

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SERIE C NR 715

AVHANDLINGAR OCH UPPSATSER

ÅRSBOK 69 NR 7

VOLKER SCHENK

GEOLOGIE DER KALEDONIDEN  
AM HOTAGEN SEE,  
ZENTRAL-SCHWEDEN

MIT 1 KARTE



STOCKHOLM 1975

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

---

SERIE C NR 715

AVHANDLINGAR OCH UPPSATSER

ÅRSBOK 69 NR 7

---

VOLKER SCHENK

GEOLOGIE DER KALEDONIDEN  
AM HOTAGEN SEE,  
ZENTRAL-SCHWEDEN

MIT 1 KARTE

STOCKHOLM 1975

ISBN 91-7158-082-4

Jetzige Anschrift des Verfassers: Dipl. Geol. Volker Schenk,  
Ruhr-Universität Bochum, Institut für Mineralogie,  
463 Bochum-Querenburg, Postfach 2148

C DAVIDSONS BOKTRYCKERI AB, VÄXJÖ 1975

## INHALT

Zusammenfassung .....	4
Abstract .....	4
1. Einleitung .....	4
1.1. Lage und Abgrenzung des Arbeitsgebietes .....	4
1.2. Orographie .....	5
1.3. Erforschungsgeschichte und Aufgabenstellung .....	7
1.4. Karten .....	9
2. Grundgebirgsaufbruch am Hotagen .....	9
2.1. Gesteine .....	10
2.1.1. Foskberg-Granit .....	10
2.1.2. Mylonite des Foskberg-Granits .....	11
2.1.3. Basische Gänge .....	11
2.2. Tektonik .....	11
2.3. Stellung des Grundgebirgsaufbruchs innerhalb der Kaledoniden .....	13
3. Die das Grundgebirge im Älviken-Gebiet überlagernde Sedimentfolge .....	13
3.1. Stratigraphie der sedimentären Abfolge .....	13
3.1.1. Tillit .....	13
3.1.2. Strömsquarzit .....	17
3.1.3. Älviken-Schichten .....	19
3.1.4. Berge- (Pentamerus-) Kalk .....	24
3.2. Tektonik der sedimentären Abfolge .....	25
3.3. Stellung des Kambro-Silurs innerhalb der Kaledoniden in Jämtland .....	28
4. Offerdal-Decke .....	28
4.1. Gesteine der Offerdal-Decke .....	28
4.1.1. Mylonit-Gneis .....	28
4.1.2. Gebänderte Schiefer (Offerdal-Schiefer) .....	29
4.1.3. Augen-Gneis und mylonitischer Schiefer .....	32
4.1.4. Basische Gänge .....	33
4.2. Tektonik der Offerdal-Decke .....	35
4.3. Stellung der Offerdal-Decke innerhalb der Kaledoniden .....	38
5. Zusammenfassung der Ergebnisse und Gegenüberstellung der bisherigen Auffassungen .....	39
Danksagung .....	41
Literatur .....	42

## ZUSAMMENFASSUNG

Nach dem Ergebnis einer Spezialkartierung wird der Grundgebirgsaufbruch am Hotagen innerhalb des jämtländischen Kambro-Silurs von einer autochthonen Sedimenthülle bedeckt:

Lokal wurde ein Tillit abgelagert. Die Transgression erfolgte im Eokambrium (Strömsquarzit). Vom Unteren Ordovizium bis ins Untere Silur wurde eine Sandstein-Tonschiefer-Wechselfolge durch turbiditische Schüttungen aus Südosten abgelagert. Im Llandovery überwiegen Tonschiefer, auf die der sogenannte Berge-Kalk folgt. Über dieser Sedimentfolge lagern die von Nordwesten überschobenen linierten kristallinen Schiefer der Offerdal-Decke.

In den altpaläozoischen Sedimenten tauchen die Faltenachsen nach Westnordwest mit etwa 30° ab.

Die Offerdal-Decke zeigt im Großbau Verschuppung von Augen-Gneisen und gebänderten Schiefen und im Nordwesten des Gebietes Sattel- und Mulden-Struktur entlang des Hotagen.

## ABSTRACT

Detailed mapping of the basement inlier of Hotagen shows this, contrary to previous opinions, to be capped by the following autochthonous sedimentary sequence: tillite (very locally); transgressive "Eocambrian" Ström Quartzite; Lower Ordovician ? — basal Silurian sandstone-shale turbidites (source in SE); Llandoveryan shale, overlain by Berge Limestone. The sequence is topped by the Offerdal Nappe, overthrust from northwest, and consisting of lineated schists of a greenschist metamorphic facies.

Fold axes in the Lower Paleozoic sediments plunge about 30° WNW.

The Offerdal Nappe shows large scale tectonic repetition of augen gneiss and banded schist and in the northwestern part of the map area, along the Hotagen, anticlinal-synclinal fold structure.

## 1. EINLEITUNG

### 1.1. LAGE UND ABGRENZUNG DES ARBEITSGEBIETES

Das Kartiergebiet liegt am See Hotagen in der schwedischen Provinz Jämtland, ungefähr 100 km nördlich von Östersund, in 64° nördlicher Breite. Es nimmt etwa 45 km<sup>2</sup> ein und wird durch den Hotagen zweigeteilt. Geologisch gehört es zum Ostrand der Kaledoniden und umfaßt, wenn man die Gliederung Asklunds (1960) zugrunde legt, folgende tektonische Einheiten (Abb. 1):

1. als oberste tektonische Einheit die Offerdal-Decke, die die unterste Decke der "Großen Sevescholle" (Asklund 1938) ist,
2. die Olden-Decke (Asklund 1938) und
3. die Föllinge-Decke (Thorslund & Asklund 1935), die beiden westlichsten der jämtländischen Kambro-Silur-Decken, und
4. die "Horstzone", ein Grundgebirgsaufbruch innerhalb der altpaläozoischen Sedimente.

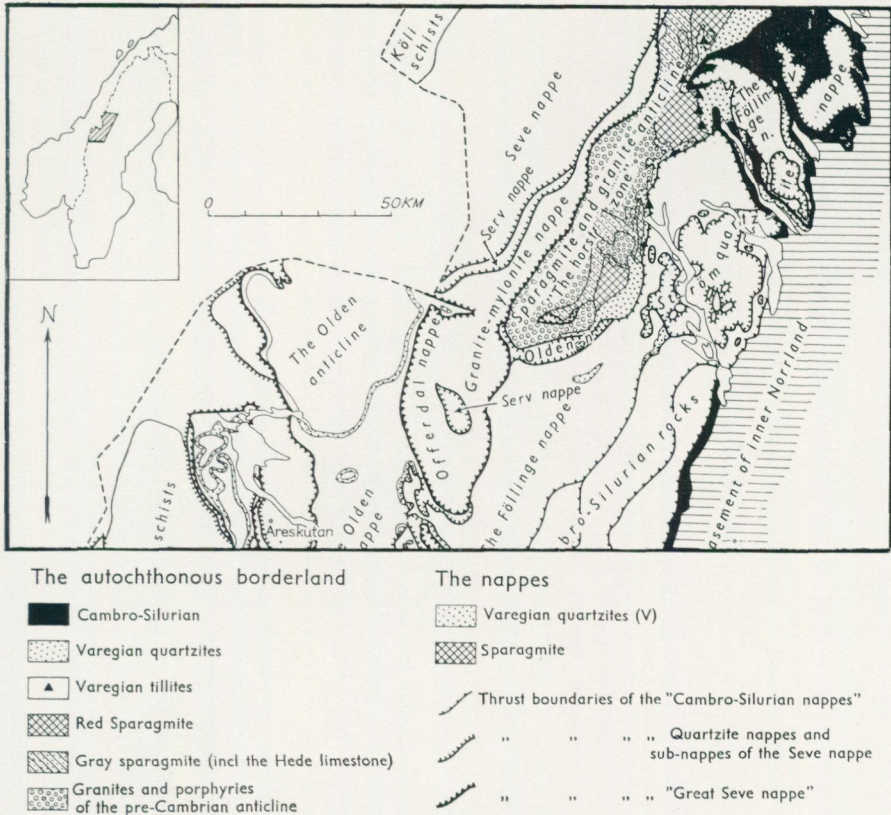


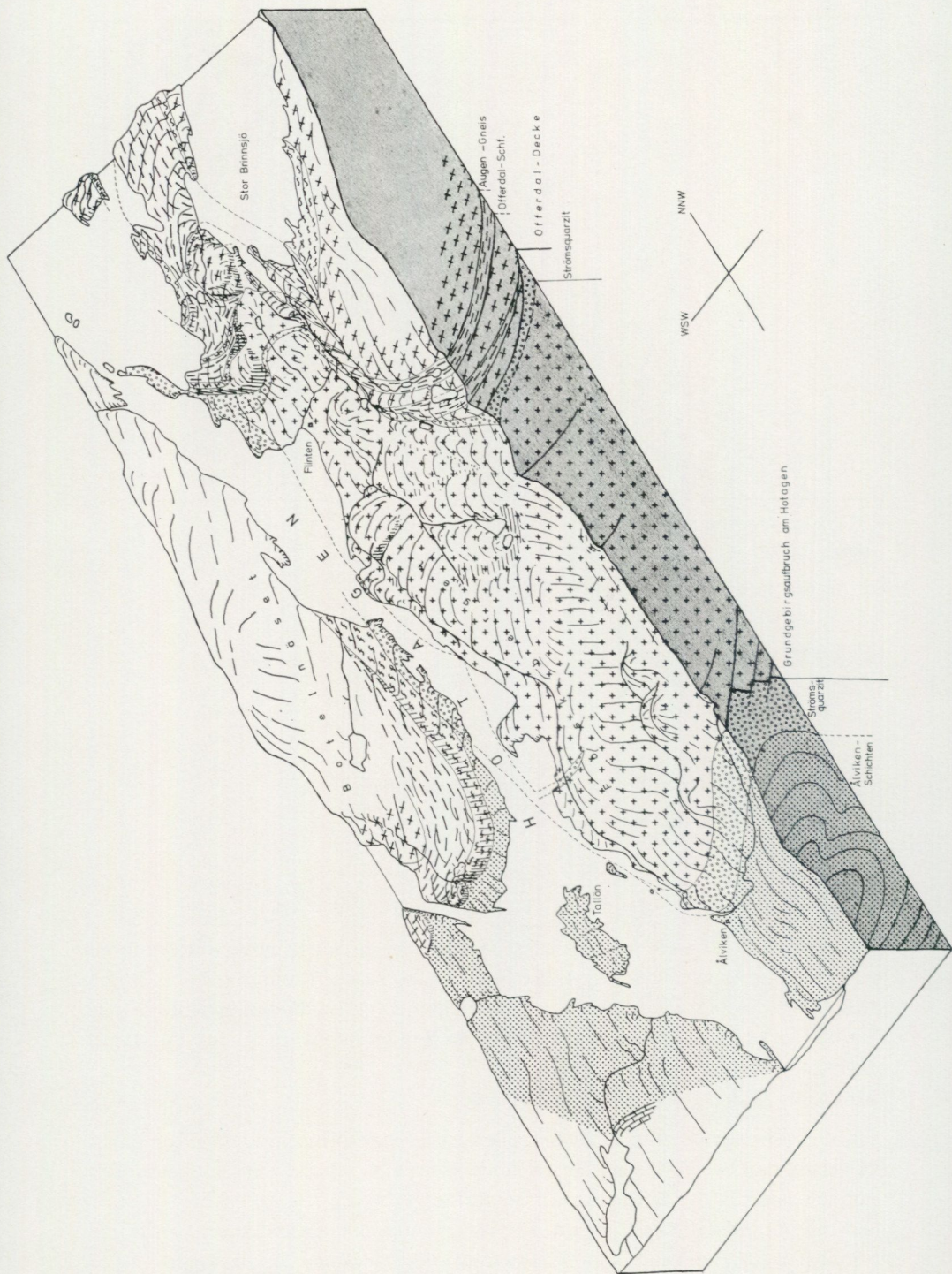
Abb. 1. Geologische Übersichtskarte nach Asklund 1958. Das Arbeitsgebiet liegt da, wo Granitmylonit-Decke, Olden-Decke und Horstzone zusammentreffen.

## 1.2. OROGRAPHIE

Charakteristisch für viele morphologische Elemente in der engeren und weiteren Umgebung des Arbeitsgebietes ist ihre Nordwest—Südost-Richtung, wie z. B. die Erstreckung des Hotagen Sees. Sie entspricht der Überschiebungsrichtung der Offerdal-Decke und der durchschnittlichen Bewegungsrichtung des quartären Landeises.

Morphologisch ist das Gebiet dreigliedert:

1. in die von Nordwesten überschobenen Berge der Offerdal-Decke, die einen flachen Nordwest-Anstieg haben und mit einem sehr steilen Südost-Abfall enden, wie z.B. der Tuttaberg auf Botelnäset (Abb. 2),
2. in die gerundeten Bergkuppen des svekofennischen Grundgebirges, die die höchsten Erhebungen bilden (Foskberget 643,6 m), und



3. in das flache und niedrige Vorland des Grundgebirgsaufbruchs bzw. der Offerdal-Decke, das aus den gefalteten eokambrischen und kambrosilurischen Sedimenten aufgebaut wird.

Das gesamte Gebiet ist dicht bewaldet.

### 1.3. ERFORSCHUNGSGESCHICHTE UND AUFGABENSTELLUNG

Der Aufbau der mittleren Kaledoniden in Jämtland hat eine Problematik aufgeworfen, die seit den Arbeiten Törneboms (u.a. 1896) zu den verschiedenen Zeiten ganz unterschiedlich behandelt worden ist: Törnebom vertrat als erster die Auffassung vom Deckenbau und nahm nach seinen Beobachtungen eine weiträumige Überschiebung vor allem von präkambrischen kristallinen Gesteinen (Seve-Decke) über fossilführendes Kambro-Silur an. Das zeigte er auch am Beispiel der Offerdal-Decke. Die Wurzelzone seiner Decken in einem doppel-seitigen Gebirgsbau legte er ins Trondheim-Gebiet.

Högbom, der 1894 und 1920 als erster eine geologische Beschreibung von Jämtland gab, stützte Törneboms Decken-Theorie. In seinem Profil von Ansätten nach Hotagen, in der Nähe des hier behandelten Raumes, sind Gneise der Offerdal-Decke auf "kambrische" Quarzite überschoben.

Nachdem Frödin in seinen Arbeiten, z.B. 1922 "Über die Geologie der zentral-schwedischen Hochgebrige", die Decken-Theorie aufgegeben hatte, wurde sie in den 30 er Jahren wieder von Asklund und Thorslund aufgegriffen und weiter ausgebaut.

1938 gibt Asklund in "Hauptzüge der Tektonik und Stratigraphie der Mittleren Kaledoniden in Schweden" die von ihm und Thorslund aufgestellte Gliederung des jämtländischen Kambro-Silur-Gebietes in fünf, von Osten nach Westen übereinander gestaffelten Decken wieder. Diese Decken, von denen die beiden großen westlichsten — die Olden- und die Föllinge-Decke nach Asklund — auch in dem hier untersuchten Gebiet auftreten, sollen (Asklund u.a. 1954) ihre Wurzelzone weit im Westen im Paläo-Atlantik haben und den einseitigen Gebirgsbau bedingen. Asklund nimmt für die Olden-Decke eine Transportweite von mehr als 180 km an. Das Kristallin des Oldenfensters soll in dem kaledonischen Geosynklimaalmeer als Hochgebiet ein Inselland gebildet und die "westliche" Geosynklimal - Fazies von der "östlichen" Fazies der heutigen jämtländischen Decken getrennt haben. Der Olden-Granit wurde nach Asklund als Teil der Olden-Decke mit nach Osten überschoben. Charakteristisch für die Olden- und Föllinge-Decke ist die sogenannte Föllinge-Holmsjö-Fazies mit überwiegender Grauwacken- und Tonschiefer-Wechsellagerung. Kalke treten hier gegenüber den östlichen Decken zurück.

Abb. 2. Blockbild des Älviken-Hotagen-Gebiets. Die NNW-gerichtete Kante entspricht einer Länge von 13 km.

Thorslund (1946) bezweifelte Asklunds Vorstellung von der weiträumigen Überlagerung der Olden- auf die Föllinge-Decke, weil er an der Mullfjäll-Antiklinale direkt unter der Seve-Decke Gesteine fand, die, soweit sie silurisch sind, mit der Föllinge-Fazies völlig übereinstimmen (vgl. auch Helfrich 1967). Auch das von Asklund angenommene silurische Alter des Offerdals-Konglomerats, das für die Olden-Decke kennzeichnend sein soll, wird von Thorslund (1946) nicht anerkannt. Er vermutet vielmehr, daß es zur eokambrischen Quarzitfolge gehört. In seinem Exkursionsführer (1960) allerdings hat Thorslund die Olden-Decke mit eigenständiger Stratigraphie von Asklund übernommen.

Was das hier behandelte Kartiergebiet betrifft, so gibt es nur drei Arbeiten, die sich damit befassen:

In Thorslund & Asklund (1935) beschreibt Asklund ein Profil bei Älviken: Grauwacken der Föllinge-Holmsjö-Fazies werden überlagert von konglomeratischen Sandsteinen, die er als silurisches Offerdals-Konglomerat deutet, über das der Granit des Grundgebirgsaufbruchs am Hotagen geschoben ist. 1938 kartiert Asklund am Skrapavattnet, am Südwest-Ufer des Hotagen, den Pentamerus- (Berge-) Kalk aus. Die Überschiebung der Olden- auf die Föllinge-Decke nimmt er über dem Horizont des Berge-Kalkes an, der nach seiner Stratigraphie nur in der Föllinge-Decke auftritt (vgl. Tab. 1, S. 10).

Die Übersichtskarte von Du Rietz (1960) schließt das in dieser Arbeit behandelte Gebiet randlich ein. Obwohl die lithologischen Grenzen annähernd stimmen, sind dagegen die Lagerungsverhältnisse oft nicht richtig erkannt. Dies geht aus seinen Profilen parallel zum Hotagen-See und über den Tuttberg hervor. In dem Profil von Älviken nimmt er eine beachtliche Überschiebungswerte (mindestens 10 km) des "parautochthonen Strömsquarzits" (der dem silurischen Offerdals-Konglomerat Asklunds entspricht) über die allochthonen Grauwacken und Schiefer der Föllinge-Holmsjö-Fazies an. Der parautochthone Granit des Grundgebirgsaufbruchs vom Hotagen lagert seinerseits mit entsprechender Überschiebungswerte auf dem Strömsquarzit. Den auf Tuttberg und westlich des Stor Brinnsjö auskartierten gebänderten Offerdal-Schiefer betrachtet er als oberste tektonische Einheit in diesem Gebiet. Östlich des St. Brinnsjö gibt er einen Zug von stark geschiefertem parautochthonem Sparagmit an, der zwischen seinem überschobenen "Upper Granite" und dem "Lower Granite" des Hotagen-Aufbruchs eingeschuppt ist.

Strömberg (1971, S. 273) glaubt nach neueren Kartierungen, daß die "dünnen und ausgedehnten Großschollen vom Föllinge-Olden-Typus abgewandelt werden müssen zu einer geringermaßstäblichen Zusammenschiebungstektonik, die gekennzeichnet ist von Faltung, Schuppung und kleineren Überschiebungen".

D.G. Gee (1972) nimmt für den hier nordöstlich anschließenden Raum zwischen Fläsjön und Malgomaj die Föllinge-Decke als nicht existent an und erklärt die sich von Osten nach Westen ändernde Lithologie allein durch Fazieswechsel. Die östlichen Quarzitdecken behält er zwar bei, läßt sie jedoch ganz im Osten, in seiner "hinge zone", wurzeln.

Diese großen Unterschiede in den Auffassungen von Asklund, Thorslund, Du Rietz, Strömberg und Gee über Stratigraphie und Tektonik desselben Ausschnitts aus den mittleren Kaledoniden sind sicher z.T. begründet durch ihre im allgemeinen großräumigen Übersichtskartierungen. Um die geologischen Verhältnisse besser erkennen zu können, sind Detailkartierungen an Schlüsselpositionen und genaue stratigraphische Untersuchungen notwendig, wie Asklund (1959) selbst in "Aktuella utvecklingslinjer inom fjällkedjan" gefordert hat.

Aus derselben Erwägung hat auch Prof. Lindström diese Arbeit an der Grenze von Asklunds Offerdal-Decke, Grundgebirgsaufbruch, Olden- und Föllinge-Decke angesetzt und die Aufgabe gestellt, die wechselseitigen Beziehungen dieser, von anderen angezweifelte Einheiten und ihre Stratigraphie durch eine eingehende Aufschlußkartierung zu untersuchen. Diese Zone ist ein Kerngebiet für die Lösung der Frage, inwieweit es, wie Asklund annimmt, im unteren und mittleren Kaledon, sensu Kulling, große Überschiebungen gibt.

#### 1.4. KARTEN

Die Geländearbeit erstreckte sich auf vier Monate in 1970—1971. Um mit größter Gewähr möglichst alle Aufschlüsse zu erfassen, wurde das gesamte, dicht bewaldete Gebiet in parallelen, 100 m voneinander entfernten Routen abgelaufen.

Die topographische Unterlage zur erstellten geologischen Karte 1:20000 wurde nach einem nicht entzerrten Luftbildplan gezeichnet. Bei den tektonischen Werten geben die ersten Zahlen die Himmelsrichtung des Einfallens, die zweiten Zahlen seinen Betrag an: zum Beispiel 350/60.

## 2. GRUNDGEBIRGSAUFBRUCH AM HOTAGEN

Der Grundgebirgsaufbruch am Hotagen nimmt flächenmäßig den größten Teil des kartierten Gebietes ein. Im Norden und Südwesten wird er begrenzt durch die Auflagerung des Strömsquarzits bzw. die Überschiebung der Offerdal-Decke. Im Südosten ist er auf die Sedimente der Olden-Einheit überschoben. Der kartierte Anteil des Grundgebirges wird von einem einzigen Granittyp mit seinen mehr oder weniger mylonitisierten und geschieferten Varianten aufgebaut. Er ist von zahlreichen basischen Gängen verschiedener Art durchsetzt, die über das ganze Gebiet verteilt sind. Sein Hauptverbreitungsgebiet ist im wesentlichen auf den Foskberget beschränkt, wie der gesamte Höhenzug nordnordwestlich von Älviken genannt wird. Deshalb wird dieses Gestein in dieser Arbeit auch als "Foskberg-Granit" bezeichnet.

## 2.1. GESTEINE

## 2.1.1. FOSKBERG-GRANIT

Der Foskberg-Granit ist bei guter Erhaltung ein grobkörniger (maximal 1 cm) hellgrauer Biotit-Hornblende-Granit mit relativ geringem Quarzgehalt (Abb. 3). Manchmal hat er auch eine schwach rötliche Farbe. Wo er geschiefert auftritt, kann er ein augengneisähnliches Aussehen haben.

*Mineralgehalt:* Die Hauptgemengteile sind Plagioklas, Kalifeldspat (Perthit, Mikroklin), Quarz, Hornblende, Biotit; die Nebengemengteile: Chlorit, Epidot, Klinozoisit, Apatit, Erz, Titanit, Sericit, Orthit.

Der Plagioklas ist groß und polysynthetisch nach dem Albit-Gesetz verzwilligt, oft gefüllt mit Sericit, Klinozoisit, Orthit und Epidot. Kalifeldspat ist als Mikro-Fasperthit und als Mikroklin ausgebildet und z.T. mit Sericit gefüllt.

Quarz tritt sowohl in größeren Individuen auf als auch — weniger häufig — in kleinen Körnern, die in Zwickeln angesiedelt sind.

Hornblende ist meist hypidiomorph, pleochroitisch (grün bis grünlich-braun), mengenmäßig stark vertreten.

Biotit, weniger häufig, ist braun.

Der Plagioklas-Gehalt entspricht etwa dem des Alkali-Feldspat-Gehaltes. Die Mengenverhältnisse sind jedoch nur geschätzt, weshalb nicht gesagt werden kann, ob es sich bei dem Foskberg-Granit wirklich um einen Granit oder um einen Granodiorit, entsprechend der Nomenklatur von Streckeisen (1967), handelt.

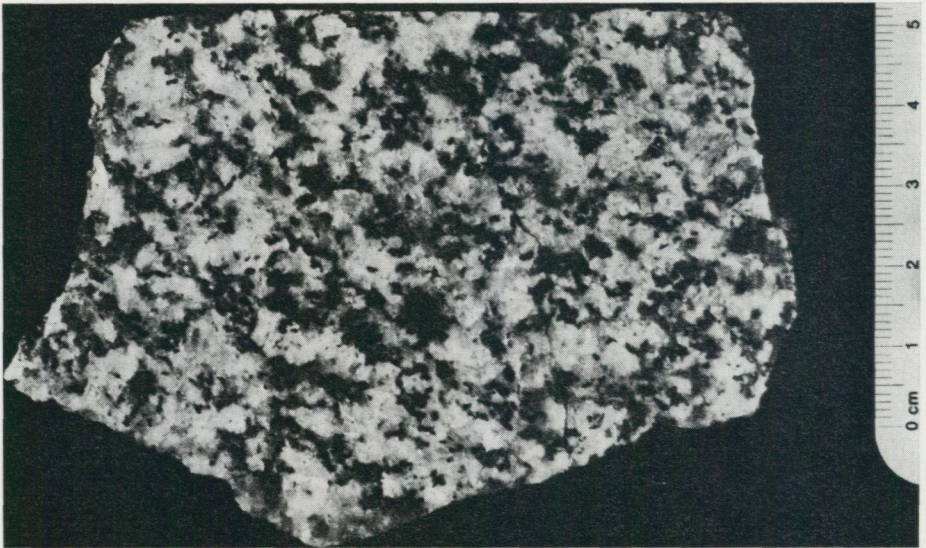


Abb. 3. Grobkörnige Variante des Foskberg-Granits, angeschliffenes Handstück, 500 m SE' HP 555 m.

Der Foskberg-Granit hat eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Granit von Brännan, den Asklund (1935, S. 67) mit dem svekofennischen Revsund-Granit vergleicht. Auch der Granit von Brännan ist ein hellgrauer quarzärmer Biotit-Hornblende-Granit, bei dem das Alkalifeldspat-Plagioklas-Verhältnis etwa gleich ist. Doch tritt dort der Plagioklas in kleinen Kristallen als Saum um die großen Mikrokline auf.

### 2.1.2. MYLONITE DES FOSKBERG-GRANITS

Von den sehr verschieden aussehenden Myloniten des Foskberg-Granits sollen hier zwei Typen herausgegriffen werden, zwischen denen es natürlich auch alle möglichen Übergänge gibt:

#### a. der dunkelgrüne Granitmylonit:

In einer dunkelgrünen, sehr feinkörnigen Grundmasse sind wohl hauptsächlich die mylonitisierten dunklen Gemengteile vertreten, aber auch winzige Mineral-splitter von Feldspat und Quarz. Die auch makroskopisch erkennbaren, besser erhaltenen Feldspatpartien sind stark zerbrochen und sericitisiert.

Oft ist die Mylonitisierung so stark, daß nur eine hälleflintartige dunkelgrüne Masse übriggeblieben ist.

Neben den makroskopisch erkennbaren zahlreichen Epidot-Chlorit-Klüften wurden mikroskopisch auch noch kleine Calcit-Klüfte beobachtet.

#### b. der hälleflintartige Granitmylonit:

Mit bloßem Auge ist nur eine einheitlich dichte splittrige Masse erkennbar. Meistens ist er von hellgrauer Farbe, gelegentlich auch mit dunklen Schlieren; er kann aber auch rötlich oder grün sein (vgl. a). Unter dem Mikroskop zeigt sich ein porphyroklastisches Gefüge, manchmal mit Schieferungstextur.

Neben den z.T. gerundeten Feldspat-Körnern treten auf den Schieferungsflächen hauptsächlich die kleineren Quarze auf.

### 2.1.3. BASISCHE GÄNGE

Der Grundgebirgsgranit ist von zahlreichen meter- bis dekametermächtigen Gängen durchsetzt, die petrographisch nicht untersucht wurden. Heute liegen sie z.T. als Amphibolite vor, obwohl die meisten ursprünglich wohl Diabase waren.

Die Kontakte zum Nebengestein sind meist tektonischer Art.

## 2.2. TEKTONIK

Die Tektonik des Grundgebirgsaufbruchs ist gekennzeichnet durch steile Aufschiebungen, die mit Mylonitisierung und Schieferung verbunden sind. Bei der Aufpressung ist das Grundgebirge in einzelne Schollen zerlegt worden, die einen recht unterschiedlichen Erhaltungszustand des Gesteins aufweisen. So findet man

auch in den meist stärker mylonitisierten Gebieten am Rande der Offerdal-Decke zwischen Zonen starker Durchbewegung gelegentlich größere Partien von fast unbeanspruchtem Foskberg-Granit. In dem auf den Strömsquarzit aufgeschuppten Grundgebirgsgranit zwischen Flinten und Stor Brinnsjön gibt es z.B. zwei ganz unterschiedliche Teilschollen: die östliche weist einen fast ungestörten Komplex von Foskberg-Granit auf und ist durch eine Nordwest-Südost verlaufende Aufschiebung von der westlichen stark mylonitisierten getrennt (Profil IV). Diese Störung innerhalb der Grundgebirgsschuppe liegt in der nordwestlichen Fortsetzung der Offerdal-Überschiebung.

Eine ähnliche, jedoch im Ausmaß kleinere Aufschiebung von hälleflintartig mylonitisiertem Granit auf Strömsquarzit findet sich am Fuß auf der Südseite des Flintberges (Profil V).

Im allgemeinen ist erst weiter im Westen und Südwesten von den in der Umgebung der Offerdal-Decke ausgeprägten Mylonitzonen der Granit besser erhalten: in den großen Aufschlüssen südlich des Höhenpunktes 518 m, in den Steilhängen des Foskbergets nordwestlich und nordnordwestlich von Älviken, im Björknölen und im Kvarnberget.

Wo in der großen Steilwand des Foskbergets entlang des Sees Hotagen neben dem relativ gut erhaltenen Granit unvermittelt Mylonit auftritt, handelt es sich fast stets um den hellgrauen hälleflintartigen Typ. Dieser flintartige Mylonit ist auch vor allem in den Aufschlüssen entlang des Nordost-Ufers des Hotagen von Älviken bis Flinten vorherrschend.

Die Mylonitisierung deutet zusammen mit einer steilstehenden Schieferung am Nordost-Ufer des Skottmansundet (Profil III) und mit den in der Steilwand parallel zum See verlaufenden Störungen darauf hin, daß auch der See einer bedeutenden Störungszone folgt (vgl. S. 25).

Die vom Hotagen-See zum Gipfel des Foskbergets (Höhenpunkt 643 m) hinführenden Aufschiebungen sind mit einer ausgeprägten Verschieferung (s 350/50-60) des Gesteins verbunden (Profil I). Der Verlauf dieser Störungen tritt auch deutlich als Lineation im Luftbild hervor. Im Osten enden sie in der langen Nord-Süd-Steilwand des Foskbergets. Die südlichste dieser Aufschiebungen läßt sich auf einer Strecke von etwa 400 m nicht genau verfolgen. Auf dem Luftbild ist an dieser Stelle ein von der Umgebung deutlich abgegrenzter Bereich zu erkennen, in dem im Gelände eine gegen diese Umgebung abweichende ausgeprägte Klüftung (KI 265/55) gemessen wurde.

An seiner südöstlichen Grenze ist der Granit auf den Strömsquarzit geschoben worden und hat dabei die ursprünglich auf dem Granit lagernden Sedimente invertiert (Profil I). Im Osten ist diese Aufschiebung fast horizontal. Die Überschiebungswerte beträgt dort mindestens 100 m, was in einem Aufschluß bei der Wegkreuzung 1 km südlich Lofhöjden zu sehen ist. Weiter im Südwesten, wo sie an mehreren Stellen nördlich und nordwestlich von Älviken aufgeschlossen ist, fällt sie nach  $350^\circ$  mit  $30^\circ$ — $60^\circ$  ein (nördlich von Gullberget).

### 2.3. STELLUNG DES GRUNDGEBIRGSAUFBRUCHS INNERHALB DER KALEDONIDEN

Der Grundgebirgsaufbruch am Hotagen ist das südliche Ende einer Antiklinalen, die sich vom Hotagen-See nach Nordnordosten bis in das südliche Lappland erstreckt und im allgemeinen im Westen von der Überschiebung der Seve-Decke, im Osten vom Kambro-Silur der jämtländischen Decken begrenzt wird (Abb. 1). Nach Asklund (1960, S. 23) wird er hauptsächlich aus subjotnischen Graniten (Rätan-Granit-Typ) und Porphyren aufgebaut. Daneben treten Granite vom Typ des svekofennischen Revsund-Granits auf, z.B bei Brännan am Flåsjön (Asklund 1935, S. 67). Nach Du Rietz (1960) kommen im Norden des Aufbruchs vor allem Revsund-Granite vor, im südlichen Teil dagegen Rätan-Granite und Granite vom Olden-Typus. Nach seiner Ansicht ist der Aufbruch in verschiedene parautochthone bis allochthone Schollen zerlegt. Das Vorkommen der einzelnen Granit-typen wurde jedoch weder von Asklund noch von Du Rietz näher abgegrenzt.

Das Kristallin dieser "Horstzone" wird von Sedimenten verschiedenen Alters überlagert: von eokambrischem Sparagmit, von Strömsquarzit und von kleinen Vorkommen fossilführenden Kambriums.

## 3. DIE DAS GRUNDGEBIRGE IM ÄLVIKEN-GEBIET ÜBERLAGERENDE SEDIMENTFOLGE

### 3.1. STRATIGRAPHIE DER SEDIMENTÄREN ABFOLGE (Tab. 1 und 2)

Im Älviken-Gebiet reicht die Geschichte der sedimentären Bedeckung des autochthonen Grundgebirges am Hotagen vom Eokambrium bis ins Silur, bleibt aber im Kartiergebiet durch dessen Begrenzung unvollständig. Außerdem treten auch Lücken in der stratigraphischen Abfolge durch schlechte Aufschlußverhältnisse auf.

Die Gesamtschichtenfolge gliedert sich in folgende vier Abschnitte:

1. Tillit
2. Strömsquarzit
3. Älviken-Schichten
4. Berge-Kalk

#### 3.1.1. TILLIT

Das älteste Sediment, das dem Grundgebirgsgranit des Aufbruchs am Hotagen auflagert, ist ein tillitoides Gestein. Es ist nur an einer Stelle aufgeschlossen, und zwar 1 km nordwestlich von Älviken, direkt am Ufer des Hotagen-Sees.

Dieses Gestein enthält große kantige, aber auch vereinzelt gerundete Blöcke, die ausschließlich aus Granit bestehen und lithologisch dem unterlagernden

TABELLE 1. Die Stratigraphie im Älviken-Hotagen-Gebiet im Vergleich zur Stratigraphie von Asklunds Olden- und Föllinge-Decke


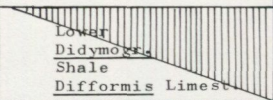
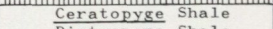

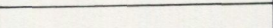
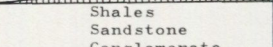
		Föllinge nappe Thorslund (1960, S. 34)	Olden nappe after Asklund in Thorslund(1960, S. 34)	Älviken-Hotagen area Schenk (1972)
S i l u r i a n	Wenlock	<u>Ekeberg Greywacke</u> <u>M. Spiralis</u> Bängsåsen " <u>discus</u> Shales " <u>turric</u>		?
	Lland- overy	Berge Limestone Ede Formation	? Offerdal Congl. and Quartzite	Berge Limestone Shales with beds of Sandstone Turbidity Silt- stone with pebbles
Upper	Ashgill	 Shales with beds of sandst. and quartzite Dark shales Limestone	? Dark shales	glyptograptus per- scriptus Shales Turbidity Sand- stone
	Caradoc	<u>U.Ogygio- caris</u> Greywacke beds <u>L.Ogygio- caris</u> Limestones and shales	Greywackes and shales	Shales with beds of Sandstone
Middle	Llandeilo			?
	Llanvirn	<u>U.Didymogr.</u> Shale "Orthoceratite" Limestone	<u>Glossograptus</u> Beds <u>Vaginatum</u> Limestone Dark shales Conglomerate	
Lower	Arenig	 <u>Lowal</u> <u>Didymogr.</u> Shale <u>Difformis</u> Limest.		
	Tremadoc	 <u>Ceratopyge</u> Shale <u>Dictyonema</u> Shale		
C a m b r i a n	Upper Cambrian	 Alum Shale		?
	Middle Cambrian	 Alum Shale		
	Lower Cambrian	 Shales Sandstone Conglomerate		
	Varegian	Varegian quartzite	Varegian quartzite	Varegian quartzite tillite

TABELLE 2. Schematisches Profil der Schichtenfolge im Älviken-Gebiet

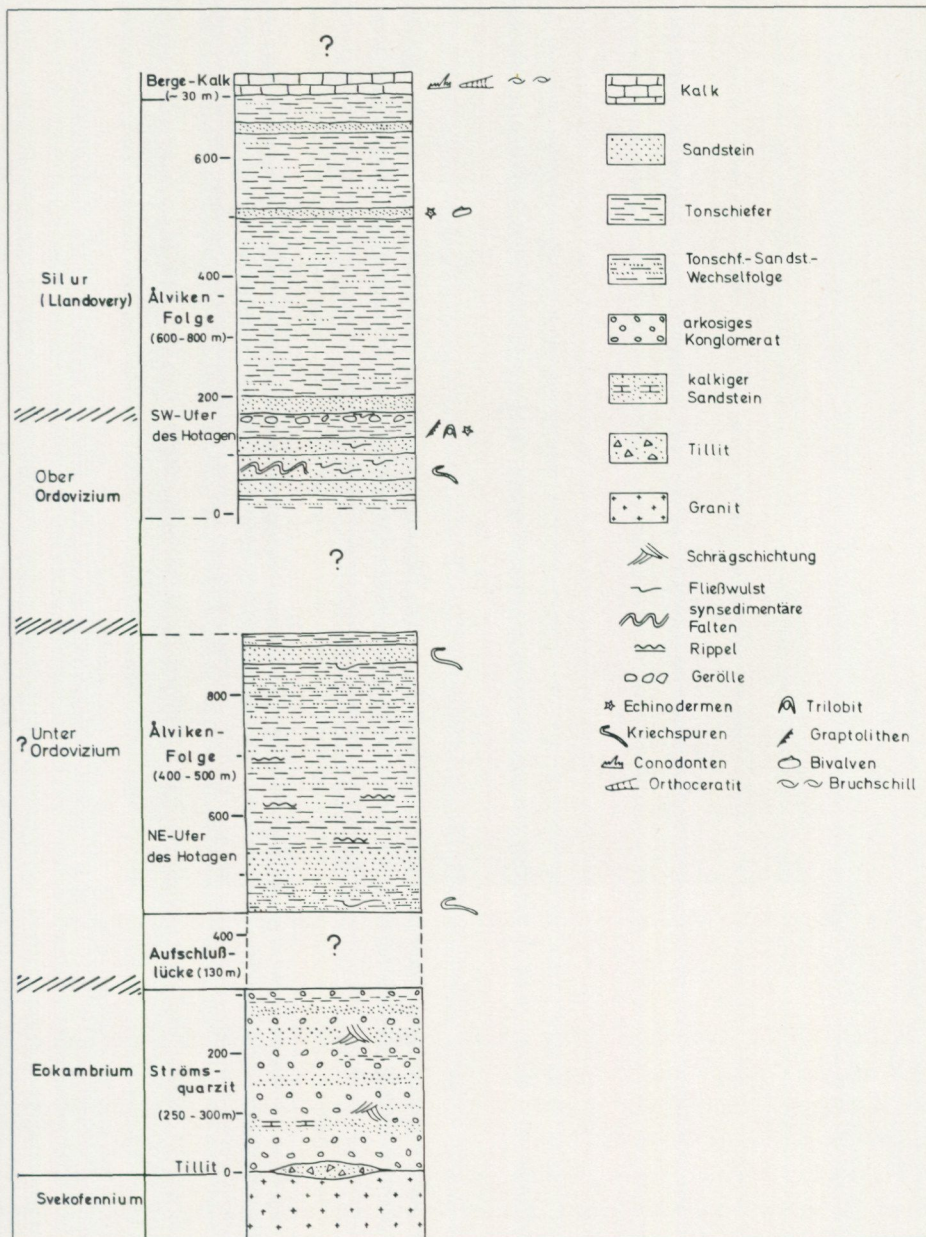




Abb. 4. Tillit, 1 km NW' Älviken, große Blöcke aus Granit in siltig-sandiger Grundmasse.

Foskberg-Granit entsprechen (Abb. 4). Diese Blöcke, bis 50 cm im Durchmesser, sind in eine dunkelgraue siltig-sandige Grundmasse eingebettet, die aus Sericit und kantigen Mineralsplittern von Quarz, Feldspat und kleinen Granitkörnern zusammengesetzt ist (Abb. 4).

Gekritzte Geschiebe wurden nicht gefunden. Der Tillitoid liegt z.T. direkt an der Granitwand des Steilufers, z.T. ist er an einer nach Südosten gerichteten Aufschubung zwischen zwei Granitschollen eingeschuppt. Die Lokalität ist nur bei Niedrigwasser gut zugänglich, während sonst der beste Teil des Aufschlusses unter Wasser steht.

Dieser Tillitoid läßt sich zwanglos zu den Ablagerungen der eokambrischen Varanger-Eiszeit rechnen, die entlang der ganzen Kaledoniden auftreten. Er wird

deshalb auch hier als Tillit interpretiert, obwohl auch die Möglichkeit, ihn als Mylonit zu deuten, nicht ganz auszuschließen ist. Das hier beschriebene Vorkommen bildet insoweit eine Besonderheit, als bisher noch keine Tillite bekanntgeworden sind, die dem jämtländischen Grundgebirge direkt auflagern. Der Tillit bildet sonst den Grenzhorizont zwischen dem Sparagmit, der nur in begrenzten Becken entlang der heutigen kaledonischen Gebirgskette abgelagert wurde, und dem weit verbreiteten Strömsquarzit. Tillite, die direkt auf dem Archaikum liegen, findet man erst wieder in Lappland (Sito-Tillit) und in Norwegen (Tristad-Tillit) (Kulling 1951, S. 37).

Asklund (1956) faßt den Tillit und den darauffolgenden Strömsquarzit als "Varegium" zusammen, das nach ihm den oberen Teil des Eokambriums bildet.

Das eokambrische "Varangerum" von Kulling (1942, 1951) enthält nur den Tillit. Den Strömsquarzit dagegen hält er als Äquivalent der Laisberg-Serie z.T. für eokambrisch, z.T. für unterkambrisch (Kulling 1955, S. 138; 1972, S. 164 ff). In den Tabellen zu dieser Arbeit ist die für diesen Gebirgsabschnitt übliche Einteilung von Asklund verwandt worden, obwohl das mindestens teilweise unterkambrische Alter für den Strömsquarzit wahrscheinlicher ist (vgl. auch Strömberg, S. 271).

### 3.1.2. STRÖMSQUARZIT

Im Älviken-Gebiet ist das nächstjüngere Schichtglied über dem Tillit ein reichlich Konglomerate führender, arkosiger Sandstein. Stratigraphisch ist er wahrscheinlich dem Strömsquarzit gleichzusetzen. Dieser Sandstein bildet gewissermaßen den Rahmen des Grundgebirgsaufbruchs am Hotagen:

Im Norden ist er in einem schmalen Streifen entlang dem Rand der Offerdal-Decke in normaler Lage über dem Foskberg-Granit erhaltengeblieben.

Am Ufer des Sees Hotagen, im Südwesten, ist er, ebenfalls in normaler Lagerung, durch zahlreiche Aufschlüsse belegt. Diese beiden Verbreitungsgebiete vereinigen sich im Nordwesten am Fuße des Flintbergets. Am Südost-Rand dagegen befindet er sich in inverser Lage unter dem aufgeschobenen Granit.

Abgesehen von diesen randlichen Vorkommen gibt es nur eine einzige Lokalität von Strömsquarzit inmitten des Grundgebirgsaufbruchs, die von der ehemals ausgedehnteren Bedeckung mit Quarzit zeugt:

Etwa 120 m westlich vom Foskberg-Gipfel (643 m) sieht man eine Aufschichtung 350/50 von Granit auf schwach mylonitisierten konglomeratischen Sandstein (Profil I). Am Ufer des Hotagen, genau in Verlängerung dieser Aufschichtung (vgl. S. 12), gibt es noch ein kleines Vorkommen von mylonitisiertem arkosigem Sandstein. Diese beiden Aufschlüsse sind die einzigen Belege für den Streifen von Strömsquarzit, der sich vom Foskberget bis zum Ufer des Hotagen erstreckt.

Im *Foskån*, 1,3 km nordnordöstlich von Älviken, ist der Strömsquarzit am vollständigsten im Zusammenhang aufgeschlossen. Er hat dort eine Mächtigkeit

von 250—300 m, wovon in drei kleinen Wasserfällen ungefähr 70—80 m im Profil zu sehen sind. Charakteristische Merkmale dieser Folge sind der hohe Feldspatgehalt, deutlich zu erkennen an der weißlichen Anwitterung, und die häufigen Konglomeratlagen. Der Strömsquarzit im Foskån-Profil wird aufgebaut aus einer Wechselfolge von meter-bankigen arkosigen Sandsteinen, dem sogenannten Blauquarz, mit Konglomeratlagen und zentimeter- bis dezimeter-bankigen Sandsteinen, in die häufig tonige bis siltige Lagen eingeschaltet sind. Die dünnbankige Schichtenfolge läßt durch Belastungsmarken deutlich die Inversion des Strömsquarzits am Långråkfallet erkennen. Die Sandsteine sind z. T. in Quarzite umkristallisiert.

Am Nordwest-Ufer von Botelnäset ist bis auf wenige Ausnahmen nur der meter-bankige arkosige Sandstein vertreten, was aber an den ungenügenden Aufschlußverhältnissen liegen mag.

In der Schichtenfolge gibt es hier auch eine etwa 30 cm mächtige karbonatische Sandsteinbank (Halbinsel 1,8 km nordnordwestlich von Tuttaberg, 409 m). Die Konglomerate können bis zu 7 cm große, meist gut gerundete Gerölle aus Gangquarz, Granit und Quarzit führen. Schöne Schrägschichtungslagen kommen hier auch vor.

Am *Flintberget* (200 m südwestlich vom Höhenpunkt 472 m) kommt unter dem überschobenen Foskberg-Granit eine etwa 35 m mächtige Schichtenfolge des Strömsquarzits zum Vorschein: Etwa 10 m des z.T. konglomeratischen, meter-bankigen, arkosigen Sandsteins werden überlagert von einer dezimeter-bankigen Wechselfolge von grauen, feinkörnigen, quarzitischen Sandsteinen und Siltsteinen.

Am Ufer, 800 m westlich von Flinten, scheinen die arkosigen dickbankigen Sandsteine mächtiger zu sein, doch ist hier die Folge stärker gestört.

Der Kontakt von normalliegendem Strömsquarzit mit dem Grundgebirge ist nur bei einer kleinen Halbinsel zwischen Halvvägnäset und Skottmansundet und bei Skottmansundet aufgeschlossen, wo er zudem noch gestört erscheint. Die sedimentäre Auflagerung an der Nordseite des Aufbruchs ist durch die Überschiebung der Offerdal-Decke vermutlich überall gestört und daher nie aufgeschlossen. Das Profil ist hier unvollständig und im wesentlichen auf die dickbankigen arkosigen Sandsteine beschränkt.

Im Älviken-Profil wurde der Mineralinhalt verschiedener Schichtglieder der Konglomerate führenden Sandsteinfolge ausführlich von Asklund (1935, S. 31 f.) beschrieben. In den hier untersuchten Proben von konglomeratischen Lagen wurde neben Quarz häufig beobachtet: Mikroklin, Plagioklas, Epidot, Helliglimmer, Erz, Gerölle vom Typ des Foskberg-Granits und Quarzit.

Nach Asklund (1935, 1938) sollen auch reichlich Granit- und Granitporphyr-Gerölle vorkommen, die dem Olden-Granit und seinen granitporphyrischen Varianten entstammen.

Auf Grund seiner Faziesmerkmale ist der Strömsquarzit als typische Transgres-

sionsfolge auf kristallinem Untergrund zu verstehen. Askund dagegen nahm als mögliches Liefergebiet für die Komponenten seines silurischen Offerdals-Konglomerats, für das er die Schichtenfolge nördlich von Älviken hielt, Granit- und Porphy-Berge an, die heute unter der Offerdal-Decke verborgen sein könnten.

Wegen einer Aufschlußlücke im Älviken-Profil (Profil I), die einer Schichtmächtigkeit von ungefähr 130 m entspricht, ist der Übergang vom Strömsquarzit in das nächstjüngere Schichtglied, die Älviken-Schichten, nicht zu beobachten.

In entsprechenden Zonen wurden von Strömberg (persönl. Mitteilg.) eine Kalksandsteinbank, Graphitschiefer und unterkambrische Tonschiefer beobachtet.

### 3.1.3. ÄLVIKEN-SCHICHTEN

Als Älviken-Schichten wird hier die Wechsellagerung von grauackeähnlichem Sandstein mit Tonschiefern bezeichnet, die auf beiden Ufern des Hotagen vorkommen.

#### a. Älviken-Schichten am Nordost-Ufer des Hotagen

Dieses Vorkommen ist vom Foskån bei Älviken nach Südosten entlang des Ufers gut aufgeschlossen. Die inverse, stratigraphisch kontinuierliche Schichtenfolge wird ungefähr 500 m südöstlich von Älviken durch südvergente Falten abgebrochen (Profil I). Bis nach Gamla Älviken, der Südost-Grenze des Arbeitsgebietes, treten keine jüngeren Schichten mehr zutage. Die Mächtigkeit dieses Teils der Älviken-Schichten beträgt 400—500 m.

Die stratigraphische Stellung dieses älteren Teils der Älviken-Schichten ist ungewiß, weil keine Körperfossilien gefunden wurden. Sollten in der Aufschlußlücke über dem Strömsquarzit bei Älviken mittel- und oberkambrische Alaunschiefer auftreten wie in der Stratigraphie der "Föllinge-Decke" (Thorslund 1960) und am Täsjö (Gee 1972), so hätten die Schichten südöstlich Älviken unter- bis mittelordovizisches Alter. Da das Unter-Ordovizium bei Laxsjö (10 km östlich von Älviken) kalkig ausgebildet ist, muß während dieser Zeit eine Faziesänderung in diesem Raum angenommen werden.

Bei der Stromschnelle im Foskån bei Älviken beginnen die Älviken-Schichten mit ein bis mehrere Dezimeter mächtigen grauackeähnlichen Sandsteinbänken in Wechsellagerung mit Tonschiefern. Die Schichten sind äußerst arm an Lebensspuren, doch konnte auch hier durch den Fund einer Kriechspur und einer Bank mit Fließmarken die überkippte Lagerung erkannt werden.

Stratigraphisch folgen über dieser Wechsellagerung im Foskån bei Älviken nach tonschieferreichen Schichten nach Südosten und Osten mächtige Sandsteine. Die Schichtenfolge entlang dem Ufer kann wegen der fehlenden Kontinuität der Aufschlüsse nicht im einzelnen aufgenommen und beschrieben werden. Im ganzen ist auch sie gekennzeichnet durch Tonschiefer und feinkörnige grauackeähnliche Sandsteine, die häufig auch in regelmäßiger Wechsellagerung

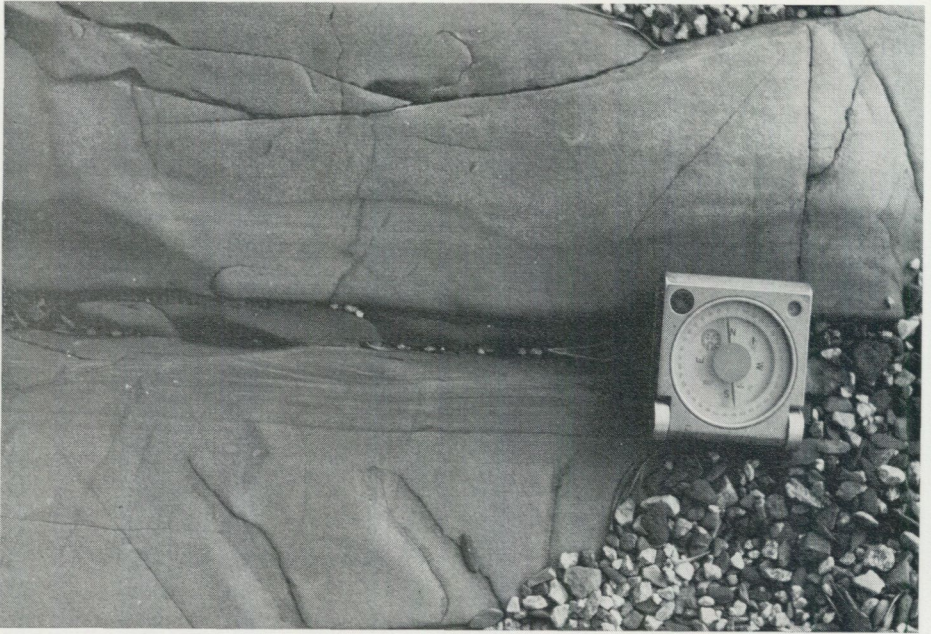


Abb. 5. Die untere Sandsteinbank ist gradiert und im oberen Teil schräg geschichtet. Die laminierte Schichtung im unteren Teil der oberen Bank wird von einer Erosionsrinne ange schnitten, die mit einem gradierten Sandstein ausgefüllt ist. Älviken-Schichten, 1 km SE' Älviken, am Ufer des Hotagen.

vorkommen. In die Tonschiefer sind bisweilen wenige Zentimeter mächtige Sandsteinbänkchen mit Rippelschrägschichtung eingeschaltet. Die Grauwackenbänke sind häufig gradiert, im oberen Teil schräggeschichtet und haben an ihrer Unterseite Fließmarken. Diese Erscheinungen entsprechen dem typischen Bild von Ablagerungen durch Turbidit-Ströme (Abb. 5 u. 6).

#### b. Älviken-Schichten am Südwest-Ufer des Hotagen

Das stratigraphisch Hangende des beschriebenen Älviken-Profiles ist im Kartiergebiet nicht aufgeschlossen. Die nächstjüngeren Schichten finden sich auf der gegenüberliegenden Südwest-Seite des Hotagen-Sees. Die invers liegende Schichtenfolge, die unter der Überschiebung der Offerdal-Decke beginnt und bis zum Berge-Kalk, nördlich vom Skrapavattnet, reicht, umfaßt den Zeitraum von ?Ober-Ordovizium bis Llandovery und hat insgesamt eine Mächtigkeit von 600 bis 800 m. Sie beginnt mit schlecht aufgeschlossenen, stark zerknieteten Tonschiefern mit Sandsteinbänken. Darauf folgt im tektonisch Liegenden, östlich des Johantjärn, ein wenige Dekameter mächtiger grauwackeähnlicher Sandstein, dessen genaue Mächtigkeit sich wegen seiner Verfaltung nicht angeben läßt.



Abb. 6. Wechselfolge von grauwackeähnlichen Sandsteinbänken und Tonschiefern, Älviken-Schichten, 1 km SE' Älviken, am Ufer des Hotagen.

Danach setzen quarzreiche Turbidit-Sandsteine ein, die eine synsedimentäre Faltung aufweisen. Diese Falten, von denen mehrere (4—5) entlang des Ufers ostnordöstlich vom Johantjärn aufgeschlossen sind, streichen ungefähr ost-westlich und haben eine Nord-Vergenz. Die isoklinale Verfaltung dieser z.T. metermächtigen Sandsteinbänke klingt in der Vertikalen im Dezimeter-Bereich und auch im Streichen der Achse auf einer Strecke von etwa 5 m in eine schwachwellige Verbiegung aus. Dies ist aber mechanisch am besten vorstellbar durch ein synsedimentäres ungleichmäßiges Gleiten der Bänke und eine Verformung in plastischem Zustand. Mit der Faltung, die auch eine engräumige Mächtigkeitsveränderung gewisser Sandsteinbänke beinhaltet, sind keine tektonischen Kleinstrukturen verbunden (Schieferung, Klüftung, Kataklyse und dgl.).

Die häufig vorkommenden flow casts an den Unterseiten der Bänke weisen auf eine richtungskonstante Strömung aus südöstlichen Richtungen hin (Abb. 7), wie sie auch für den unteren Teil der Älviken-Schichten am Nordost-Ufer des Hotagen zutrifft.

Nach all diesen sedimentologischen Erscheinungen läßt sich folgendes Bild des Ablagerungsraumes entwerfen:

Von einer aufsteigenden Schwelle im Südsüdwesten bis Süden sind Sedimente nach Nordnordosten abgeglitten, während die Troglängsachse von Südosten nach



Abb. 7. Strömungsmarken auf der Bank-Unterseite einer invers liegenden synsedimentären Mulde; am SW-Ufer des Hotagen, NNE' Johantjärn.

Nordwesten geneigt war, wie die Strömungsmarken anzeigen. Es ist beachtenswert, daß die späteren tektonischen Faltenachsen auch in nordwestliche Richtungen abtauchen (Diagramm Abb. 12).

Folgt man dem Ufer des Hotagen, östlich des Johantjärn beginnend, nach Südosten, so gelangt man in immer jüngere Schichten, die spitzwinklig zum Ufer streichen:

Das nächstjüngere Schichtglied über den Turbidit-Sandsteinen ist ein dunkelgrauer Tonschiefer, der 750 m südöstlich vom Johantjärn am Hotagen-Ufer ansteht. Er enthält zahlreiche Crinoiden-Stielglieder. Außerdem wurden mehrere pyritisierte Graptolithen-Fragmente und die Wange eines Trinucleiden-Craniidiums (det. Lindström) gefunden. Die Bestimmung von Lindström als *Glypto-*



Abb. 8. Turbidit-Siltstein mit großen Sandstein-Geröllen, etwa an der Wende Ordovizium/Silur; SW-Ufer des Hotagen, 1 km ESE' Johantjärn.

*graptus cf. persculptus* basiert auf mehreren gut erhaltenen Exemplaren, die durch Boudinage etwas auseinandergerissen sind. Eine Abbildung ist schwierig, weil der Verwitterungszustand entlang des Rhabdosoms variiert, doch ist ihr ursprüngliches Aussehen am pyritisierten Material gut erkennbar.

Auf diesen Tonschiefer folgt etwas weiter südöstlich am Ufer ein in 10 m Mächtigkeit aufgeschlossener geröllführender Turbidit-Siltstein. Die Gerölle sind meist gut gerundet und zeigen gut erhaltene Feinschichtung. Die Gerölle, grau-wackeähnliche Sandsteine und Siltsteine, erreichen eine Größe von fast 20 cm Durchmesser und könnten aus den Älviken-Schichten selbst stammen (Abb. 8).

Die mächtige einförmige Folge zwischen diesem Geröllhorizont und dem Berge-Kalk wird aufgebaut aus dunkelgrauen Tonschiefern, die mit dünnen, meist nur wenige Zentimeter mächtigen Sandsteinbänkchen wechsellagern. Sie wird dreimal unterbrochen durch wenige Dekameter mächtige turbiditische Sandstein-Partien. Die mittlere davon, die auf der linken Seite des Skrapavattbäcken, nahe seiner Mündung in den Hotagen, ansteht, hat in ihren eingeschalteten Tonschieferlagen Fossilreste geliefert, die allerdings für eine Altersbestimmung ungeeignet sind: u. a. Crinoiden-Stielglieder und ein Muschelfragment.

Auf der Insel Tallön gibt es Aufschlüsse fast nur am Südwest-Ufer. Im nördlichen Abschnitt dieses Uferstreifens bezeugen Turbidit-Sandsteine und Siltsteine, in denen auch Gerölle gefunden wurden, durch Fließmarken und Kriechspuren die auch auf Tallön inverse Lage der Schichtenfolge.

Eine dezimeter-mächtige karbonatische Sandsteinlinse in den liegenden, jedoch jüngeren Tonschiefern enthält zahlreiche Fossilien: Brachiopoden, Crinoiden-Stielglieder und Bryozoen, die jedoch leider stark zerdrückt sind. Unter den Brachiopoden ist eine *Leangella* sp. bestimmt worden. Sie weist die Schichten in den stratigraphischen Abschnitt Caradoc-Llandovery ein.

Die in den südlichen Aufschlüssen vorherrschenden pyritreichen schwarzen Tonschiefer sind stark zerschert (z.T. Griffelschiefer) und enthalten zahlreiche Fragmente von Crinoiden-Stielgliedern.

#### 3.1.4. BERGE- (PENTAMERUS-) KALK

Das jüngste Schichtglied im kartierten Gebiet ist ein Kalk, der 200 m nördlich von Skrapavattnet ansteht. Noch jüngere Schichtglieder wurden wegen der Begrenzung des Arbeitsgebietes nicht angetroffen.

Am Skrapavattnet ist der Kalk in stratigraphisch konkordanter, wenn auch inverser Lagerfolge in etwa 30 m Mächtigkeit unter den Tonschiefern der Alvik-Schichten aufgeschlossen. Ein weiteres kleines Vorkommen von Kalk findet sich 500 m östlich von dem Aufschluß am Skrapavattnet und an der Straße südlich des Skrapavattnet. Bei diesem Kalk handelt es sich um einen gebankten Schelfkalk. Er ist ein schwarzer Biomikrit, der in den besser erhaltenen Partien



Abb. 9. Schwarzer Bio-Mikrit, Crinoiden-Schill; Dünnschliff, ein Pol., 5×3,3 mm, Berge-Kalk; 200 m N' Skrapavattnet.

als biogenen Anteil vor allem Echinodermen-, Brachiopoden-, Orthoceren- und Gastropoden-Schill enthält (Abb. 9).

Der Kalk ist stark tektonisiert und von zahlreichen Spatadern durchsetzt. Zum großen Teil ist er zu Dolomit umkristallisiert.

In der spärlichen Conodonten-Fauna — es wurden 10 kg Kalk aufgelöst und 20 Conodonten, schwarz erhalten, gewonnen — überwiegt *Panderodus*. Daneben tritt noch *Walliserodus* auf, was Llandovery-Alter wahrscheinlich macht.

Nach Stratigraphie und Lithologie entspricht dieser Kalk dem Berge-Kalk. Er ist in Jämtland weit verbreitet, vor allem in der Umrandung der Offerdal-Decke, kommt aber auch in den östlichen Kambro-Silur-Decken vor.

### 3.2. TEKTONIK DER SEDIMENTÄREN ABFOLGE

Die Kartierung im Älviken-Hotagen-Gebiet hat ergeben, daß eine Transgressionsfolge — der Strömsquarzit — als autochthone Bedeckung unmittelbar dem Grundgebirgsgranit auflagert.

Im südlichen Teil des Arbeitsgebietes, wo das Grundgebirge nach Südosten überschoben worden ist, erscheint dadurch der Strömsquarzit mit den darüberliegenden jüngeren Älviken-Schichten invertiert. Weiter im Südosten sind die Älviken-Schichten dann mit südlicher Vergenz gefaltet (Profil I).

Oft können auch die mächtigen einförmigen Sandstein-Partien durch die Schieferung in dezimeter-mächtige Schieferplatten zerlegt werden. Weil die tatsächliche Schichtung wegen der Dickbankigkeit nicht leicht zu erkennen ist, kann durch die Schieferung eine Schichtung vorgetäuscht werden. Eine solche Verwechslung wiederum kann bei nicht zusammenhängenden Aufschlüssen dazu führen, daß man bei isoklinaler Faltung das Schichtumbiegen nicht beobachtet und dadurch zu falschen Mächtigkeitsannahmen für die einzelnen Schichtglieder gelangt. Deshalb wurde in dem Älviken-Profil, wo annähernd isoklinale Faltung ausgebildet ist, darauf geachtet, daß normale und inverse Lage immer durch Sedimentstrukturen belegt waren: Angefangen beim Strömsquarzit im Foskån bis 500 m südöstlich Älviken wurden keine Schichten in normaler Lagerung beobachtet.

Im Älviken-Profil wurde ausschließlich Süd- bis Südwest-Faltenvergenz festgestellt. Die Achsen fallen nach Westen bis Nordwesten mit 20—40° ein (Abb. 10).

Der überkippte Strömsquarzit nördlich von Älviken richtet sich gegen Westen in Richtung auf das Hotagen-Ufer auf und schwenkt schließlich in Richtung der Störungszone des Hotagen ein. Nachdem er nordöstlich von Oskarsholmen als eine kleine Insel noch einmal auftaucht (allerdings nur bei Niedrigwasser), fehlt er bei Torsön, wo er zwischen den steilstehenden Älviken-Schichten und dem Grundgebirge ausgequetscht zu sein scheint, und tritt erst wieder weiter im Nordwesten in normaler Lagerung über dem Granit auf.



Abb. 10. Faltenscheitel einer süd-vergenten Falte in der Grauwackensandstein-Tonschiefer-Wechselfolge der Älviken-Schichten; B 280/35; 900 m SE' Älviken.

Am Südwest-Ufer und auf Tallön liegt die gesamte kartierte jüngere Schichtfolge der Älviken-Schichten und der Berge-Kalk invers. Hier am Südwest-Ufer und auch am Tuttaberg ist die Offerdal-Decke direkt über die Älviken-Schichten geschoben.

Obwohl die Faltenachsen die gleichen Richtungen wie die Achsen südöstlich und östlich von Älviken haben, ist hier jedoch eine Nord- bis Nordost-Vergenz häufig (Abb. 11, unten). Wegen der Übereinstimmung ihrer Richtungen wurden die Faltenachsen vom Nordost- und Südwest-Ufer des Hotagen in ein Sammel-diagramm zusammengefaßt (Abb. 12). Das Abweichen der Achsenrichtungen am Südost-Ende des Grundgebirgsaufbruchs am Hotagen bei Älviken von der allgemeinen Nordnordost-Südsüdwest-Richtung der Achsen des Kambro-Silurs (vgl. Thorslund 1940) ist möglicherweise als lokales Umbiegen der Faltenachsen am Südost-Ende der Grundgebirgsaufschiebung zu erklären.

Die Schieferung (000-335/35-80) hingegen hat auch hier die regionale Richtung beibehalten. Leider sind in der Literatur über die nähere Umgebung kaum Angaben über Faltenachsen und Schieferung zu finden, die eine solche Deutung stützen könnten. Das hier vorherrschende Nordwest-Einfallen der Achsen könnte jedoch schon in der Richtung des Sedimentationstrogas im Ordovizium angelegt worden sein (vgl. S. 22).



Abb. 11. Nord-vergente Falte in invers liegenden Älviken-Schichten; B 270/09; SW-Ufer des Hotagen, E' Johantjärn.

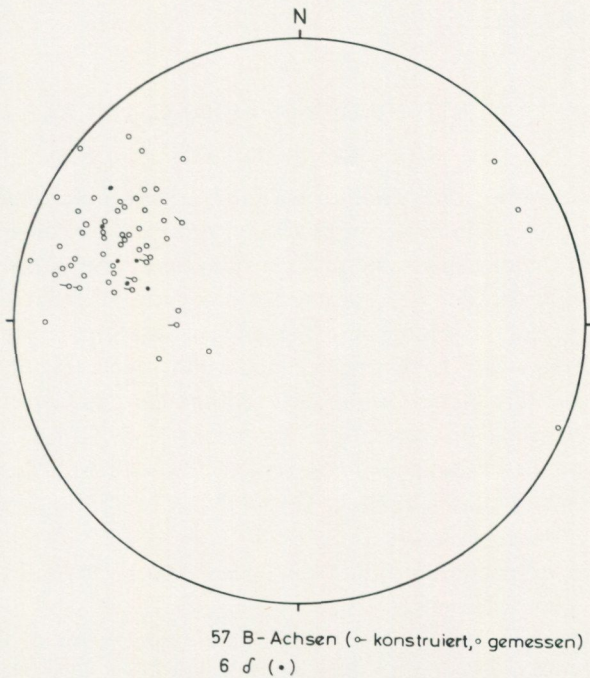


Abb. 12. Sammeldiagramm der Faltenachsen in den Älviken-Schichten.

### 3.3 STELLUNG DES KAMBRO-SILURS INNERHALB DER KALEDONIDEN IN JÄMTLAND

Die Sedimente des jämtländischen Kambro-Silurs wurden nach Thorslund (1960) und Asklund (1954) in einer breiten Miogeosynklinalen abgelagert. Als Hauptliefergebiet für das klastische Material, dessen Schüttung vor allem im Mittel-Ordovizium schnell vor sich ging, wird eine Landmasse im Westen angenommen, die die Miogeosynklinale von der noch weiter westlich gelegenen Eugeosynklinalen trennte. Die flyschähnlichen Sedimente wurden im westlichen, schneller sinkenden Teil des Beckens abgelagert und haben daher die relativ größeren Mächtigkeiten gegenüber der östlichen Randfazies gegen den Baltischen Schild.

Die Auffassungen von der tektonischen Stellung des Kambro-Silurs sind sehr unterschiedlich: Wo Gee (1972) Fazieswechsel annimmt, ziehen Thorslund und Asklund Fazies-Decken zur Deutung heran.

## 4. OFFERDAL-DECKE

Am Südwest-Ufer des Hotagen, bei Tuttaberg und im Norden des Grundgebirgsaufbruchs, wird die sedimentäre Abfolge bzw. das Grundgebirge selbst von geschieferten kristallinen Gesteinen, die vom Verfasser zur Offerdal-Decke gerechnet werden, überlagert.

### 4.1. GESTEINE DER OFFERDAL-DECKE

#### 4.1.1. MYLONIT-GNEIS

Bei Tuttaberg und südwestlich des Stor Brinnsjö kommt unter dem gebänderten Schiefer ein sehr stark mylonitisierter geschieferter Gneis vor, dessen vorwiegend graue, manchmal rötliche Feldspäte und die dunklen Gemengteile meist äußerst stark gestreckt sind. Auf den Schieferungsflächen entsteht dadurch ein streifiges Muster. Senkrecht zur Streckung und Schieferung hat das Gestein ein augengneisähnliches Aussehen. Die Korngröße schwankt, doch erreichen die Augen nicht viel mehr als Zentimeter-Größe. Gelegentlich hat das Gestein ein porphyrisches Aussehen, wenn die sericitische Grundmasse feinkörnig homogen und dunkelgrau ist und die Feldspäte auf den Schieferflächen parallel angeordnet und gestreckt sind. Petrographisch ähnliche Gesteine beschrieb Frödin (1916, S. 243) als Porphyre des "Olden-Fensters".

*Mineralinhalt:* Mikroklin, Perthit, Plagioklas (selten), Quarz, Epidot, Chlorit, Titanit, Sericit.

Die Augen bestehen aus großen Mikroklinen und Perthiten, die aber stark zerbrochen und mylonitisiert sind. Gelegentlich kommen auch kleinere Titanit-Kristalle vor. In den Augenenden haben sich viele kleine Quarze angesiedelt und

verbinden manchmal auch die einzelnen Feldspat-Augen miteinander. Quarz in großen primären Kristallen kommt nicht vor. Zwischen den Augenlagen und auch zwischen den Augen liegen Bahnen stärkerer Durchbewegung aus sericitischer Grundmasse mit kleinen Mineralsplintern von Feldspat, Quarz, Epidot und auch Chlorit.

In der Höhe 500 m nordwestlich von Flintberget (HP 472 m) findet man Übergänge zu weniger beanspruchten Komplexen des Mylonit-Gneises. Das Gestein ist in diesen Partien dem Foskberg-Granit sehr ähnlich. Der Mylonit-Gneis könnte daher als ein von der Offerdal-Decke mitgeschleppter Teil des Foskberg-Granits betrachtet werden, wenn sich nicht durch die mikroskopische Untersuchung das Fehlen von verzwilligtem Plagioklas herausgestellt hätte. Diese Deutung könnte allerdings trotzdem zutreffen, wenn sich bei eingehenderen Dünnschliff-Untersuchungen ergäbe, daß der Foskberg-Granit doch nicht so einheitlich, wie angenommen, ist.

Der Mylonit-Gneis hat große Ähnlichkeit auch mit dem später zu behandelnden Augen-Gneis. Er unterscheidet sich von ihm durch den höheren Gehalt an mylonitischen dunklen Gemengteilen und durch die stärker ausgeprägte Streckung.

#### 4.1.2. GEBÄNDERTE SCHIEFER (OFFERDAL-SCHIEFER)

In der Offerdal-Decke folgen die gebänderten Schiefer am Tuttaberg und südwestlich des Stor Brinnsjön auf den Mylonit-Gneis. Südöstlich des St. Brinnsjön sind sie mit dem Augen-Gneis verschuppt.

Gebänderte Schiefer bedeutet im Arbeitsgebiet ein Sammelname für eine Vielzahl von schwach metamorphen (Grünschiefer-Fazies), geschiefert und mylonitisierten Sedimenten und Magmatiten, die durch eine mehr oder weniger ausgeprägte Bänderung von Millimeter- bis Zentimeter-Dicke gekennzeichnet sind. Die Bänderung ist aber nur in der Anwitterung wirklich deutlich — weißgrau/dunkelgrün — (Abb. 13, 14), während sie im frischen Anschlag nur schwach durch verschiedene Grün-Tönungen erkennbar ist. Im Gelände kann nur in relativ seltenen Einzelfällen entschieden werden, ob es sich um ein ehemaliges Sediment oder um einen ehemaligen Magmatit handelt. Daher wird diesen verschiedenen Gesteinen eine einheitliche Benennung und auf der Karte eine einheitliche Farbe gegeben.

Oft kommen innerhalb des gebänderten Schiefers auch Lagen verschiedener Mächtigkeit (0,1—10 m) vor von fast massigem, splittrigem, meist graugrünem Gestein, bei dem es sich sowohl um granitische Mylonite als auch um mylonitische quarzreiche Sedimente handeln mag. Sie treten u.a. südlich von Fjösviken an der Basis der Offerdal-Decke und auf Tuttaberg z.T. zwischen den porphyrischen Schiefen und den typisch gebänderten Schiefen auf.

Hier sollen zunächst Beispiele von sedimentären Offerdal-Schiefen eingehender beschrieben werden:



Abb. 13. Gebänderte Offerdal-Schiefer; an der Straße W' Tre-Tjárnarna.



Abb. 14. Stark gefalteter gebänderter Schiefer; NW-Seite des Flintberges.



Abb. 15. Innerhalb der s-parallelen Quarzlagen haben die einzelnen Quarze eine Orientierung, die eine zweite Schieferung andeuten. Dünnschliff + Pol.,  $5 \times 3,3$  mm; gebänderter Schiefer, SE-Ufer St. Brinnsjön.

Unmittelbar westlich des Stor Brinnsjön ist der Augen-Gneis bzw. der mylonitische Schiefer auf eine sedimentäre Wechselfolge von gebändertem Schiefer und zentimeter- bis dezimeter-bankigem karbonatischem Sandstein überschoben (500 m nördlich der Halbinsel, bei der der Überschiebungskontakt nach Süden hin auf den St. Brinnsjön stößt).

Die Bänderung der Schiefer ist bei allen untersuchten Proben von einer lagenweise schieferungsparallelen Anordnung von kleinen Quarzkörnern und Feldspäten hervorgerufen. Diese Anordnung ist dem Flächengefüge parallel. Eine zweite Schieferung ist angedeutet durch die Orientierung der Quarze innerhalb der hellen Bänder (Abb. 15) und durch die Einregelung von Hellglimmer-Lagen in dieselbe Richtung. Die dunkleren Lagen bestehen hauptsächlich aus Chlorit, Hellglimmer, Epidot und Quarz.

Die karbonatischen Sandsteinbänke enthalten Plagioklas, Kali-Feldspat, Quarz, Calcit, Chlorit, Hellglimmer und Epidot.

Als zweites Beispiel für eindeutige Sedimente in der Offerdal-Decke sei ein arkosiger Sandstein erwähnt, der 100 m östlich vom Höhenpunkt 409 m am Tuttaberg auftritt. Er ist den sogenannten Blauquarz-Bänken des Strömsquarzit sehr ähnlich, jedoch stärker geschiefert und mylonitisiert.

Bei den gebänderten Schiefen, die aus magmatischen Gesteinen hervorge-

gangen sind, können die Bänder aus stark geschieferten und verschmierten Feldspat-Augen-Lagen mit Quarz entstanden sein. Solche Übergänge von Gneisen zu gebänderten Schiefen von eindeutig magmatischer Herkunft und weiter zu Schiefen von fraglichem (sedimentär oder kristallin) Ausgangsmaterial können an allen Kontakten zu unter- oder überliegenden gneisähnlichen Gesteinen (Mylonit-Gneis, porphyrischer Schiefer, Augen-Gneis, mylonitischer Schiefer) vorkommen.

#### 4.1.3. AUGEN-GNEIS UND MYLONITISCHER SCHIEFER

Da der mylonitische Schiefer nur eine stärker geschieferte und mylonitisierte Variante des Augen-Gneises ist, sind beide nicht scharf voneinander zu trennen. Das Kriterium für ihre gegenseitige Abgrenzung ist das Vorhandensein der 0,5—1 cm großen roten Feldspat-Augen im Augen-Gneis (Abb. 16) und ihr Fehlen im grüngrauen mylonitischen Schiefer, der aber auch kleine, nur Millimeter große graue Feldspat-Augen führen kann.

Ein instruktives Profil vom kontinuierlichen Übergang eines massigen Granits über einen Augen-Gneis und anschließend in den mylonitischen Schiefer, der ohne deutliche Grenze in den gebänderten Schiefer — die Bänderung war hier das Trennungsmarkmal — übergeht, ist entlang des Ost- und Südost-Ufers des Stor Brinnsjön gut aufgeschlossen (Nord-Teil des Profils IV). Der gebänderte Schiefer liegt hier mit scharfem Kontakt auf stark mylonisiertem Augen-Gneis. Südwestlich von Tre-Tjärnarna und südwestlich vom Skaltjärn ist der Augen-Gneis oft ohne erkennbares s-Gefüge: Über 1 cm große rote Mikroklin-Augen schwimmen in einer dunkelgrünen sericitischen epidotreichen Grundmasse.

Das unverschieferte Äquivalent des Augen-Gneises am Ost-Ufer des Stor Brinnsjön ist ein Biotit-Granit mit rötlichen saussuritisierten Feldspäten. Er enthält einen ungefähr 20 cm mächtigen pegmatitischen Gang, der Ost—West streicht und steil nach Norden einfällt. Dieser Gang besteht aus Feldspat, Quarz und Biotit.

*Mineralinhalt des Augengneises:* Mikroklin-Perthit, Plagioklas, Quarz, Biotit, Epidot, Chlorit, Klinozoisit, Sericit, Titanit, Erz.

Mikroklin ist manchmal groß und zonar gebaut, Plagioklas stark zersetzt in Klinozoisit und Sericit. Quarz ist klein und in Zwickeln angesiedelt. Der gelblichgrüne Biotit enthält kleine radioaktive Einschlüsse (Zirkon? oder Monazit?) Titanit wurde nur selten beobachtet. Erz ist relativ häufig.

Gegenüber dem grauen Foskberg-Granit ist dieser rötliche Granit durch seinen großen Gehalt an Mikroklin-Perthit, durch die Seltenheit von verzwillingtem Plagioklas und durch einen höheren Gehalt an Quarz gekennzeichnet.

Mit zunehmender Verschieferung geht der Granit in einen Augen-Gneis über. Dabei ordnen sich die kleinen Quarze in den "Augenwinkeln" an (Abb. 17a), Biotit verschwindet fast völlig, und der Hellglimmer-Gehalt nimmt zu. Die Mikrokline sind in den Augen, die maximal 1 cm groß werden, häufig als Karlsbader

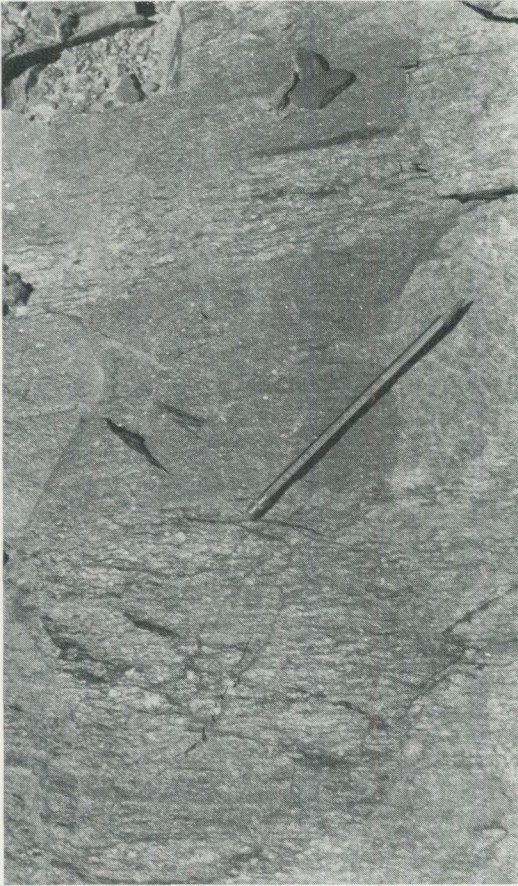


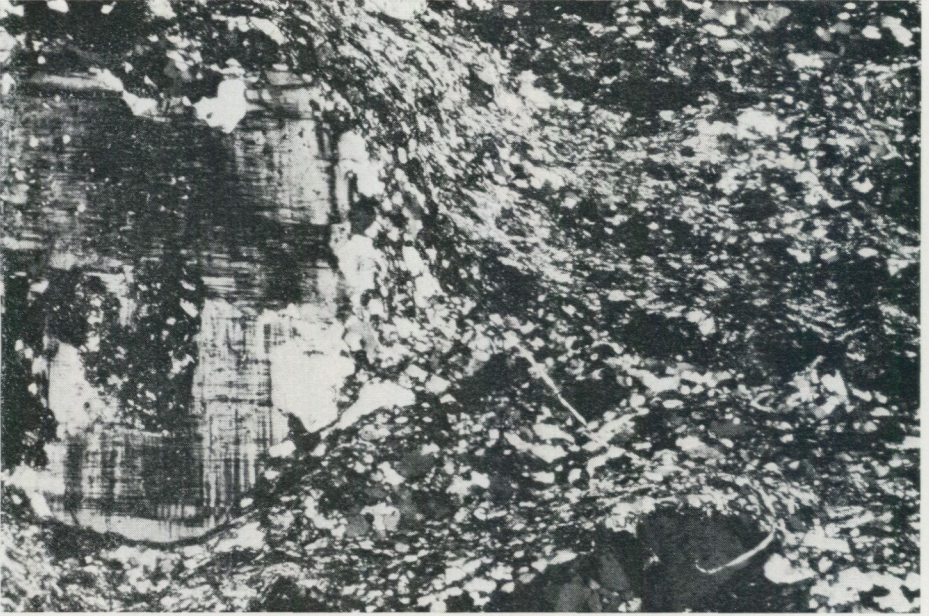
Abb. 16. Augen-Gneis mit Lagen, die durch unterschiedlich große Mikroklin-Augen gekennzeichnet sind.

Zwillinge ausgebildet. Das Gestein ist von vielen, mit Chlorit besetzten Klüften durchzogen.

Bei noch stärkerer Verschieferung werden schließlich die Mikrokline der Augen zerstört und erhalten ein granoklastisches Gefüge, bis der Umriß des ehemaligen Auges kaum noch erkennbar ist (Abb. 17b, c). Damit ist der Augen-Gneis in den mylonitisierten Schiefer übergegangen.

#### 4.1.4. BASISCHE GÄNGE

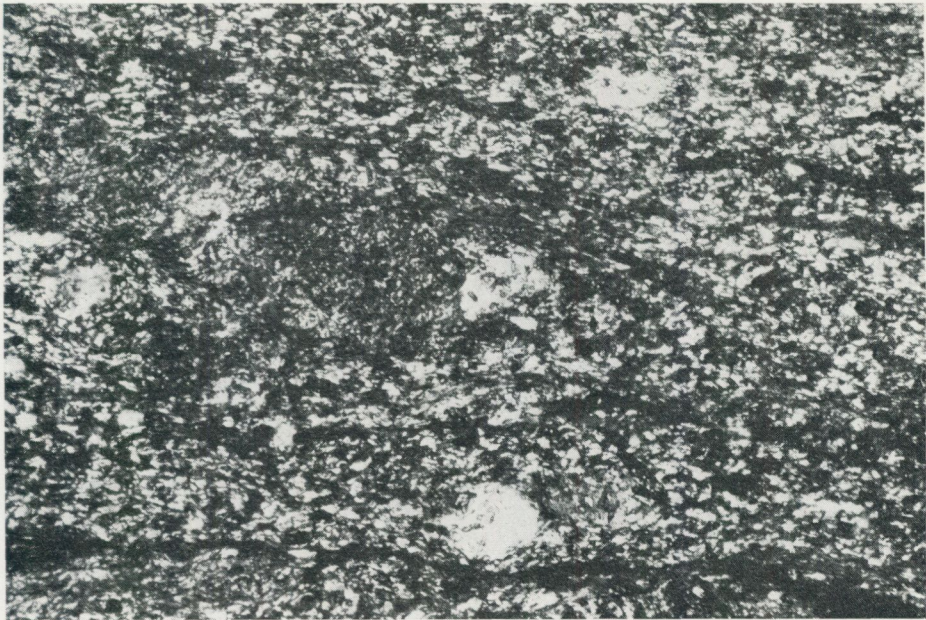
Basische Gänge durchsetzen mit Ausnahme des gebänderten Schiefers alle Gesteine der Offerdal-Decke. Es handelt sich, wie bei den Gängen im Grundgebirgsgranit, um petrographisch unterschiedliche Gesteine, die aber hier nicht näher untersucht wurden. In der Regel sind sie stark geschiefert und feinkristallin.



a.



b.



c.

Abb. 17 a–c. Mikroklin-Augen bei zunehmender Verschieferung: Aus dem Augen-Gneis (a) wird ein mylonitischer Schiefer (c); Dünnschliffe + Pol.,  $5 \times 3,3$  mm; E-Ufer des Stor Brinnsjön.

#### 4.2. TEKTONIK DER OFFERDAL-DECKE

Allen Gesteinen der Offerdal-Decke sind eine starke, wenn auch — entsprechend der tektonischen Situation — von Ort zu Ort unterschiedlich ausgeprägte Verschieferung und einheitlich gerichtete Lineare in der Überschiebungsrichtung gemeinsam. Es handelt sich also um B- und S-Tektonite im Sinne von Sander (1948). Die Lineare sind in dem Augen-Gneis und Mylonit-Gneis als Mineralstreckung (Feldspat-Augen) und in der Anordnung der dunklen Gemengteile in Streifen ausgeprägt. Im gebänderten Offerdal-Schiefer und im mylonitischen Schiefer treten sie als Striemung auf den Schieferungsflächen und als "Rillenfalten" (Abb. 18) mit Achsen in Richtung der Überschiebung (Lindström 1961) in Erscheinung. Diese Rillenfalten sind meist liegende, im Zentimeter- bis Meter-Bereich ausgebildete Isoklinalfalten.

Die Lineare in den Gesteinen der Offerdal-Decke nordöstlich des Hotagen-Sees haben ein ausgeprägtes Maximum in 305/15 (Abb. 19).

Die im gebänderten Schiefer häufigen, meist parallelen Quarzadern bilden bei isoklinaler Verfaltung im Zentimeter- bis Dezimeter-Bereich Quarzknaurn. Von diesen bleiben bei weiterer Zerschering nur noch "geröllartige" Reste übrig,

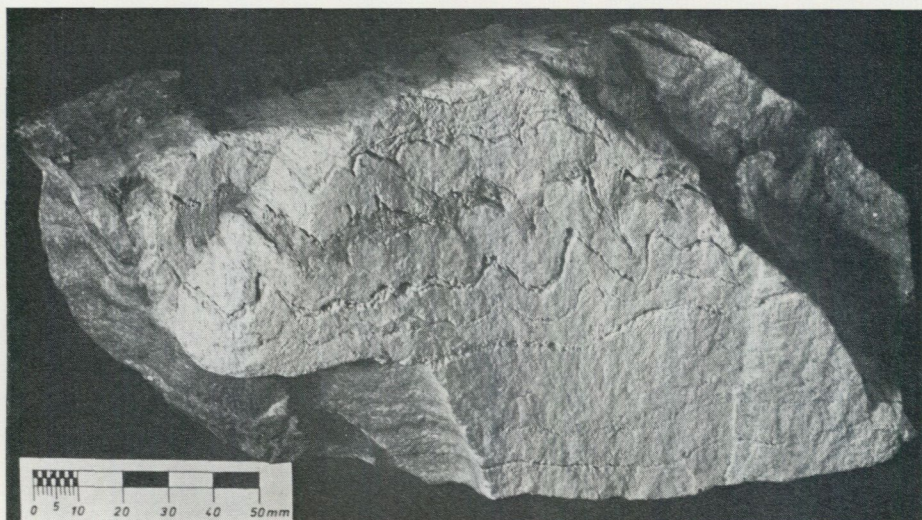


Abb. 18. Rillenfalten in gebänderten Schiefeln, SW' Stor Brinnsjön.

die zum gewöhnlichen Erscheinungsbild des gebänderten Schiefers gehören. Neben den streng parallel eingeregeltten "Rillenfalten" tritt aber auch noch eine, von Ort zu Ort verschieden orientierte starke Verfältelung des gebänderten Schiefers auf (Abb. 14). Am Südost-Ende von Botelnäset streuen die Falterachsen in der Offerdal-Decke stark um Nordwest-Richtungen, und das Maximum der Striemung hat sich offenbar gegenüber der Offerdal-Decke auf der Nordost-Seite des Hotagen weiter nach Norden ( $340^\circ$ ) verschoben. Die Messungen sind jedoch hier zu unvollständig, um daraus eine Änderung der Bewegungsrichtung der Offerdal-Decke ableiten zu können (Abb. 20).

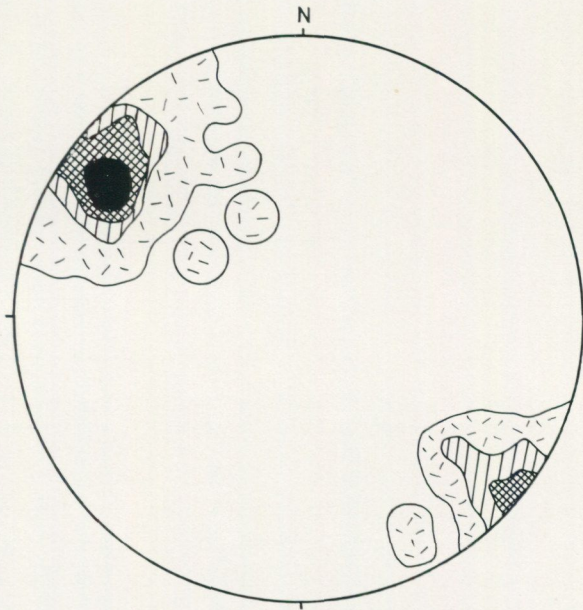
Der Aufbau der Offerdal-Decke ist im Prinzip im ganzen Kartiergebiet gleich, doch wird er gebietsweise von verschiedenen Strukturen überprägt:

Am Tuttaberg liegen Mylonit-Gneis, Offerdal-Schiefer und Augen-Gneis in tektonischem Kontakt flach ( $15-20^\circ$ ) übereinander und sind ebenso flach auf die Älviken-Schichten überschoben.

Auf der Landbrücke zwischen Stor Brinnsjön und Hotagen-See bildet die Offerdal-Decke eine Sattelstruktur (Profil VI) mit nach Norden bis Nordnordwesten mit  $5-10^\circ$  abtauchender Faltenachse.

Nach Süden bzw. Südwesten schließt an diesen Sattel eine Mulde mit nach Nordwesten flach einfallender Achse an. Ihr Kern besteht aus relativ gut erhaltenem mylonitischem Schiefer.

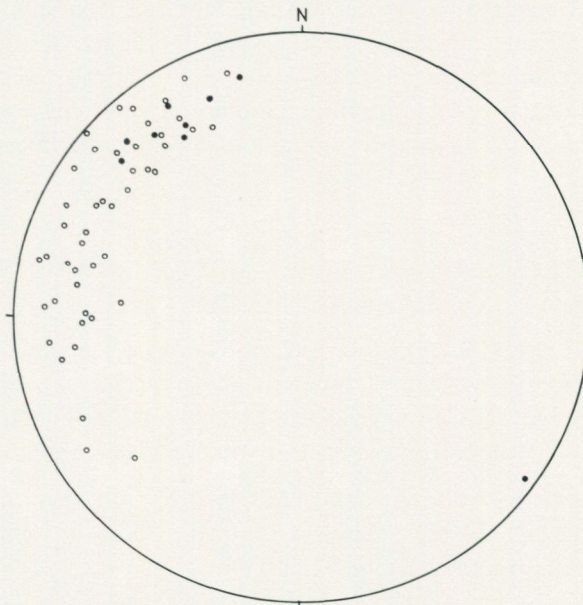
Nach Südosten wird der gebänderte Schiefer dieser Mulde sehr dicht und splittrig und ist mit dem normalerweise unterliegenden Mylonit-Gneis verschuppt (Profil V).



130 Lineare (0-5-10-15%)

gemessen in der Offerdal-Decke NE' des Hotagen-Sees

Abb. 19. Das Sammeldiagramm von Minerallinearen und Kleinfaltenachsen zeigt ein deutliches Maximum bei 350/15.



45 B-Achsen von Kleinfalten

9 Strömungen auf s-Flächen

gemessen in der Offerdal-Decke auf Tuttaberg

Abb. 20. Diskussion siehe Text.

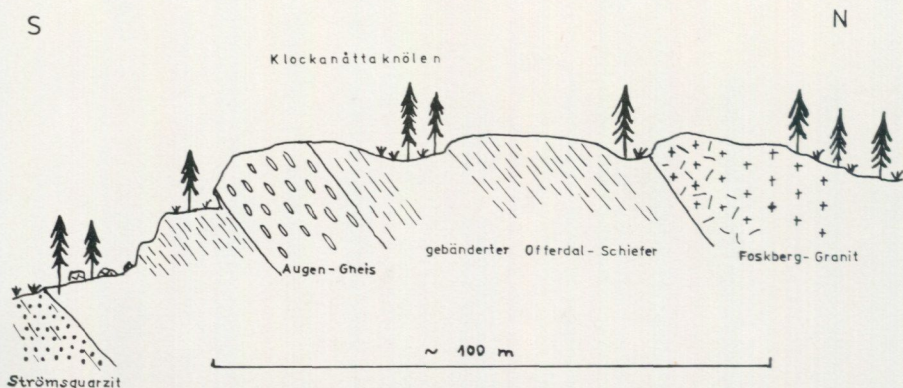


Abb. 21. Verschuppung von gebänderten Schiefen und Augen-Gneis der Offerdal-Decke am Klockanättaknölen. Die oberste Schuppe ist ein aufgepreßter Keil von Grundgebirgsgranit.

Die Fortsetzung der Offerdal-Decke südöstlich des Stor Brinnsjön bildet da, wo sie dem Grundgebirge mit auflagerndem Strömsquarzit aufgeschoben ist, einen fächerförmig angeordneten und steilstehenden Schuppenbau zwischen gebändertem Schiefer und Augen-Gneis (Profil I).

Am Klockanättaknölen ist innerhalb dieser Schuppenzone sogar umgekehrt ein aufgepreßter Keil von Grundgebirgsgranit auf den gebänderten Schiefer der Offerdal-Decke aufgeschoben (Abb. 21). Bei der Aufschiebung der Offerdal-Decke auf das Grundgebirge ist der Strömsquarzit an mehreren Stellen ausgequetscht worden. Ein Aufschluß, der das zeigt, ist direkt nördlich der Straße (ungefähr 350 m südlich des mittleren Sees von Tre-Tjärnarna) zu sehen: Hier ist der Strömsquarzit zwischen Foskberg-Granit und vergrünem mylonitisierem Augen-Gneis durch die Überschiebung auf nur wenige Dezimeter Mächtigkeit reduziert worden.

#### 4.3. STELLUNG DER OFFERDAL-DECKE INNERHALB DER KALEDONIDEN

Nach Asklund (1938, S. 42) ist die Offerdal-Decke der obere Teil seiner Granitmylonit-Decke, die bzw. ihre tektonischen Äquivalente als unterste Einheit der dreigliederten "Großen Seve-Decke" (Asklund 1960) entlang der ganzen schwedischen Kaledoniden vorkommt. Ihre drei Teile werden bezeichnet als:

3. eigentliche Seve-Decke (Asklund 1938)
2. Särv-Decke (Strömberg 1955)
1. Granitmylonit-Decke (Asklund 1938)

Die Granitmylonit-Decke ist von stark mylonitierten archaischen und proteozoischen Graniten aufgebaut und steht mit dem westnorwegischen Grundgebirge in direkter Verbindung (Asklund 1960, S. 141).

Asklund (1946, 1951) glaubt, daß die Offerdal-Decke zwar hauptsächlich aus Granitmyloniten aufgebaut wird, daß aber auch allochthone Äquivalente des roten Sparagmits (s. auch Du Rietz 1960) in sie eingehen.

Der Aufbau der im behandelten Gebiet zur Offerdal-Decke gerechneten Einheiten ist nicht überall gleich. Deshalb wurden hier zunächst nur die einzelnen Gesteine beschrieben und erst im Abschnitt Tektonik ihre Verbreitung und tektonische Stellung behandelt.

## 5. ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE UND GEGENÜBERSTELLUNG DER BISHERIGEN AUFFASSUNGEN

Eine Aufschlußkartierung 1: 20 000 im Älviken-Hotagen-Gebiet hat folgende Ergebnisse gebracht:

Auf den vermutlich svekofennischen Foskberg-Granit, der den Grundgebirgsaufbruch am Hotegen-See aufbaut, folgt lokal als ältestes Sediment ein eokambrischer Tillit.

Die Ablagerungen der im Eokambrium? oder Unterkambrium? einsetzenden Transgression auf das Grundgebirge sind arkosige Sandsteine und Konglomerate, die dem Strömsquarzit gleichzusetzen sind.

Der Übergang zum darauffolgenden Schichtglied, dem körperfossilleeren unteren Teil der Älviken-Schichten am Nordost-Ufer des Hotagen, ist wegen einer Aufschlußblücke nicht bekannt. Da auch der Übergang zum jüngeren Teil der Älviken-Schichten am Südwest-Ufer des Hotagen durch die Begrenzung des Arbeitsgebietes nicht verfolgt wurde, ist das Alter der turbiditischen grauwackeähnlichen Sandsteine und Tonschiefer dieses älteren Teils der Älviken-Schichten ungewiß. Es wird unterordovizisches bis mittelordovizisches Alter für wahrscheinlich gehalten.

Am Südwest-Ufer des Hotagen beginnt der obere Teil der Älviken-Schichten mit schlecht aufgeschlossenen Tonschiefern und Sandsteinen, die abgelöst werden von synsedimentär gefalteten quarzreichen Turbiditsandsteinen. In den darauffolgenden Tonschiefern wurde die Wange eines Trinucleiden-Cranidium und Glyptograptus cf. persculptus gefunden. Sie sind an die Wende Ordovizium/Silur zu stellen. Auch auf Tallön ist etwa Ober-Ordovizium durch eine Brachiopoden-Fauna belegt.

Durch das erneute Einsetzen von Turbiditströmen wurden Siltsteine mit großen Sandsteingeröllen abgelagert.

Fließmarken deuten auf eine richtungskonstante Schüttung aus Südosten während des gesamten Zeitabschnitts der Ablagerung der Älviken-Schichten, d.h. wahrscheinlich während des ganzen Ordoviziums, hin. Darauffolgende mächtige Tonschiefer, in die dünne Sandsteinbänke eingeschaltet sind, weisen

ruhigere Sedimentationsverhältnisse im älteren Silur aus. Sie werden nur durch die Schüttung von einige Dekameter mächtigen turbiditischen Sandstein-Partien unterbrochen.

Das oberste kartierte Schichtglied im Arbeitsgebiet, ein gebankter schwarzer Bio-Mikrit, durch eine Conodonten-Fauna als Berge- (Pentamerus-) Kalk von Llandovery-Alter ausgewiesen, bezeugt eine geringe klastische Sedimentation.

Der Grundgebirgsaufbruch am Hotagen wird zusammen mit seiner autochthonen sedimentären Bedeckung als eine tektonische Einheit betrachtet. Er ist nach Südsüdosten auf seine Sedimenthülle aufgeschoben, die dadurch invertiert bzw. — weiter im Südsüdosten — süd- bis südwestvergent gefaltet wurde.

Dieser Befund widerspricht der Auffassung Asklunds, der die inverse Lage der Sedimentabfolge bei Älviken nicht erkannte und daher die Sandsteine und Konglomerate unter dem überschobenen Granit als jüngstes Schichtglied seiner "Olden-Decke", nämlich als silurisches Offerdals-Konglomerat ansah.

Zwar hielt Du Rietz, wie der Verfasser, die Sandsteine und Konglomerate bei Älviken und entlang des Hotagen für Strömsquarzit, doch beobachtete er nicht seine autochthone sedimentäre Auflagerung auf das Grundgebirge, sondern glaubte, daß er sich als Decke unter dem überschobenen Grundgebirgs-Granit fortsetze und seinerseits über das Kambro-Silur der Olden-Föllinge-Decken überschoben sei.

Am Südwest-Ufer des Hotagen und auf Tallön liegt die gesamte kartierte jüngere Schichtserie invers: Der jüngere Berge-Kalk liegt in konkordanter sedimentärer Abfolge unter den Tonschiefern der Älviken-Schichten.

Asklund dagegen rechnet die Älviken-Schichten zu seiner Olden-Decke, den Berge-Kalk zur Föllinge-Decke.

Im Kartiergebiet konnte eine Überschiebung am Horizont des Berge-Kalkes auf die Älviken-Schichten nicht gefunden werden. Dieser Tatbestand fordert eine Änderung der bisher üblichen tektonischen Gliederung im Älviken-Gebiet:

Eine tektonische Zweigliederung des Kambro-Silurs in Olden- und Föllinge-Decke liegt hier nicht vor. Die Bezeichnung "Decke" ist wegen Autochthonie der Sedimente auf dem Grundgebirgsaufbruch unberechtigt.

Das schwach metamorphe Kristallin der Offerdal-Decke ist auf die autochthonen Sedimente, die dadurch stellenweise zwischen Grundgebirge und Decke völlig ausgequetscht wurden, mit folgendem Aufbau von Nordwesten überschoben worden:

an der Basis, bei Tuttaberg im Südwesten und südwestlich des Stor Brinnsjön, ein Mylonit-Gneis; darüber ein kristalliner Schiefer, der im Arbeitsgebiet als sogenannter gebänderter Offerdal-Schiefer meist aus Sedimenten, z.T. aber auch aus Magmatiten hervorgegangen ist.

Die oberste tektonische Einheit innerhalb der Offerdal-Decke ist ein Augen-Gneis, der auf Botelnäset und westlich des Stor Brinnsjön den Offerdal-Schiefer überlagert.

Die Offerdal-Schiefer westlich des Stor Brinnsjön haben eine unmittelbare Fortsetzung nach Südosten in einer fächerförmig angeordneten Schuppenzone, in der der Offerdal-Schiefer mit dem überlagernden Augen-Gneis steil verschuppt ist.

Du Rietz (1960) bezeichnet diesen überlagernden Augen-Gneis östlich und südöstlich des Stor Brinnsjön als "Upper Granite" und betrachtet ihn als stärker bewegte Teilscholle des Grundgebirgsaufbruchs. Als zum Grundgebirge gehörend wird er auch auf der Karte "Sveriges Berggrund" (Stockholm 1958) dargestellt. Du Rietz übersah, daß der gleiche Augen-Gneis auch am Tuttaberg und westlich des Stor Brinnsjön den gebänderten Schiefer seiner "Unteren Offerdal-Decke" überlagert, und bezog ihn, wie die mit ihm verschuppten gebänderten Schiefer südöstlich des Stor Brinnsjön, nicht mit in die Offerdal-Decke ein.

Hier, wie auch in den anderen Verbreitungsgebieten der Offerdal-Decke im Kartiergebiet, haben jedoch alle Gesteine das gleiche, am Tuttaberg etwas abweichende, ausgeprägte Lineargefüge in 305/15, woraus sich eine gemeinsame Transportrichtung ableiten läßt. Damit scheint es berechtigt, sie zu einer Einheit, der Offerdal-Decke, zusammenzufassen.

Über die Transportweite dieser Einheit hat die Kartierung keinen Aufschluß gegeben. Sie könnte nur bei größerer Ausweitung des Untersuchungsgebietes ermittelt werden.

#### DANKSAGUNG

Der vorliegende Text ist ein Auszug aus einer Diplom-Arbeit, die Herr Prof. Lindström, Marburg/Lahn, angeregt hat. Durch seine mehrmaligen Besuche im Gelände konnte bei gemeinsamen Begehungen manche Frage geklärt und dadurch die weitere Arbeit entscheidend gefördert werden.

Die Conodonten-Fauna, die Brachiopoden, die Graptolithen und ein Trilobit wurden von ihm bestimmt.

Auch für die kritische Durchsicht des Manuskripts bin ich ihm sehr dankbar.

Herr Dr. Dürr vom Geol.-pal. Institut der Philipps-Universität Marburg half mir freundlicherweise bei der Bearbeitung der Dünnschliffe.

## LITERATUR

GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar

NGT = Norsk geologisk tidsskrift

SGU = Sveriges geologiska undersökning

- ASKLUND, B., 1956: Minutes from the Conference on Eocambrian, Extent and Subdivision. — NGT 36, S. 86—87, Oslo.
- 1938: Hauptzüge der Tektonik und Stratigraphie der mittleren Kaledoniden in Schweden. — SGU C 417, Stockholm.
- 1946: En återblick på den svenska fjällkedjeforskningen. GFF 68:2, S. 212—250, Stockholm.
- 1946: Oldenskollan — ett av de viktigaste elementen i Jämtlands överskjutningstektonik. — GFF 68:2, S. 383—386, Stockholm.
- 1951: Fjällkedjans skollteknik. — GFF 73:1, S. 85—99, Stockholm.
- 1959: Aktuella utvecklingslinjer inom fjällkedjan. — GFF 81:4, S. 716—726, Stockholm.
- 1960: Studies in the Thrust Region of the Southern Part of the Swedish Mountain Chain. — Guide to excursions nos. A 24 and C 19. Internat. Geol. Congr., 21 st Session, Norden, Stockholm.
- ASKLUND, B., und THORSLUND, P., 1935: Fjällkedjerandens bergbyggnad i norra Jämtland och Ångermanland. — SGU C 382, Stockholm.
- ASKLUND, B., und MARKLUND, N., 1954: Aktuella skandinaviska fjällproblem. — GFF 76:1, S. 103—167, Stockholm.
- COCKS, L. R. M., TOGHILL, P., und ZIEGLER, A. M., 1970: Stage Names within the Llandovery Series. — Geol. Mag. 107:1, S. 79—87, Cambridge.
- DU RIETZ, T., 1960: Tectonic conditions in the front range of the Swedish Caledonian in Central Norrland. — SGU C 568, Stockholm.
- ELLES, G. L., und WOOD, E. M. R., 1918: A monograph of British Graptolites, Parts 1—12. — Mon. Palaeont. Sec., Lond., London.
- FRÖDIN, G., 1916: Einige Beobachtungen über den Oldengranit und die subkambrische Denudationsfläche innerhalb der kaledonischen Faltenzone in Jämtland. — Bull. Geol. Inst. Uppsala 13, S. 233—286, Uppsala.
- 1922: Über die Geologie der zentral-schwedischen Hochgebirge. — Bull. Geol. Inst. Uppsala 18, S. 57—197, Uppsala.
- GEE, D. G., 1972: The regional context of the Tåsjö uranium project, Caledonian front, Central Sweden. — SGU C 671, Stockholm.
- HELFRICH, H. K., 1967: Ein Beitrag zur Geologie des Åregebietes aus dem zentralen Teil der schwedischen Kaledoniden. — SGU C 612, Stockholm.
- HÖGBOM, A. G., 1920: Geologisk beskrivning över Jämtlands län. — SGU C 140, Stockholm.
- KULLING, O., 1942: Grunddragen av fjällkedjerandens bergbyggnad inom Västerbottens län. — SGU C 445, Stockholm.
- 1951: Spår av Varangeristiden i Norrbotten. — SGU C 503, Stockholm.
- 1955: Den kaledoniska fjällkedjans berggrund inom Västerbottens län. — In GAVELIN, S., und KULLING, O., Beskrivning till karta över Västerbottens län. SGU Ca 37, S. 103—296, Stockholm.
- LINDSTRÖM, M., 1961: Beziehungen zwischen Kleinfaltenvergenzen und anderen Gefügemerkmalen in den Kaledoniden Skandinaviens. — Geol. Rdsch., 51, S. 144—180, Stuttgart.
- MAGNUSSON, N. H., THORSLUND, P., BROTZEN, F., ASKLUND, B., und KULLING, O., 1962: Beskrivning till karta över Sveriges berggrund. — SGU Ba 16, mit einer Karte in 3 getrennten Blättern 1:1 000 000, Stockholm.
- NIKITIN, J. F., 1971: The Ordovician system in Kazakhstan. — MEM. B. R. G. M. 73, S. 337—343, Paris.
- SANDER, B., 1948: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper I — III — X, Springer Verlag, Wien.
- SKEVINGTON, D., 1969: The classification of the Ordovician System in Wales. — Reprint "The Pre-Cambrian and Lower Palaeozoic Rocks of Wales", ed. Alan Wood, Univ. Wales Press, S. 161—179.
- STRAND, T., und KULLING, O., 1972: Scandinavian Caledonides. — John Wiley & Sons Ltd, London.

- STRECKEISEN, A.L., 1967: Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. — N. Jb. Miner., Abh. 107:2, S. 144—214, Stuttgart.
- STRÖMBERG, A., 1955: Zum Gebirgsbau der Skanden im mittleren Härjedalen. — Bull. Geol. Inst. Uppsala 35, S. 199—243, Uppsala.
- 1971: Den skandinaviska fjällkedjan i svensk geologisk forskning under de senaste decennierna. — GFF 93, S. 270—287, Stockholm.
- THORSLUND, P., 1940: On the Chasmops Series of Jemtland and Södermanland (Tvären). — SGU C 436, Stockholm.
- 1946: Oldenskollan, ett diskussionsinlägg. — GFF 68, S. 373, Stockholm.
- THORSLUND, P., und ASKLUND, B., 1935: Stratigrafiska och tektoniska studier inom Föllingeområdet i Jämtland. — SGU C 388, Stockholm.
- THORSLUND, P., und JAANUSSON, V., 1960: The Cambrian, Ordovician and Silurian in Västergötland, Närke, Dalarna and Jämtland, Central Sweden. — Guide to excursions nos. A 23 and C 18, Internat. Geol. Congr., 21 st Session, Norden, Stockholm.
- TÖRNEBOHM, A.E., 1896: Grunddragen av det centrala Skandinaviens bergbyggnad. — Kungl. Svenska Vet.-Ak. Handl., 28:5, Stockholm.

Geologische Karte des  
ÄLVIKEN-HOTAGEN-GEBIETES  
in Jämtland (Schweden)

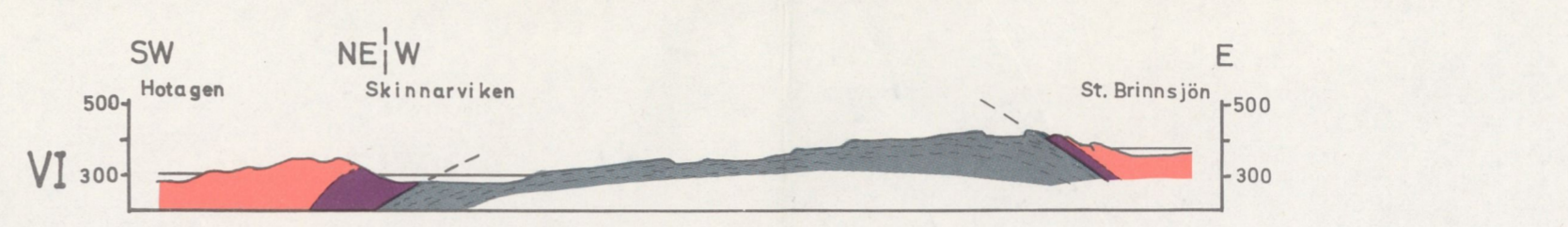
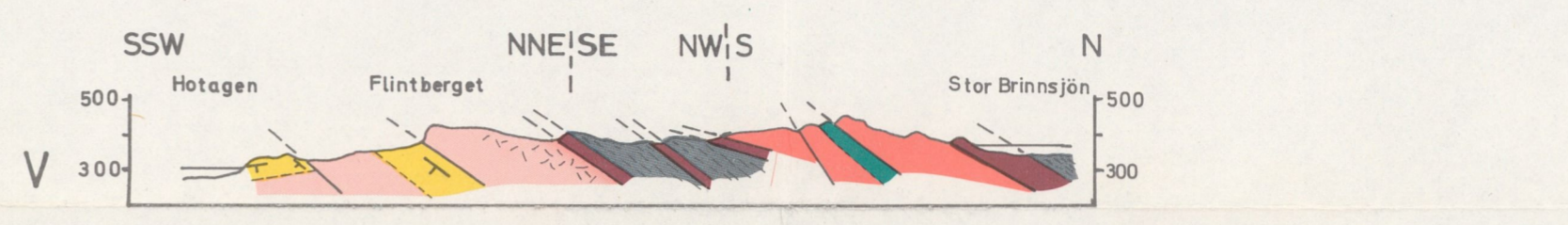
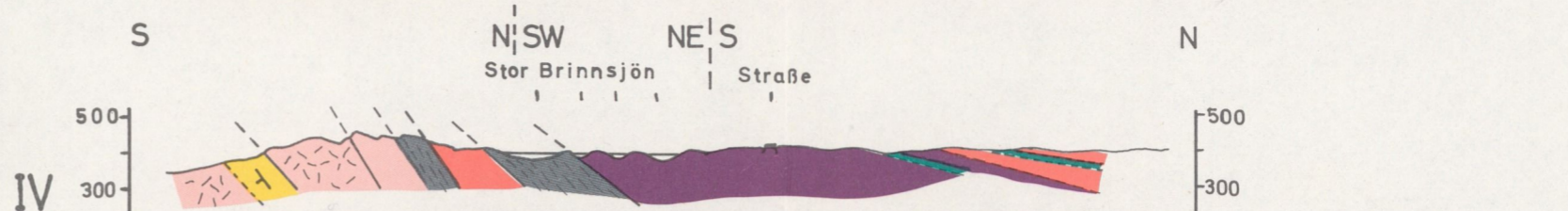
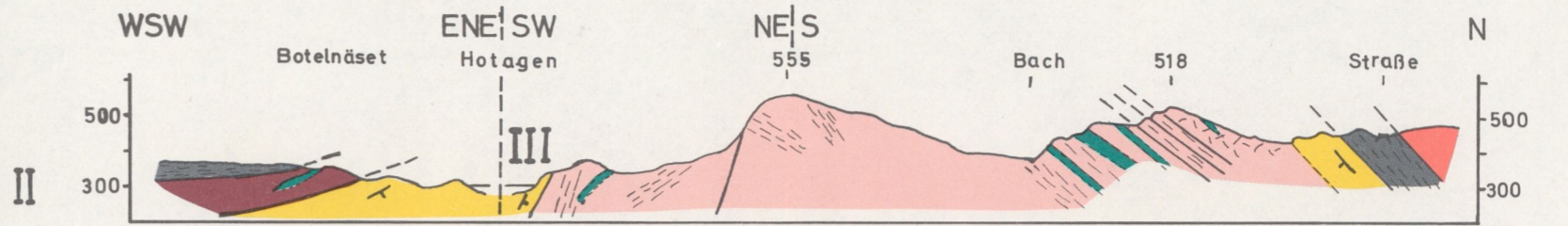
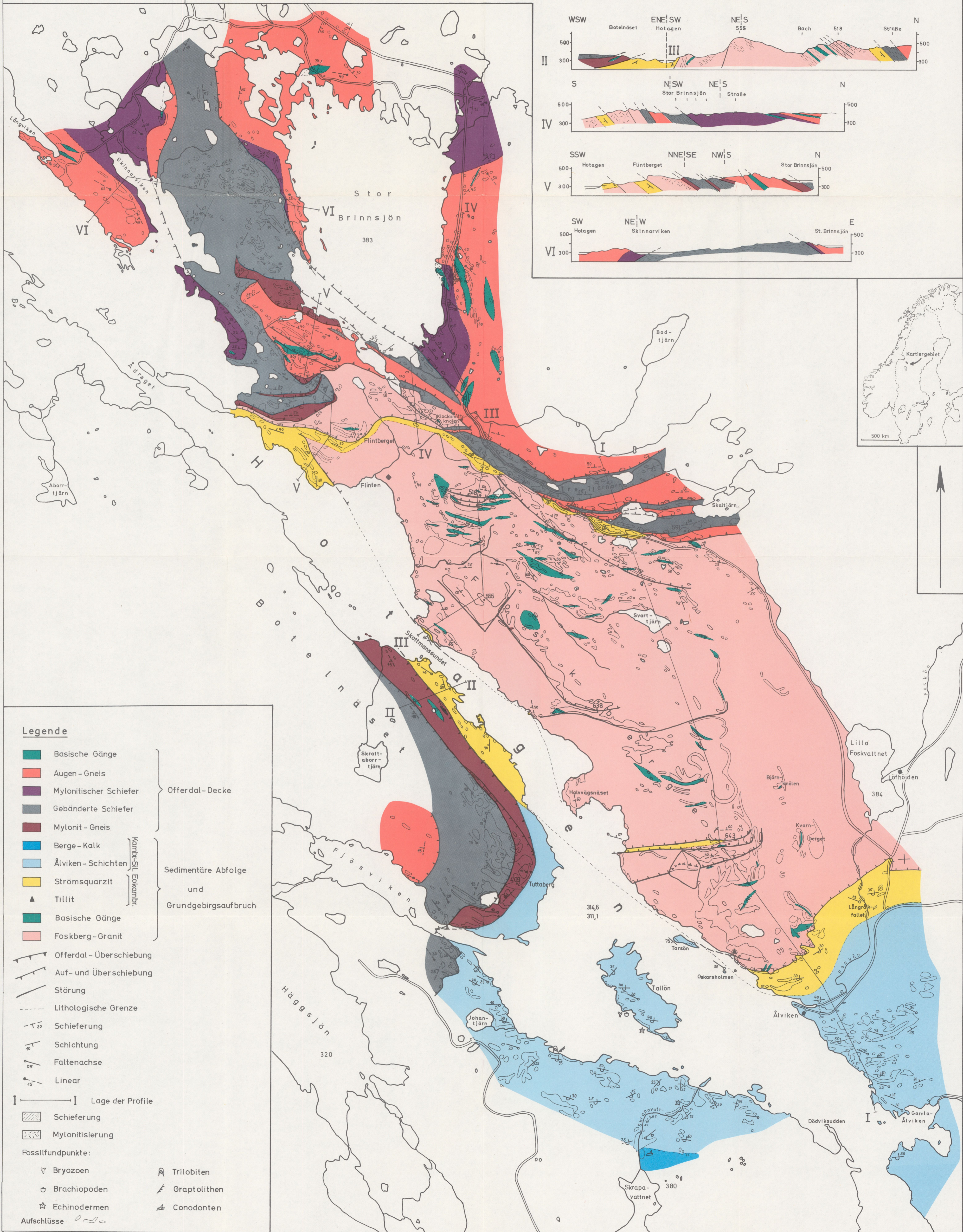
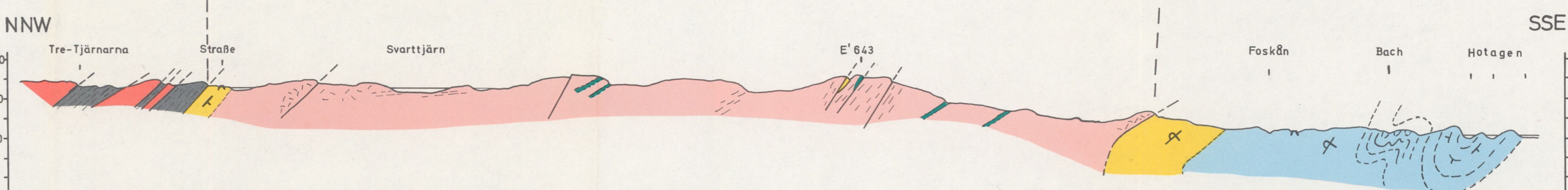
Volker Schenk (1972)

0 1 km  
1 : 20 000

Offerdal - Decke

Grundgebirgsaufbruch am Hotagen - See

Sedimentäre Abfolge



Legende

- Basische Gänge
  - Augen - Gneis
  - Mylonitischer Schiefer
  - Gebänderte Schiefer
  - Mylonit - Gneis
  - Berge - Kalk
  - Älviken - Schichten
  - Strömsquarzit
  - Tillit
  - Basische Gänge
  - Foskberg - Granit
- Offerdal - Überschiebung  
 Auf- und Überschiebung  
 Störung  
 Lithologische Grenze  
 Schieferung  
 Schichtung  
 Faltenachse  
 Linear
- Lage der Profile  
 Schieferung  
 Mylonitisierung
- Fossilfundpunkte:
- Bryozoen
  - Brachiopoden
  - Echinodermen
  - Trilobiten
  - Graptolithen
  - Conodonten
- Aufschlüsse

PRISKLASS G

Distribueras genom

**LiberKartor**

162 89 VÄLLINGBY

Växjö 1975 C Davidsons Boktryckeri AB

Printed in Sweden

ISBN 91-7158-082-4