	3	8	0,17	0,56
Probe 1303	175	28	39	22	11	0,31	0,44
Probe 1304	161	26	43	22	9	0,15	0,50

Hinzufügen ist noch, dass erstere und letztere als Mg-Vulkanit, die mittlere als Fe-Vulkanit anzusprechen ist. Es sei hier mit Deutlichkeit erwähnt, dass keine störenden Einflüsse durch pyroklastische Gesteine oder Sedimente vorhanden sind, wie sie beispielsweise bei U. Svensson (1970) auftraten, da beide Gesteinsarten im Felde gut zu trennen sind und eine Probe im Zweifelsfalle einer dieser beiden Arten zugeteilt wurde.

Hinsichtlich der Na-Ganggesteine, die eindeutig postvargforsandesitisches Alter haben, kann bemerkt werden, dass sie vorwiegend im zentralen Abschnitt zwischen Nicknoret und Kusfors auftreten. Weiter westlich werden sie offenbar von granitischen Gängen abgelöst, die vorwiegend zwischen Gallejaur und Högnäs anstehend zu beobachten sind. Ihre spezielle Genese wurde bereits im Abschnitt A7 behandelt.

Die basischen Eruptivgesteine treten im Westen vorwiegend hypabyssisch auf, erreichen im Gebiet von Gallejaur-Maursele und zwischen Skogheden und Svansele als Effusiva ihre grösste Ausbreitung, wobei letztere mehr Fe-betont sind, um schliesslich im Gebiete von Renström und Bergnäs in wesentlich geringerem Ausmasse sowohl als Gangkörper (Renström-Petiknäs) als auch als Effusiva (Bergnäs) in Erscheinung zu treten.

Anmerkungswert ist noch die Verteilung der Granitmassive. Während der älteste im Gebiet bekannte Granit, der Jörngranit, vorwiegend am Nordrand des Skelleftefeldes auftritt, liegt die Hauptmasse des Revsundsgranites im Sü-

Tabelle 3.1.

Regionale Verteilung der Gesteinstypen

INTRUSIVA

Gruppe	Magmentyp	Rakkejaur-Mensträsk	Nicknoret-Svansele	Kusfors-Renström
Mg-Gabbroporphyrite	gabbrodioritisch gabbroid hornblenditisch	Älgliden Näsliden Näsliden, Mensträsk	Älgliden Petikträsk, Älgliden Älgliden	Kusfors
Fe-Gabbroporphyrite	quarzdioritisch- dioritisch		Flarken, Älgliden	
Ca-Gabbroporphyrite	leukogabbroid	Mörttjärn	Kotjärn	Jörnsmarken
Mg-Lamprophyre	quarzdioritisch dioritisch gabbroid	Finnberget Maursele	Petikträsk, Älgliden Älgliden Svansele	Renström
Fe-Lamprophyre	quarzdioritisch dioritisch		Petikträsk	Renström
Ca-Lamprophyre	quarzdioritisch gabbroid		Älgliden Petikträsk, Älgliden	
Na-Intrusiva (abyss.)	trondhjemitisch granodioritisch	Högnäs	Älgliden	
Na-Ganggesteine	leukogranitisch granitisch	Gallejaur (oberhalb Treholmsfors)	Älgliden Älgliden	Hornträsk Renström
K-Intrusiva (abyss.)	granitisch granodioritisch	Näsliden Högnäs	Tjärnberget St. Lidträsket	Renfors
Si-Intrusiva	granitisch			Bjurlidenträsket

Tabelle 3.2.

Regionale Verteilung der Gesteinstypen

EFFUSIVA

	Magmentyp	Rakkejaur-Mensträsk	Nicknoret-Svansele	Kusfors-Renström
Mg-Vulkanite	gabbrodioritisch gabbroid	Kronoborg Gallejaur	Vargfors	
Fe-Vulkanite	? dioritisch	Kronoborg, Mensträsk Kronoborg, Maursele	Skogheden	Bergnäs
Ca-Vulkanite	quarzdioritisch gabbrodioritisch leukogabbroid	Rakkejaur Näsliden Mörttjärn	Vargfors	Bergnäs Bergnäs
Na-Vulkanite a. Quarzkeratophyre b. Keratophyre c. Dacite	leukogranitisch granitisch leukogranitisch granitisch quarzdioritisch	Rakkejaur Finnberg Mensträsk Sandfors	Svansele Petikträsk Petikträsk Petikträsk Petikträsk	Bergnäs-Renström Bergnäs Fjällboda Bergnäs Fjällboda
K-Vulkanite	leukogranitisch granitisch granodioritisch	Näsliden Rakkejaur	Petikträsk Petikträsk	Renström
Si-Vulkanite a. Quarzkeratophyre b. Keratophyre	leukogranitisch granitisch ?	Mensträsk	Svansele Petikträsk	Renström Bergnäs

den, wo sie vereinzelt mit ausgedehnten, quer durch das Skelleftefeld vorgreifenden Zungen lokal den tektonischen Bau bestimmt. Altersmässig wird zwischen diesen beiden Graniten der Gallejaurgranit gestellt, der durch zwei Kupole vertreten ist. Beide liegen im westlichen Teil des zentralen Skelleftefeldes.

Auf Einzelheiten hinsichtlich der Gesteinsverbreitung und deren petrographischen Charakteristik wurde bei den Einzelbeschreibungen bezug genommen (siehe Abschnitt A4–6).

4. PETROCHEMISCHE CHARACTERISTIKA

Das umfassende Analysenmaterial wird dazu benutzt um die Gesteinsserien des Skelleftefeldes aufgrund petrochemischer Charakteristika hinsichtlich ihrer Zugehörigkeit zu Magmatypen und Gesteinsprovinzen zu untersuchen. Genetische Beziehungen können zur Auflösung der Baugeschichte des Skelleftefeldes beitragen.

Wenn auch regional keine wesentlichen Unterschiede aufzuzeigen waren, so sind die spezifischen petrochemischen Eigenschaften durchaus anmerkungswert. Feinere Unterschiede sind zwar durch die Regionalmetamorphose und die nachfolgende regionale Diaphthorese verloren gegangen, bzw. durch die intim mit der Erzbildung zusammenhängenden Vorgänge, wie Sericitisierung und Silifizierung, verwischt worden. Die bereits erwähnten chemischen Unterschiede sind oft so gross, dass diese für die obengenannte Zielsetzung durchaus genügen müssten.

Die im Felde flächenmässig weitaus dominierenden Na-betonten Effusivgesteine sind relativ alkalireich (alk $\approx$ al, alk – $^2/_3$ al) bis intermediäralkalisch (alk $\approx$ $^2/_3$ – $^1/_2$ al) und leukogranitischen bis granitischen Magmen zuzuordnen (Tabelle 4.1). Hiezu werden auch die Na-betonten Ganggesteine gerechnet, die deutlich in zwei Untergruppen zerfallen, nämlich in eine stark saure, relativ alkalireiche und in eine schwach saure, intermediäralkalische. Es wird später darauf noch gesondert zurückzukommen sein.

K-betonte Effusiva von quarzporphyrischer Zusammensetzung sind äusserst selten. Ihr höherer Kaligehalt scheint eher auf eine metasomatische Kalizufuhr im Zusammenhang mit der Regionalmetamorphose zurückzuführen, als primärer Natur zu sein, da kleine Mikrokline im oft granoblastischen Mineralgefüge sprossen. Regional schliessen sich diese an Bereiche an, die schon unter dem Einfluss von benachbarten Granitkörpern stehen. Hingegen sind die von Grip (1935) beschriebenen kalibetonten Liparite primärer Natur. Deutlich werden Mikroklinperthiteinsprenglinge beobachtet.

Die Si-betonten Quarzkeratophyre (Fig. 74) haben eine grosse Variationsbreite, die sich in der chemischen Zusammensetzung und variierenden Niggliwerten zu erkennen gibt. In diese Gruppe fallen offenbar diejenigen vulkani-

Tabelle 4.1.

Gegenüberstellung von si-Bereichen, Magmatypen und Alkalireichtum in Bezug auf die verschiedenen Gesteinsglieder

si-Bereiche	Magmentyp	Rel-alkalireich alk≈al $>^2/_3$ al	Interm.alkalisch alk≈$^2/_3$–$^1/_2$ al	Rel.alkaliarm alk $<^1/_2$ al
sauer si >200–225	leukogranitisch	Na-Ganggesteine Na-Quarzkeratophyre Na-Keratophyre		
	granitisch	K-Porphyre K-Intrusiva	Na-Ganggesteine	
			Si-Quarz-keratophyre	
	trondhjemitisch granodioritisch		Na-Intrusiva K-Dacite	Si-Keratophyre ? Fe-Vulkanite ?
neutral si ≈170–225	quarzdioritisch		Na-Dacite K-Intrusiva	Ca-Vulkanite Ca-Ganggesteine Mg-Lamprophyre
			Fe-Intrusiva	
	dioritisch			Fe-Vulkanite Mg-Lamprophyre
	gabbrodioritisch			Ca-Vulkanite Mg-Vulkanite Mg-Gabbroporphyrite
basisch si <170–130	leukogabbroid			Ca-Vulkanite Ca-Gabbroporphyrite
	gabbroid			Ca-Ganggesteine Mg-Vulkanite Mg-Lamprophyre Mg-Gabbroporphyrite
	hornblenditisch			Mg-Gabbroporphyrite

schen Gesteine, die für Stoffänderungen, wie beispielsweise Silifizierung, ausgesetzt waren. Sie können daher nur bedingt in die petrochemischen Betrachtungen einbezogen werden. Sedimentverdächtige Typen wurden nicht einbezogen.

Während die Na-betonten Keratophyre auch relativ alkalireich sein können, zeichnet die Si-Keratophyre ausschliesslich eine relative Alkaliarmut (alk $<^1/_2$ al) aus. (Tabelle 4.1).

Bei einer Betrachtung der Na-Quarzkeratophyre muss auf den unterschiedlichen Alkaligehalt zurückgekommen werden. Beide Formen treten im Felde nebeneinander auf und sind als gleichaltrig anzusprechen. In zwei Fällen ist al ≈ alk, womit eine chemische Ähnlichkeit, zumindest was dieses Merkmal

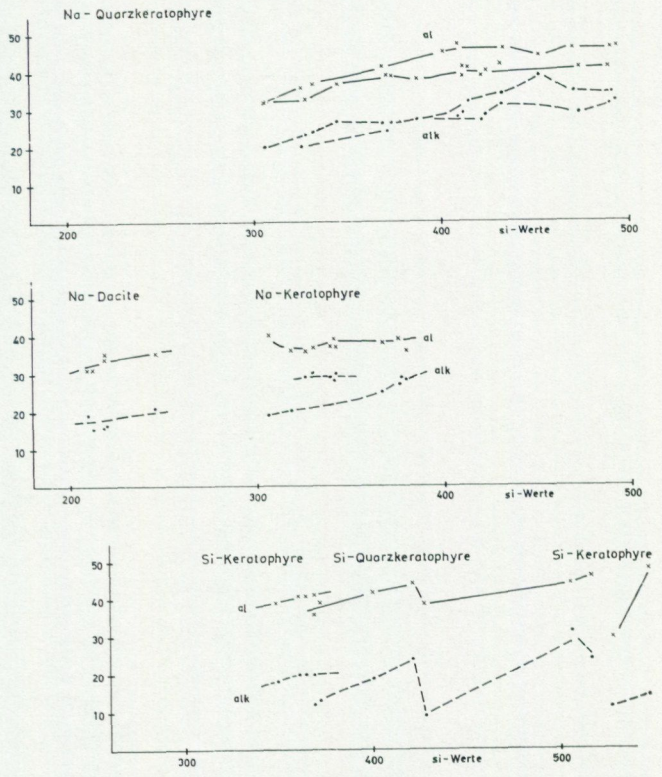


Fig. 74. Variationsdiagramme. Variation von al und alk gegenüber si für die Na- und Si-betonten Vulkanite.

betrifft, mit den Arvidsjaurporphyren vorzuliegen scheint. Ähnlich ist das bei den Na-Keratophyren.

Auf den Unterschied zwischen den Werten von al und alk gegenüber si im Vergleich Skelleftefeld-Arvidjaursvulkanite, hat Gavelin (1955) an Hand eines Variationsdiagrammes hingewiesen. Aus einer hier präsentierten Gegenüberstellung ist zu entnehmen, dass die Skellefte-Vulkanite (auch Intrusiva inkludierend) im gesamten Kieselsäureintervall gegenüber der Alkalilinie einen bedeutenden Aluminiumüberschuss zeigen (Fig. 75), während al und alk bei den Arvidsjaurporphyren beinahe zusammen fallen (Gavelin 1955).

Das vorliegende Analysenmaterial bestätigt das von Gavelin gegebene Bild zumindest was die Skelleftevulkanite betrifft. Zum Vergleich liegen leider keine Serienanalysen des Arvidsjaurfeldes vor.

Der relative Alkalireichtum der Arvidsjaurporphyre hat also eine unbedeutende Parallele bei den basalen Quarzkeratophyren des Skelleftefeldes, dagegen eine bedeutende bei den jüngeren Na-Ganggesteinen. Bei letzteren tritt

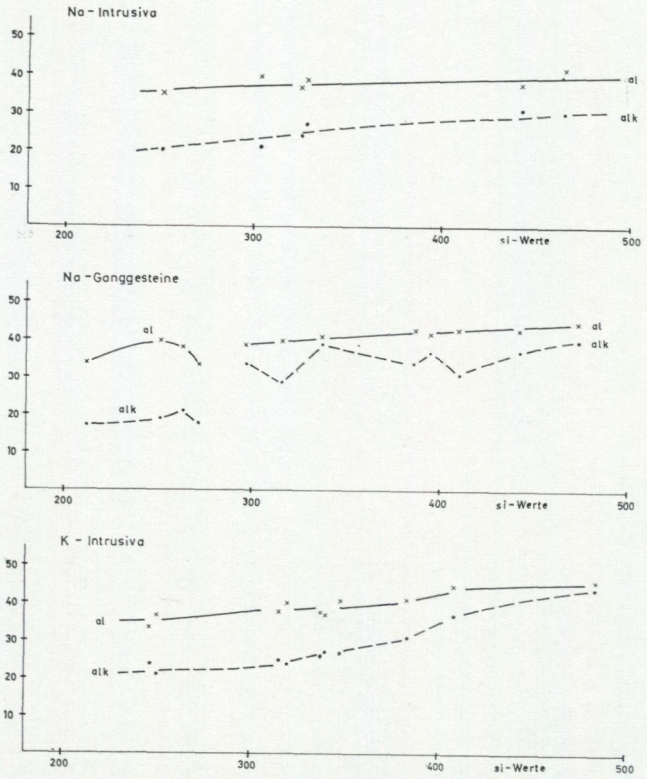


Fig. 75. Variationsdiagramme. Variation von al und alk gegenüber si für die Na-betonten Intrusiva (abyss.-hypabyss.) und K-betonten Intrusiva.

zumindest für eine Gruppe ein relativer Alkalireichtum hervor, der durchaus mit dem der Arvidsjaurporphyre zu vergleichen ist. Es zeigt sich aus dieser Gegenüberstellung, dass der Alkaligehalt unabhängig vom Alter der jeweiligen Gesteinsserie sein kann, somit in erster Linie petrochemische, aber natürlich auch stratigraphische Bedeutung erlangen kann. Es wäre demnach nicht auszuschliessen, dass gerade die alkalireiche Gruppe der Na-Ganggesteine, die jünger als der Vargforsandesit ist, einen genetischen Zusammenhang mit den Arvidsjaurporphyren aufzeigen, und somit auch die Altersfrage der Arvidsjaurporphyre zu diskutieren wäre.

An sich könnte man daraus folgern, dass die Arvidsjaurporphyre etwa gleichaltrig mit den Vargforsandesiten, möglicherweise auch jünger als dieselben sein könnten, wenn die alkalireiche Gruppe der Na-Ganggesteine an ein Restmagma des Arvidsjaurvulkanismus zu binden wäre. Es würde sich in diesem Falle ein Knoten lösen, da das Abborrtjärnkonglomerat noch kein Geröllmaterial der Arvidsjaurporphyre enthält, während das nach Auffassung des Ver-

fassers wesentlich jüngere Dömanbergkonglomerat reichlich Material dieser Porphyre enthält.

Nach Grip (1935, 1946) besteht eine deutliche zeitliche Beziehung zwischen Arvidsjaurporphyr und Jörngranit (Fig. 83). An Kontakten konnte nämlich nachgewiesen werden, dass der Jörngranit stets jünger als der Porphyr zu sein scheint.

Folgt man konsequent dem stratigraphischen Schema von Kautsky (Fig. 69), müssen die Arvidsjaurporphyre älter als das Vargforskonglomerat sein, welches selbst älter als der Elvabergschiefer ist. Diese Gliederung bestärkt Grips Auffassung.

Das Fehlen von Arvidsjaurporphyrgeröllen im Abborrtjärnkonglomerat spräche dafür, dass die Porphyre im Einzugsgebiet des Konglomerates nicht entblösst waren. Indirekt könnte man auch darauf schliessen, dass ihre Entstehung nach der Bildung des Abborrtjärnkonglomerates fällt. Der Unterschied im Bildungsmilieu zwischen den Porphyren im Skelleftefeld und Arvidsjaurfeld könnte nicht nur auf verschiedene Entstehungsbedingungen, sonden auch auf eine zeitliche Trennung hinweisen. Diese Problematik schein dem Verfasser noch nicht zur Gänze gelöst zu sein.

Während die Na-Effusivgesteine sowohl relativ alkalireich als auch intermediäralkalisch sein können, ist der Hauptteil der Na-betonten Intrusivgesteine (abyssisch und hypabyssisch) intermediär alkalisch (alk $\approx$ $^2/_3$–$^1/_2$ al) und offenbar granitisch-trondhjemitischen und granodioritischen Magmen zuzuordnen (Tabelle 4.1). Verfolgt man bei den abyssischen Gliedern das Verhältnis zwischen al und alk gegenüber si, so ist der auffällig horizontale Verlauf der al-Linie und die nur schwach ansteigenden alk-Werte festzuhalten (Fig. 75). Der geradlinige Verlauf der beiden Kurven zeigt ein einheitliches Intrusiv an, dessen si Werte sich über einen weiten Bereich erstrecken.

Die Na-Ganggesteine hingegen zeigen zwar einen ähnlichen Verlauf der al-Werte, jedoch einen gänzlich anderen, was die alk-Werte betrifft (Fig. 75). Diese zeigen lokal starke Abweichungen und deuten an, dass die Restkonzentrationen des Magmas bei der Gangbildung eine deutliche Alkalidifferentiation zeigen. Das eben gesagte betrifft aber nur die relativ alkalireiche Gruppe der Ganggesteine. Die intermediäralkalische ist das Produkt eines wesentlich homogeneren Magmaherdes.

Die K-betonten "Intrusive" (Revsundgranite) sind relativ alkalireich und gehören einem granitischen bis granodioritischen Magmatyp an. Vergleicht man hier den Verlauf von al und alk (Fig. 75) so fällt auf, dass sich die alk-Werte mit zunehmenden si-Werten den al-Werten nähern um schliesslich ähnlich zu werden.

Damit unterscheiden sich die Jörn- und Revsundgranite petrochemisch erst ab si-Werte um 400. Die Zunahme der Alkali-Werte ist in erster Linie auf höhere K-Gehalt zurückzuführen.

Setzt man voraus, dass der Jörngranit primärgranitisch ist, so könnte aus dem petrochemischen Vergleich zwischen Jörn- und Revsundgranit auch für letzteren eine primäre magmatische Entstehung vorausgesetzt werden. Wie bereits ausgeführt wurde (siehe p. 47) haben sicher Teile des Revsundgranites ein schmelzflüssiges Stadium durchlaufen, wobei allerdings die Auffassung vorherrscht, das es sich beim Revsundgranit um das Produkt eines palingenen Magma handelt (Grip 1941, Gavelin 1955). Von beiden wird die Auffassung vertreten, dass dieser Granit zum grössten Teil aus assimiliertem Sedimentmaterial besteht, etwas was die geochemischen Untersuchungen von U. Svensson (1970) zu bestätigen scheinen. Auch für Teile des Jörngranites wird eine Entstehung durch Granitisationsprozesse angenommen (Grip 1941).

Wenn auch die chemischen Beziehungen sehr eng sind, so stellt der K-Zuschuss im sauren Bereich des Revsundgranites eine Entwicklung dar, die auf eine andere petrochemisch-tektonische Entstehung hinweist. Die saure Reihe der Magmenentwicklung im Skelleftefeld gehört der pazifischen Magmensippe an (Hacker, Becke), die als kalkalkalisch (Rosenbusch, Niggli) anzusprechen ist. Zahlenmässig liegt der Alkali-Kalk-Index (Fig. 76) nach Peacock (1931) von > 60 Gewichtsprozent SiO_2, hat somit einen vorwiegend "calcic" Charakter mit Anklängen zu "calcalkalic". Es ist daraus zu folgern, dass ein Sippencharakter vorliegt, was auf Gemeinsamkeiten hindeutet.

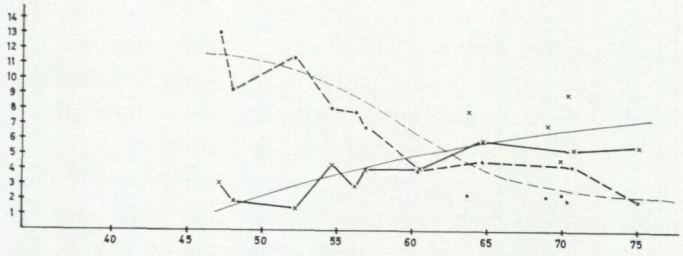


Fig. 76. Alkali-Kalkindex nach Peacock der Eruptivgesteine des Skelleftefelds.
--- CaO, —— Na_2O+K_2O

Für die basische Reihe ergeben sich folgende Überlegungen. Die Vulkanite lassen sich in Mg-, Fe- und Ca-betonte gliedern (Fig. 77–79). Erstere und letztere sind als Andesite und vereinzelt auch als Basalte anzusprechen, die Fe-betonten leiten deutlich zu den intermediären Daciten über. Diese unterscheiden sich petrochemisch gegenüber den Na-Daciten durch einen bedeutend geringeren alk-Wert (vergleiche Fig. 77 mit Fig. 74).

Weiteres ist festzuhalten, dass die Mg- und Fe-betonten Vulkanite eine Reihe mit etwas höheren und eine solche mit niederen alk-Werten auszeichnen. Die entsprechenden Ca-betonten Vulkanite (Fig. 79) sind eindeutig alkalireicher

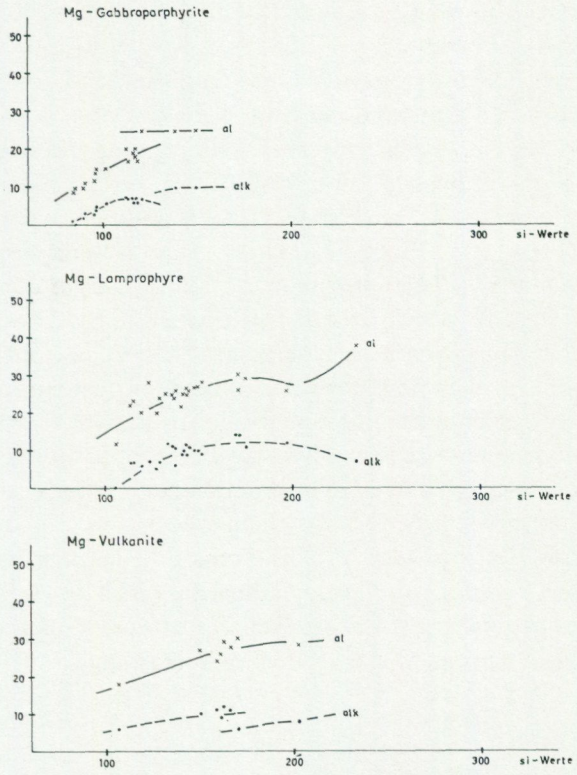


Fig. 77. Variationsdiagramme. Variation von al und alk gegenüber si für die Mg-betonten Gabbroporphyrite, Lamprophyre und Vulkanite.

bei gleichzeitig höheren al-Werten, wobei jedoch zu bemerken ist, dass das Gesagte bei den drei Vulkanittypen für den gleichen si-Wertintervall gilt, also direkt vergleichbar ist (Fig. 77 und 78).

Die Alkalilinie zeigt im Intervall von 100–200 si einen stark unterbrochenen Verlauf, was auf Differentiationsvorgänge hinweisen kann.

Hier könnten sich petrochemisch ausgedrückte Uneinheitlichkeiten oder Verschiedenheiten, was deren Herkunft betrifft, abzeichnen. Regional gesehen ist zwar ein Teil der Ca-betonten Vulkanite an den Ostteil des Feldes gebunden, aber gerade die basischen Glieder decken sich regional mit dem Auftreten der Mg-betonten Vulkanite.

Der verschiedene Alkaligrad kann auf Differentiationsvorgänge hinweisen und verschiedene Fördertiefen andeuten. Die relative Alkaliarmut passt ausgezeichnet in die geologische Entwicklung des Grundgebirgestockwerkes. Rechnet man mit Assimilationsvorgängen, so ergibt sich ein kompliziertes genetisches Bild, zu dessen Erklärung wesentlich tiefergehendere petrochemische Studien erforderlich sind.

Wesentlich geschlossener ist die Entwicklung bei den abyssischen und hypabyssischen Intrusivgesteinen (Fig. 77–79).

Eine Ausnahme bilden in gewisser Beziehung die Mg-Lamprophyre, deren alk-al Verhältnisse bei Zunahme des SiO_2-Gehaltes uneinheitlich erscheinen. Dabei ist noch auf Analogien zwischen Gabbroporphyrit und Lamprophyr hinzuweisen. Sie unterscheiden sich in erster Linie durch das geologische Auftreten. Die Porphyrite treten zumeist als grosse gang-bis linsenförmige Intrusikörper auf, während die Lamprophyre stets nur als schmale Gänge zu beobachten sind. Ödman (1941) beschreibt die Lamprophyre der Bolidengrube. Aus den publizierten Analysen ist dabei zu ersehen, dass diese ausschliesslich dem ultrabasischen Flügel angehören, ausgenommen einem chloritischen Lamprophyr. Ausserdem ist die Summe der Alkalioxyde bedeutend niedriger als die der in dieser Arbeit angeführten Lamprophyre. Es muss hier erwähnt werden, dass kein Versuch unternommen wird, die Lamprophyre des östlichen und zentralen Skelleftefeldes mit denen von Boliden zu vergleichen. Hierzu fehlen dem Verfasser entsprechende Detailstudien.

Den Lamprophyren wird hier insoferne grosse Bedeutung beigemessen, als sie zur zeitlichen Gliederung der geologischen Entwicklung einen wesentlichen Beitrag liefern. Aus deren petrochemischen Daten etwas für die Entwicklung der Eruptivserien auszusagen, erscheint schwierig. Niggli (1923) sieht in den

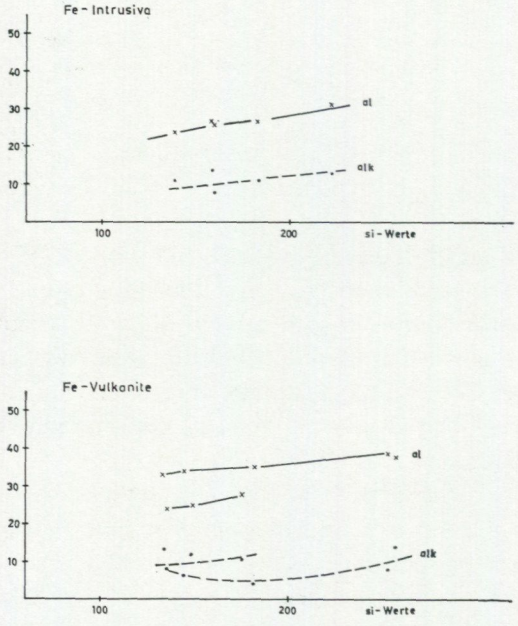


Fig. 78. Variationsdiagramme. Variation von al und alk gegenüber si für die Fe-betonten Intrusiva und Vulkanite.

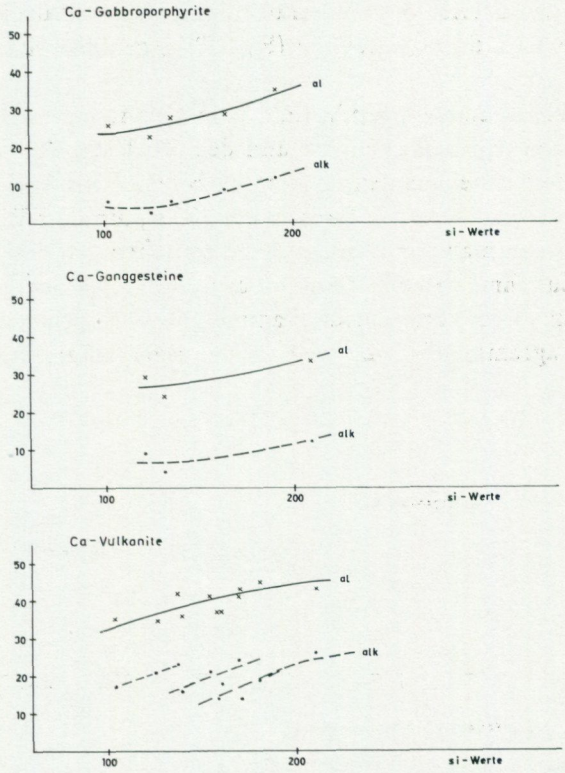


Fig. 79. Variationsdiagramme. Variation von al und alk gegenüber si für die Ca-betonten Intrusiva (abyss.-hypabyss.) und Vulkanite.

Lamprophyren nichts chemisch bestimmtes und beschreibt deren mittlere Zusammensetzung als gabbrodioritisch und somit solchen Magmentypen zuzuordnen.

Hier im Skelleftefeld kann jedoch eine eindeutige petrochemische Verwandtschaft mit den Mg-Gesteinen festgestellt werden. Sie müssen in der Hauptsache als Spaltungsprodukte Mg betonter Tiefengesteine, die vorwiegend als Gabbroporphyrite auftreten, aufgefasst werden.

Auch die basischen Eruptivgesteine fügen sich in die Darstellung der Fig. 76. Damit gehören sämtliche Eruptivgesteine des Skelleftefeldes der pazifischen Gesteinssippe (Becke) an, zumindest was den "Alkali-Kalkindex" nach Peacock betrifft.

Einzelgruppen verdanken ihre Entstehung abgespaltenen Magmentypen, die zu verschiedenen Zeitpunkten dem jeweiligen Zustand der Kruste bzw. entsprechenden tektonischen Phasen in Beziehung zu setzen sind.

Für den gesamten Bereich des betrachteten zentralen und östlichen Skelleftefeldes zeigen die Variationsdiagramme (Fig. 80) gegenüber si folgende Eigenschaften:

für al einen nahezu einförmigen Verlauf (zunehmend mit steigenden si-Werten), ausgenommen den basischen Ast und dem Feld 300–400 si,

für fm einen mit zunehmenden si-Werten absteigenden Verlauf mit gewissen Unruhen zwischen 100 und 150 sowie um 300 si, für die c Werte eine ziemliche Konstanz, wenn man von Extremwerten zwischen 100 und 150 si absieht,

für alk eine Zunahme der alk-Werte im sauren Bereich der si-Werte.

Summiert man diese Variationsdiagramme (Fig. 81) erhält man ein schematisches Typdiagramm (Fig. 82), welches die gegenseitigen Beziehungen der

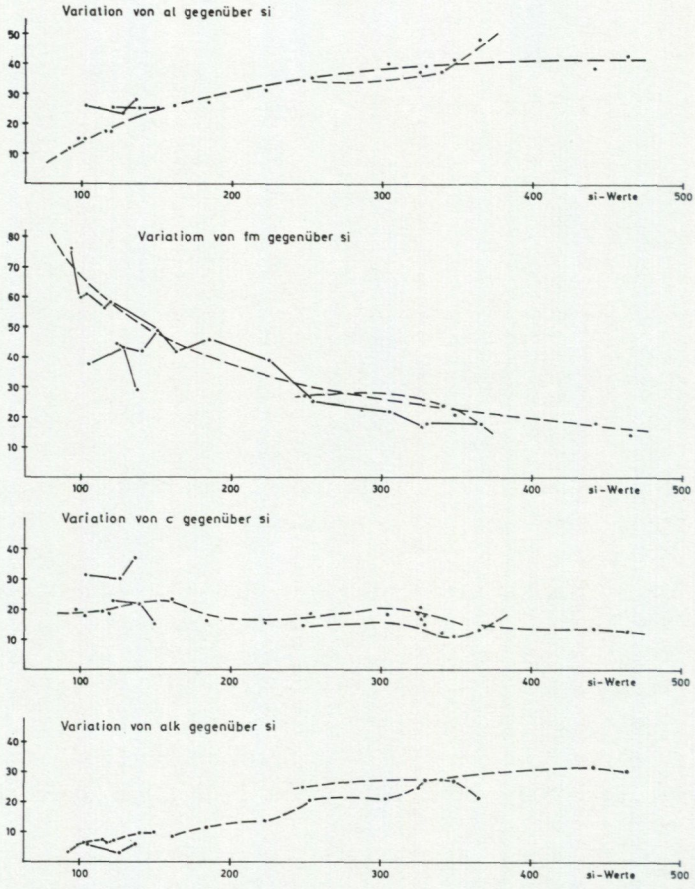


Fig. 80. Variationsdiagramme mit Variation von al, fm, C und alk gegenüber si für den gesamten Bereich des betrachteten zentralen und östlichen Skelleftefeldes.

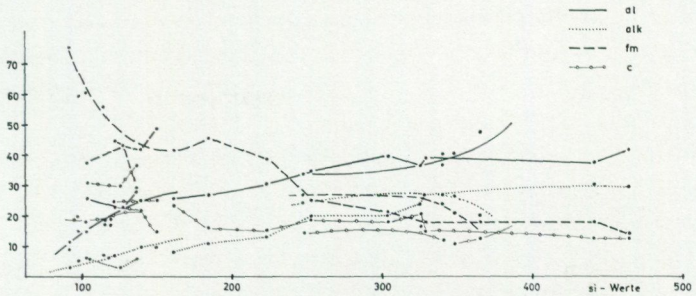


Fig. 81. Variationsdiagramme der Werte für al, fm, c und alk gegenüber si für die Eruptivgesteine des Skelleftefeldes.

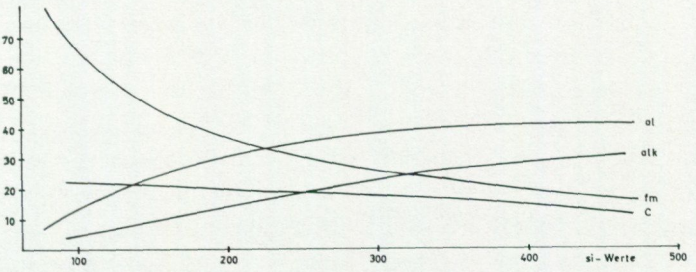


Fig. 82. Idalisiertes Variationsdiagramm der Werte für al, fm, c und alk gegenüber si für die Eruptivgesteine des Skelleftefeldes.

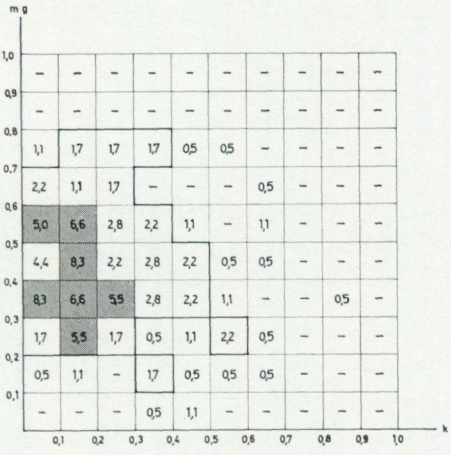


Fig. 83. Prozentuelle Verteilung der k–mg Werte für alle Eruptivgesteine des zentralen und östlichen Skelleftefeldes.

al, alk, fm und c Werte gegenüber si zum Ausdruck bringt. Die Abweichungen in Fig. 81 deuten daraufhin, dass sich innerhalb der Magmenprovinz des Skelleftefeldes verschiedene Magmentypen entwickeln, die eine gwisse Selbständigkeit erlangten.

Abschliessend sei noch kurz auf die prozentuelle Verteilung der k-mg Werte (Niggli 1923) verwiesen. Bei der statistischen Darstellung der k-mg Werte gibt die Zahl der in ein bestimmtes Feld fallenden k-mg Werte die Felddichte wieder. Das Diagramm Fig. 83 zeigt, dass die Eruptivgesteine des Skelleftefeldes der Kalkalkalireihe angehören, die jedoch teilweise stark Na-betont ist. Dies kommt ihm Alkali-Kalkindex nach Peacock nicht so zum Ausdruck, da bei diesem auf die Summe der Alkalioxyde Na_2O+K_2O zurückgegriffen wird. Bei der von Niggli eingeführten Berechnung der k-mg Werte wird auf den Niggli-Wert k zurückgegriffen, der aber vom Verhältnis $K_2O : K_2O+Na_2O$ abhängig ist.

Hier wird das Na_2O zum Kaligehalt in Beziehung gesetzt. Da nun die meisten Gesteine des Skelleftefeldes stark Na-betont sind, ergibt sich aus dem Diagramm Fig. 83, eine starke Besetzung des Bereiches 0–0,3 k und 0,2–0,6 mg. Nur sporadisch tritt eine Kali-Vormacht ein (0,8–0,9 k und 0,3–0,4 mg).

Hingegen scheinen die Arbeiten von Lundegårdh (1967) vom Südrand der "Norrland-Geosynklinale" dafür zu sprechen, dass in diesem Bereich K eine wesentlich grössere Rolle spielt und wohl andeutet, dass die geologische Entwicklung in diesem Raume nicht mit dem Nordrand der "Norrland-Geosynklinale" identisch ist oder aber einem anderen Teufenbereich entspricht.

Dieses Resultat steht in voller Übereinstimmung mit der relativen Na-Betonung, vor allem der sauren Eruptivgesteine, was auf Grund der Becke'schen Nomenklatur bedeuten könnte, dass Glieder der Eruptivgesteine im Skelleftefeld einem atlantischen Gesteinsstamm angehören (Natron-Reihe). Das könnte ein Indiz dafür sein, dass die sauren Vulkanite der Maulidenserie beispielsweise einem eigenen Gesteinsstamm angehören.

E. SYNTHESE DER STRATIGRAPHISCH-TEKTONISCHEN UND PETROCHEMISCHEN VERHÄLTNISSE AM NORDRAND DER "NORRLAND-GEOSYNKLINALE"

Magnusson (1963) beginnt die Beschreibung der Geologie des schwedischen Grundgebirges mit folgender Charakterisierung: Zum schwedischen Grundgebirge werden die ältesten Formationen gerechnet, in denen Gneise verschiedener Art und Alters eine grosse Ausbreitung erlangen. Die von diesen Gneisen aufgebauten Gebirgsketten sind tief abgetragen und vielfach durch ein entschärftes Relief ausgezeichnet (Peneplain). Diese Prozesse interferieren mit

dem Auftreten von regional verbreiteten Graniten, wobei letztere das Grundgebirge durchsetzen oder stark mit diesem verflochten sind. Es ist gerade diese regionale Ausbreitung von Gneisen und Graniten, die das Grundgebirge auszeichnet. Gut erhaltene Sedimente und vulkanische Bildungen spielen eine mehr untergeordnete Rolle.

Einzelne Abschnitte innerhalb der Grundgebirgskörper des s. g. Baltischen Schildes, einem ausgebreiteten Kraton, der sich in alte Kerne und "Orogene" gliedern lässt, werden durch das Auftreten von suprakrustalen Gesteinsserien beherrscht. Eine dieser – das Skelleftefeld – war in dieser Arbeit Gegenstand einer stratigraphisch-tektonisch-petrochemischen Analyse.

Im folgenden sollen nun die erläuterten Beoabachtungen und Analysen zu einer Synthese zusammengefasst werden.

Die Gesteinsentwicklung im Skelleftefeld zeigt eindeutig ein Wechselspiel zwischen Vulkanismus und Sedimentation, wobei vorerst erstere, später letztere vorherrscht. Die intime Verflechtung von vulkanischen und sedimentären Gesteinen wird noch durch das Auftreten von Ignimbriten, pyroklastischen Ablagerungen und klastischen Uebergangsgliedern verschärft. Es ist daher eine selektive Trennung als Unterlage für ein stratigraphisches Aufeinander im Gegensatz zu einem petrographischen und tektonischen Nebeneinander nicht immer durchzuführen. Daraus ist zu folgern, dass nur über den Weg von Seriengemeinschaften das zeitliche geologische Geschehen gegliedert werden kann. Da der Erhaltungszustand des Gesteines im Grundgebirge des Skelleftefeldes ein so ausgezeichneter ist, wird der Begriff Leptit nicht verwendet und scheidet auch als petrographischer Begriff für das Skelleftefeld aus.

Im stratigraphischen Schema nach Gavelin und Grip (1946) wird noch von einer basalen Vulkanitserie und einer darauffolgenden Schieferserie gesprochen (Fig. 84). Diese schematische Gliederung wurde in der Arbeit von Kautsky (1957) einer kritischen Prüfung unterzogen und teilweise revidiert (Fig. 69). Kautsky's Schema bringt als neue Begriffe die Maurliden- und Elvabergserie, die sich zwar in Teilen mit der Vulkanit- und Schieferserie decken, aber den differentierten Gesteinsaufbau in Unterabteilungen gliedern. Die stratigraphische Gliederung wurde bereits eingehend diskutiert und braucht somit nicht wiederholt zu werden.

In der stratigraphischen Gliederung nach Kautsky erlebt man bereits das Pulsieren der Kruste gewisser Grundgebirgsabschnitte des skandinavischen Präkambriums, welches über lange Zeiträume andauerte. Dies kommt vorerst in dem umfangreichen sauren Vulkanismus zum Ausdruck, der eine noch wenig konsolidierte Kruste vorgefunden haben dürfte. Später zeigt sich im Umschlag zu einem basischen Vulkanismus, der mit Granitintrusionen interferierte, dass eine vertikale Mobilisation unterschiedlich tief belegene Krustenteile aktiviert wurde. Die tektonischen Bewegungen erstreckten sich dabei über grosse Zeiträume, verlaufen vielfach im plastischen Verformungsbereich – rheologischen

Gesetzen gehorchend – und erreichen phasenartig grössere Ausmasse (Paroxysmus). Ueber die Amplituden der Falten kann nur ungefähr ausgedrückt werden, dass sie im Kilometerbereich zu liegen scheinen. Die Bewegungen verliefen längs streng vorgezeichneten Bahnen und haben nirgends zu turbulenten Strukturen geführt, die etwa einem alpinotypen wildgeboxten Faltengebirge

KARELISCHE OROGENESE	Sorselegranitserie. Reich differenzierte Intrusionssviten Granit-Gabbro. Syenitische Formen haben grosse Ausbreitung. Gänge von Granitporphyr und Hornblendediabas.	
	Arjeplog-Linagranitserie. Migmatitgranite mit Pegmatitgängen	Faltung und Palingenese. Sulfiderzbildung (Adak- und Lavererze)
	Vargforsserie. Sedimente wechselnder Ausbildung von Konglomerat zu Tonschiefer. Einlagerungen von überwiegend basischen Vulkaniten	
	DISKORDANZ	
SVIONISCHE ODER SVEKOFENNIDISCHE OROGENESE	Revsundsgranitserie. Migmatitgranite mit Pegmatitgängen	Die jüngere Faltungsphase; Überschiebungstektonik, Palingenese. Sulfiderzbildung (Die Erze des Boliden- u. Malånäsgebietes. Arsenkies- u. Bleiglanzgänge)
	Arvidsjaur-Jörngranitserie. Eine reich differenzierte Serie Granit-Gabbro. Aplit- und Grünsteinsgänge	Ältere Faltungsphase; Überwiegend weiche Faltung. Schwache Sulfidinvasion. Eventuell Erzbildung
	Arvidsjaurporphyrserie. Eine reich differenzierte Vulkanitserie. Liparitische, keratophyrische, dazitische, andesitische und basaltische Laven und in untergeordneter Menge Tuffe	Überwiegend Vulkanismus im Arvidsjaurgebiet und Sedimentation im Skelleftefeld
	Schieferserie des Skelleftefeldes. Eine mächtige Sedimentserie, die zu grossen Teilen aus feinkörnigen, oft graphithaltigen Sedimenten besteht; daneben kommt sandige, grauwackenartige und konglomeratische Ausbildung vor. Einlagerungen basischer Effusiva	
	Vulkanitserie des Skelleftefeldes. Eine reich differenzierte Abfolge lipartischer, keratophyrischer, dazitischer, andesitischer und basaltischer Laven und Tuffe mit sedimentären Einlagerungen	Vulkanismus im Skelleftefeld

Fig. 84. Die Auffassung der Lagerfolge und zeitlichen Aufeinanderfolge der Gesteine im Skelleftefeld und Arvidsjaurfeld nach Gavelin & Grip 1946 und Gavelin (& Kulling) 1955.

zu eigen sind, gestaltspsychologische Gegensätze, die im Erscheinungsbild der geologischen Grossräume zum Ausdruck kommen und für das geopsychische Erleben des Geologen und Tektonikers von ausschlaggebender Bedeutung sind.

Aus dem stratigraphischen Schema nach Gavelin und Grip (Fig. 84) ersieht man eine Zweiteilung der orogenetischen Prozesse, nämlich in eine ältere svionische oder svekofinnidische und eine karelische Orogenese. Orogenetische Bildungen setzen die Existenz von Geosynklinalräumen voraus. So werden die Sedimente des Skelleftefeldes mit den Vargfors- und Mensträskkonglomeraten als Basisbildungen der Geosynklinale gedeutet. Sie bauen die Hunderte von Kilometern sich erstreckende Zentrale "Norrland-Geosynklinale" (Magnusson) auf. Während die zentralen Teile der Geosynklinale vorwiegend als eugeosynklinal gedeutet werden, sind randlich belegene als miogeosynklinale Bildungen zu erkennen (Lundegårdh 1960, 1967). Für den Südrand des Mittelnordländischen Meeres (Lundegårdh 1967) wird von Lundegårdh ein tektonisches Entwicklungsschema angegeben, welches mit einer Horst- und Grabenbildung beginnt und in typische Imbrikationstektonik überleitet, die für Randzonen von miogeosynklinalen Gebieten charakteristisch ist.

Das Skelleftefeld liegt am Nordrand dieser Geosynklinalzone, es hat in dessen WNW–ESE Erstreckung eine Ausbreitung von über 100 Kilometer.

Die Leitstrukturen – Sedimenttröge zwischen Vulkanitzonen –sind gleichfalls WNW–ESE orientiert, eine Ausrichtung, die bereits von der Arvidsjaurlandmasse (Kautsky 1959 a) beeinflusst erscheint (siehe p. 98). Obwohl Kautsky in seinen paläogeographischen Ueberlegungen ausdrückt, dass die Küstenlinie zur Zeit der Ablagerung der Maurlidenserie keine Beziehungen zur Lage des sich später bildenden Jörngranitmassives zeigt, müssen Tiefenstrukturen eine WNW–ESE Orientierung der Geosynklinalrandstrukturen gesteuert haben.

Diese Tiefenlinien können als Meso-Lineamente (Grössenbereich 10–100 Km Ausdehnung) charakterisiert werden.

Ihnen ist auch der saure Linearvulkanismus zugeordnet, der vielfach den Charakter von "flood tuffs" (Ignimbrit) zeigt. Diese Form eines regionalen sauren Vulkanismus wird von Maleyev (1967) dem lokalen mit Strato-Vulkan-Bildungen assoziierten gegenübergestellt.

Bei einer Diskussion der geosynklinalen Bedingungen müssen sowohl Trogfüllung mit den interferierenden epirogenen, orogenen Bewegungen als auch deren Baustil und die geotektonische Position analysiert werden.

Aus der geologischen Entwicklung des Vulkanismus und der Sedimentation ist schon eine Mobilität der oberen Kruste abzulesen, die sich unterschiedlich im bereits aufgezeigten Wechselspiel von Vulkanismus und Sedimentation bemerkbar macht. Edelman (1965) unterscheidet, die Intrusionstätigkeit eingeschlossen, vier verschiedene Mobilisations- und Intrusionszyklen, die einheitlich mit der Förderung von saurem Material beginnen und mit basischem enden.

Auch im Skelleftefeld wird das beobachtbare geologische Geschehen mit der Förderung von saurem Lavamaterial eingeleitet. Diese Beobachtungen decken sich – wenn man annimmt, dass dieser saure Vulkanismus das Geosynklinalstadium initiiert – nicht mit dem klassischen Schema Stille's (1942). Nach diesem werden Geosynklinalen während der anorogenen Periode durch das Auftreten von initialem Vulkanismus (Ophiolithe) gekennzeichnet. Diesem folgt ein synorogener sialischer Plutonismus mit einem hochorogenen Stadium – dem Eindringen von konkordanten Graniten – und einem spätorogenen Stadium mit diskordanten Graniten. Danach folgt ein subsequenter Vulkanismus von andesitischer Natur, während die Geosynklinalentwicklung schliesslich mit einem finalen basischen Vulkanismus endet.

Auboin (1965) schlägt, von der mediterranen Geosynklinale ausgehend, eine gestaltliche und eine zeitlich-dynamische Gliederung der Geosynklinale vor, wobei letztere in ein Entstehungs-, Entwicklungs-, ein orogenes, spätgeosynklinales und postgeosynklinales Stadium eingeteilt wird.

Auboin berührt kurz auch die Verhältnisse in Finnland und weist auf die Bedeutung von Altersbestimmungen für die chronologischen Beziehungen im Grundgebirge hin, welches ja durch eine oft durchgreifende Metamorphose einen Grossteil der Primärstrukturen verloren hat. Dennoch scheint eine Zonengliederung (Svecofennian, Karelian) einen eugeosynklinalen und miogeosynklinalen Charakter aufzuweisen (Simonen 1953, Simonen and Kouvo 1951), was die Existenz eines ausgedehnten Geosynklinalgebietes zu bestätigen scheint. Grössenordnungsmässig und was die Zeitspanne betrifft (200–300 Mill. Jahre), kann dieselbe mit den mediterranen Verhältnissen vergleichen werden. Hier muss allerdings bedacht werden, dass Finnland nur ein Teil des Baltischen Schildes ist, was bedeutet, dass das Geosynklinalgebiet des skandinavischen Grundgebirges wesentlich grössere Dimensionen aufweist.

Man darf auch nicht vergessen, dass die grossen Gebirgsbildungsphasen seit dem Kambrium aus mehreren intensiven Teilphasen bestehen, eine solche Gliederung scheint für den Zeitraum vom 1900–1600 Millionen Jahren nicht belegt. Während Magnusson (1960 b) noch zwei Zyklen unterscheidet, nämlich die Svekofinniden und die Kareliden, werden diese beiden von Simonen (1960 a) zu einem gemeinsamen Zykel zusammengefasst. Dieser Zykel erstreckt sich über den Zeitraum von 1850–1640 Millionen Jahre. In jüngster Zeit hat Welin (1970) zahlreiche Alterbestimmungen veröffentlicht, die andeuten, dass die Auffassung von Simonen zu stützen ist.

Nach diesem kurzen Querschnitt durch die Probleme und Lösungsvorschläge der geosynklinalen Entwicklung und deren Zeiträume, wollen wir wieder zum Skelleftefeld zurückkehren. Für dieses drängt sich vorerst die Frage auf, ob der saure Vulkanismus wirklich das geosynklinale Geschehen der Svekofinniden einleitet.

Zweierlei Wege können beschritten werden. Einmal kann angenommen

werden, dass die eigentliche Geosynklinalentwicklung erst mit dem Auftreten des basischen Vulkanismus eingeleitet wurde. In diesem Falle würde der saure Vulkanismus einem älteren Geschehen angehören. Die weitere Entwicklung, vom basischen Vulkanismus über synorogenen Plutonismus und spätorogener Granitbildung, verläuft etwa nach dem Schema von Stille.

Allerdings muss angeführt werden, dass der basische Vulkanismus mit dem synorogenen Plutonismus interferiert. Einer solchen Deutung kommt jedoch mehr hypothetische Bedeutung zu.

Als zweiter Entwicklungsweg muss die Möglichkeit ins Auge gefasst werden, dass in der nördlichen Randzone der "Norrland-Geosynklinale" ein alter Gesteinskern steckt. Dieser könnte altersmässig den Belomoriden (Oberarchäikum) entsprechen. Magnusson (1960 a) veröffentlicht und diskutiert eine Altersbestimmung eines graphitführenden Sedimentes aus dem Skelleftefeld, welches als Maurlidenschiefer bezeichnet wird, nach der Kartendarstellung in Fig. 2 (Magnusson 1960 a) aber nicht aus dem Maurlidengebiet stammen kann. Die Altersbestimmung nach der Kalium 40/Argon 40-Methode ergab nach Polkanov-Gerling (1960) ein Alter von 2140–2090 Mill. Jahre.

Auf eine Altersbestimmung eine Theorie aufzubauen wäre vermessen. Vorausgesetzt aber, dass sie eine Realität darstellen würde, könnte sie dem Gedanken Nahrung geben, dass alte kratogene Einheiten in das Skelleftefeld einzubeziehen sind, die, wie später noch zu zeigen sein wird, reaktivierte Randzonen eines Kratones darstellen würden. Diese müssten in die Norrland-Geosynklinalentwicklung einbezogen werden.

Wenn auch vom Verfasser keine Bestätigung der Maurlidenschiefer im Sinne von Kautsky (1957) erbracht werden konnte, so ist das Vorhandensein älterer Sedimente in den Elvabergschiefern, die nicht mit sauren Vulkaniten interferieren, nicht auszuschliessen. Lundegårdh (1967) kommt für den Südrand der "Norrland-Geosynklinale" zur Auffassung, dass der Hauptteil der Verwitterungssedimente an die Basis der Svekofennischen Ära zu stellen ist.

Der saure Vulkanismus im Skelleftefeld, Altersbestimmungen stehen noch aus, könnte ein Vorläufer des späteren synorogenen Jörngranites sein. Der Einbezug der Randzone in die Evolution der "Norrlands-Geosynklinale" kann durch die Ausbildung von Spaltensystemen mit dazugehörigem Lineärvulkanismus seinen Ausdruck finden. Der spätere synorogene Jörngranit hat bereits Beziehungen zu einem Faltenbau und ist, wie randlich belegene effusivähnliche Partien beweisen, beinahe bis zur Krustenoberfläche intrudiert und gerade nicht mehr effusiv geworden.

Gemäss dieser Darstellung können die sauren Vulkanite in das Entwicklungsschema der Geosynklinale einbezogen werden.

Was die basische Magmentätigkeit betrifft, kann vermutet werden, dass der Umschlag zur Förderung von intermediärem bis basischem Material eine neue Entwicklungsphase bedeutet. Die plötzliche Mobilisation von intermediärem bis

basischem Material deutet an, dass solche Massen in das vertikalgerichtete Mobilisationsschema eingebaut bzw. aktiviert wurden, während gleichzeitig die Eruption von saurem Magma praktisch zum Stillstand kam. Die Förderung von entalkalisiertem Material weist daraufhin, dass die Krustenmobilisation durch eine weitgehende Differentiation der Magmen entscheidend beeinflusst wurde.

Mit der Verstärkung der Krustendeformation nimmt der Grad der Differenzierung ab, womit eine Kausalität zwischen Änderung des Chemismus, der geförderten Magmatite und dem Deformationsmechanismus vorzuliegen scheint. Die petrographische Provinz des Skelleftefeldes zeigt zwar kalk-alkalische Gesteinsstämme, die nach Peacock an der Grenze von calcic zu calc-alcalic liegen und damit eine gewisse Differenzierung zeigen, die im Auftreten von Na-betonten Gesteinen ihren starken Ausdruck findet. Das Auftreten solcher Variationen unterstreicht nur die komplizierte Baugeschichte des Skelleftefeldes. Es sei nur der Ordnung halber zum Ausdruck gebracht, dass sich der Verfasser sehrwohl der Gefahr bewusst ist, dass eine Betrachtung der chemischen Variationen ihre Grenzen hat. Geringfügige Abweichungen durch örtliche Bedingungen können scheinbare Unterschiede markieren, die ohne Realität sind. Hingegen ist eine solche Betrachtung im Zusammenhang mit der Gesamtheit der geologischen Entwicklung eine ausgezeichnete Stütze.

Bemerkenswert ist nun das Auftreten von intermediären und basischen Gesteinen, auch nach dem synorogenen Jörngranit, aber noch vor dem Hervortreten des spätorogenen Revsundgranites.

Betrachtet man den Jörngranit und Revsundgranit als demselben Zykel bzw. derselben Orogenese zugehörig, so fehlt ein typischer subsequenter Vulkanismus. In Beziehung zum Jörngranit allein könnten die Andesite der Vargforsserie als subsequent aufgefasst werden. Da sie zwischen zwei Granitphasen erscheinen, könnten sie besser einem i n t e r f e r e n t e n Vulkanismus zugeordnet werden. Bei einer Deutung der Andesite als subsequenter Vulkanismus zum Jörngranit und der dazugehörigen tektonischen Phase, würde der Revsundgranit aus dem Normalschema herausgerissen werden und eine selbständige Entwicklungsphase darstellen.

Nicht unerwähnt bleiben darf der Gallejaurgranit, der mit dem oben erwähnten Andesit in genetischer Beziehung steht, aber nicht an einen Faltungsakt, sondern an epirogene Bewegungen gebunden erscheint. Auch dieser Granit folgt zeitlich dem Andesit, wird aber als mit diesem einzeitig aufgefasst und damit altersmässig vom Revsundgranit getrennt.

Aus dem oben gesagten ergibt sich ein kompliziertes Wechselspiel von Magmentätigkeit und Bewegung, welches schematisch wie folgt skizziert werden kann (Fig. 85). Dass die geologische Entwicklung in abweichenden Bahnen verläuft, dürfte durchaus in den Rahmen passen. Es wird abschliessend darauf noch bezug genommen.

Vergleicht man die Eruptivphasen des Skelleftefeldes mit Edelmans Zykelgliederung der Svekofinniden (1965) so unterscheidet dieser 4 Zyklen von denen drei – Svionian (Geosynclinal), Early Svecofennian (Intraorogenic, Primorogenic or first fold phase), Late Svecofennian (Serorogenic or second fold phase) – mit den Ereignissen dieser Darstellung in Beziehung gesetzt werden können. Allerdings kann die geosynklinale Entwicklung nicht nur auf die Basis bezogen werden, sondern muss bis in den Zeitraum zwischen 2. und 3. Zykel hinaufreichen.

Saurer Magmatismus (Revsundgranit)	sen – postorogen	
Migmatit – Faltung – Elvabergphase	orogen	
Saurer Magmatismus (Gallejaurgranit)	postpolyrogen	Svekofenniden – Kareliden
Intermediär – basischer Magmatismus	interferent (subsequent)	
Saurer Magmatismus (Jörngranit) – Faltung – Vargforsphase	synpolyrogen	
Intermediär – basischer Vulkanismus	initial	
Saurer Vulkanismus	epirogen	
Diskordanz – Maurlidenphase		
Südlicher Randausläufer der Arvidsjaurlandmasse	epirogen	Belomoriden

Fig. 85. Chematische Darstellung der Abfolge Magmatismus und Faltung im zentralen und östlichen Skelleftefeld.

Das heute vorliegende Bild der Oberflächenstruktur im Skelleftefeld bedarf noch einiger Bemerkungen. Wegmann (1962) wirft Fragen der Stockwerkstektonik auf, wobei die Gleichzeitigkeit von in verschiedenen Tiefen ablaufenden Vorgängen und die im selben begrenzten Gesteinsbereich nacheinander sich bemerkbar machenden Beeinflussungen berührt werden. Bei der Betrachtung der metamorphen Zonen im dreidimensionellen Raum (geothermisches Relief) sieht man für die hier diskutierten Teile des Skelleftefeldes eine einförmige Faziesverteilung, die durch das Mineral Chlorit gekennzeichnet ist. Gegen Süden wandernd folgt eine Biotitzone, der ihrerseits hochmetamorphe Granatbiotitglimmergneise, Migmatitgneise und Granite vorgelagert sind. Das Vertikalprofil zeigt also ein Nebeneinander von Mineralfazien verschiedener P-T-D-Bedingungen.

Das ausgedehnte Gneis-Granitgebiet der zentralen "Norrland-Geosynklinale" erscheint gegenüber der nördlichen Randzone stark angehoben, wobei kein allmählicher Uebergang sondern eine scharfe Grenze zu beobachten ist. Somit liegt das Skelleftefeld in einer relativ eingesunkenen Position, die verhältnismässig grossen Tiefgang hat. In der Renströmgrube konnten beispielsweise selbst in einer Teufe von 1000 Metern noch keine mineralfaziellen Veränderungen festgestellt werden (Helfrich 1970). Auch der östlich der Lagerstätte gegen

Norden vorstossende Revsundgranitkeil hat nur begrenzte Veränderungen in der Mineralfazies hervorgerufen.

Nach Winkler (1965) liegt der Beginn der Grünschieferfazies bei etwa 400 ± 15°C, 1000 Bar und ca 3,5 km Tiefe, der der Amphibolitfazies bei 520 ± 5°C und 2000 Bar H_2O-Druck. Das bedeutet einen wesentlichen Temperaturunterschied und ungefähr doppelte Teufe, während für den Fall einer Bildung der Amphibolitfazies bei hohen Drücken (560°C und 8000 Bar) ein wesentlich grösserer Teufenunterschied vorliegt.

Setzt man voraus, dass eine weit hinaufreichende Aufheizung grosser Krustenbereiche erfolgte (hoch aufgestiegene Wärmefront), dann müssen keine wesentlichen Hebungen und Senkungen das heute vorliegende Mineralfaziesrelief hervorgerufen haben.

Am oben erwähnten Beispiel von Renström konnte jedoch eine deutliche vertikale Mobilität der Kruste, repräsentiert durch die Schlingentektonik, nachgewiesen werden (Helfrich 1970). Damit dürfte gesichert sein, dass das heutige Faziesrelief durch vertikale Bewegungsvorgänge entstanden ist, und verschiedene Grundgebirgsstockwerke nebeneinander die Krustenoberfläche bevölkern.

Diese Interpretation, auf den gesamten Querschnitt des Skelleftefeldes übertragen, unterbaut die geforderte Krustenmobilität und stellt den spezifischen Magmatismus und tektonischen Baustil am Nordrand der zentralen "Norrland-Geosynklinale" in eine verständliche Kausalität zur Evolutionsgeschichte der Geosynklinalbildung.

Abweichungen von der geosynklinalen Normalentwicklung, die in der untersuchten Randzone zu beobachten sind, müssen auf den Kampf zwischen epirogenen und orogenen Bewegungen zurückgeführt werden. Der heutige Gebirgsquerschnitt lässt keinen typischen orogenen Baustil erkennen. Die Bewegungsvorgänge, die diesen erzeugt haben, könnten als *polyrogen* eine Zwischenstellung einnehmen, bei denen noch merkbar aktivierte kratogene Krustenteile wechselweise in den geosynklinalen Bewegungsmechanismus eingebaut wurden. In diesem Sinne könnte auch der Jörngranit als synpolyrogen aufgefasst werden. Eine solche Sonderstellung charakterisiert viel besser das geologische Auftreten dieses Granites, der nur im Ausnahmsfall vergneist ist und in ein Nebengestein intrudierte, welches in der Hauptsache der Grünschieferfazies angehört.

Aus den vorliegenden Erläuterungen kann auch der Schlusssatz gezogen werden, das am Nordrand der zentralen "Norrland-Geosynklinale" keine normale Geosynklinalentwicklung vorliegt. In dieser Übergangszone ist die Verflechtung von epirogenen und orogenen Vorgängen (= polyrogen) so intensiv, dass es ähnlich wie in anderen Fällen schwer fällt, eine Grenze zu ziehen. Wesentlich ist die Blickrichtung, die man zu wählen gewillt ist. Inwieweit das gesagte auch für die eigentliche "Norrland-Geosynklinale" gilt, soll und kann

hier nicht diskutiert werden. Man sollte jedoch vorsichtig sein, wenn man geologische Geschehen nach dem algonkischen Umbruch (Stille) direkt auf das Archäikum überträgt. Man kann ohne Zweifel die Frage aufwerfen: gilt das Aktualitätsprinzip auch für das Archäikum? Genauso wie der Bewegungsablauf bei gebirgsmechanischen Vorgängen im begrenzten Bereich von Veränderungen der Wirkungskräfte oder deren Intensitäten und den jeweiligen Stabilitätsbedingungen abhängig ist, muss auch das geologische Grossgeschehen von der herrschen Krustenstabilität und der Intensität der Magmentätigkeit abhängen. Die zunehmende Versteifung durch das wachsende Kratogen erzeugt einen zunehmenden Paroxysmus in den mobilen Zonen, der jeweils zu geänderten Baustilen führen muss.

Tiefgreifende Gedanken über die Entwicklung gewisser Grundgebirgsabschnitte können nicht ohne Berührung der Frage nach dem Mechanismus der Krustengestaltung abgeschlossen werden. Aus den vorgelegten Ausführungen kann ohneweiters der Schlussatz gezogen werden, dass fixistische Theorien für eine Erklärung nicht ausreichen. Allzu gross sind die Zeugen mobilistischen Geschehens als dass man mit fixistischen Ideen das Auslangen finden könnte.

Mobilistische Theorien bauen auf einer Verschiebbarkeit der Kontinentmassen über ihrem Substratum. Zur Kontinentalverschiebungstheorie von A. Wegener (1929) müssen O. Ampferers (1906) Gedanken einer Ableitung oberflächlicher Krustenbewegungen aus magmatischen Strömungen der Tiefe in Beziehung gesetzt werden, die zum Gedanken der Unterströmung führten. Letztere wurden später von E. Kraus (1945–1948) vertieft.

Für den Verfasser sind nun die Gedanken van Bemmelens (1965, 1968), die zur Undationstheorie führten von entscheidener Wichtigkeit. Entscheidend dabei ist, dass der Massenausgleich durch Gravitationswirkung hervorgerufen wird, eine Beobachtung, die durch die experimentellen tektonischen Versuche von Ramberg ihre Bestätigung findet. Während noch für Beloussov (1956), einem Repräsentanten fixistischer Anschauungen, die Transformierung primär vertikal wirkender Pulsationen in Horizontalbewegungen schwierig erschien, und die Gravitation für den Faltenmechanismus ablehnt, zeigen Rambergs Versuche klassische Beispiele, wie gravitative Bewegungen Faltungen verschiedener Grössenordnungen hervorrufen. Sowohl die Beispiele von Renström (Helfrich 1970) als auch die Analyse der genetischen Verbindung von Vargforsandesit und Gallejaurgranit bestätigen für das Skelleftefeld die Notwendigkeit, eine gravitative Bewegungsmechanik für den strukturellen Aufbau des Feldes in Betracht zu ziehen. Sie kann als vertikale Mobilität ausgedrückt werden, wobei im Gegensatz von aufsteigendem Magmatismus und tektonischen Massenabgleiten ein Motor zu sehen ist. Die tektonischen Bewegungen wechseln gleichsam das Vorzeichen: erzwungenes vertikales tektonisches Abfliessen bei Einengung steht statischem vertikalem Aufwärtsfliessen entgegen.

Physiko-chemische Abläufe spielen gegenüber Bewegungen gerade im Skel-

leftefeld noch eine zurücktretende Rolle, erlangen aber bereits in südlich vorgelagerten Bereichen erhebliche Bedeutung und hüllen das geologische Geschehen in einen Mantel von migmatitischen, diatektischen, anatektischen und palingenen Vorgängen, die die Mannigfaltigkeit der Grundgebirgsevolution in ein Licht stellen, welches für den mobilistisch und evolutionistisch denkenden Geologen ein unerschöpfliches Feld geowissenschaftlicher Probleme hinterlassen hat. In diese einzudringen, kann nur als Herzuforderung aufgefasst werden.

F. LITERATUR

Ampferer, O.: Ueber das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. Geol. R. A. Wien 1906.

Aubouin, J.: Geosynclines. Developments in Geotectonics 1 Elsevier Publishing Company, Amsterdam–London–New York 1965.

Ashgirei, G. D.: Strukturgeologie. VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin 1963.

– Folding and Mountain Building (Orogenesis). XXIII Int. Geol. Congr. Vol 3, 1968.

Backlund, H. G.: Der Magmenaufstieg in Faltengebirgen. C.R.G.F. 9, 1935.

– Till frågan om granitgrupper, bergkedjeveckningar och cykelindelning inom Fennoskandia. GFF Bd 58, Stockholm 1936.

Die Umgrenzung der Svekofenniden. B.G.i.U. 27, 1937.

– Grundgebirge, Einblicke in das geologische Geschehen des Präkambriums. Geol. Rdsch., 34, 1941.

Badgley, P. C.: Structural and Tectonic Principles. Harper & Row, New York, Evanston & London and John Weatherhill, Inc. Tokyo, 1965.

Bankwitz, P., Chatterjee, N. D., Chingchang, B., Lotze, Fr., Machens, E., Pflug, R., Schmidt, K., Teschke, H. J.: Präkambrium. 1. Teil: Nördliche Halbkugel. Handbuch der stratigraphischen Geologie XIII. Band I. Teil. Ferd. Enke Verlag Stuttgart, 1966.

Barth, T. F. W. – Correns, C. W. – Eskola, P.: Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.

– Presentation of rock Analyses. Econ. Geol. 50, 1955.

Bederke, E.: Geologie und Geophysik der Tiefen: Versuch eines Schlusswortes und Kommentars. Geol. Rdsch., 46, 1957.

Behr, H.-J.: Zur tektonischen Analyse magmatischer Körper unter besonderer Berücksichtigung des Quarzkorngefüges. Freiberger Forschungshefte C 215 Geologie – Tektonik und Magma. Leipzig 1967.

Beloussov, V. V.: Grundfragen der allgemeinen Tektonik. Geol. Rundschau 45, 1956.

Bemmelen, v. R. W.: Der gegenwärtige Stand der Undationstheorie. Mitt. d. Geol. Ges. Wien 57.2 1965.

– On the Origin and Evolution of the Earth's Crust and Magmas. Geol. Rundschau Bd 57 Heft 3, 1968.

Borchert, H.: Zusammenhänge zwischen Lagerstättenbildung, Magmatismus und Geotektonik. Geol. Rdsch., 50, 1960.

Bowen, N. L.: The Evolution of the Igneous Rocks. 1928.

Brinkman, R.: Lehrbuch der Allgemeinen Geologie Bd 3. Stuttgart 1967.

Brotzen, O.: Berggrunden inom östra delen av Bolidenfältet (föredrag). GFF, Bd 83, H4, 1961.

– Geochemical ranking of rocks. S.G.U. Ser C Nr 617, Stockholm 1966.

– Bedrock and ores of Sweden (in Kvalheim, A.: Geochemical Prosp. in Fennoscandia). I. Wiley, New York, 1967.

Bubnoff v. S.: Svekofenniden und Variscіden. Geol. Rundschau, Bd XXVII, H 5, 1936.

Burri, C. und Niggli, P.: Die Jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens, I. Zürich 1945.

Cook, E. F.: Tufflavas and ignimbrites. Elsevier New York – London – Amsterdam 1966.

Correns, C. W., Frechen, J., Hiller, W., Louis, H., Mehnert, K. R., Schmidt-Thomé, P., Schneider, G., Schwarzbach, M., Seibold, E., Wedepohl, K. H.: Lehrbuch der Allgemeinen Geologie, Band III. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1967.

DALY, R. A.: Igneous Rocks and the Depths of the Earth. New York u. London 1933.
DE SITTER, L. U.: Structural Geology. 2nd ed 551 pp. Mc Graw-Hill Publishing Co. Ltd. New York, San Francisco, Toronto and London 1964.
EARDLEY, A. J.: Structural Geology of North America. Harper & Brothers Publishers, New York 1951.
EDELMAN, N.: Reflexioner över de radioaktiva åldersbestämningarna. Geologi 12, 7, 87, 1960.
– Structural studies in the western part of the Skellefte District, northern Sweden. GFF, Vol. 85, Num. 513, Stockholm 1963.
– A Geotectonic model of the svecofennidic orogeny. GFF, Vol. 87. Stockholm 1965.
EINARSSON, Ö.: Duoblon-områdets berggrund. Lic. arb. Stockholms Universitet 1970 (ej publ.).
EKLUND, J.: Skelleftefältets geologi. GFF 45 1923.
ESKOLA, P.: Svekofennidit ja Karelidit. Geologi, 1958.
– Granitentstehung bei Orogenese und Epirogenese. Geol. Rundschau 50, 1960.
GAVELIN, S.: Geology and ores of the Malånäs district, Västerbotten, Sweden. S.G.U. Ser. C Nr 424, Stockholm 1939.
– Relations between ore deposition and structure in the Skellefte district. S.G.U. Ser C Nr 443, Stockholm 1942.
– Die Beziehungen zwischen flachachsiger und steilachsiger Tektonik im Vindelgransele-Gebiet, Västerbotten, Nordschweden. Geol. Rundschau Bd XXIV 1943, H 2/6.
– Adakområdet. S.G.U. Ser. C, Nr 490, 1948.
– Beskrivning till berggrundskarta över Västerbottens län. 1. Urbergsområdet inom Västerbottens län. Summary: The pre-Caledonian rocks of the Västerbotten county, Southern Swedish Lappland. S.G.U. Ser. Ca, n:o 37, Stockholm. 1955.
– Synpunkter på urbergsstratigrafin inom gränsområdena mellan Västerbottens och Norrbottens läns. GFF, Vol. 80, Num. 493, Stockholm.
– och GRIP, E.: Skellefte- och Arvidsjaurfältet. GFF Bd 68, H. 2. 1946.
GEIJER, P.: Cykeltänkandet och granitproblemen. GFF Vol. 87, Stockholm 1966.
GRIP, E.: Die Arvidsjaurporphyre. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol 25, 1935.
– Die Tektonik und Stratigraphie der zentralen und östlichen Teile des Skelleftefeldes. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, Vol. XXX, 1941.
– Nickelförekomsten Lainijaur. G.F.F. Bd 64, 1942.
– Arvidsjaurfältet och dess förhållande till omgivande berggrund. S.G.U. Ser. C Nr 474, Stockholm 1946.
– On the occurence of mercury in Boliden and in some other sulphide deposits in Northern Sweden. S.G.U. Ser. C, No 499, 1948.
– Tungsten and molybdenum in sulphide ores in Northern Sweden. G.F.F. 73, 1951.
– Geology of the sulphide deposits at Mensträsk. S.G.U. Ser. C, No 515, 1951.
– The Skellefte district and the Laisvall area. Int. Geol. Congr. XXI. Guide to excursion nos. A 27 and C 22. Norden, 1960.
– Geology of the Nickel-Deposit at Lainijaur in Northern XXX Sweden. S.G.U. Ser C, No 577, 1961.
– and ÖDMAN, O.: The telluride-bearing andalusite-sericite rocks of Mångfallberget, N. Sweden. S.G.U. Ser. C, No 447, 1942.
HALLER, J.: Probleme der Tiefentektonik, Bauformen im Migmatit-Stockwerk der ostgrönländischen Kaledoniden. Geol. Rundschau, 45, 1936.
HELFRICH, H. K.: Aufschlussbearbeitung mittels Lochkarten. GFF, Vol. 85 Num. 515, Stockholm. 1964.
– Undersökning av malmtyper, strukturtyper och sammanväxningsstrukturer inom Stekenjokkmalmen. S.G.U. Ser. C Nr 645, Stockholm 1969.
– Der Schlingenbau im Grundgebirge des Renströmgebietes, Skelleftefeld, Nordscheweden, in Montangeologischer und Ingenieurgeologischer Sicht. Experimental and natural rock deformation – Experimentelle und natürliche Gesteinsformation. Proceedings of the international symposium Darmstadt february 17–18 1969. P. Paulitsch Springer Verlag. Berlin, Heidelberg, New York 1970.
HIERSEMANN, L.: Ueber die Bedeutung der Rheologie für geophysikalisch geologische Theorien. Geol. Rundschau, 46, 1957.
HJELMQVIST, S.: Ignimbritbegreppet. GFF, Bd 83. Stockholm 1961.
HÖGBOM, A. G.: Skelleftefältets geologi och bergarter. GFF, Bd 21, Stockholm 1899.
– Precambrian geology of Sweden. Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. 10, 1910.
– Nya iakttagelser inom Norr- och Västerbottens Urberg. GFF, Bd 53, Stockholm 1931.
– Skelleftefältet. S.G.U. Ser. C Nr. 389, Stockholm 1937.

KAUTSKY, G.: Ein Beitrag zur Stratigraphie und dem Bau des Skelleftefeldes, Nordschweden. S.G.U. ser. C, no 543, Stockholm. 1957.
– Studien zur Paläogeographie des Archäikums im nördlichen Schweden. GFF, Vol. 81, No 499, Stockholm 1959 a.
– Gesichtspunkte zur Stratigraphie des Archäikums im Grenzgebiet zwischen Västerbotten und Norrbotten Nordschweden. GFF, Vol 81, No 499, Stockholm 1959 b.
KRAUS, E.: Die Unterströmungsformen der Erdrinde. N. Jahrb. MGP, Mh B 1945–1948.
KROKSTRÖM, T.: The Hällefors dolerite dike and some problems of basaltic rocks. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala Vol. XXVI, 1936.
LARSSON, I. and FRÖBERG, C. E.: A reconstruction of an ancient folding in pre-cambrian. Lund Stud. in. Geogr. Ser. A. Phys Geogr. Nr 6, 1953.
LARSSON, W.: Chemical analyses of Swedish rocks. Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol 24, 1932.
LUNDEGÅRDH, P. H.: The miogeosynklinal rocks of Eastern Central Sweden. S.G.U. Ser C, 570. 1960.
– Berggrunden i Gävleborgs Län (Petrology of the Gävleborgs County in Central Sweden). S.G.U. Ser. Ba, 22. Stockholm 1967.
MAGNUSSON, N. H.: Age determination of Swedish Precambrian rocks. GFF, Bd 82, 4, Stockholm 1960 a.
– The stratigraphy of the Precambrian of Sweden outside the Caledonian Mountains. 21. Intern. Geol. Congr. Norden 9, 1960 b.
– LUNDQVIST – REGNÉLL: Sveriges Geologi. Fjärde upplagan. Svenska bokförlaget, 1963.
MALEYEV, E. F., Two types of acid volcanism. Bull. Volcan., 30, 1967.
MARMO, V.: On granites. Bull. de la Comm. Geologique de Finlande No 227. Otaniemi 1967.
MARSHALL, P.: Notes on some volcanic rocks of the North Island of New Zealand. N.Z.J. Sci. Tech. v. 13, n. 4, 1932.
– Acid rocks of the Taupo-Rotorua district. Trand. Roy Soc. N.Z., v. 64, 1935.
MEHNERT, K. H.: Der gegenwärtige Stand des Granitproblemes. Fortschr. d. Miner. 37. 1959.
METZ, K.: Lehrbuch der Tektonischen Geologie. Ferd. Enke Verlag Stuttgart, 2. Aufl. 1967.
NIGGLI, P.: Gesteins- und Mineralprovinzen. Berlin 1923.
NILSSON, C. A.: Wall rock alteration at the Boliden deposit, Sweden. Economic Geology, Vol. 63, No 5, 1968.
OFFERBERG, J.: Rocks and Stratigraphy of the Ledfat Area, Västerbotten County, Northern Sweden. S.G.U. Ser C Nr 564, Stockholm 1959.
PEACOCK, M. A.: Classification of Igneous Rock Series. J. Geol. 39, 1931.
PICHLER, H. und ZEIL, W.: Die quartäre "Andesit"-Formation in der Hochkordillere Nord-Chiles. Geol. Rundschau Bd 58 Heft 3, 1969.
PLATEN, v. H.: Kristallisation granitischer Schmelzen. Beitr. Min. Petr. 11, (1965).
POLKANOV, A. A. and GERLING, E. K.: The Pre-Cambrian geochronology of the Baltic shield. Int. Geol. Congress 1960. Part IX. Pre-Cambrian Stratigraphy and Correlations. 1960.
RAMBERG, H.: The effect of gravity on folding and other deformations in the earth's crust. IVA-meddelande 142, Stockholm 1965.
– and STEPHANSSON, O.: Compression of floating clastic and viscous plates affected by gravity, a basis for discussing crustal buckling. Tectonophysics, 1 (1964).
RANKAMA, K.: The Precambrian. Intersciense Publishers 1963.
RITTMAN, A.: Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart 1960.
– Erklärungsversuch zum Mechanismus der Ignimbritausbrüche. Geol. Rundschau Bd 52, H 2, 1962.
RONNER, F.: Systematische Klassifikation der Massengesteine. Wien, 1963.
ROSENBUSCH, H.: Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart, 1922/23.
RUCHIN, L.: Grundzüge der Lithologie. Akademie Verlag Berlin, 1958.
SAKSELA, M.: Über die tektonische Einteilung der Tiefengesteine. Comtes Rendus de la Société géologique de Finlande No XXVI, Helsinki 1953.
SEDERHOLM, J. G.: Über ptygmatische Faltung. N. Jb. MGP Bd 36, 1913.
– Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennidic early Archean supercrustal rocks in southwestern Finland. B.C.G.F. 160, 1953.
SIMONEN, A.: Pre-Cambrian stratigraphy of Finland. 21. Int. Geol. Congr. Norden, 9, 1960 a.
– Pre-Quaternary rocks in Finlande. B.C.G.F. 191 1960 b.
– Alter und allgemeine Charakteristik des finnischen Grundgebirges. Geol. Rundschau Bd 52, Heft 1, 1962.
– and KOUVO, O.: Archean varved schists north of Tampere in Finland. C. R. Soc. Geol. Finlande 24, 1951.

STEINER, A.: Origin of ignimbrites of the North Island, New Zealand: A new petrogenetic concept. New Zealand Geological Survey. Bull. 68, 1960.
STRECKEISEN, A. L.: Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. N. Jb. Miner. Abh. 107, 2 und 3, Stuttgart 1967.
SVENSSON, U.: Geochemical investigation of the principal precambrian rocks of Västerbotten, Sweden. S.G.U. Ser. C, 652. 1970.
SYLVESTER, A. G.: The precambrian rocks of the Telemark area in South Central Norway. III. Bergen 1964.
TRÖGER, : Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2 Textband. Stuttgart 1967.
TUOMINEN, H. V.: The structure of an Archean area: Orijärvi, Finland. B.C.G.F. 177, 1957.
– The structural position of the Orijärvi Granodiorite and the problem of synkinematic granites. B.C.G.F. 196, 1961.
VÄYRYNEN, H.: On the tectonics of the Karelian zone. 17. Int. Geol. Congr. Moscow Rept 2, 1939.
WEGENER, A.: Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. 4. Anfl. Braunschweig 1929.
WEGMANN, C. E.: Über die Tektonik der jüngeren Faltung in Ostfinnland. Fennia 50, 16, 1928.
– Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finnland. Comp. Rendus de la Soc. Geol. de Finlande No 2, 1929.
– Diskontinuität und Kontinuität in der Erdgeschichte. Geol. Rundschau Bd 38, 1950.
– Ueber gleichzeitige Bewegungsbilder verschiedener Stockwerke. Geol. Rundschau Bd 41, 1953.
– Lebende Tektonik, eine Uebersicht. Geol. Rundschau, Bd 43, 1955.
– Stockwerktektonik und Modelle von Gesteinsdifferentiation. Geotektonisches Symposium (H Stille). Ferd. Enke Stuttgart 1956.
– Zwei Bautypen präkambrischer Deformations- und Transformationssegmente: Kareliden und Svekofenniden. B.C.G.F. 196, 1961.
– Spätphasen im Grundgebirge. Geol. Rundschau Bd 52, Heft 1, 1962.
WELIN, E.: Radioaktiv Datering med Rubidium-Strontium-metoden. GFF Vol 90, Stockholm 1968.
– Den svekofeniska orogena zonen i Norra Sverige – en preliminär diskussion. GFF, Bd , Stockholm 1970 (i tryck).
WINKLER, H. G. F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer Verlag Berlin. Heidelberg. New York 1965.
ZACHRISSON, B.: Glass-Shards in pyroclastic rocks of the Stören group, Dragset, Norway. GFF Bd. 84, H 3, 1962.
ZOUBEK, V.: Einige Hauptmerkmale und Probleme des Präkambrium der Böhmischen Masse und der Westkarpaten im gegenseitigen Vergleich. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 60. Bd. 1967.
ÖDMAN, O. H.: The gold-copper-arsenic ore at Holmtjärn, Skellefte District, Northern Sweden. G.F.F. Bd 61, 1939.
– Geology and ores of the Boliden deposit, Sweden. S.G.U. Ser C Nr 438, Stockholm 1941.

G. ANHANG

Petrochemische Tabellen

1. Nichtgenetische Klassifikation nach Elementgruppen. Tabelle 1.1–1.13
2. Chemische Analysen. Tabelle 2.1–2.37
3. Niggliwerte 3.1–3.14

Tafel 1–8.

Tabelle 1.1

Elementgruppe				Probenummer	Gesteinsart	Lokal
Mg-Gruppe						
Mg	Fe	Ca				
676	202	80	si70 al50 k10 na6	3584	Diapht. Hornblendit	Älgliden
673	180	166	si76 al60 k7 na3	2262	Hornblendit	Mensträsk
600	182	178	si78 al61 na37 k10	2171	Hornblendit	Näsliden
568	207	76	si71 al61 na37 k22	3601	Diapht. Hornblendit	Älgliden
460	167	154	na90 al81 si79 k7	2179	Hornblendegabbroporphyrit	Rakkejaur
420	165	149	si82 al79 na77 k23	2275	Andesitagglomerat	Isträsk
410	152	142	si85 al83 na70 k30	1170	Hornblendeporphyrit	Petikträsk
373	168	160	na93 al87 si83 k50	1172	Andesitagglomerat	Petikträsk
287	193	189	al102 na97 si82 k7	1557	Amphibolit	Björktjärn
277	180	152	al117 na100 si80 k20	1173	Andesitagglomerat	Björktjärn
243	180	160	al103 na93 si77 k10	1265	Gabbroporphyrit	Svansele
220	147	129	al118 si78 k63 na53	2195	Lamprophyr	Finnberg
203	137	115	al102 si85 na80 k73	2294	Lamprophyr	Renström
200	168	162	na123 al111 si90 k7	1327	Amphibolit	Kusfors
190	144	132	al101 na97 si91 k77	736	Andesitagglomerat	Källmyrheden
177	163	159	na117 al111 si87 k53	1318	Diabasporphyrit	Björkliden
177	170	154	al100 si88 na87 k63	1314	Diabasporphyrit	Björkliden
160	158	156	na113 al103 si85 k7	2308	Kersantit	Bergnäs
160	143	136	al97 si89 na83 k23	1304	Andesit	Skogheden
150	117	109	si97 al91 na80 k37	2196	Kalk-Chloritschiefer	Mensträsk
Mg	Fe	Al				
423	143	89	ca88 si79 na53 k47	3587	Gabbroporphyrit	Älgliden
197	150	107	si95 na67 ca57 k53	2192 \	Andesittuff	Finnberg
180	157	109	si90 ca75 na23 k63	2222	Andesit	Kronoborg
120	117	107	si98 ca66 na36 k33	2824	Diapht. Plagioklasporphyrit	Nicknoret
Mg	Fe	Si				
220	153	99	al97 na63 k20 ca16	1305	Andesit	Skogheden
Mg	Ca	Fe				
587	153	150	si82 al68 na50 k27	1230	Andesitagglomerat	Källmyrheden
573	164	152	si77 al68 na17 k20	1103	Andesittuff (aggl.)	Tallbergstjärnberget
540	187	175	si80 al68 na33 k33	2300	Pyroxengabbroporphyrit	Renström

Tabelle 1.2

Elementgruppe				Probenummer	Gesteinsart	Lokal
Mg-Gruppe						
Mg	Ca	Fe				
480	178	163	al79 si78 na67 k20	2182	Hornblendit	Näsliden
443	197	158	si75 al73 na63 k7	2172	Hornblendegabbroporphyrit	Näsliden
437	198	137	si72 al57 na1 k1	3044	Lamprophyr	Nicknoret
407	154	148	al86 si84 na77 k50	1101	Olivingabbroporphyrit	Rålund
370	198	170	al95 na87 si84 k23	1300	Andesit	Gallejaur
350	177	140	al83 si82 na70 k37	2261	Hornblendegabbroporphyrit	Mensträsk
293	181	152	al88 si86 na83 k90	2321	Camptovogesit	Bergnäs
293	176	132	al86 si83 na20 k63	2260	Lamprophyr	Mensträsk
277	188	170	al97 si82 na77 k30	2170	Hornblendegabbroporphyrit	Näsliden
270	198	167	al109 si82 na67 k53	2810	Lamprophyr	Skellefte älv, Åheden
257	159	158	al87 si76 na70 k13	2280	Kersantit	Renström
243	150	147	al95 si89 na83 k57	2301	Mikromonzonit	Renström
237	156	117	al101 na80 si76 k12	3591	Gabbro	Älgliden
220	188	168	na133 al111 si78 k20	1174	Andesitagglomerat	Källmyrheden
210	196	163	al109 si87 na83 k27	2812	Lamprophyr	Storholmsforsen
190	160	132	na97 al95 si95 k53	2180	Andesit	Brännberg
180	170	147	al108 si84 na50 k43	2328	Lamprophyr	Kusfors
177	164	163	al121 si86 na73 k37	1209	Andesitagglomerat	Petikträsk
177	168	132	al117 na107 si94 k10	1325	Mikrodiorit	Hornsträsk
173	152	132	al105 na97 si87 k27	3586	Lamprophyr	Älgliden
167	138	100	al99 na87 si82 k77	1157	Lamprophyr	Petikträsk
157	150	145	al101 si83 na83 k30	2311	Lamprophyr	Jörnsmarken
137	136	124	na120 si103 al93 k10	1562	Dioritporphyrit	Kusfors
Mg	Ca	Na			Lamprophyr	
227	144	120	fe108 al103 si87 k27	3592	Lamprophyr	Älgliden
213	142	137	fe120 al101 si81 k13	3585	Andesit	Älgliden
203	157	133	fe127 al120 si90 k7	1263	Quarzandesit	Vargfors
190	132	114	al106 fe95 si93 k23	4004	Dioritporphyrit	Degerstorp
173	172	123	fe115 al110 si90 k7	1319	Diabasporphyrit	Hornträsk
153	136	107	al105 fe97 si93 k23	3588		Älgliden
Mg	Na	Fe				
170	130	120	al111 si93 ca85 k33	1089	Andesit	Kotjärn

Tabelle 1.3

Elementgruppe				Probenummer	Gesteinsart	Lokal
Mg-Gruppe						
Mg	Na	Ca				
203	133	119	al113 fe112 si95 k13	1262	Andesit	Vargfors
130	123	122	al107 si96 fe78 k30	3593	Lamprophyr	Älgliden
Mg	Na	Al				
287	113	100	fe100 ca100 si89 k23	3589	Gabbro	Älgliden
Mg	Na	Si				
243	220	99	al97 ca96 fe90 k40	1229	Andesitagglomerat	Petikån
Fe-Gruppe						
Fe	Mg	Ca				
203	197	135	al127 si71 k43 na17	2219	Basalttuff	Kronoborg
192	187	162	al104 na97 si87 k13	3607	Feldspatporphyr	Maursele
172	160	128	al97 k83 si81 na80	1156	Quarzkersantit	Petikträsk
Fe	Mg	Na				
190	150	140	ca122 al98 si87 k7	2306	Epidot-Feldspatgneis	Kågträsktjärn
182	177	150	ca112 al97 si94 k7	2304	Andesittuff	Renström
173	140	137	al104 ca91 si89 k30	2282	Quarzminette	Renström
168	153	100	si96 al93 ca53 k43	2278	Agglomerat	Renström
113	113	107	si101 al99 ca78 k27	3599	Granodiorit, Hbl.	Älgliden
Fe	Mg	Al				
153	127	127	ca124 si81 k53 na37	2225	Andesit-Basalt	Kronoborg
Fe	Mg	Si				
192	110	92	al91 ca90 k77 na63	3602	Biotitandalusitfels	Älgliden
142	115	105	al96 k90 na53 ca27	2303	Biotitquarzit	Renström
Fe	Ca	Mg				
180	157	133	al104 si93 na87 k10	1561	Amphibolit	Flarken
150	102	100	si95 al92 na80 k53	2277	Andesittuff	Renström
135	125	120	al97 si90 na77 k53	1303	Mandelstein	Skogheden

Tabelle 1.4

Elementgruppe				Probenummer	Gesteinsart	Lokal
Fe-Gruppe						
Fe	Ca	Na				
153	147	143	al141 mg117 si84 k37	2322	Dacit	Bergnäs
Fe	Ca	Al				
153	134	122	si92 mg80 na33 k17	2216	Andesit	Kronoborg
Fe	Na	Ca				
150	133	104	si94 al94 mg80 k27	2299	Andesittuffagglomerat	Renström
148	133	129	mg127 al113 si85 k30	2218	Andesittuff	Kronoborg
Fe	Na	Al				
155	130	108	si101 mg100 k50 ca32	2177	Dacittuff	Rakkejaur
Fe	Al	Si				
120	108	103	ca76 mg70 k53 na30	2224	Keratophyr	Kronoborg
Fe	Si	Mg				
113	107	105	al99 na93 k93 ca39	2333	Graphitf. Biotitquarzit	Åmliden
Fe	Si	Al				
117	109	86	ca82 mg70 k57 na33	2220	Quarzdacittuff	Kronoborg
107	105	105	na100 ca88 mg43 k27	2267	Dacit	Mensträsk
Ca-Gruppe						
Ca	Mg	Fe				
262	243	138	al134 si79 na63 k40	2307	Gabbroporphyrit	Jörnsmarken
230	203	200	al108 si87 na40 k10	1554	Amphibolit	Braxträsk
214	213	105	al100 si80 na47 k7	3590	Diabasporphyrit	Älgliden
152	147	107	al105 na100 si88 k3	4417	Zoisitfels	Renströmgrube
Ca	Mg	Na				
244	143	130	fe115 al107 si81 k17	1260[2]	Basalt	Vargfors

Tabelle 1.5

Elementgruppe				Probenummer	Gesteinsart	Lokal
Ca-Gruppe						
Ca	Fe	Mg				
280	192	140	al127 na97 si78 k13	2162	Basalt	Mörttjärn
204	177	142	al110 si88 na67 k17	2324	Andesit	Bergnäs
197	173	160	al134 na120 si84 k10	1095	Lamprophyr	Petikträsk
186	150	103	al103 si90 na80 k13	2315	Andesitischer Felsit	Bergnäs
181	167	160	al117 na87 si83 k7	2223	Andesittuff	Kronoborg
179	175	123	al121 si90 na67 k30	2211	Andesittuff	Skäppträsk
Ca	Fe	Na				
160	155	133	al126 mg113 si93 k7	2210	Andesit (Mandelstein)	Skäppträsk
Ca	Fe	Al				
268	142	123	mg93 si87 na77 k13	2164	Plagioklasporphyrit	Mörttjärn
193	188	103	si90 mg83 na43 k10	2217	Andesit	Kronoborg
165	128	117	si88 mg87 na33 k13	2226	Andesit	N Rakkejaurheden
110	107	107	mg100 si99 na87 k50	3594	Dioritporphyrit	Älgliden
Ca	Na	Fe				
179	147	140	al137 mg100 si87 k30	2319	Dacit	Bergnäs
151	150	135	al121 si96 mg93 k13	1324	Andesit	Hornsträsk
Ca	Na	Al				
154	153	112	si106 mg87 fe68 k27	2178	Feldspatporphyr	Rakkejaur
Ca	Na	Si				
442	83	80	al59 fe33 k20 mg15	2269	Kalkstein	Mensträsk
Ca	Al	Fe				
195	136	135	si104 na87 mg60 k23	2181	(Quarz-) dacit	Näsliden

Tabelle 1.6

Elementgruppe				Probenummer	Gesteinsart	Lokal
Ca-Gruppe						
Ca	Al	Na				
172	138	120	si96 fe85 mg30 k23	1086	Keratophyr	Petikträsk
156	122	102	fe100 si97 mg67 k10	2254	Dacitagglomerat	Rakkejaur
137	120	117	fe114 si95 mg57 k17	1093	Amphibolit	Kotjärn
Ca	Al	K				
110	99	97	si97 na83 fe73 mg48	1150	Abborrtjärnkonglomerat	Kopladumyrberget
Ca	Si	Al				
153	104	101	mg73 k63 fe58 na53	2258	Kalkschiefer	Mensträsk
145	104	85	k73 mg70 fe60 na27	2193	Quarzkeratophyrtuff	Finnberg
137	105	92	na83 fe80 k57 mg40	2198	Polymikt Konglomerat	Finnberg
Ca	Al	Si				
460	83	68	fe57 na53 mg35 k30	2268	Kalkig Keratophyrtuff	Mensträsk
Na-Gruppe						
Na	Mg	Al				
180	153	129	fe122 si84 ca84 k30	2320	Andesit	Bergnäs
Na	Fe	Mg				
160	158	147	al101 si95 ca69 k10	1308	Agglomerat mit Quarzkeratophyrmaterial	Petikträsk
127	118	100	si99 al99 ca86 k30	1307	Dacit	Petikträsk
Na	Fe	Ca				
127	122	116	al107 si103 mg58 k7	2175	Dacittuff	Rakkejaur
Na	Fe	Al				
180	120	130	si100 mg90 ca80 k0	1306	Dacit	Petikträsk
147	132	110	si97 mg90 ca77 k53	2169	Andesittuff	Sandfors

Tabelle 1.7

Elementgruppe				Probenummer	Gesteinsart	Lokal
Na-Gruppe						
Na	Fe	Si				
180	113	108	al103 ca66 mg48 k37	2212	Quarzkeratophyrischer Tuffit	Skäppträsk
147	108	107	al97 ca78 mg58 k37	2332	Biotitquarzit	Kvarsträsk
133	125	105	ca86 al81 mg77 k17	1100	Dacittuff	Svansele
Na	Ca	Al				
127	106	103	si102 fe88 mg50 k37	1210	Dacittuff	Petikträsk
Na	Ca	Si				
180	139	108	al108 fe55 mg23 k10	2276	Dacitagglomerat	Rakkejaur
Na	Al	Mg				
133	109	107	si104 ca97 fe92 k33	2167	Quarzdacit	Sandfors
123	107	103	na102 si98 fe68 k60	3603	Dioritporphyrit	Älgliden
Na	Al	Fe				
150	113	107	mg107 si103 ca45 k30	2338	Dacitagglomerat	Fjällboda
Na	Al	Si				
153	108	102	fe93 mg90 ca71 k30	1211	Dacitagglomerat	Petikträsk
127	113	106	mg100 fe70 k60 ca44	3598	Dioritporphyrit	Älgliden
124	117	106	fe88 ca84 mg77 k57	2259	Biotitschiefer	Mensträsk
123	109	100	mg93 ca93 fe87 k37	2168	Quarzdacit	Sandfors
Na	Si	Mg				
147	118	85	al85 fe80 ca60 k13	2336	Quarzkeratophyr	Fjällboda
Na	Si	Fe				
197	123	78	al75 mg27 ca15 k10	2194	Graphitf. Tuff	Brunberget
180	110	100	al95 mg70 k43 ca41	2298	Quarzdioritporphyrit	Renström
133	118	95	al87 ca52 mg43 k27	2165	Quarzkeratophyr	Mörttjärn
130	110	100	al93 ca73 mg63 k23	2285	Quarzdioritporphyrit	Renström
130	115	97	al89 ca64 k30 mg27	1091	Keratophyr	Kotjärn

Tabelle 1.8

Elementgruppe				Probenummer	Gesteinsart	Lokal
Na-Gruppe						
Na	Si	K				
214	120	113	al100 fe48 mg27 ca10	1105	Natronminette	Svansele
163	123	113	al89 fe46 ca23 mg10	1313	Natronminette	Björkliden
153	119	107	al91 fe47 ca31 mg18	1158	Quarzkeratophyrtuff	Petikträsk
150	114	100	al98 ca55 fe45 mg35	3779	Grandioritporphyrit	Vithatten
140	126	124	al81 fe27 ca14 mg7	2809	Quarzkeratophyr (gangförmig)	Nicknoret
137	124	117	al82 fe30 mg20 ca19	3604	Mikrogranofyr	Älgliden
134	122	100	al91 fe32 ca27 mg4	2811	Quarzkeratophyr. Felsit	Degerstorp
117	115	87	al87 fe77 mg55 ca33	2189	Quarzkeratophyr	Finnberg
Na	Si	Al				
227	115	102	k73 fe63 mg50 ca17	1104	Natronminette	Svansele
194	127	83	k43 fe32 ca16 mg15	1249	Quarzkeratophyr	Bjurtjärn
187	125	89	k64 mg13 fe13 ca13	1320	Pegmatit	Hornsträsk
187	128	85	k67 mg30 fe25 ca8	2295	Quarzkeratophyr	Renström
187	122	93	k60 fe28 ca23 mg18	2214	Quarzkeratophyr	Skäppträsk
187	119	85	fe80 mg32 ca29 k10	1309	Quarzkeratophyr	Petikträsk
187	122	93	k57 fe42 ca33 mg10	1315	Mikrogranophyr	Björkliden
184	119	88	fe70 k50 mg35 ca31	1256	Keratophyr	Petikträsk
180	118	90	fe70 k63 mg55 ca23	1171	Keratophyr	Petikträsk
180	133	65	fe28 k23 mg15 ca14	1253	Quarzkeratophyr	Petikträsk
180	125	83	fe57 mg40 k23 ca13	2279	Glimmerquarzit	Renström
180	128	75	fe52 ca42 mg13 k3	1323	Schriftgranit	Hornsträsk
180	119	97	ca59 fe52 k37 mg35	1316	Quarzdiorit	Björkliden
177	124	77	fe50 mg32 ca27 k20	2227	Schiefer	Storbäcken
177	118	91	ca86 fe60 mg20 k7	1322	Grandiorit	Hornsträsk
170	120	89	fe48 mg47 ca36 k7	2305A	Quarzkeratophyr	Kågträsktjärn
170	131	75	ca51 fe28 mg8 k0	1321	Quarzkeratophyr	Hornsträsk
170	120	100	k100 ca42 fe17 mg17	1102	Quarzkeratophyrtuff	Kedträskbron
163	115	90	fe82 mg77 k70 ca31	1097	Biotitquarzit	Svansele
163	133	77	ca32 k30 fe10 mg7	2329	Quarzitgneis	Loberg
163	115	87	k70 fe65 mg42 ca40	1252	Keratophyr	Petikträsk
160	116	90	fe72 k60 mg42 ca24	1251	Keratophyr	Petikträsk
160	119	102	k43 fe38 ca32 mg20	2264	Keratophyr	Mensträsk

Tabelle 1.9

Elementgruppe				Probenummer	Gesteinsart	Lokal
Na-Gruppe						
Na	Si	Al				
157	124	80	fe53 mg48 k20 ca13	1099	Quarzkeratophyr	Svansele
157	117	87	fe75 k73 mg42 ca27	1250	Keratophyr	Petikträsk
153	128	80	fe47 k37 mg30 ca25	2327	Polym. Breccie	Petiknäs
153	119	83	fe65 ca43 k40 mg22	2309	Quarzkeratophyr	Bergnäs
153	120	85	fe75 mg38 ca33 k23	2337	Keratophyr	Fjällboda
153	131	74	k57 fe28 mg18 ca8	2286	Quarzkeratophyr	Renström
150	122	83	k63 fe53 mg22 ca20	2290	Quarzkeratophyr	Renström
150	104	100	fe97 mg80 ca55 k50	2335	Dacit	Fjällboda
150	122	87	k53 fe53 ca36 mg36	2313	Keratophyr	Bergnäs
147	123	78	fe63 k33 mg32 ca20	2325	Quarzkeratophyr	Bergnäs
147	122	85	fe60 k43 mg23 ca23	2310	Quarzkeratophyr	Bergnäs
147	111	108	ca91 mg57 k53 fe50	1317	Granodioritporphyrit	Björkliden
147	116	85	fe70 ca66 mg50 k40	2190	Quarzkeratophyr	Finnberg
147	124	89	mg52 ca32 fe17 k17	1326	Jörngranitarkose	Kladdberget
147	121	77	k60 ca50 fe48 mg25	1257	Keratophyr	Petikträsk
147	131	72	k27 ca25 fe25 mg18	1247	Keratophyr	Bjurtjärn
144	125	82	k70 fe43 mg25 ca22	1098	Quarzkeratophyr	Svansele
140	124	89	k87 ca45 fe42 mg18	1555	Mikroklinflasergneis	Holmträsk
140	114	101	ca74 mg63 fe40 k30	3597	Quarzdiorit	Älgliden
137	108	103	ca92 fe83 k63 mg53	2199	Granodiorit	Högnäs
137	130	73	k53 fe45 mg25 ca15	1094	Biotitquarzit	Örträsk
136	122	81	fe67 k50 ca40 mg29	2114	Quarzkeratophyr	Petikträsk
134	125	82	k77 fe45 mg37 ca29	2330	Schiefergneis	Finnfors
134	119	86	fe60 k53 ca52 mg18	2314	Quarzkeratophyrtuff	Bergnäs
134	124	80	k57 fe47 mg42 ca32	2293	Quarzkeratophyr	Renström
133	121	85	fe63 ca55 k37 mg28	2305	Quarzkeratophyr	Renström
133	127	83	k53 ca36 fe18 mg10	2265	Felsit	Mensträsk
133	127	74	fe52 k43 mg40 ca8	2302	Quarzkeratophyr	Renström
130	128	83	k80 fe35 mg18 ca9	1563	Quarzkeratophyr	Petiknäs
130	126	77	k63 fe45 mg20 ca12	2326	Quarzkeratophyrtuff	Petiknäs
127	125	79	k60 fe48 ca44 mg25	2281	Quarzkeratophyrischer Felsit	Renström
127	125	77	k63 ca40 fe28 mg20	3605	Granit	Älgliden
127	116	93	k70 fe57 ca43 mg42	1261	Abborrtjärnkonglomerat	Vargfors
124	119	90	fe67 k53 ca40 mg25	2166	Quarzkeratophyr. Breccie	Rakkejaur
124	122	97	k63 fe37 ca30 mg25	2176	Quarzkeratophyr	Rakkejaur
123	121	85	fe50 ca48 k30 mg20	1090	Quarzkeratophyrtuff	Kotjärn

Tabelle 1.10

Elementgruppe				Probenummer	Gesteinsart	Lokal
Na-Gruppe						
Na	Si	Al				
123	110	98	fe77 mg63 ca39 k30	3758	Keratophyr	Petiknäs/damm
120	114	106	k60 mg58 fe55 ca48	2274	Mensträskbreccie	Treholmsfors
K-Gruppe						
K	Na	Si				
150	147	130	al84 fe20 ca7 mg5	2163	Pegmatit	Mörttjärnbron
144	127	121	al91 fe45 ca19 mg15	1159	Quarzkeratophyr	Petikträsk
137	127	106	al99 fe91 ca67 mg57	113	Revsundgranit	
107	103	102	al102 ca84 fe80 mg43	2200	Quarzdiorit, sericitführend	Högnäs
K	Al	Si				
183	114	110	mg77 na70 fe48 ca9	2288	Brecc. sericitisierter Kvartsporphyr	Renström
110	108	104	na97 mg90 fe80 ca47	2253	Dacit	Rakkejaur
K	Si	Fe				
167	115	88	al87 na70 ca39 mg18	379	Revsundgranit	
K	Si	Na				
160	126	90	al87 ca25 fe20 mg17	2173	Quarzporphyr	Näsliden
160	119	117	al90 fe35 ca16 mg13	378	Revsundgranit	Skalberget
160	119	93	al89 fe57 ca29 mg15	397	Revsundgranit	Bjurvattnet
140	122	93	al83 fe45 mg30 ca24	2331	Gneisig Biotitquarzit	Finnfors
140	121	103	al92 fe38 mg38 ca12	1245	Quarzkeratophyrischer Felsit	Bjurtjärn
140	115	93	fe90 al85 ca45 mg17	95	Revsundgranit	Tjärnberg
K	Si	Al				
184	122	91	na77 ca34 fe25 mg12	2174	Keratophyrischer Felsit	Rakkejaur
153	117	93	na87 fe60 ca40 mg30	115	Revsundgranit	Renfors
153	114	94	na87 fe85 ca41 mg29	380	Revsundgranit	Långvattnet
153	113	95	fe85 na77 ca37 mg32	381	Revsundgranit	Häggsjön

Tabelle 1.11

Elementgruppe				Probenummer	Gesteinsart	Lokal
K-Gruppe						
K	Si	Al				
144	126	75	mg50 na43 fe38 ca26	1254	Quarzporphyrtuff	Petikträsk
137	113	110	na63 fe62 mg40 ca40	1558	Plagioklasglimmergneis	Svanheden
120	118	91	na80 fe73 mg42 ca12	1160	Sericitquarz. Keratophyr	Petikträsk
Al-Gruppe						
Al	Si	Fe				
113	104	93	mg93 ca60 k53 na37	2252	Sericit-chlorit. Dacit	Rakkejaur
Al	Si	Na				
113	103	100	fe97 k77 ca73 mg55	1212	Dacitagglomerat	Petikträsk
Si-Gruppe						
Si	Mg	Na				
121	73	70	al70 k63 fe57 ca41	2197	Brecc. Quarzkeratophyrtuff	Finnberg
115	97	87	fe83 al79 ca73 k53	1564	Seric. Quarzkeratophyrtuff	Petiknäs
Si	Fe	Mg				
119	92	83	al79 ca71 k70 na53	1556	Hbl-biotitrandig Quarzit	Gumboda
Si	Fe	Ca				
113	88	85	al81 k47 na47 mg42	1092	Brecc. Keratophyrtuff	Kotjärn
110	102	101	al87 na87 mg47 k47	2191	Quarzkeratophyrtuff	Finnberg
Si	Fe	Na				
105	98	93	ca89 al87 k77 mg40	2221	Brecc. Quarzkeratophyrtuff	Kronoborg
Si	Fe	Al				
121	107	75	mg73 k67 ca11 na7	1264[1]	Brecc. Quarzkeratophyr	Svansele
113	107	87	na77 mg63 k60 ca40	2271	Gebänd. Sediment	Önusberget
109	108	82	k80 mg77 ca70 na27	2284	Brecc. Quarzkeratophyrtuff	Renström

Tabelle 1.12

Elementgruppe				Probenummer	Gesteinsart	Lokal
Si-Gruppe						
Si	Ca	Fe				
129	95	57	al49 na40 mg20 k20	2270	Kalkzem. Keratophyr	Önusberget
Si	Ca	Al				
121	113	87	na77 fe40 mg27 k17	1088	Quarzkeratophyr	Kotjärn
110	85	76	fe70 k60 na37 mg30	2272	Felsit	Mensträsk
109	106	86	na80 fe55 mg48 k40	2273	Mensträskbreccie	Treholmsfors
Si	Na	Fe				
122	113	107	al80 mg73 k53 ca30	2339	Biotitrandig Quarzkeratophyrtuff	Dalliden
Si	Na	K				
116	93	90	al90 fe50 ca45 mg32	1266	Granitarkose, grobkl.	Svansele
Si	Na	Al				
138	120	63	k40 ca22 mg20 fe15	2296	Sil. Quarzkeratophyr	Renström
135	60	59	k43 fe42 ca24 mg23	1096	Biotitrandig Quarzit	Bjurberget
130	110	79	ca53 fe23 k23 mg13	2263	Felsit	Mensträsk
128	113	76	k70 mg38 fe32 ca10	2297	Quarzkeratophyrtuff	Renström
127	123	82	k67 fe33 ca24 mg23	2283	Quarzkeratophyr	Renström
126	123	87	k37 fe32 ca28 mg27	3596	Granitarkose	Älgliden
123	110	88	ca68 fe32 mg23 k23	3595	Granitarkose	Älgliden
123	83	80	k70 mg62 fe55 ca16	2291	Grobklas. Sediment	Renström
122	117	89	ca64 k50 fe37 mg33	1559	Streifengneis	E Bjurträsket
120	93	86	k73 ca49 fe42 mg15	2318	Quarzkeratophyr	Bergnäs
115	100	86	k73 fe58 ca56 mg25	2317	Quarzkeratophyrtuffit	Bergnäs
114	97	91	k73 fe73 ca57 mg52	1246	Abborrtjärnkonglomerat	Bjurtjärn
112	93	88	ca82 k60 fe52 mg40	1155	Abborrtjärnkonglomerat	Petikträsk
107	103	96	ca94 fe77 mg67 k67	2287	Grobkl. Sediment	Renström
Si	K	Na				
116	90	87	al85 fe78 mg43 ca41	1255	Quarzkeratophyrtuff	Petikträsk

Tabelle 1.13

Elementgruppe				Probenummer	Gesteinsart	Lokal
Si-Gruppe						
Si	K	Al				
120	97	88	mg87 na73 fe68 ca11	1169	Keratophyr	Petikträsk
118	100	91	na70 fe68 mg67 ca20	1248	Ser.-chlor.-quarz. Keratophyr	Bjurtjärn
114	87	87	fe79 na63 ca58 mg30	2316	Ser.-chlor.-quarz. Keratophyr	Bergnäs
112	107	98	al93 ca80 mg38 na33	2209	Geb. quarz. Sediment	Skäppträsk
Si	Al	Mg				
124	89	57	k52 na50 fe47 ca41	2266	Quarz. Schiefer	Mensträsk
Si	Al	Fe				
116	89	83	mg75 k73 na53 ca18	2292	Quarzkeratophyrtuffit	Renström
Si	Al	Ca				
117	95	72	na70 fe57 mg48 k40	1087	Granitarkose	Rörmyrberget
116	84	60	fe43 k40 mg38 na37	2833	Dömanbergskonglomerat	Nicknoret
Si	Al	Na				
128	76	63	ca58 fe28 mg17 k10	2192B	Keratophyrischer Felsit	Finnberg
123	87	77	ca65 k63 fe45 mg35	2213	Quarzkeratophyr	Skäppträsk
117	103	87	k70 ca48 fe41 mg33	128	Revsundgranit	Bjurlidenträsket
116	88	73	k70 fe58 ca58 mg32	3609	Keratophyr	Petiknäs
Si	Al	K				
125	78	73	na63 fe48 ca32 mg28	2312	Felzitbreccie	Bergnäs
106	101	100	mg80 na73 ca72 fe52	3600	Brecc. Quarzdiorit	Älgliden

Tabelle 2.1

Mg-Gabbroporphyrite

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	54.6	53.3	51.2	50.2	49.5	49.5	49.3	48.0	47.6	47.6	46.5	46.1
TiO_2	0.6	0.42	0.7	0.65	0.5	0.9	0.7	0.4	0.6	0.62	0.7	0.5
Al_2O_3	16.6	15.2	12.5	12.9	12.5	15.3	14.5	10.2	12.1	13.3	119	9.1
Fe_2O_3	7.5	6.0	5.2	5.3	4.9	9.2	5.6	6.2	6.6	8.6	6.5	8.0
FeO	2.6		3.9	3.3	3.5	2.4	4.6	4.3	3.4		3.3	2.9
MnO	0.16	0.10	0.11	0.13	0.11	0.15	0.15	0.16	0.14	0.21	0.12	0.16
MgO	6.0	8.6	12.3	12.2	10.5	8.6	8.3	16.2	12.8	12.7	14.4	18.0
CaO	8.1	5.0	7.1	7.7	8.85	9.45	9.4	9.35	7.7	4.4	8.9	8.9
Na_2O	3.7	3.4	2.1	2.3	2.1	2.9	2.3	1.0	2.7	1.6	2.0	1.1
K_2O	0.7	0.7	0.9	1.5	1.1	0.2	0.9	1.0	0.2	1.4	0.6	0.3
Glöd	0.9	2.9	3.0	3.0	4.9	1.6	3.7	2.2	5.1	3.8	4.2	3.5

1	Amphibolit	200Mg 168Fe 162Ca	Kusfors		1327
2	Gabbro	287Mg 113Na 100Al	Älgliden		3589
3	Hornblendeporphyrit	410Mg 152Fe 142Ca	Petikträsk		1170
4	Olivingabbroporphyrit	407Mg 154Ca 148Fe	Rålund		1101
5	Hornblendegabbroprophyrit	350Mg 177Ca 140Fe	Mensträsk		2261
6	Amphibolit	287Mg 193Fe 189Ca	Björktjärn		1557
7	Hornblendegabbroporphyrit	277Mg 188Ca 170Fe	Näsliden		2170
8	Pyroxengabbroporphyrit	540Mg 187Ca 175Fe	Renström		2300
9	Hornblendegabbroporphyrit	460Mg 167Fe 154Ca	Rakkejaur		2179
10	Diapht. Gabbroporphyrit	423Mg 143Fe 89Al	Älgliden		3587
11	Hornblendit	480Mg 178Ca 163Fe	Näsliden		2182
12	Hornblendit	600Mg 182Fe 178Ca	Näsliden		2171

Tabelle 2.2

	13	14	15	16	17
SiO_2	45.5	44.8	43.7	42.6	41.8
TiO_2	0.45	0.5	0.75	0.60	0.60
Al_2O_3	9.0	11.0	15.2	9.20	7.5
Fe_2O_3	8.8	5.7	7.0	12.4	12.1
FeO	2.0	3.8			
MnO	O.13	0.13	0.12	0.19	0.24
MgO	20.2	13.3	7.1	17.5	20.3
CaO	8.3	9.85	7.8	3.8	4.0
Na_2O	0.1	1.9	2.4	1.1	0.19
K_2O	0.2	0.2	0.35	0.65	0.3
Glöd	4.3	6.5	8.8	4.2	4.9

13 Hornblendit	673Mg 180Fe 166Ca	Mensträsk	2262
14 Hornblendegabbroporphyrit	443Mg 197Ca 158Fe	Näsliden	2172
15 Gabbro	237Mg 156Ca 117Fe	Älgliden	3591
16 Diapht. Hornblendit	568Mg 207Fe 76Ca	Älgliden	3601
17 Diapht. Hornblendit	676Mg 202Fe 80Ca	Älgliden	3584

Tabelle 2.3

Mg-Lamprophyre u. a.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	61.9	59.0	57.3	56.1	55.7	55.6	54.4	53.4	52.8	52.5	52.4	52.0	52.0	51.4
TiO_2	0.75	0.4	0.60	0.5	0.80	0.65	0.7	0.6	1.5	1.45	1.3	0.76	1.6	0.8
Al_2O_3	14.0	16.4	16.0	17.5	15.8	16.7	16.5	14.2	15.0	16.6	15.5	16.4	15.7	13.2
Fe_2O_3	4.2	3.4	4.7	4.5	5.8	1.3	3.8	6.0	5.2	5.3	6.5	7.6	7.9	6.3
FeO	3.2	2.6		3.4		5.9	3.1	2.8	5.0	4.5		2.2		2.8
MnO	0.2	0.08	0.11	0.11	0.12	0.08	0.10	0.13	0.13	0.13	0.17	0.18	0.18	0.14
MgO	4.1	3.6	3.9	5.3	4.6	5.1	5.2	7.3	5.3	5.3	6.8	6.3	5.2	0.8
CaO	6.8	3.3	6.1	8.4	6.8	4.25	8.7	7.5	7.9	7.95	7.2	9.8	7.6	9.05
Na_2O	3.6	1.2	3.7	3.2	3.2	3.9	3.7	2.5	2.6	3.5	3.6	2.5	2.9	2.5
K_2O	0.3	1.0	0.9	0.3	0.7	1.0	0.2	1.7	1.9	1.6	0.8	0.8	0.8	2.7
Glöd	1.8	4.5	4.5	1.8	2.8	5.7	3.0	2.5	0.8	0.6	3.2	1.6	1.5	1.8

1	Dioritporphyrit	137Mg 136Ca 124Fe	Kusfors	1562
2	Diapht. Plagioklasporphyrit	120Mg 117Fe 107Al	Nicknoret	2824
3	Lamprophyr	130Mg 123Na 122Ca	Älgliden	3593
4	Mikrodiorit	177Mg 123Ca 132Fe	Hornsträsk	1325
5	Diasbasporphyrit	153Mg 136Ca 107Na	Älgliden	3588
6	Kersantit	170Mg 130Na 120Fe	Kotjärn	1089
7	Dioritporphyrit	173Mg 172Ca 123Na	Hornsträsk	1319
8	Mikromonzonit	243Mg 150Ca 147Fe	Renström	2301
9	Diabasporphyrit	177Mg 170Fe 154Ca	Björkliden	1314
10	Diabasporphyrit	177Mg 163Fe 159Ca	Björkliden	1318
11	Lamprophyr	227Mg 144Ca 120Na	Älgliden	3592
12	Lamprophyr	210Mg 196Ca 163Fe	Storholmsforsen	2812
13	Lamprophyr	173Mg 152Ca 132Fe	Älgliden	3586
14	Camptovogesit	293Mg 121Ca 152Fe	Bergnäs	2321

Tabelle 2.4

	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO_2	50.9	50.9	50.3	49.8	49.7	49.5	49.2	48.4	46.5	46.1	45.6	43.5
TiO_2	1.35	0.9	0.4	0.55	1.0	0.76	1.55	1.5	0.7	1.7	0.7	0.5
Al_2O_3	15.5	15.3	16.2	12.9	15.2	16.3	14.8	15.2	17.7	15.4	13.1	8.5
Fe_2O_3	4.1	1.3	1.8	1.0	1.1	6.4	3.1	7.2	0.6	1.4	2.4	8.2
FeO	5.4	6.9	7.0	6.9	7.6	3.6	6.8		8.2	9.4	7.1	
MnO	0.12	0.09	0.14	0.13	0.12	0.27	0.12	0.18	0.10	0.14	0.16	0.17
MgO	4.8	6.1	5.4	8.8	4.7	8.1	5.0	6.4	6.6	7.3	7.7	13.1
CaO	7.8	5.75	8.5	8.8	7.5	9.9	6.9	7.1	6.45	7.0	7.95	8.9
Na_2O	3.4	2.4	1.5	0.6	2.5	2.0	2.6	4.1	1.6	2.8	2.1	0.03
K_2O	0.2	2.2	1.3	1.9	0.9	1.6	2.3	0.4	1.9	0.3	0.4	0.03
Glöd	4.4	7.3	5.8	8.4	6.9	2.2	7.4	4.3	8.6	8.7	10.0	15.3

15 Kersantit	160Mg 158Fe 156Ca	Bergnäs	2308
16 Lamprophyr	203Mg 137Fe 115Ca	Renström	2294
17 Lamprophyr	180Mg 170Ca 147Fe	Kusfors	2328
18 Lamprophyr	293Mg 176Ca 132Fe	Mensträsk	2260
19 Lamprophyr	157Mg 150Ca 145Fe	Jörnsmarken	2311
20 Lamprophyr	270Mg 198Ca 167Fe	Maursele	2810
21 Lamprophyr	167Mg 138Ca 100Fe	Petikträsk	1157
22 Lamprophyr	213Mg 142Ca 137Fe	Älgliden	3585
23 Lamprophyr	220Mg 147Fe 129Ca	Finnberg	2195
24 Lamprophyr	243Mg 180Fe 160Ca	Svansele	1265
25 Kersantit	257Mg 159Ca 158Fe	Renström	2280
26 Lamprophyr	437Mg 198Ca 137Fe	Nicknoret	3044

Tabelle 2.5

Mg-Vulkanite

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	59.1	58.4	57.1	56.9	55.6	53.8	53.4	50.1
TiO_2	0.55	0.55	0.85	0.45	0.65	0.65	0.75	0.7
Al_2O_3	14.5	17.9	14.3	17.0	15.9	16.3	14.5	14.2
Fe_2O_3	0.1	4.9	5.2	4.4	5.7	1.0	1.4	7.2
FeO	9.1	2.7	2.9	2.3		8.4	7.2	3.0
MnO	0.08	0.9	0.11	0.07	0.15	0.15	0.16	0.14
MgO	6.6	6.1	5.7	6.1	5.7	5.4	4.8	11.1
CaO	0.7	7.85	8.0	5.95	6.6	3.75	6.8	9.9
Na_2O	1.9	4.0	2.9	4.0	3.4	0.7	2.5	2.6
K_2O	0.6	0.2	1.6	0.4	0.7	1.9	0.7	0.7
Glöd	4.4	0.2	1.5	3.2		5.2	7.7	0.9

1	Andesit	220Mg 153Fe 99Si	Skogsheden		1305
2	Andesit	203Mg 157Ca 133Na	Vargfors		1263
3	Andesit	190Mg 160Ca 132Fe	Brännberg		2180
4	Andesit	203Mg 133Na 119Ca	Vargfors		1262
5	Quarzandesit	190Mg 132Ca 114Na	Degerstorp		4004
6	Andesit	180Mg 157Fe 109Al	Kronoborg		2222
7	Andesit	160Mg 143Fe 136Ca	Skogheden		1304
8	Andesit	370Mg 198Ca 170Fe	Gallejaur		1300

Tabelle 2.6

Mg-Pyroklastite

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	59.7	58.4	57.2	54.7	51.6	50.0	49.5	49.5	48.0	46.7	46.3
TiO_2	0.35	0.4	0.8	1.14	0.8	0.6	0.9	0.35	0.8	0.6	0.5
Al_2O_3	14.5	13.6	16.0	15.1	18.1	13.0	11.8	10.2	17.5	16.6	10.2
Fe_2O_3	3.4	1.7	3.5	4.7	4.6	6.6	6.3	6.2	5.9	6.2	5.0
FeO	2.0	5.3	5.5	3.9	5.2	3.5	3.6	2.8	4.9	3.9	4.1
MnO	0.08	0.09	0.08	0.14	0.13	0.15	0.14	0.12	0.15	0.13	0.12
MgO	7.3	4.5	5.9	5.7	5.3	11.2	12.6	17.6	8.3	6.6	17.2
CaO	4.8	5.45	2.85	6.6	8.2	8.0	7.45	7.65	7.6	9.4	8.2
Na_2O	6.6	2.1	2.0	2.9	2.2	2.8	2.3	1.5	3.0	4.0	0.5
K_2O	1.2	1.1	1.6	2.3	1.1	1.5	0.7	0.8	0.6	0.6	0.6
Glöd	0.5	6.6	4.6	2.2	3.3	3.0	3.3	3.0	4.0	5.1	4.6

1 Andesitagglomerat	243Mg 220Na 99Si	Petikån	1229
2 Kalk-Chloritschiefer (Tuffagglomerat)	150Mg 117Fe 109Ca	Gölpberget	2196
3 Andesittuff	197Mg 150Fe 89Al	Finnberg	2192A
4 Andesitagglomerat	190Mg 144Fe 132Ca	Källmyrheden	736
5 Andesitagglomerat	177Mg 164Ca 163Fe	Petikträsk	1209
6 Andesitagglomerat	373Mg 168Fe 160Ca	Petikträsk	1172
7 Andesitagglomerat	420Mg 165Fe 149Ca	Isträsk	2275
8 Andesitagglomerat	587Mg 153Ca 150Fe	Källmyrheden	1230
9 Andesitagglomerat	277Mg 180Fe 152Ca	Björktjärn	1173
10 Andesitagglomerat	220Mg 188Ca 168Fe	Källmyrheden	1174
11 Andesittuff (aggl.)	573Mg 164Ca 152Fe	Tallbergstjärnberget	1103

Tabelle 2.7

Fe-Intrusiva

	1
SiO_2	60.4
TiO_2	0.46
Al_2O_3	14.9
Fe_2O_3	6.8
FeO	
MnO	0.13
MgO	3.4
CaO	3.9
Na_2O	3.2
K_2O	0.8
Glöd	2.1

1 Granodiorit, Hbl-führend	113Fe 113Mg 107Na	Älgliden	3599	

Tabelle 2.8

Fe-Ganggesteine

	1	2
SiO_2	56.2	55.4
TiO_2	0.8	0.33
Al_2O_3	15.6	13.6
Fe_2O_3	7.4	11.5
FeO	3.4	
MnO	0.3	0.16
MgO	4.0	3.3
CaO	7.85	4.5
Na_2O	2.6	1.9
K_2O	0.3	2.3
Glöd	1.0	1.1

1 Amphibolit 180Fe 157Ca 133Mg Flarken 1561
2 Biotitandalusitfels 192Fe 110Mg 91Si Älgliden 3602

Tabelle 2.9

Fe-Ganggesteine

	1	2
SiO_2	53.5	48.6
TiO_2	0.8	1.75
Al_2O_3	15.6	14.5
Fe_2O_3	1.6	3.5
FeO	8.8	6.8
MnO	0.14	0.13
MgO	4.2	4.8
CaO	4.55	6.4
Na_2O	4.1	2.4
K_2O	0.9	2.5
Glöd	4.7	7.0

1 Quarzminette
2 Quarzkersantit

173Fe 140Mg 137Na	Renström	2282
172Fe 160Mg 128Ca	Petikträsk	1156

Tabelle 2.10

Fe-Vulkanite

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	63.1	62.2	55.1	53.8	52.3	52.2	48.4
TiO_2	0.7	0.75	0.8	0.65	0.80	1.1	0.8
Al_2O_3	15.8	16.2	18.3	14.5	15.6	14.8	19.1
Fe_2O_3	2.0	1.4	2.6	1.3	6.3	3.5	0.5
FeO	4.4	5.8	6.6	6.8	5.2	7.4	8.7
MnO	0.06	0.12	0.11	0.17	0.15	0.25	0.13
MgO	1.3	2.1	2.4	3.6	5.6	4.5	3.8
CaO	4.4	3.8	6.7	6.25	8.1	6.1	6.2
Na_2O	3.0	0.9	1.0	2.3	2.9	4.2	1.1
K_2O	0.8	1.6	0.5	1.6	0.4	0.2	1.6
Glöd	1.8	4.1	3.3	8.1		2.6	6.8

1 Dacit	107Fe 105Si 105Al	Mensträsk	2267
2 Keratophyr	120Fe 108Al 103Si	Kronoborg	2225
3 Andesit	153Fe 134Ca 122Al	Kronoborg	2216
4 Mandelstein	135Fe 125Ca 120Mg	Skogheden	1303
5 Feldspatporphyr	192Fe 187Mg 162Ca	Maursele	3607
6 Epidot-Feldspatgneis	190Fe 150Mg 140Na	Kågträsktjärn	2306
7 Andesit-Basalt	153Fe 127Mg 127Al	Kronoborg	2225

Tabelle 2.11

Fe-Pyroklastite

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	65.2	60.4	57.6	56.9	56.4	56.1	50.8	50.6	42.6
TiO_2	0.35	1.0	0.9	0.9	0.75	1.0	0.65	0.6	1.1
Al_2O_3	12.9	16.2	13.9	13.8	14.1	14.6	16.9	21.1	19.0
Fe_2O_3	2.2	1.5	3.8	1.8	2.0	7.8	1.0	3.1	2.0
FeO	4.8	7.8	6.3	7.2	7.0	3.1	7.9	6.1	10.2
MnO	0.1	0.08	0.14	0.13	0.13	0.14	012	0.12	0.16
MgO	2.1	3.0	4.6	3.0	2.4	5.3	3.8	3.5	5.9
CaO	4.1	1.6	2.65	5.1	5.2	5.6	6.45	7.35	6.75
Na_2O	1.0	3.9	3.0	2.4	4.0	4.5	4.0	4.3	0.5
K_2O	1.7	1.5	1.3	1.6	0.8	0.2	0.9	1.1	1.3
Glöd	5.1	3.1	4.3	6.2	4.8	0.4	5.9	2.8	8.3

1 Quarzdacittuff	117Fe	109Si	86Al	Kronoborg	2220
2 Dacittuff	155Fe	130Na	108Al	Rakkejaur	2177
3 Agglomerat	168Fe	153Mg	100Na	Renström	2278
4 Andesittuff	150Fe	102Ca	100Mg	Renström	2277
5 Andesittuffagglomerat	150Fe	133Na	104Ca	Renström	2294
6 Andesittuff	182Fe	177Mg	150Na	Renström	2304
7 Andesittuff	148Fe	133Na	129Ca	Kronoborg	2218
8 Dacit	153Fe	147Ca	143Na	Bergnäs	2322
9 Basalttuff	203Fe	197Mg	135Ca	Kronoborg	2219

Tabelle 2.12

Fe-Sediment

	1	2
SiO_2	64.4	62.7
TiO_2	0.75	0.75
Al_2O_3	14.8	14.4
Fe_2O_3	0.7	1.45
FeO	6.1	7.0
MnO	0.04	0.10
MgO	3.15	3.45
CaO	1.95	1.35
Na_2O	2.8	1.6
K_2O	2.8	2.7
Glöd	1.6	2.7

1 Graphitf. Biotitquarzit	113Fe	107Si	105Mg	Åmliden	2333
2 Biotitquarzit	142Fe	115Mg	105Si	Renström	2303

Tabelle 2.13

Ca-Gabbroporphyrit

	1	2	3	4	5
SiO_2	56.8	52.5	52.1	52.1	47.2
TiO_2	0.35	0.80	0.7	0.75	0.3
Al_2O_3	17.9	15.8	16.2	18.5	20.1
Fe_2O_3	0.8	6.4	10.3	7.0	5.6
FeO	6.0		1.7	1.5	2.7
MnO	0.06	0.13	0.22	0.14	0.14
MgO	1.7	4.4	6.1	2.8	7.3
CaO	6.85	7.6	11.5	13.4	13.1
Na_2O	3.5	3.0	1.2	2.3	1.9
K_2O	0.5	0.1	0.3	0.4	1.2
Glöd	4.0		0.5	1.1	2.1

1 Amphibolit
2 Zoisitfels
3 Gabbroid Amphibolit
4 Plagioklasporphyrit
5 Gabbroporphyrit

137Ca 120Al 117Na
152Ca 147Mg 107Fe
230Ca 203Mg 200Fe
268Ca 142Fe 123Al
262Ca 143Mg 138Fe

Kotjärn	1093
Renströmgrube	4417
Braxträsk	1554
Mörttjärn	2164
Jörnsmarken	2307

Tabelle 2.14

Ca-Ganggesteine

	1	2	3
SiO_2	59.6	50.5	48.1
TiO_2	0.70	0.75	0.70
Al_2O_3	16.1	20.1	15.0
Fe_2O_3	6.4	7.0	6.3
FeO		3.4	
MnO	0.16	0.15	0.26
MgO	3.0	4.8	6.4
CaO	5.5	9.85	10.7
Na_2O	2.6	3.6	1.4
K_2O	1.5	0.3	0.2
Glöd	0.7	0.7	6.9

1 Dioritporphyrit
2 Lamprophyr
3 Diabasporphyrit

110Ca	107Fe	107Al	Älgliden	3594
197Ca	173Fe	160Mg	Petikträsk	1095
214Ca	213Mg	105Fe	Älgliden	3590

Tabelle 2.15

Ca-Vulkanite

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	63.6	62.6	57.8	56.0	54.0	53.8	52.7	52.7	51.9	48.4	46.6
TiO_2	0.55	0.6	0.4	0.85	0.65	0.8	0.65	0.9	0.55	0.6	1.0
Al_2O_3	16.8	20.4	18.1	18.9	15.5	15.5	17.5	16.5	20.6	16.0	19.0
Fe_2O_3	3.4	2.6	4.9	4.9	2.7	3.8	1.4	5.8	3.4	4.5	7.7
FeO	0.7	5.5	3.2	4.4	6.3	7.5	6.3	4.8	5.0	2.4	3.8
MnO	0.06	0.11	0.10	0.10	0.12	0.16	0.11	0.19	0.11	0.14	0.2
MgO	2.6	1.8	2.8	3.4	3.1	2.5	2.6	4.25	3.0	4.3	4.2
CaO	7.7	9.75	7.55	8.0	9.3	9.65	8.5	10.2	8.7	12.2	14.0
Na_2O	4.6	2.6	4.5	4.0	2.4	1.3	1.0	2.0	4.4	3.9	2.9
K_2O	0.8	0.7	0.4	0.2	9.4	0.3	0.4	0.5	0.9	0.5	0.4
Glöd	0.7	3.8	0.9	0.8	4.9	4.4	5.9	2.2	2.9	8.1	1.7

1	Feldspatporphyr	154Ca	133Na	112Al	Rakkejaur 2178
2	Quarzdacit	195Ca	136Na	135Fe	Näsliden 2181
3	Andesit	151Ca	150Na	135Fe	Hornsträsk 1324
4	Andesit (Mandelstein)	160Ca	155Fe	133Na	Skäppträsk 2210
5	Andesitischer Felsit	186Ca	150Fe	103Mg	Bergnäs 2315
6	Andesit	193Ca	188Fe	103Al	Kronoborg 2217
7	Andesit	165Ca	128Fe	117Al	N Rakkejaurheden 2226
8	Andesit	204Ca	177Fe	142Mg	Bergnäs 2324
9	Dacit	179Ca	147Na	140Fe	Bergnäs 2319
10	Basalt	244Ca	143Mg	130Na	Vargfors 1260″
11	Basalt	280Ca	142Fe	140Mg	Mörttjärn 2162

Tabelle 2.16

Ca-Pyroklastite

	1	2	3	4	5
SiO_2	62.5	58.4	54.2	49.9	40.9
TiO_2	0.4	0.65	1.1	0.7	0.45
Al_2O_3	12.7	18.3	18.3	17.6	12.5
Fe_2O_3	0.6	2.0	7.0	3.2	0.7
FeO	3.0	4.0	3.5	6.8	2.7
MnO	0.06	0.09	0.13	0.09	0.13
MgO	2.1	2.0	3.7	4.8	1.05
CaO	7.25	7.8	8.95	9.05	23.2
Na_2O	0.8	3.7	2.0	2.6	1.6
K_2O	2.2	0.3	0.9	0.2	0.9
Glöd	7.8	3.3	0.7	4.5	16.5

1 Quarzkeratophyrtuff
2 Dacitagglomerat
3 Andesittuff
4 Andesittuff
5 Kalkzem. Tuff

145Ca	104Si	85Al	Finnberg	2193
156Ca	122Al	102Na	Rakkejaur	2254
179Ca	175Fe	123Mg	Skäppträsk	2211
181Ca	167Fe	160Mg	Kronoborg	2223
460Ca	83Al	68Si	Mensträsk	2268

Tabelle 2.17

Ca-Sediment

	1	2	3	4	5
SiO_2	62.7	62.5	58.0	57.7	47.9
TiO_2	0.35	0.4	0.45	0.75	0.35
Al_2O_3	13.8	15.1	14.9	20.7	8.9
Fe_2O_3	1.6	1.1	0.8	1.0	0.4
FeO	3.2	2.4	3.6	4.1	1.6
MnO	0.06	0.08	0.10	0.06	0.11
MgO	1.2	2.2	1.45	0.9	0.45
CaO	6.85	7.65	6.50	8.6	22.1
Na_2O	2.5	1.6	2.5	3.6	2.5
K_2O	1.7	1.9	2.9	0.7	0.6
Glöd	5.2	5.1	7.0	3.1	16.7

1	Polymikt Konglomerat	137Ca 105Si 92Al	Finnberg	2198
2	Kalkschiefer	153Ca 104Si 101Al	Mensträsk	2258
3	Abborrtjärnkonglomerat	110Ca 99Al 97K	Kopladumyrberget	1150
4	Kalkzem. Breccie mit Keratophyrmaterial	172Ca 138Al 120Na	Örträsk	1086
5	Kalkstein	442Ca 83Na 80Si	Mensträsk	2269

Tabelle 2.18

Na-Intrusiva

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	76.5	75.1	71.5	70.7	68.2	64.7
TiO_2	0.35	0.2	0.2	0.3	0.26	0.35
Al_2O_3	11.3	11.6	14.5	13.7	15.2	15.4
Fe_2O_3	1.1	1.7	1.1	1.8	2.5	2.3
FeO	2.0		2.0	1.8		2.7
MnO	0.04	0.03	0.05	0.04	0.05	0.05
MgO	0.4	0.6	1.05	0.6	1.9	1.6
CaO	2.1	2.0	2.95	4.3	3.7	4.6
Na_2O	5.4	3.8	5.4	5.3	4.2	4.1
K_2O	0.1	1.9	1.1	0.2	0.9	1.9
Glöd	0.4	0.6	0.7	0.8	1.1	1.2

1 Schriftgranit	180Na 128Si 75Al	Hornsträsk	1323
2 Granit	127Na 125Si 77Al	Älgliden	3605
3 Granodiorit	180Na 119Si 79Al	Björkliden	1316
4 Granodiorit	177Na 118Si 91Al	Hornsträsk	1322
5 Granodiorit	140Na 114Si 101Al	Älgliden	3597
6 Granodiorit	137Na 108Si 103Al	Högnäs	2199

Tabelle 2.19

Na-Ganggesteine

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	75.5	75.1	74.5	73.6	73.3	71.8	68.9	68.6	66.8	65.8	65.7	63.4	59.1
TiO_2	0.17	0.1	0.13	0.25	0.1	0.15	0.4	0.55	0.45	0.45	0.45	0.62	0.59
Al_2O_3	12.2	13.3	12.3	13.3	13.9	15.0	15.2	14.7	16.1	14.2	13.9	16.9	16.1
Fe_2O_3	0.6	0.3	1.8	0.9	1.0	1.2	1.6	2.7	0.7	1.1	1.6	4.2	4.1
FeO	1.0	0.5		1.8	1.5	1.7	2.2		2.8	4.9	4.4		
MnO	0.03	0.02	0.06	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03	0.07	0.7	0.08	0.08	0.12
MgO	0.20	0.5	0.60	0.3	0.3	0.8	1.5	1.05	0.7	2.1	1.9	3.0	3.1
CaO	0.70	3.2	0.95	1.15	1.65	0.5	0.85	2.75	4.55	2.05	3.65	2.2	5.1
Na_2O	4.2	5.6	4.1	4.9	5.6	6.4	6.8	4.5	4.5	5.4	3.9	3.8	3.7
K_2O	3.7	0.4	3.5	3.4	1.7	3.4	2.2	3.0	1.6	1.3	0.7	1.8	1.8
Glöd	0.6	0.8	0.3	0.6	0.3	0.6	0.9	0.83	0.4	2.4	1.9	2.5	5.0

1	Quarzkeratophyr (gangförmig)	140Na 126Si 124K	Nicknoret	2809
2	Pegmatit	187Na 125Si 89Al	Hornsträsk	1320
3	Mikrogranophyr	137Na 124Si 117K	Älgliden	3604
4	Natronminette	163Na 123Si 113K	Björkliden	1313
5	Mikrogranophyr	187Na 122Si 93Al	Björkliden	1315
6	Natronminette	214Na 120Si 113K	Svansele	1105
7	Natronminette	227Na 115Si 102Al	Svansele	1104
8	Granodioritporphyrit	150Na 114Si 100K	Vithatten	3779
9	Granodioritporphyrit	147Na 111Si 108Al	Björkliden	1317
10	Quarzdioritporphyrit	180Na 110Si 100Fe	Renström	2298
11	Quarzdioritporphyrit	130Na 110Si 100Fe	Renström	2285
12	Dioritporphyrit	127Na 113Al 106Si	Älgliden	3598
13	Dioritporphyrit	123Na 107Al 103Mg	Älgliden	3603

Tabelle 2.20

Na-Quarzkeratophyr

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	80.1	78.7	78.2	77.0	76.7	76.4	76.3	76.3	74.8	74.7	74.3	74.1
TiO_2	0.15	0.15	0.1	0.15	0.1	0.15	0.15	0.1	0.25	0.15	0.3	0.2
Al_2O_3	9.8	11.3	11.1	12.4	12.8	12.4	11.1	12.5	12.3	11.8	12.0	12.0
Fe_2O_3	0.0	0.7	0.0	0.3	0.3	0.3	0.7	0.5	0.7	0.1	0.4	0.4
FeO	1.7	1.0	1.7	1.8	1.2	0.8	2.4	1.4	1.9	2.8	2.8	2.4
MnO	0.06	0.04	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.05	0.03	0.06
MgO	0.45	0.25	0.55	0.55	0.9	0.3	1.2	0.45	0.75	0.75	1.45	1.25
CaO	0.7	2.55	0.4	0.45	0.4	1.8	0.4	0.8	1.1	2.2	0.65	1.6
Na_2O	5.4	5.1	4.6	3.9	4.6	4.0	4.0	5.8	4.3	3.8	4.7	4.0
K_2O	0.7	0.0	1.7	2.4	2.0	1.6	1.3	1.3	2.1	1.8	0.6	1.7
Glöd	0.6	0.4	0.5	0.5	1.1	1.1	1.0	1.1	1.4	1.9	1.2	2.0

1	Quarzkeratophyr	180Na 133Si 65Al	Petikträsk	1253
2	Quarzkeratophyr	170Na 131Si 75Al	Hornsträsk	1321
3	Quarzkeratophyr	153Na 131Si 74Al	Renström	2286
4	Quarzkeratophyr	130Na 128Si 83Al	Petiknäs	1563
5	Quarzkeratophyr	187Na 128Si 85Al	Renström	2295
6	Felsit	133Na 127Si 83Al	Mensträsk	2265
7	Quarzkeratophyr	133Na 127Si 74Al	Renström	2302
8	Quarzkeratophyr	194Na 127Si 83Al	Bjurtjärn	1249
9	Quarzkeratophyr	144Na 125Si 82Al	Svansele	1098
10	Quarzkeratoph. Felsit	127Na 125Si 79Al	Renström	2281
11	Quarzkeratophyr	157Na 124Si 80Al	Svansele	1099
12	Quarzkeratophyr	134Na 124Si 80Al	Renström	2293

Tabelle 2.21

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO_2	74.0	73.4	73.4	73.2	73.1	73.0	73.0	72.3	72.1	71.5	71.4	70.7
TiO_2	0.25	0.25	0.13	0.4	0.2	0.32	0.1	0.35	0.4	0.25	0.2	0.4
Al_2O_3	11.7	12.7	13.7	13.9	14.5	12.2	12.4	12.8	13.4	12.8	12.5	13.4
Fe_2O_3	0.6	1.0	0.9	0.6	0.6	0.9	0.6	1.3	0.1	1.2	1.2	2.6
FeO	3.2	2.6	1.0	1.1	1.6	3.1	2.6	2.5	2.8	3.6	2.7	3.1
MnO	0.05	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.06	0.06	0.06	0.7	0.05	0.08
MgO	0.95	0.7	0.12	0.55	0.75	0.87	0.65	0.85	1.4	0.95	0.65	1.3
CaO	1.0	1.15	1.35	1.15	1.5	2.0	1.0	2.75	1.8	1.45	2.15	2.6
Na_2O	6.4	4.4	4.0	5.6	3.7	4.1	4.5	4.0	5.1	5.6	4.6	4.0
K_2O	1.0	1.3	3.0	1.8	1.9	1.5	1.9	1.1	0.2	0.3	1.2	0.8
Glöd	1.6	1.6	1.7	0.5	2.3	2.2	1.2	1.1	1.3	1.5	2.2	0.6

13 Quarzkeratophyr	147Na 123Si 78Al	Bergnäs	2325
14 Quarzkeratophyr	147Na 122Si 85Al	Bergnäs	2310
15 Quarzkeratoph. Felsit	134Na 122Si 100K	Degerstorp	2811
16 Quarzkeratophyr	187Na 122Si 93Al	Släppträsk	2214
17 Quarzkeratophyr	124Na 122Si 97Al	Rakkejaur	2176
18 Quarzkeratophyr	136Na 122Si 81Al	Petikträsk	2114
19 Quarzkeratophyr	150Na 122Si 83Al	Renström	2290
20 Quarzkeratophyr	133Na 121Si 85Al	Renström	2305
21 Quarzkeratophyr	170Na 120Si 89Al	Kågträsktjärn	2305A
22 Quarzkeratophyr	187Na 119Si 85Al	Petikträsk	1309
23 Quarzkeratophyr	153Na 119Si 83Al	Bergnäs	2309
24 Quarzkeratophyr	133Na 118Si 95Fe	Mörttjärn	2165

Tabelle 2.22

	25	26	27
SiO_2	70.6	69.4	68.8
TiO_2	0.3	0.15	0.4
Al_2O_3	12.7	12.7	13.1
Fe_2O_3	0.8	1.2	1.3
FeO	4.0	3.0	3.3
MnO	0.08	0.05	0.05
MgO	2.55	1.5	1.65
CaO	3.0	3.3	1.65
Na_20	4.4	4.4	3.5
K_2O	0.4	1.2	2.6
Glöd	1.4	3.7	2.5

25 Quarzkeratophyr	147Na 118Si 85Mg	Fjällboda	2336
26 Quarzkeratophyr	147Na 116Si 85Al	Finnberg	2190
27 Quarzkeratophyr	117Na 115Si 87K	Finnberg	2189

Tabelle 2.23

Na-Keratophyre

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	78.2	73.4	72.3	71.9	71.6	71.1	70.8	70.0	69.7	69.2	68.9	66.0
TiO_2	0.25	0.3	0.1	0.25	0.2	0.2	0.25	0.35	0.2	0.3	0.4	0.50
Al_2O_3	10.8	13.1	11.6	12.8	15.3	13.2	13.5	13.1	13.5	13.1	13.4	14.7
Fe_2O_3	0.0	0.4	1.2	0.6	0.3	0.7	2.0	1.2	0.9	0.6	0.9	4.6
FeO	1.5	2.8	1.7	3.9	2.0	3.5	2.2	3.3	3.4	3.5	4.9	
MnO	0.04	0.7	0.9	0.06	0.06	0.07	0.04	0.07	0.08	0.10	0.08	0.11
MgO	0.55	0.9	0.75	1.15	0.6	1.05	1.65	1.25	1.25	1.25	0.8	1.90
CaO	1.25	1.8	2.5	1.65	1.6	1.55	1.15	1.35	1.2	2.0	3.2	1.95
Na_2O	4.4	4.5	4.4	4.6	4.8	5.5	5.4	4.7	4.8	4.9	3.9	3.7
K_2O	0.8	1.6	1.8	0.7	1.3	1.5	1.9	2.2	1.8	2.1	0.9	0.9
Glöd	1.2	1.1	3.4	1.5	0.5	1.6	1.1	1.7	2.0	1.9	2.6	1.8

1	Keratophyr	147Na 131Si 72Al	Djuptjärn	1247
2	Keratophyr	150Na 122Si 87Al	Bergnäs	2313
3	Keratophyr	147Na 121Si 77Al	Petikträsk	1257
4	Keratophyr	153Na 120Si 85Al	Fjällboda	2337
5	Keratophyr	160Na 119Si 102Al	Mensträsk	2264
6	Keratophyr	184Na 119Si 88Al	Petikträsk	1256
7	Keratophyr	180Na 118Si 90Al	Petikträsk	1171
8	Keratophyr	157Na 117Si 87Al	Petikträsk	1250
9	Keratophyr	160Na 116Si 90Al	Petikträsk	1251
10	Keratophyr	163Na 115Si 87Al	Petikträsk	1252
11	Keratophyr	130Na 115Si 97Fe	Kotjärn	1091
12	Keratophyr	123Na 110Si 98Al	Petiknäs	3758

Tabelle 2.24

Na-Dacite

	1	2	3	4	5
SiO_2	62.5	62.5	60.1	60.1	59.6
Al_2O_3	16.4	15.0	16.3	15.4	14.8
Fe_2O_3	1.9	1.4	1.1	1.1	0.9
FeO	3.6	4.4	4.1	6.1	6.2
MnO	0.07	0.06	0.07	0.09	0.10
MgO	3.2	2.4	2.8	2.7	3.0
CaO	4.85	2.75	4.65	4.0	4.3
Na_2O	4.0	4.5	3.7	5.4	3.8
K_2O	1.0	1.5	1.1	0.0	0.9
TiO_2	0.45	0.35	0.45	0.45	0.35
Glöd	3.0	3.7	4.7	3.6	5.3

1 Quarzdacit	133Na 109Al 107Mg	Sandfors	2167
2 Dacit	150Na 104Si 100Al	Fjällboda	2335
3 Quarzdacit	123Na 109Al 100Si	Sandfors	2168
4 Dacit	180Na 120Fe 130Al	Petikträsk	1306
5 Dacit	127Na 118Fe 100Mg	Petikträsk	1307

Tabelle 2.25

Na-Pyroklastite

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	75.4	73.7	72.6	72.4	71.7	71.7	71.6	65.0	64.7	62.8	61.9	61.6
TiO_2	0.25	0.1	0.3	0.35	0.3	0.3	0.15	0.5	0.6	0.5	0.25	0.55
Al_2O_3	11.5	11.2	12.8	15.0	12.9	13.5	13.7	15.4	16.1	12.2	16.1	16.9
Fe_2O_3	2.2	0.6	0.6	0.3	0.6	0.9	2.1	2.3	1.5	1.7	1.8	0.6
FeO	0.5	4.1	2.4	0.7	3.0	3.1	0.7	4.5	1.8	5.8	5.5	5.8
MnO	0.03	0.04	0.05	0.04	0.06	0.06	0.04	0.09	0.08	0.16	0.1	0.09
MgO	0.6	0.8	0.6	0.5	0.55	0.75	0.55	1.45	0.7	2.3	1.75	3.2
CaO	0.6	0.75	2.4	2.1	2.6	2.0	1.55	3.3	6.95	4.3	5.8	2.25
Na_2O	3.9	5.9	3.7	5.1	4.0	3.7	4.6	5.4	5.4	4.0	3.8	4.5
K_2O	1.9	0.3	1.5	3.0	1.6	1.6	3.2	1.1	0.3	0.5	0.2	0.9
Glöd	1.9	1.3	2.8	0.7	2.9	1.9	2.0	0.9	1.9	5.1	2.8	3.3

1	Quarzkeratophyrtuff	130Na	126Si	77Al	Petiknäs	2326
2	Graphitf. Tuff	197Na	123Si	78Fe	Brunberget	2194
3	Quarzkeratophyrtuff	123Na	121Si	85Al	Kotjärn	1090
4	Quarzkeratophyrtuff	170Na	120Si	100Al	Kedträskbron	1102
5	Quarzkeratophyrtuff	134Na	119Si	86Al	Bergnäs	2314
6	Quarzkeratophyrtuff (brecciert)	124Na	119Si	90Al	Rakkejaur	2166
7	Quarzkeratophyrtuff	153Na	119Si	107K	Petikträsk	1158
8	Quarzkeratoph. Tuffit	180Na	113Fe	108Si	Släppträsk	2212
9	Dacitagglomerat	180Na	139Ca	108Si	Rakkejaur	2276
10	Dacittuff	133Na	125Fe	105Si	Svansele	1100
11	Dacittuff	127Na	122Fe	116Ca	Rakkejaur	2175
12	Dacitagglomerat	150Na	113Al	107Fe	Fjällboda	2338

Tabelle 2.26

	13	14	15	16
SiO_2	61.2	61.1	58.0	57.0
TiO_2	0.55	0.45	0.75	0.9
Al_2O_3	15.4	16.2	16.5	15.1
Fe_2O_3	4.7	5.1	1.6	1.2
FeO	0.6	0.5	6.3	8.3
MnO	0.08	0.07	0.09	0.09
MgO	1.5	2.7	2.7	4.4
CaO	5.3	3.55	3.85	3.45
Na_2O	3.8	4.6	4.4	4.8
K_2O	1.1	0.9	1.6	0.3
Glöd	5.1	4.2	4.5	4.6

13 Dacittuff	127Na 106Ca 103Al	Petikträsk	1210
14 Dacitagglomerat	153Na 108Al 102Si	Petikträsk	1211
15 Andesittuff	147Na 132Fe 105Si	Sandfors	2169
16 Agglomerat mit Quarzkeratophyr- und Keratophyrfragmenten	160Na 158Fe 147Mg	Petikträsk	1308

Tabelle 2.27

Na-Sediment

	1	2	3	4
SiO_2	77.7	74.1	69.7	68.3
TiO_2	0.25	0.2	0.2	0.3
Al_2O_3	12.0	13.3	14.5	15.9
Fe_2O_3	0.5	0.4	0.6	1.3
FeO	2.3	0.6	1.6	2.0
MnO	0.07	0.02	0.04	0.04
MgO	0.9	1.55	0.75	1.75
CaO	1.25	1.6	1.5	2.4
Na_2O	4.6	4.4	3.7	3.6
K_2O	1.1	0.5	1.9	1.8
Glöd	1.4	3.3	2.3	2.8

1 Polymikt Breccie	153Na 128Si 80Al	Petiknäs	2327
2 Jörngranitarkose	147Na 124Si 89Al	Kladdberget	1326
3 Abborrtjärnkonglomerat	127Na 116Si 93Al	Vargfors	1261
4 Mensträskbreccie	120Na 114Si 106Al	Treholmsfors	2274

Tabelle 2.28

Na-Schiefer und Gneise

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	80.1	77.7	75.0	74.8	74.5	74.4	69.0	64.0	63.5
TiO_2	0.25	0.15	0.15	0.3	0.2	0.25	0.4	0.75	0.7
Al_2O_3	11.5	11.0	12.4	12.3	11.5	13.3	13.5	14.5	17.5
Fe_2O_3	0.0	0.5	0.6	0.7	0.2	1.0	0.6	2.3	1.5
FeO	0.6	2.2	2.8	2.0	2.8	1.5	4.3	4.2	3.8
MnO	0.02	0.7	0.04	0.06	0.05	0.04	0.11	0.11	0.04
MgO	0.2	0.75	1.2	1.1	0.95	0.55	2.3	1.75	2.3
CaO	1.6	0.75	0.65	1.45	1.35	2.25	1.55	3.9	4.2
Na_2O	4.9	4.1	5.4	4.0	5.3	4.2	4.9	4.4	3.7
K_2O	0.9	1.6	0.7	2.3	0.6	2.6	2.1	1.1	1.7
Glöd	0.5	0.5	1.0	0.6	1.5	0.7	1.1	0.7	1.2

1 Quarzitgneis	163Na 133Si 77Al	Loberg	2329
2 Biotitquarzit	137Na 130Si 73Al	Örträsk	1094
3 Glimmerquarzit	180Na 125Si 83Al	Renström	2279
4 Schiefergneis	134Na 125Si 82Al	Finnfors	2330
5 Schiefer	177Na 124Si 77Al	Storbäcken	2227
6 Mikroklinflasergneis	140Na 124Si 89Al	Holmträsk	1555
7 Biotitquarzit	163Na 115Si 90Al	Svansele	1097
8 Biotitquarzit	147Na 108Fe 107Si	Karsträsk	2332
9 Biotitschiefer	124Na 117Al 106Si	Mensträsk	2259

Tabelle 2.29

K-Intrusiva

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	78.0	71.9	71.8	70.4	69.0	69.0	68.3	68.2	63.7	61.5
TiO_2	0.0	0.22	0.40	0.6	0.58	0.60	0.57	0.75	1.0	0.35
Al_2O_3	12.6	13.5	13.4	14.0	12.8	13.1	14.1	14.3	14.8	15.3
Fe_2O_3	0.3	0.4	0.4	0.3	2.1	0.3	0.1	0.1	0.6	1.6
FeO	0.9	1.7	3.0	3.3	3.3	5.0	5.0	5.0	4.9	3.2
MnO	0.02	0.05	0.04	0.05	0.05	0.07	0.06	0.07	0.08	0.06
MgO	0.15	0.40	0.45	0.90	0.35	0.55	0.88	0.95	1.70	1.3
CaO	0.35	0.80	1.45	2.00	2.25	1.45	2.05	1.85	3.35	4.2
Na_2O	4.4	3.5	2.8	2.6	2.8	2.1	2.6	2.3	3.8	3.1
K_2O	4.5	4.5	4.8	4.6	4.2	5.0	4.6	4.6	4.1	3.2
Glöd	0.6	0.8	0.7			1.0	0.7	0.5		4.8

1 Pegmatit	150K 147Na 130Si	Mörttjärnbron	2163
2 Revsundgranit	160K 119Si 117Na	Skalberget	378
3 Revsundgranit	160K 119Si 93Na	Bjurvattnet	397
4 Revsundgranit	153K 117Si 93Al	Renfors	115
5 Revsundgranit	140K 115Si 93Na	Tjärnberg	95
6 Revsundgranit	167K 115Si 88Fe	Holmstrand	379
7 Revsundgranit	153K 114Si 94Al	Långvattnet	380
8 Revsundgranit	153K 113Si 95Al	Häggsjön	381
9 Revsundgranit	137K 127Na 106Si	Stora Lidträsket	113
10 Quarzdiorit	107K 103Na 102Si	Högnäs	2200

Tabelle 2.30

K-Diverse

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	75.3	75.2	73.3	73.0	72.4	72.4	70.6	67.9	66.1	62.5
TiO_2	0.05	0.1	0.1	0.25	0.1	0.05	0.3	0.25	0.25	0.5
Al_2O_3	11.3	13.0	13.6	12.4	13.8	13.6	13.7	16.5	17.1	16.2
Fe_2O_3	0.7	0.3	1.0	0.7	2.0	2.1	3.5	1.3	1.2	0.7
FeO	1.6	0.9	0.5	2.0	0.3	0.6	0.9	2.4	1.7	4.1
MnO	0.05	0.03	0.05	0.06	0.02	0.03	0.07	0.04	0.05	0.06
MgO	1.5	0.5	0.35	0.9	1.15	0.46	1.25	1.2	2.3	2.7
CaO	1.3	1.25	1.7	1.2	0.6	0.95	0.6	2.0	0.45	2.35
Na_2O	1.3	2.7	2.3	2.8	3.1	3.8	2.4	1.9	2.1	2.9
K_2O	4.3	4.8	5.5	4.2	4.2	4.3	3.6	4.1	5.5	3.3
Glöd	1.9	1.2	1.9	0.4	1.2	1.6	1.7	1.7	2.5	3.8

1	Quarzporphyrtuff	144K 126Si 75Al	Petikträsk	1254
2	Quarzporphyr	160K 126Si 90Na	Näsliden	2173
3	Keratoph. Felsit	184K 122Si 91Al	Rakkejaur	2174
4	Gneisig Biotitquarzit	140K 122Si 93Na	Finnfors	2331
5	Quarzkeratoph. Felsit	140K 121Si 103Na	Bjurtjärn	1245
6	Quarzkeratophyr	144K 127Na 121Si	Petikträsk	1159
7	Sericitquarz. Keratophyr	120K 118Si 91Al	Petikträsk	1160
8	Plagioklasglimmergneis	137K 113Si 110Al	Svanheden	1558
9	Brecc. seric. Quarzporphyr	183K 114Al 110Si	Renström	2288
10	Dacit	110K 108Al 104Si	Rakkejaur	2253

Tabelle 2.31

Al-Gesteine

	1	2
SiO_2	62.4	61.6
TiO_2	0.5	0.45
Al_2O_3	16.9	16.9
Fe_2O_3	1.2	5.5
FeO	4.4	0.3
MnO	0.07	0.05
MgO	2.8	1.65
CaO	3.8	3.65
Na_2O	1.1	3.0
K_2O	1.6	2.3
Glöd	3.8	4.1

1 Seric.-chlorit. Dacit
2 Dacitagglomerat

113Al 104Si 93Fe	Rakkejaur	2252
113Al 103Si 100Na	Petikträsk	1212

Tabelle 2.32

Si-Intrusiv

	1
SiO_2	70.0
TiO_2	0.40
Al_2O_3	15.5
Fe_2O_3	0.6
FeO	1.9
MnO	0.05
MgO	1.00
CaO	2.40
Na_2O	2.6
K_2O	2.1
Glöd	–

1 Revsundgranit 117Si 103Al 87Na Bjurlidenträsket 128

Tabelle 2.33

Si-Quarzkeratophyre

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	82.7	77.8	76.8	73.7	72.9	72.7	71.9	68.2
TiO_2	0.1	0.15	0.15	0.4	0.5	0.3	0.25	0.4
Al_2O_3	9.5	11.8	11.4	13.0	11.3	13.0	12.9	11.4
Fe_2O_3	0.1	0.5	0.5	0.3	4.0	0.1	0.8	1.2
FeO	0.8	0.9	1.4	2.4	2.4	2.3	1.7	3.2
MnO	0.03	0.02	0.04	0.05	0.05	0.06	0.04	0.08
MgO	0.6	0.4	1.15	1.05	2.2	0.8	0.45	0.9
CaO	1.1	2.5	0.5	3.25	0.55	5.65	2.45	4.25
Na_2O	3.6	3.3	3.4	2.3	0.2	2.3	2.8	1.1
K_2O	1.2	0.7	2.1	1.9	2.0	0.5	2.2	1.8
Glöd	1.3	0.5	1.2	0.8	2.4	2.3	2.9	4.8

1 Silic. Quarzkeratophyr	138Si 120Na 63Al	Renström	2296
2 Felsit	130Si 110Na 79Al	Mensträsk	2263
3 Quarzkeratophyr	128Si 113Na 76Al	Renström	2297
4 Quarzkeratophyr	123Si 87Al 77Na	Släppträsk	2213
5 Brecc. Quarzkeratophyr	121Si 107Fe 87Al	Svansele	1264[1]
6 Quarzkeratophyr	121Si 113Ca 87Al	Kotjärn	1088
7 Quarzkeratophyr	120Si 93Na 86Al	Bergnäs	2318
8 Felsit	110Si 85Ca 76Al	Mensträsk	2272

Tabelle 2.34

Si-Keratophyre

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	77.4	76.8	71.9	70.5	69.4	68.1
TiO_2	0.25	0.4	0.3	0.3	0.47	0.35
Al_2O_3	7.3	11.4	13.8	13.6	13.2	13.0
$Fe2_2O_3$	0.4	0.1	2.1	0.9	3.5	1.4
FeO	3.0	1.6	2.0	3.2		3.3
MnO	0.06	0.06	0.05	0.04	0.12	0.06
MgO	0.6	0.5	2.6	2.0	0.95	0.9
CaO	4.75	2.9	0.55	1.0	2.9	2.9
Na_2O	1.2	1.9	2.2	2.1	2.2	1.9
K_2O	0.6	0.3	2.9	3.0	2.1	2.6
Glöd	2.3	1.0	2.2	2.0		3.8

1 Kalkzem. Keratophyr
2 Keratoph. Felsit
3 Keratophyr
4 Ser.-chlor.-quarz. Keratophyr
5 Keratophyr
6 Ser. Keratophyr

129Si 95Ca 57Fe
128Si 76Al 63Na
120Si 97K 88Al
118Si 100K 91Al
116Si 88Al 73Na
114Si 87K 87Al

Önusberget	2270
Finnberg	2192B
Petikträsk	1164
Bjurtjärn	1248
Petiknäs	3609
Bergnäs	2316

Tabelle 2.35

Si-Pyroklastite

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	75.8	73.1	72.3	69.5	69.4	69.2	68.8	67.7	65.9	65.3	62.9
TiO_2	0.25	0.6	0.25	0.35	0.25	0.3	0.25	0.35	0.3	0.55	0.35
Al_2O_3	12.3	12.0	10.5	13.4	12.8	11.8	12.9	12.2	13.1	12.3	13.0
Fe_2O_3	0.7	0.6	0.6	0.9	2.7	0.9	1.0	0.4	0.9	1.4	0.8
FeO	1.3	5.8	2.8	4.1	2.0	4.1	2.5	4.9	5.2	5.1	5.1
MnO	0.04	0.09	0.1	0.06	0.09	0.10	0.06	0.09	0.09	0.11	0.1
MgO	0.7	2.2	2.2	2.25	1.3	1.1	0.75	1.25	1.4	2.3	1.2
CaO	1.2	1.5	2.05	0.9	2.05	3.65	2.8	4.25	5.05	3.5	4.45
Na_2O	3.7	3.4	2.1	1.6	2.6	2.6	3.0	1.4	2.6	0.8	2.8
K_2O	2.0	1.6	1.9	2.2	2.7	1.6	2.2	1.4	1.4	2.4	2.3
Glöd	1.4	1.6	3.8	2.6	3.4	4.0	3.4	4.6	5.1	5.2	5.1

1	Quarzkeratophyrtuff	127Si 123Na 82Al	Renström	2283
2	Biotitrandig Quarzkeratophyrtuff	122Si 113Na 107Fe	Dalliden	2339
3	Brecc. Quarzkeratophyrtuff	121Si 73Mg 70Na	Finnberg	2197
4	Quarzkeratophyrtuffit	116Si 89Al 83Fe	Renström	2292
5	Quarzkeratophyrtuff	116Si 90K 87Na	Petikträsk	1255
6	Seric. Quarzkeratophyrtuff	115Si 97Mg 87Na	Petiknäs	1564
7	Quarzkeratophyrtuffit	115Si 100Na 86Al	Bergnäs	2317
8	Brecc. Keratophyrtuff	113Si 88Fe 85Ca	Kotjärn	1092
9	Quarzkeratophyrtuff	110Si 102Fe 101Ca	Finnberg	2191
10	Brecc. Quarzkeratophyrtuff	109Si 108Fe 82Al	Renström	2284
11	Brecc. Quarzkeratophyrtuff	105Si 98Fe 93Na	Kronoborg	2221

Tabelle 2.36

Si-Sedimente

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	75.3	75.0	73.7	73.7	70.2	69.3	69.3	68.6	67.3	65.6	63.2
TiO_2	0.18	0.15	0.18	0.3	0.25	0.3	0.3	0.3	0.25	0.35	0.35
Al_2O_3	13.1	11.7	13.2	12.0	14.3	12.6	13.5	13.6	13.2	12.9	14.4
Fe_2O_3	1.9	0.7	1.9	1.1	0.6	2.0	1.3	2.2	1.8	1.2	0.7
FeO		2.2		2.2	2.8	0.6	1.7	2.2	1.3	2.1	3.9
MnO	0.04	0.07	0.04	0.05	0.04	0.06	0.04	0.06	0.05	0.07	0.08
MgO	0.80	0.85	0.70	1.85	1.45	1.15	0.95	1.55	1.2	1.45	2.0
CaO	1.4	1.6	3.4	0.8	3.6	3.0	2.25	2.85	4.1	5.3	4.7
Na_2O	3.7	1.9	3.3	2.5	2.1	1.1	2.8	2.9	2.8	2.4	3.1
K_2O	1.1	2.2	0.7	2.1	1.2	1.2	2.7	2.2	1.8	1.2	2.0
Glöd	1.2	2.3	0.7	2.1	1.8	3.3	3.1	2.2	4.4	5.7	4.3

1	Granitarkose	126Si 123Na 87Al	Älgliden	3596
2	Felsitbreccie	125Si 78Al 73K	Bergnäs	2312
3	Granitarkose	123Si 110Na 88Al	Älgliden	3595
4	Grobklast. Sediment	123Si 83Na 80Al	Renström	2291
5	Granitarkose	117Si 95Al 72Ca	Rörmyrberget	1087
6	Dömanbergkonglomerat	116Si 84Al 60Ca	Nicknoret	2833
7	Granitarkose, grobklast.	116Si 93Na 90K	Svansele	1266
8	Abborrtjärnkonglomerat	114Si 97Na 91Al	Bjurtjärn	1246
9	Abborrtjärnkonglomerat	112Si 93Al 88Al	Petikträsk	1155
10	Mensträskbreccie	109Si 106Ca 86Al	Nicknoret	2273
11	Grobklast. Sediment	107Si 103Na 96Al	Renström	2287

Tabelle 2.37

Si-Sedimente und Gneise

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	81.0	74.5	73.3	71.2	67.6	67.4
TiO_2	0.2	0.2	0.3	0.5	0.5	0.6
Al_2O_3	8.8	13.3	13.4	11.9	13.1	13.9
Fe_2O_3	0.2	0.4	0.8	1.0	1.2	0.9
FeO	2.3	2.4	1.4	4.5	5.2	5.0
MnO	0.03	0.02	0.04	0.10	0.06	0.08
MgO	0.7	1.7	1.0	2.5	1.9	1.15
CaO	1.2	2.05	3.2	3.55	2.0	4.0
Na_2O	1.8	1.5	3.5	1.6	2.3	1.0
K_2O	1.3	1.6	1.5	2.1	1.8	3.2
Glöd	1.0	1.7	1.6	1.1	2.1	1.7

1 Biotitrandig Quarzit	135Si 60Na 59Al	Bjurberget 1096
2 Quarz. Schiefer	124Si 89Al 57Mg	Mensträsk 2266
3 Streifengneis	122Si 117Na 89Al	E Bjurträsket 1559
4 Hbl.-biotitrandig Quarzit	119Si 92Fe 83Mg	Gumboda 1556
5 Gebänd. Sediment	113Si 107Fe 87Al	Önusberget 2271
6 Geb. quarz. Sediment	112Si 107K 98Al	Släppträsk 2209

Tabelle 3.1

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
Mg-Gabbroporphyrite								
Älgliden 3589	149	25	49	15	10	0.11	0.73	0.88
Kusfors 1327	138	25	42	22	10	0.11	0.53	1.14
Älgliden 3591	120	25	45	23	7	0.08	0.65	1.55
Petikträsk 1170	118	17	59	18	6	0.22	0.71	1.21
Mensträsk 2261	117	18	53	23	7	0.25	0.70	0.89
Näsliden 2170	117	20	49	24	7	0.20	0.60	1.24
Älgliden 3587	116	19	63	12	6	0.36	0.73	1.13
Rålund 1101	113	17	56	19	7	0.30	0.72	1.10
Björktjärn 1557	112	20	49	23	7	0.04	0.58	1.53
Rakkejaur 2179	101	15	61	18	6	0.04	0.72	0.96
Näsliden 2182	96	15	60	20	5	0.16	0.73	1.08
Näsliden 2172	96	14	59	23	4	0.06	0.72	0.80
Renström 2300	95	12	64	20	3	0.39	0.74	0.59
Älgliden 3601	90	11	76	9	3	0.28	0.72	0.95
Näsliden 2171	89	10	68	18	2	0.15	0.75	0.72
Mensträsk 2262	85	10	72	17	0	0.56	0.78	0.63
Älgliden 3584	84	9	81	9	1	0.50	0.75	0.91
Mg-Lamprophyre								
Nicknoret 2824	234	38	40	14	7	0.35	0.53	1.19
Kusfors 1562	197	26	38	23	12	0.05	0.50	1.79
Älgliden 3593	192	32	32	22	14	0.13	0.60	1.51
Älgliden 3588	175	29	36	23	11	0.12	0.59	1.89
Kotjärn 1089	171	30	42	14	14	0.14	0.56	1.50
Bergnäs 2321	171	26	27	32	14	0.41	0.14	2.00
Hornsträsk 1325	152	28	38	24	9	0.05	0.55	1.01
Hornsträsk 1319	150	27	36	26	10	0.03	0.58	1.45
Älgliden 3586	149	27	40	23	10	0.15	0.55	3.45
Renström 2294	145	26	45	18	11	0.37	0.57	1.93
Älgliden 3592	144	25	42	21	11	0.12	0.66	2.68
Jörnsmarken 2311	144	26	41	23	9	0.19	0.49	2.18
Björkliden 1314	142	24	43	23	10	0.32	0.49	3.02
Bergnäs 2308	142	25	41	23	10	0.03	0.48	2.83
Renström 2301	141	22	47	21	9	0.30	0.61	1.19
Kusfors 2328	138	26	42	25	6	0.36	0.52	0.82
Petikträsk 1157	137	24	43	21	11	0.36	0.48	3.25
Björkliden 1318	136	25	41	22	11	0.23	0.50	2.82
Älgliden 3585	133	25	42	21	12	0.06	0.61	3.10
Storholmsforsen 2812	129	24	42	26	7	0.17	0.55	1.41
Mensträsk 2260	128	20	51	24	5	0.67	0.66	1.06
Finnberget 2195	124	28	46	18	7	0.43	0.57	1.40
Renström 2280	120	20	51	22	6	0.11	0.59	1.38
Svansele 1265	116	23	50	19	7	0.06	0.54	3.23
Maursele 2819	114	22	46	24	7	0.34	0.60	1.31
Nicknoret 3044	106	12	64	23	0	0.39	0.74	0.91
Mg-Vulkanite								
Skogheden 1305	202	29	60	3	8	0.17	0.56	1.41
Kronoborg 2222	170	30	50	13	6	0.64	0.50	1.54
Degerstorp 4004	166	28	39	21	11	0.11	0.65	1.46
Vargfors 1262	162	29	41	18	12	0.06	0.63	0.96
Skogheden 1304	161	26	43	22	9	0.15	0.50	1.70
Brännberg 2180	159	24	41	24	11	0.26	0.57	1.78
Vargfors 1263	150	27	40	22	10	0.03	0.57	1.06
Gallejaur 1300	107	18	52	23	6	0.15	0.67	1.12

Tabelle 3.2

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
Mg-Pyroklastite								
Gölpberget 2196	200	27	43	20	9	0.25	0.53	1.03
Finnberg 2192 A	181	30	51	10	9	0.34	0.54	1.90
Petikån 1229	165	24	42	14	20	0.10	0.71	0.72
Källmyrheden 736	153	25	43	20	12	0.34	0.55	2.39
Petikträsk 1209	135	28	41	23	7	0.24	0.50	1.57
Björktjärn 1173	112	24	49	19	8	0.11	0.59	1.40
Petikträsk 1172	111	17	55	19	8	0.26	0.67	1.00
Isträsk 2275	111	16	60	18	6	0.16	0.70	1.52
Källmyrheden 1174	111	23	42	24	10	0.08	0.55	1.07
Källmyrheden 1230	99	12	67	17	4	0.25	0.78	0.52
Tallbergstjärnberget 1103	94	12	67	18	2	0.44	0.78	0.76
Fe-Intrusiv								
Älgliden 3599	222	32	39	15	13	0.14	0.48	1.27
Fe-Ganggesteine								
Älgliden 3602	183	27	46	16	11	0.44	0.35	0.82
Flarken 1561	160	26	41	24	8	0.07	0.40	1.71
Renström 2282	159	27	44	15	14	0.12	0.43	1.78
Petikträsk 1156	139	24	44	20	11	0.40	0.46	3.76
Fe-Vulkanite								
Mensträsk 2267	256	38	29	19	14	0.14	0.27	2.13
Kronoborg 2224	252	39	37	17	8	0.53	0.34	2.28
Kronoborg 2216	181	35	36	24	4	0.24	0.32	1.97
Skogheden 1303	175	28	39	22	11	0.31	0.44	1.59
Kågträsktjärn 2306	148	25	44	19	12	0.03	0.42	2.34
Kronoborg 2225	144	34	40	20	6	0.48	0.42	1.79
Maursele 3607	135	24	45	23	8	0.08	0.47	1.55
Fe-Pyroklastite								
Kronoborg 2220	284	33	38	19	9	0.52	0.35	1.14
Rakkejaur 2177	214	34	43	6	17	0.20	0.36	2.66
Renström 2277	196	28	41	19	12	0.30	0.37	2.33
Renström 2278	192	27	50	10	12	0.22	0.45	2.26
Renström 2299	192	28	37	19	15	0.11	0.32	1.92
Renström n 2304	157	24	46	17	13	0.02	0.48	2.10
Kronoborg 2218	147	29	38	20	13	0.12	0.43	1.41
Bergnäs 2322	133	33	33	21	13	0.14	0.41	1.18
Kronoborg 2219	109	29	49	19	3	0.63	0.46	2.13
Fe-Sediment								
Åmliden 2333	250	34	40	8	18	0.39	0.45	2.19
Renström 2303	246	33	48	6	13	0.52	0.42	2.21
Ca-Gabbroporphyrite								
Kotjärn 1093	190	35	27	25	12	0.08	0.31	0.88
Renströmgrube 4417	163	29	36	25	9	0.02	0.56	1.87
Mörttjärn 2164	135	28	28	37	6	0.10	0.38	1.45
Braxträsk 1554	124	23	44	30	3	0.14	0.49	1.25
Jörnsmarken 2307	102	26	38	31	6	0.29	0.62	0.48

Tabelle 3.3

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
Ca-Ganggesteine								
Älgliden 3594	209	33	33	21	12	0.27	0.46	1.84
Älgliden 3590	131	24	40	31	4	0.08	0.65	1.44
Petikträsk 1095	121	29	37	25	9	0.05	0.46	1.35
Ca-Vulkanite								
Rakkejaur 2178	210	33	23	27	16	0.10	0.55	1.36
Näsliden 2181	180	35	26	30	9	0.15	0.28	1.29
N Rakkejaurheden 2226	170	33	33	29	4	0.20	0.37	1.57
Hornsträsk 1324	169	31	31	24	14	0.05	0.39	0.88
Bergnäs 2315	160	27	35	30	8	0.09	0.38	1.44
Kronoborg 2217	158	27	38	30	4	0.13	0.28	1.77
Skäppträsk 2210	154	31	34	24	11	0.03	0.40	1.76
Bergnäs 2324	139	26	39	29	6	0.14	0.42	1.78
Bergnäs 2319	137	32	30	25	13	0.11	0.39	1.09
Vargfors 1260[2]	125	24	31	34	11	0.07	0.53	1.16
Mörttjärn 2162	104	25	34	34	7	0.08	0.40	1.68
Ca-Pyroklastite								
Finnberg 2193	265	32	26	33	9	0.64	0.51	1.27
Rakkejaur 2254	189	35	25	27	12	0.05	0.37	1.58
Skäppträsk 2211	147	29	37	26	7	0.22	0.40	2.24
Kronoborg 2223	131	27	40	25	7	0.04	0.46	1.38
Mensträsk 2268	105	19	11	64	5	0.27	0.35	0.87
Ca-Sedimente								
Finnberg 2198	253	33	23	30	14	0.30	0.31	1.06
Mensträsk 2258	239	34	23	31	11	0.43	0.53	1.15
Kopladumyrberget 1150	224	34	22	27	17	0.43	0.37	1.30
Mensträsk 2269	186	39	18	30	13	0.11	0.24	1.82
Örträsk 1086	140	15	7	69	8	0.13	0.28	0.76
Na-Intrusiva								
Älgliden 3605	464	42	14	13	30	0.24	0.39	0.92
Hornsträsk 1323	441	38	18	13	31	0.01	0.19	1.51
Björkliden 1316	328	39	18	15	27	0.11	0.38	0.69
Hornsträsk 1322	325	37	17	21	24	0.02	0.23	1.03
Älgliden 3597	303	40	21	18	21	0.12	0.58	0.86
Högnäs 2199	252	35	25	19	20	0.23	0.37	1.02
Na-Ganggesteine								
Nicknoret 2809	472	45	10	5	40	0.36	0.18	0.79
Älgliden 3604	441	43	14	6	37	0.35	0.37	0.57
Hornsträsk 1320	409	43	7	19	31	0.04	0.53	0.40
Björkliden 1313	394	42	14	7	37	0.31	0.16	1.00
Björkliden 1315	386	43	13	9	34	0.16	0.18	0.39
Svansele 1105	337	41	16	3	39	0.25	0.33	0.52
Vithatten 3779	316	40	17	14	29	0.30	0.41	1.90
Svansele 1104	297	39	22	4	34	0.17	0.42	1.29
Renström 2285	272	34	32	16	18	0.10	0.36	1.40
Björkliden 1317	264	38	21	19	21	0.18	0.46	1.34
Älgliden 3598	252	40	31	9	19	0.23	0.56	1.85
Älgliden 3603	213	34	28	20	17	0.24	0.57	1.59

Tabelle 3.4

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
Na-Quarzkeratophyre								
Petikträsk 1253	558	40	14	5	40	0.07	0.31	0.78
Renström 2286	529	44	15	3	37	0.19	0.36	0.50
Mensträsk 2265	493	47	8	12	32	0.20	0.32	0.72
Petiknäs 1563	490	47	16	3	34	0.28	0.31	0.71
Hornsträsk 1321	488	41	10	17	31	0.00	0.21	0.69
Renström 2302	475	41	27	3	29	0.17	0.41	0.70
Renström 2295	470	46	15	3	35	0.22	0.51	0.46
Bjurtjärn 1249	451	44	13	5	38	0.12	0.30	0.44
Svansele 1098	434	42	19	7	32	0.24	0.34	1.09
Degerstorp 2811	431	47	10	9	34	0.33	0.10	0.57
Svansele 1099	423	40	27	4	28	0.07	0.44	1.28
Renström 2281	421	39	20	13	27	0.23	0.31	0.63
Renström 2290	415	41	20	6	32	0.21	0.26	0.42
Renström 2293	412	39	23	10	28	0.21	0.44	0.83
Bergnäs 2310	412	42	22	7	29	0.16	0.26	1.05
Rakkejaur 2176	408	48	16	9	27	0.25	0.38	0.83
Skäppträsk 2214	401	45	12	7	36	0.17	0.37	1.64
Petikträsk 2114	387	38	24	11	26	0.19	0.28	1.27
Bergnäs 2325	381	36	23	6	35	0.09	0.31	0.96
Bergnäs 2309	374	39	21	12	27	0.14	0.23	0.78
Renström 2305	371	39	22	15	24	0.15	0.29	1.35
Kåkträsktjärn 2305 A	370	41	23	10	26	0.02	0.46	1.54
Petikträsk 1309	346	37	28	8	27	0.03	0.24	0.90
Finnberg 2189	331	37	30	9	24	0.32	0.39	1.44
Mörttjärn 2165	327	36	30	13	20	0.11	0.29	1.38
Finnberg 2190	319	34	26	16	23	0.15	0.39	0.51
Fjällboda 2336	306	32	34	14	20	0.05	0.48	0.97
Na-Keratophyre								
Bjurtjärn 1247	536	44	14	9	33	0.10	0.39	1.28
Petikträsk 1257	378	36	22	14	28	0.21	0.26	0.39
Mensträsk 2264	375	47	14	9	29	0.15	0.31	0.78
Bergnäs 2313	374	39	23	10	27	0.18	0.29	1.14
Fjällboda 2337	365	38	27	9	25	0.09	0.31	0.95
Petikträsk 1256	341	37	24	8	30	0.15	0.31	0.72
Petikträsk 1251	340	39	26	6	28	0.19	0.34	0.73
Petikträsk 1250	338	37	27	7	29	0.23	0.33	1.26
Petikträsk 1171	329	37	27	6	30	0.18	0.42	0.87
Petikträsk 1252	325	36	25	10	29	0.22	0.35	1.05
Kotjärn 1091	317	36	27	16	20	0.13	0.19	1.38
Petiknäs 3758	305	40	31	10	19	0.13	0.42	1.73
Na-Dacite								
Fjällboda 2335	245	35	32	12	21	0.17	0.43	1.03
Sandfors 2168	219	35	31	18	16	0.16	0.49	1.23
Sandfors 2167	218	34	32	18	16	0.14	0.51	1.17
Petikträsk 1307	212	31	37	16	15	0.13	0.43	0.93
Petikträsk 1306	209	32	35	15	18	0.00	0.40	1.17
Na-Pyroklastite								
Petiknäs 2326	489	44	19	4	32	0.24	0.30	1.21
Brunberget 2194	400	36	27	4	32	0.03	0.23	0.40
Kotjärn 1090	402	42	18	14	25	0.21	0.26	1.24
Bergnäs 2314	375	40	20	15	26	0.20	0.21	1.17
Rakkejaur 2166	374	42	23	11	24	0.22	0.25	1.17
Petikträsk 1158	372	42	15	9	34	0.31	0.27	0.58

Tabelle 3.5

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
Kedträsbron 1102	370	45	8	12	35	0.27	0.47	1.34
Skäppträsk 2212	247	35	29	13	23	0.11	0.28	1.42
Rakkejaur 2276	247	36	14	29	21	0.03	0.28	1.72
Svansele 1100	244	28	37	18	16	0.07	0.35	1.46
Petikträsk 1210	240	36	24	22	17	0.16	0.35	1.62
Petikträsk 1211	228	36	31	14	19	0.11	0.48	1.26
Fjällboda 2338	224	36	37	9	18	0.11	0.47	1.50
Rakkejaur 2175	219	34	30	22	14	0.03	0.30	0.66
Sandfors 2169	195	33	35	14	18	0.19	0.38	1.89
Petikträsk 1308	178	28	45	12	15	0.03	0.45	2.11
Na-Sedimente								
Petiknäs 2327	449	41	21	8	30	0.13	0.36	1.08
Kladdberget 1326	429	45	18	10	27	0.06	0.73	0.86
Vargfors 1261	389	48	16	9	27	0.25	0.38	0.83
Nicknoret 2274	312	43	24	12	21	0.24	0.49	1.02
Na-Schiefer und Gneise								
Loberg 2329	547	46	5	12	36	0.10	0.36	1.28
Örträsk 1094	479	40	24	5	31	0.20	0.28	0.69
Storbäcken 2227	421	38	22	8	31	0.06	0.36	0.84
Finnfors 2330	414	40	21	9	30	0.27	0.42	1.24
Renström 2279	409	40	25	4	31	0.07	0.38	0.61
Holmträsk 1555	395	42	15	13	30	0.28	0.28	0.99
Svansele 1097	296	34	32	7	26	0.22	0.45	1.28
Karsträsk 2332	249	33	31	16	19	0.14	0.33	2.19
Mensträsk 2259	232	38	28	17	17	0.23	0.44	1.92
K-Intrusiva								
Mörttjärnbron 2163	483	46	7	2	44	0.40	0.18	0.00
Skalberget 378	408	45	13	5	37	0.47	0.05	0.93
Bjurvattnet 397	383	42	18	8	31	0.53	0.14	1.60
Renfors 115	348	41	21	11	27	0.53	0.30	2.22
Tjärnberg 95	340	37	24	12	27	0.49	0.10	2.15
Holmstrand 379	339	38	26	10	26	0.61	0.15	2.21
Häggsjön 381	320	40	26	9	24	0.56	0.24	2.64
Långvattnet 380	316	38	26	10	25	0.53	0.23	1.98
Högnäs 2200	251	37	24	18	21	0.40	0.33	1.07
Stora Lidträsket 113	247	34	27	14	24	0.41	0.35	2.91
K-Gesteine								
Petikträsk 1254	464	41	25	9	25	0.68	0.54	0.23
Näsliden 2173	457	47	10	8	35	0.53	0.42	0.45
Rakkejaur 2174	423	46	10	11	33	0.61	0.30	0.43
Finnfors 2331	415	42	20	7	31	0.49	0.37	1.06
Bjurtjärn 1245	403	45	19	4	32	0.47	0.49	0.41
Petikträsk 1159	396	44	15	6	35	0.42	0.24	0.20
Petikträsk 1160	378	43	28	3	25	0.49	0.35	1.20
Svanheden 1558	321	46	22	10	21	0.58	0.37	0.88
Renström 2288	301	46	26	2	25	0.63	0.59	0.85
Rakkejaur 2253	249	38	32	10	20	0.42	0.50	1.50
Al-Gesteine								
Rakkejaur 2252	250	40	35	16	8	0.48	0.47	1.50
Petikträsk 1212	245	40	27	16	17	0.33	0.35	1.34

Tabelle 3.6

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
Si-Intrusiva								
Bjurlidenträsket 128	365	48	18	13	20	0.34	0.41	1.56
Si-Quarzkeratophyre								
Renström 2296	651	44	13	9	34	0.17	0.53	0.59
Mensträsk 2263	516	46	11	18	24	0.12	0.34	0.74
Renström 2297	505	44	21	4	31	0.28	0.52	0.74
Svansele 1264[1]	427	39	48	3	9	0.86	0.39	2.20
Bergnäs 2318	421	44	15	15	24	0.34	0.24	1.09
Skäppträsk 2213	400	42	20	19	19	0.35	0.40	1.62
Kotjärn 1088	372	39	16	31	13	0.12	0.36	1.15
Mensträsk 2272	369	36	27	25	12	0.51	0.27	1.62
Si-Keratophyre								
Finnberg 2192 B	546	48	15	22	14	0.09	0.33	2.13
Önusberget 2270	526	29	25	35	11	0.24	0.23	1.27
Petiknäs 3609	369	41	23	17	19	0.38	0.32	1.88
Bjurtjärn 1248	363	41	32	6	20	0.48	0.47	1.16
Petikträsk 1169	361	41	36	3	20	0.46	0.54	1.13
Bergnäs 2316	349	39	26	16	18	0.47	0.25	1.34
Si-Pyroklastite								
Renström 2283	471	45	16	8	30	0.26	0.38	1.16
Finnberg 2197	406	35	34	12	18	0.37	0.53	1.05
Bergnäs 2317	363	40	21	16	23	0.32	0.28	0.99
Renström 2292	359	41	38	5	15	0.47	0.44	1.35
Petikträsk 1255	352	38	29	11	22	0.40	0.34	0.95
Petiknäs 1564	342	34	28	19	17	0.28	0.28	1.11
Dalliden 2339	337	33	40	7	20	0.23	0.38	2.07
Kotjärn 1092	333	35	31	22	11	0.39	0.29	1.29
Renström 2284	294	33	39	17	10	0.66	0.38	1.86
Kronoborg 2221	269	33	28	20	18	0.35	0.26	1.12
Si-Sedimente								
Bergnäs 2312	482	44	23	11	21	0.43	0.34	0.72
Älgliden 3596	462	47	17	9	26	0.16	0.43	0.83
Renström 2291	429	41	31	5	22	0.35	0.50	1.31
Nicknoret 2833	426	46	23	20	11	0.41	0.45	1.38
Älgliden 3595	416	44	14	21	21	0.12	0.40	0.76
Svansele 1266	371	43	20	13	24	0.38	0.36	1.20
Rörmyrberget 1087	349	42	24	19	14	0.27	0.43	0.93
Petikträsk 1155	331	38	21	22	19	0.29	0.42	0.92
Bjurtjärn 1246	324	38	27	14	20	0.33	0.39	1.06
Nicknoret 2273	308	36	23	27	15	0.24	0.44	1.23
Renström 2287	256	34	27	20	17	0.29	0.43	1.06
Si-Sedimente und Gneise								
Bjurberget 1096	664	43	25	11	21	0.32	0.33	1.23
Mensträsk 2266	428	45	28	13	14	0.41	0.52	0.86
E Bjurträsket 1559	386	42	17	18	23	0.22	0.45	1.18
Gumboda 1556	322	32	37	17	13	0.46	0.44	1.70
Önusberget 2271	316	36	38	10	16	0.34	0.35	1.75
Skäppträsk 2209	304	37	30	19	14	0.67	0.25	2.03

Geologische Karte

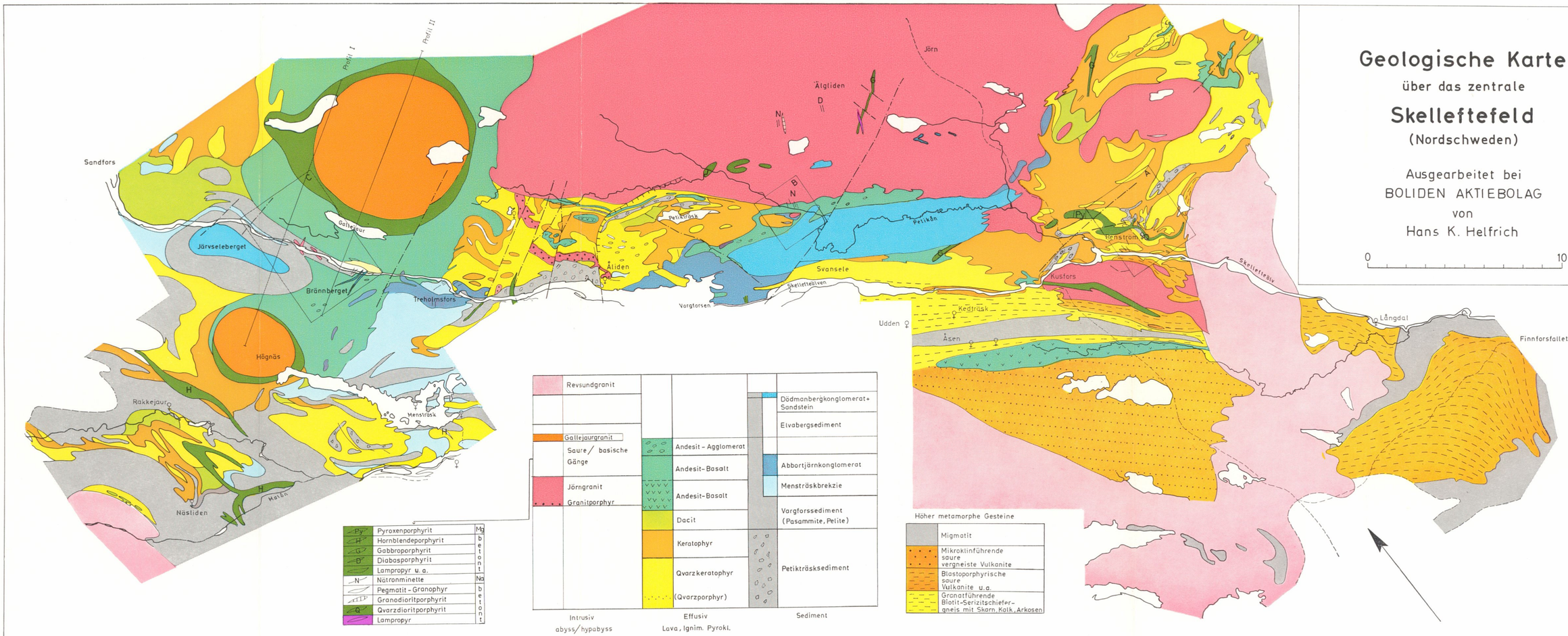
über das zentrale

Skelleftefeld

(Nordschweden)

Ausgearbeitet bei
BOLIDEN AKTIEBOLAG
von
Hans K. Helfrich

0 — 10 km



L e g e n d e

A1 - 592 A

Detailkarte C

Skellefteälven zwischen Brännberg und Järvselet

Ausgearbeitet bei BOLIDEN AKTIEBOLAG

von

Hans K. Helfrich

- Gabbro - dioritische Randfazies des Gallejaurgranites
- Vargforsdiabas
- Andesitische Lager und Gänge
- Andesit / Plagioklasporphyr
- Abborrtjärnkonglomerat / Brekzie
- Feinklastisches Vargforssediment
- Dacit (agglomeratisch)
- Quarzkeratophyr (felsitisch)
- Dömanbergkonglomerat
- Elvabergschiefer
- Granitische Gänge
- Aufschluss
- Lagerung
- s - Flächen
- Verwerfer
- Lineare Gefügeelemente

0 0,5 km

Gallejaure

Skellefteälven

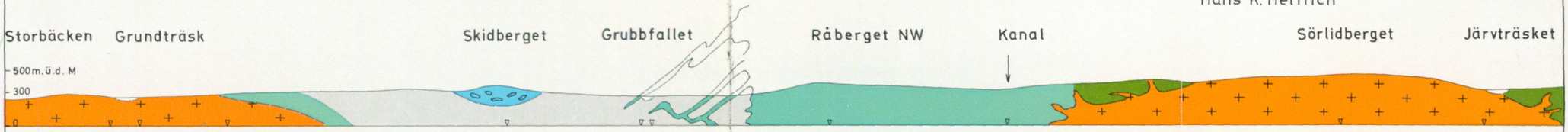
Brännberg

A1-592 B

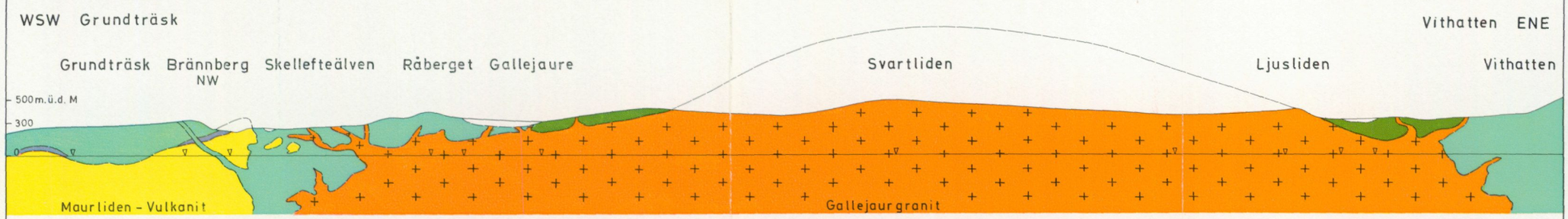
Geologische Profile im Westteil des zentralen Skelleftefeldes

Ausgearbeitet bei
BOLIDEN AKTIEBOLAG
von
Hans K. Helfrich

Profil I Storbäcken - Järvträsket



Profil II Grundträsk - Vithatten

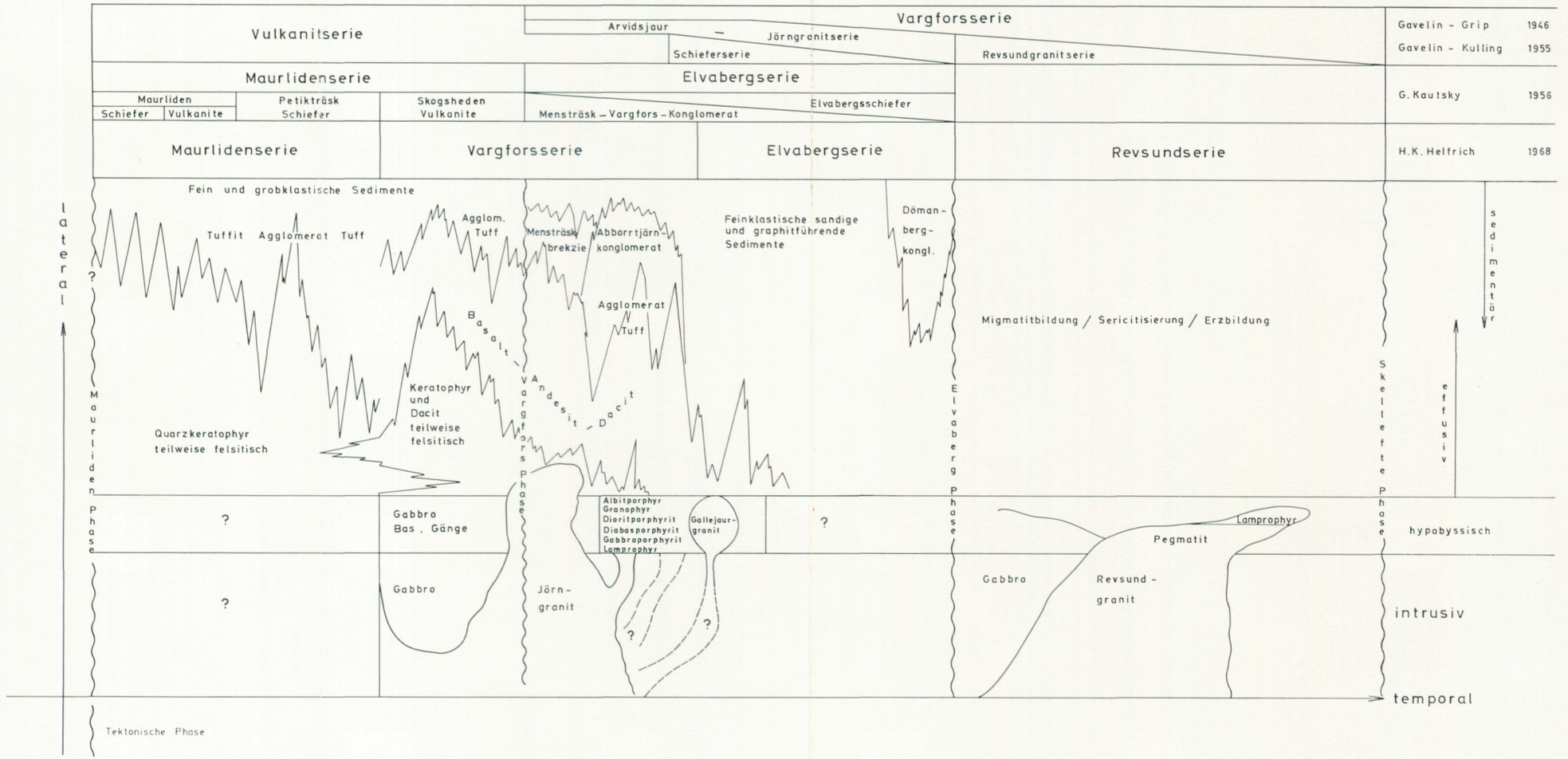


- Dömanbergkonglomerat
- Gallejaurgranit
- Gabbro - dioritische Randfazies des Gallejaurgranites
- Andesit
- Vargfors - Elvabergschiefer
- Abborrtjärnkonglomerat
- Maurlidenvulkanite

0 3km

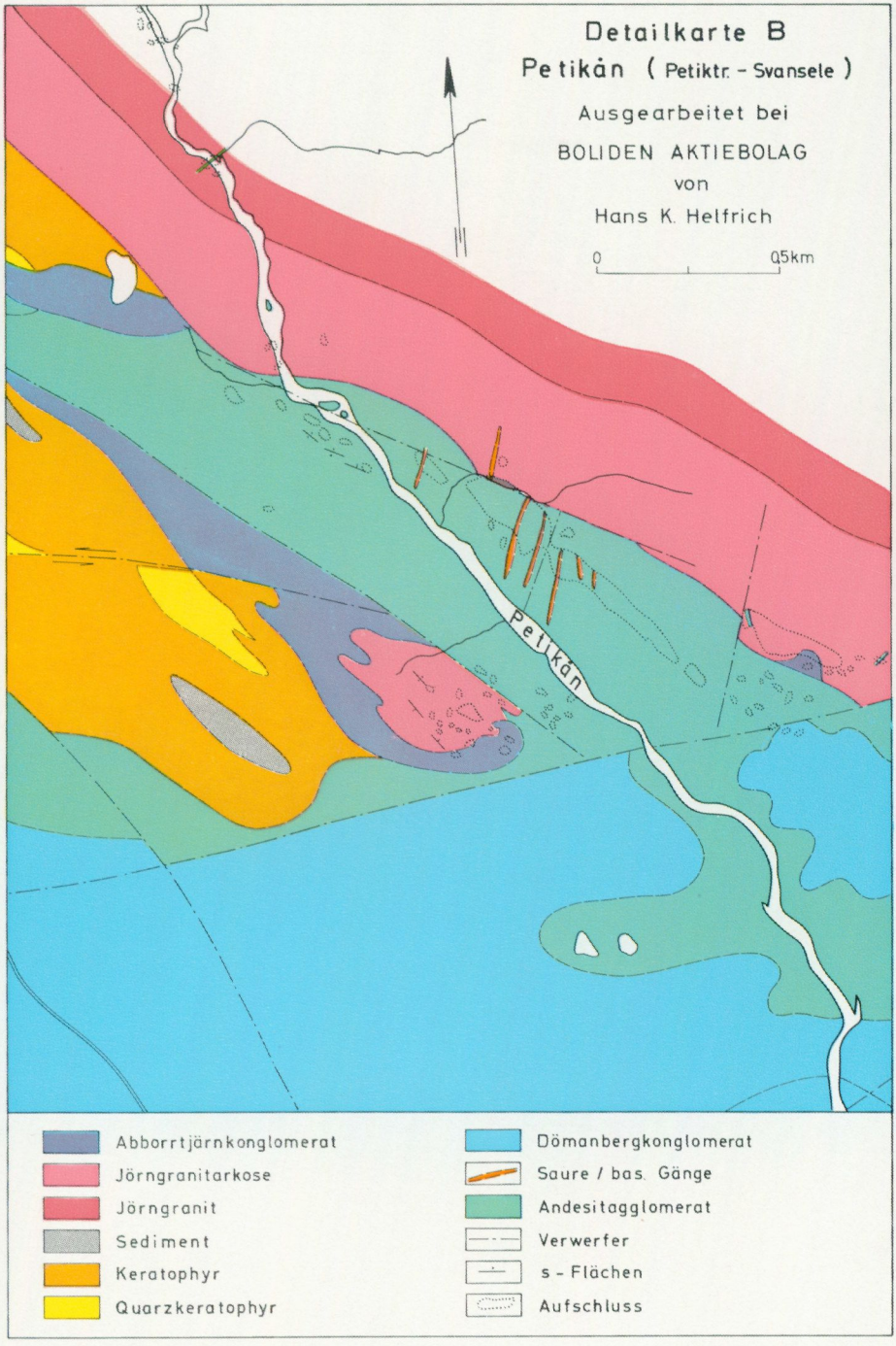
A1- 592 C

Stratigraphische Übersicht über das Skelleftefeld
nach den Auffassungen von
verschiedenen Geologen

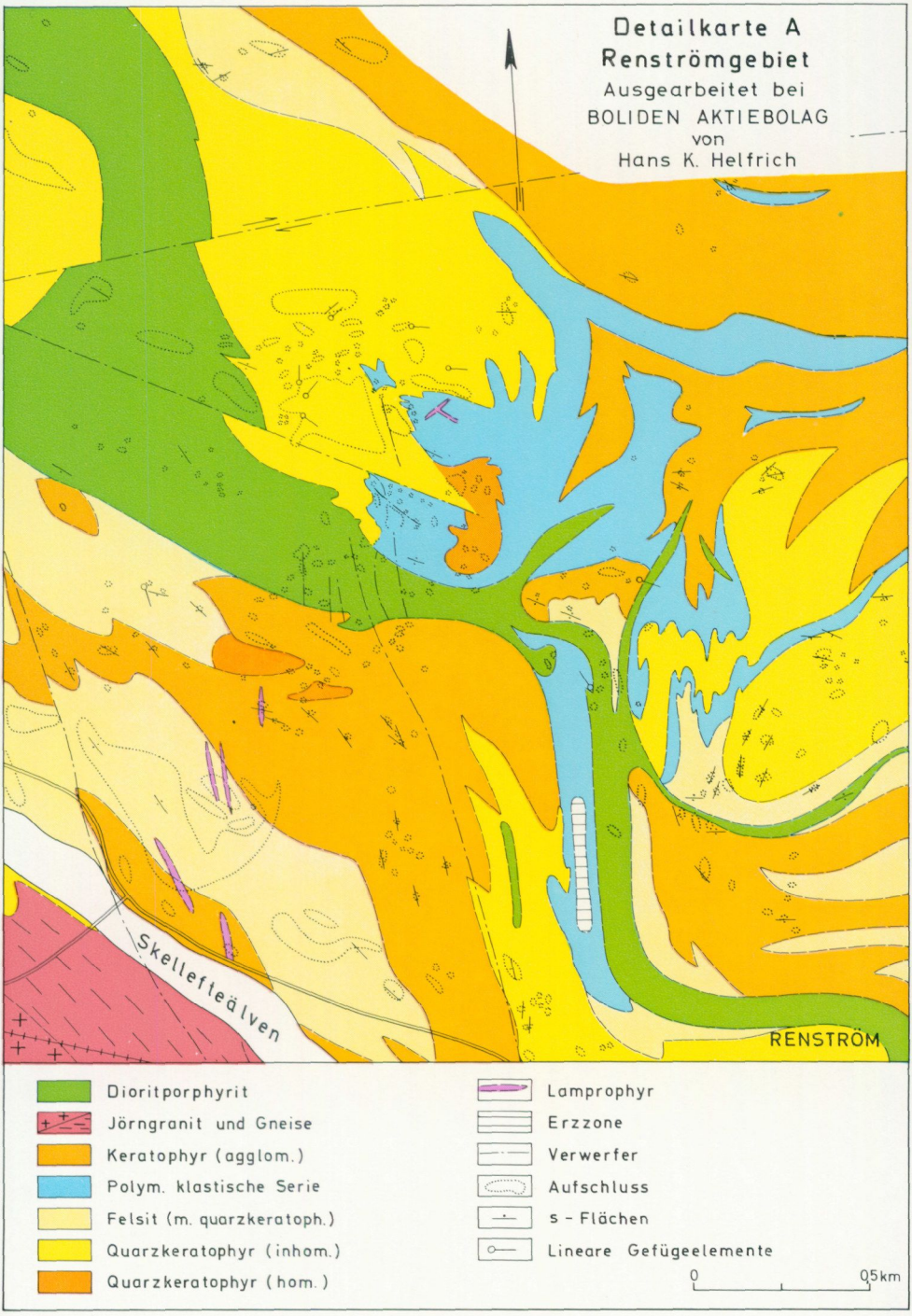


Boliden 4. 12. 1968
BOLIDEN AKTIEBOLAG
Hans K. Helfrich

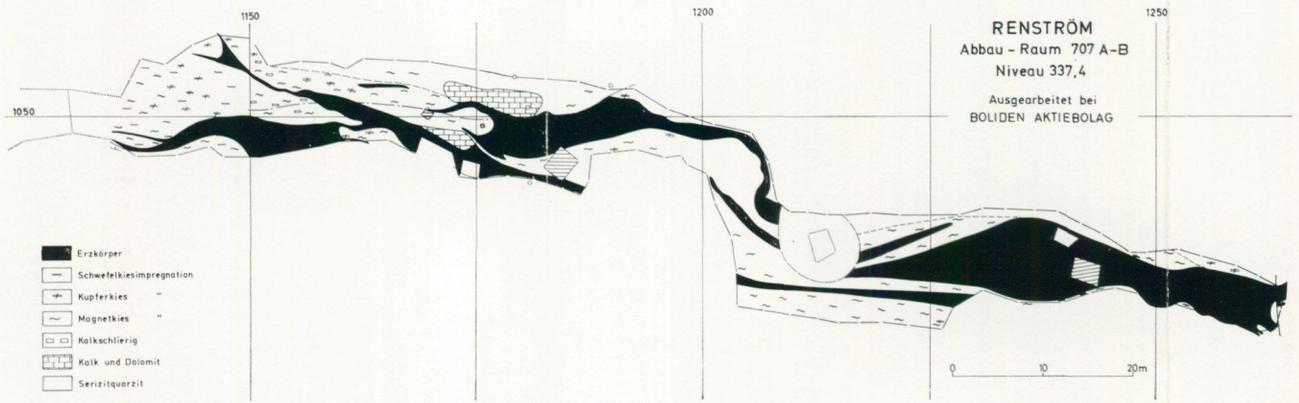
A1-592 D


Detailkarte B
Petikån (Petiktr. - Svansele)
Ausgearbeitet bei
BOLIDEN AKTIEBOLAG
von
Hans K. Helfrich
0
0,5km
Petikån
Abborrtjärnkonglomerat
Jörngranitarkose
Jörngranit
Sediment
Keratophyr
Quarzkeratophyr
Dömanbergkonglomerat
Saure / bas. Gänge
Andesitagglomerat
Verwerfer
s - Flächen
Aufschluss

A1 - 592 E


Detailkarte A
Renströmgebiet
Ausgearbeitet bei
BOLIDEN AKTIEBOLAG
von
Hans K. Helfrich
Skellefteälven
RENSTRÖM
Dioritporphyrit
Jörngranit und Gneise
Keratophyr (agglom.)
Polym. klastische Serie
Felsit (m. quarzkeratoph.)
Quarzkeratophyr (inhom.)
Quarzkeratophyr (hom.)
Lamprophyr
Erzzone
Verwerfer
Aufschluss
s - Flächen
Lineare Gefügeelemente
0
0,5km

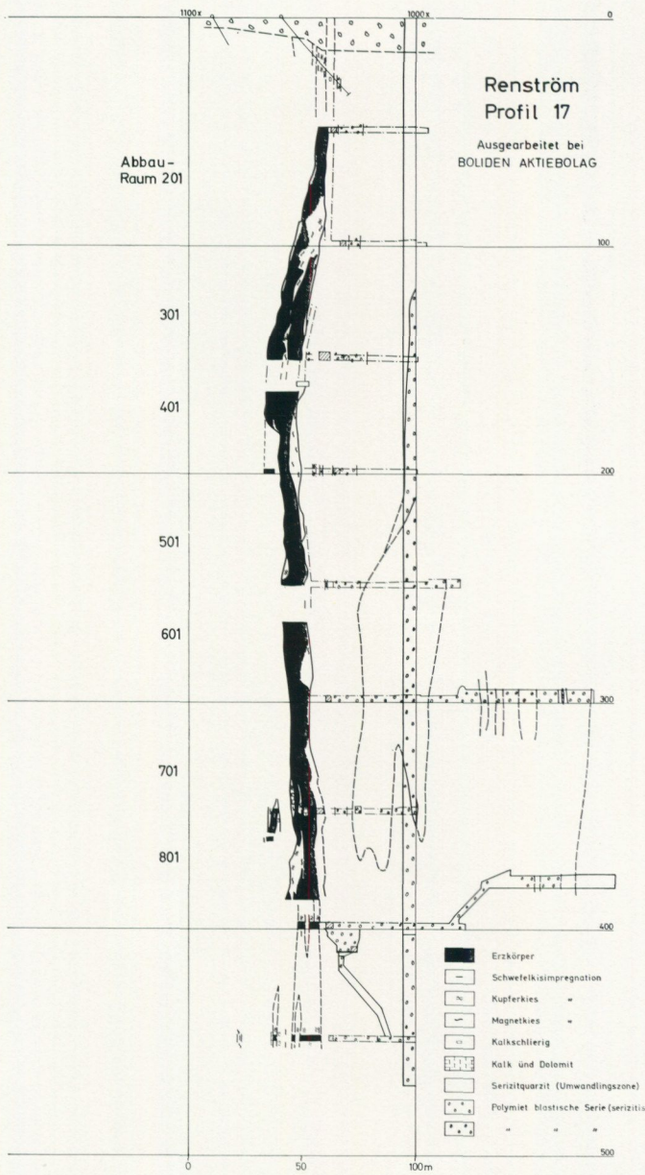
A1 - 592 F



RENSTRÖM
Abbau - Raum 707 A-B
Niveau 337,4

Ausgearbeitet bei
BOLIDEN AKTIEBOLAG

A1 - 592 G



Renström
Profil 17

Ausgearbeitet bei
BOLIDEN AKTIEBOLAG

A1 - 592 H

PRISKLASS D

Distribution

SVENSKA REPRODUKTIONS AB

FACK VÄLLINGBY 1

Växjö 1971 C. Davidsons Boktryckeri AB

Printed in Sweden