

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C.

Avhandlingar och uppsatser.

N:o 417.

ÅRSBOK 32 (1938) N:o 7.

HAUPTZÜGE DER TEKTONIK
UND STRATIGRAPHIE DER MITTLEREN
KALEDONIDEN IN SCHWEDEN

VON

B. ASKLUND

MIT 1 TAFEL

Pris 2.00 kr.

STOCKHOLM 1938

KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER

382172

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C.

Avhandlingar och uppsatser.

N:o 417.

ÅRSBOK 32 (1938) N:o 7.

HAUPTZÜGE DER TEKTONIK
UND STRATIGRAPHIE DER MITTLEREN
KALEDONIDEN IN SCHWEDEN

VON

B. ASKLUND

MIT 1 TAFEL

STOCKHOLM 1938
KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER
382172

I N H A L T.

	Seite
Einleitung	5
I. Mittleres und südliches Jämtland	19
1. Das Vorland der Kaledoniden und das autochtone Kambrosilur	19
2. Die jämtländischen Decken	28
3. Die Föllinge-Scholle	34
4. Die Olden-Scholle	42
5. Die Offerdal-Scholle und die grosse Seve-Scholle	54
II. Nördliches Jämtland und Ängermanland	56
1. Das Vorland der Kaledoniden und seine jungpräkambrischen und kambrosilurischen Sedimente	56
Das Tásjötal in Ängermanland	58
Das Autochton Harrsjöns, Storåns und Lidsjöbergs in Jämtland	72
Das Autochton des südlichen Lapplands im Flusstal des Långseleån und Korpån	73
2. Die Kambrosilur-Scholle des nördlichen Jämtlands und Ängermanlands	73
3. Die Strömquarzit-Scholle	75
4. Die Granitmylonit-Scholle	78
5. Die grosse Seve-Scholle.	79
Zusammenfassende Übersicht und Schlussfolgerungen	80
Stratigraphische Übersicht	81
Das Algonk	81
Das Kambrosilur	84
Kambrium	85
Ordovizium	87
Silur	89
Die Tektonik	90
Litteraturverzeichnis	97
Tafel I	99

Einleitung.

(Literaturverzeichnis S. 97 und in den dort zitierten Arbeiten.)

In der geologischen Wissenschaft finden wir viele Beispiele von Veränderungen in der Auffassung betreffs der Hauptprobleme der Geologie. Von Zeit zu Zeit wird eine gewisse Meinung zu einem Glaubensbekenntnis, auf dessen Altar nicht nur die unsicheren und sich widersprechenden Ergebnisse einer früheren Ansicht verbrannt werden, sondern richtige ältere Erkenntnisse werden sogar geopfert.

Das skandinavische Hochgebirgsproblem bietet ein bezeichnendes Beispiel des dialektischen Entwicklungsganges unserer Wissenschaft. Sogar die grosszügige Theorie Törnebohms von den weiten Überschiebungen der kaledonischen Gross-Schollen, die dem internationalen Publikum von Högbom in seinem Fennoskandia (Handbuch der regionalen Geologie) ausserordentlich klar wiedergegeben worden ist, wurde schon während des zweiten Jahrzehnts unseres Jahrhunderts von der »allgemeinen Kritik« abgelehnt, und während des dritten Jahrzehnts scheint die einmal so fesselnde Theorie beinahe ganz aufgegeben worden zu sein. Die zusammenfassenden Lehrbücher registrieren die Ansichtsänderungen.

Um ein zusammengedrängtes Bild der neuen Meinungen zu geben, wählen wir zuerst das ausgezeichnete Referat Bubnoffs (Geologie von Europa II: 1 S. 32 ff.).

»Das Grundproblem des norwegischen Hochgebirges besteht darin, dass man eigentlich überall — vom Hardangerfjord im Westen bis Finnmarken im äussersten Norden — immer wieder der charakteristischen Umkehrung der Metamorphose begegnet, indem auf der Grundgebirgsoberfläche und ihrer wenig metamorphen Kambrosilurdecke östlicher Fazies eine Serie hochmetamorpher Gesteine aufliegt, deren Position als Hangendes unter normalen Verhältnissen unverständlich ist. Das Problem dieser Lagerungsumkehr ist nicht nur auf das kaledonische Gebirge beschränkt; es besitzt grundlegende Bedeutung für die Geologie eines Faltengebirges überhaupt und die hier erzielten Ergebnisse können für unsere gesamte tektonische Auffassung massgebend werden.

Die Auffassung und Deutung hat mehrfach gewechselt. Solange man früher die Lagerung als normal ansah und daher die metamorphe Serie als Jüngstes ansprechen musste, stand man vor einem Rätsel, welches schlechthin nicht deutbar war. Der grosse Fortschritt wurde durch die Arbeiten Törnebohms gebracht (I, 59, 60). Unter Hinweis auf die Tatsache, dass an der Grenze von

nichtmetamorphem und hochmetamorphem Paläozoikum meist ein Horizont mylonitischer, stark zerriebener Gesteine nachzuweisen ist, kam er dazu, die Lagerung durchweg als verkehrt zu bezeichnen und die hangende metamorphe und daher fossilfreie Gruppe (Åreschiefer, Sevegruppe) als alt anzusehen — dem Grundgebirge oder zum mindesten der Sparagmitformation entsprechend. Törnebohm nahm an, diese metamorphe Basis sei durch horizontale Verfrachtung bis zu 140 km weit über das normal gelagerte Grundgebirge und östliche Silur geschoben worden — vorwiegend nach SO. Inverse Bewegungen nach NW sind höchstens in Westnorwegen nachzuweisen. Die Wurzel dieser Überschiebungsmasse läge eben in der Geosynklinale, für das zentrale Gebiet (Jämtland) etwa am Ostrande der Trondhjemer Mulde.

Während in Schweden diese Auffassung lange Zeit herrschend war, hat man sich in Norwegen ihr gegenüber eigentlich immer skeptisch verhalten, und die grosse Modifikation in der Auffassung, welche im letzten Jahrzehnt zu bemerken ist, ging von Norwegen aus (Broegger, Goldschmidt, Th. Vogt, Høltedahl u. a.); in Schweden haben sich Gavelin, Quensel und Frödin in den letzten Jahren auch der neuen Auffassung angeschlossen.

Da das Problem prinzipiell überall gleich ist, kann es in den Grundzügen zunächst allgemein skizziert werden.

Eigentümlich ist das Verhalten des Grundgebirges — es ist von der Faltung des kaledonischen Gebirges nur wenig betroffen worden, im Vorland überhaupt nicht. Die alte präkambrische Denudationsfläche kann heute noch lange Strecken in unveränderter Ebenheit verfolgt werden. Bei Annäherung an das kaledonische Falten-system sinkt sie dann plötzlich in scharfer Biegung, aber eigentlich ohne Bruch, unter dasselbe ein. Die heutige Höhenlage ist derart, dass diese Grundgebirgsfläche kaum tiefer liegt, als das angrenzende Faltengebirge, unter dem sie aber erst in einigen 1000 m Tiefe zu suchen wäre. Das kaledonische Gebirge liegt also auch heute noch in einer Versenkungszone — in einem »Faltengraben« (Goldschmidt, I, 21).

Aus diesem Faltengraben stammen sicher die im vorigen Abschnitt geschilderten Intrusivgesteine, welche dann aktiv plutonisch oder passiv tektonisch über das altkristalline Vorland und seine nichtmetamorphe Decke geschoben wurden. Eine andere Frage ist aber, ob die mit den Eruptivgesteinen wechselagernden hochmetamorphen Sedimente ebenfalls eine Fernverfrachtung durchgemacht haben.»

Um die letztere Frage in dem »neuen« Sinn zu verstehen, soll hier das Metamorphosenschema Goldschmidts angeführt werden. Es berührt besonders die südwestlichen Teile der Kaledoniden (Stavangergebiet usw.), ist aber später auch für deren mittlere Teile entwickelt worden (Th. Vogt, P. Quensel, O. Kulling u. a.):

»Aussen (SO): Tonschiefer mit kolloidaler Grundmasse und rein mechanischer Verschieferung; 50—70 km.

Phyllite (Quarz, Muscovit, Chlorit); 30—80 km.

Biotitschiefer (Quarz, Muscovit, Biotit); 20—50 km.

Granatglimmerschiefer; 10—35 km.

Gefeldspatete Glimmerschiefer.

Innen (NW): Injektionsgneise.»

»Die Metamorphose ist also postkambrisch, durch Versenkung in den Faltengraben und Emporpressung der kaledonischen Intrusiva hervorgebracht¹; es entfällt somit jeder Grund, die metamorphe Serie als präkambrisch zu betrachten.

Damit ist aber die Erscheinungsform dieser Serie noch nicht ganz zureichend erklärt. Eine starke Durchbewegung ist ja nicht zu bestreiten und es steht ausser Zweifel, dass die kaledonischen Eruptivmassen eben längs den grossen Bewegungsfugen injiziert worden sind. Dabei sind sie und der begleitende Kontakthof gelegentlich von der Förderzone abgerissen worden, so dass der alte Zusammenhang gar nicht mehr sichtbar ist — an der Basis der bewegten Masse haben sich dann die ausgedehnten Mylonithorizonte ausgebildet². Im Gegensatz dazu sind die jüngeren Eruptiva zum Teil noch in situ erhalten. Eine musterhafte Schilderung dieser Verhältnisse hat Goldschmidt aus dem Stavangergebiet gegeben, wo gerade die Übergänge zwischen Förderung und mechanischem Transport sichtbar sind (I, 26).

Man kommt hiermit zu der besonders von Gavelin, Quensel und Frödin hervorgehobenen Anschauung, dass nicht die Intrusion allein, sondern Intrusion verbunden mit Bewegung zu der Bildung der grossen metamorphen Komplexe beigetragen hat und zwar gilt das besonders für die mächtigen, von Amphiboliten durchsetzten Komplexe der Seveschiefer, wie sie von Jämtland bis nach Lappland am Ostrande des Gebirges verbreitet sind (I, 15, 17, 51).

Die neue Auffassung lässt sich also dahin präzisieren, dass die hangende metamorphe Serie nicht unbedingt älter ist, als das liegende nichtmetamorphe Kambrosilur — direkte Übergänge in der Metamorphose und Fazies sind auch nachgewiesen —, und dass die Förderweite der Überschiebung jedenfalls wesentlich geringer ist, als man ursprünglich annahm. Ein Teil der metamorphen Gesteine entstammt zwar den Faltengräben und ist aus diesen in Begleitung der Eruptiva herausgepresst und auf das Vorland aufgeschoben worden; aber die tektonische Bewegung braucht nicht die früher angenommenen abnorm hohen Beträge erreicht zu haben, da der Unterschied in der Metamorphose nicht durch eine einheitliche Überschiebung, sondern durch eine Kombination von Intrusion mit Teilbewegungen im Gefüge zu erklären ist. Th. Vogt wies darauf hin, dass die Verschiebung und Streckung weitgehend der primären Schichtung parallel läuft.»

Diese Zusammenstellung gibt vor allem eine neue Auffassung der grossen »Seve«-Scholle Törnebohms. Sie ist folglich nicht eine einheitliche ältere Bildung, die diskordant über die jüngeren kambrosilurischen Sedimente übergeschoben ist, sondern ein Komplex von wesentlich oberen Kambrosilursedimen-

¹ Die Leichtflüssigkeit des wasserreichen trondhjemitischen Magmas spielt nach Goldschmidt eine entscheidende Rolle bei der weitgehenden Injektionsmetamorphose.

² Als charakteristische Erscheinung kann der von Goldschmidt untersuchte Hochgebirgsquarzit Südnorwegens betrachtet werden, der Gerölle von Jotungabbro enthält, also jünger als die Gabbroförderung ist. In einer späteren gebirgsbildenden Phase ist er aber dann von der Gabbroplatte überfahren worden (I, 25).

ten mit kaledonischen Intrusiven gemengt, die eine nach Westen stärkere thermische und dynamische Metamorphose durchgemacht hatten und zusammen mit den sie durchsetzenden Intrusiven auch Überschiebungerscheinungen — aber kleinere — aufweisen. Die Karte von H. G. Backlund und P. Quensel über den västerbottnischen Anteil der Kaledoniden (Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca. N:o 21, 1929) ist ein beachtenswertes Zeugnis für diese neue theoretische Auffassung. Im grossen und ganzen bilden die verschiedenen Sedimente eine ununterbrochene Schichtenfolge von dem östlichen Kambrosilurande bis zu den kristallinen Gebieten der schwedisch-norwegischen Grenze. Als eine Reihe von phakolithenähnlichen Flachkörpern treten gegen Westen die supponierten kaledonischen Intrusivgesteine auf, umgeben von breiten Zonen der metamorphen Sedimente, von Injektionsgneisen, Glimmergneisen, Porphyroblastschiefern, Kalksteinen und Kalksilikatfelsen. Sowohl der Gesteinsgrenze entlang als mitten in den verschiedenen Gesteinsmassen treten kleinere Überschiebungen auf, die höchstens einige Kilometer lang sind und deren Überschiebungsbewegungen maximal einige Kilometer betragen.

Die allgemeine neue Auffassung der Stratigraphie der Kaledoniden ist in der dritten Auflage des bekannten Lehrbuches Ramsays »Geologiens grunder« fixiert worden und zwar in dem von H. Backlund durchgesehenen Abschnitt G. T. Troedssons (1931)¹: »Sparagmitische Gesteine mit untergeordneten Kalksteinen, Konglomeraten, Quarziten oder Quarzsandsteinen treten in grosser Mächtigkeit längs des östlichen Randes der Gebirgsbildungen von Mjösen bis Lappland auf. Lange Zeit wurden sie als eine einheitliche Formation aufgefasst, deren Alter man als präkambrisch oder eokambrisch ansah und zwar auf Grund ihres Verhaltens in der Gegend von Mjösen, wo die Sparagmite das Liegende des Kambrosilurs bilden und scheinbar die ältesten Geosynklinalsedimente ausmachen. Die widersprechenden Lagerungsverhältnisse in den schwedischen Gebirgen mit Sparagmiten auf dem Kambrosilur wurden als Überschiebungen erklärt. Heutzutage »(1931)« steht es gänzlich ausser Zweifel, dass dieses Lagerungsverhältnis in weitem Sinne primär ist und dass deshalb die schwedischen Sparagmite äquivalente Teile des Kambrosilurs sind. In Übereinstimmung hiermit werden sie nunmehr allgemein als Flysch- oder Molassebildungen gedeutet.

Von anderem Typ mit reichlichem Einschlag von Tonschiefern und Grauwacken sind die schroffen »Seve«-Gesteine und die weichen »Köli«-Schiefer, die in der angeführten Ordnung den Sparagmiten folgen. Nachdem lange die »Köli«-Gesteine als gotländisch gedeutet worden waren, war es erst in der letzten Zeit möglich, das Alter der »Seve«-Formation mit der grössten Wahrscheinlichkeit festzulegen, nämlich so, dass sie wie die nordschwedischen Sparagmite kambrosilurisch, und zwar vermutlich meistens ordovizisch ist.»

Besonders das letzte Stück des Zitates zeigt, wie man sich diese Stratigraphie vorstellt: Zu unterst kommen hie und da eokambrische oder präkambrische Sparagmite vor; darauf folgt die im Zitat nicht besonders erwähnte kambrische Sandstein-Alaunschiefer-Abteilung, weiter das Ordovizium mit speziell reich-

¹ Hier aus dem Schwedischen übersetzt.

lichen Einschlügen von Sparagmiten und teilweise Grauwacken, Tonschiefern und ordovizischen »Seve«-Gesteinen, und daneben die im Hangenden der Lagenfolge auftretenden, als »gotländisch« gedeuteten, weichen Kölschiefer. Der Grund einer solchen Betrachtungsweise liegt vor allem in der Vorstellung, dass die generellen Transgressionen der Uranlage zur heutigen Hochgebirgszone von *Osten nach Westen* verliefen, also von einem niedrig liegenden, baltischen Gebiet bis zu einem höheren Gebiet im jetzigen Hochgebirge. Der zitierte Verfasser äussert sich betreffs der Ablagerungsverhältnisse des Orthozerenkalks (Ramsay, *Geologiens grunder*, II S. 329) folgendermassen¹: »Gegen Westen keilt der Orthozerenkalk (Bornholm, Schonen, Jämtland, Oslofeld) in der Weise aus, dass die oberen Abteilungen und teilweise die unteren durch schwarze Tongesteine mit Graptolithen ersetzt werden. Der Orthozerenkalk, der gewöhnlich hellgrau oder rot ist, nimmt bei solchem Auskeilen schwarze oder dunkelgraue Farbe an; in westlichen Gebieten, z. B. in Dalarne, sind jedoch nicht selten Teile des Orthozerenkalks von wechsellagerndem Mergel und Kalk aufgebaut. — Aus dem oben Gesagten darf man nicht den Schluss ziehen, dass das ordovizische Meer von Westen nach Osten regelmässig an Tiefe zunimmt und dass die Kalksteine zu den tieferen Teilen des Meeres gehören. Dies dürfte ebenso unrichtig sein wie die frühere Ansicht, dass die Graptolithenschiefer der Tiefsee angehörten. Dagegen scheint es sich so verhalten zu haben, dass das Geosynklinalgebiet im Westen der Platz für die mächtigste Sedimentation, aber auch der Platz für die stärkste Denudation war und den Ursprung gab für die klastischen Sedimente. Diese verbreiteten sich nach Osten mit immer stärkeren Beimengungen von Kalk.«

Diese nicht leichtverständliche Darstellung arbeitet freilich mit einem Geosynklinalgebiet im Westen auf Grund von Resultaten, die generell aus dem Studium der frühesten Anlagen der Gebirgsketten hervorgingen. Wenn man aber die Sache näher betrachtet, entpuppt sich die hypothetische Geosynklinale als eine sedimentnährende *Antiklinale* oder ein verhältnismässig hohes Vorland einer Geosynklinale, deren Tiefenzone logisch im Osten liegen muss.

Diese unklaren Darlegungen der Verteilung von Land und Meer im Beginn der Anlage der Geosynklinale beruhen auf den allgemein gehegten, fehlerhaften Vorstellungen des Verbandes zwischen baltischem und kaledonischem Kambrosilur, wie sie schon seit Beginn des geologischen Studiums der Hochgebirgszone existierten. So waren die kambrosilurischen Transgressionen vom baltischen Gebiet über das zentrale Norrland gerichtet; dort im jetzigen Hochgebirge haben sie eine Frühanlage des Kölen-Gebirges angetroffen, eine Anlage von emporragenden Hügeln des Präkambriumgebirges. Von diesen sollten die grobklastischen Sedimente, z. B. die Sparagmite, die ordovizischen Grauwacken und andere neritisch-litorale Ablagerungen der Kaledoniden herrühren. Die Auffassung einer von Südosten nach Nordwesten verlaufenden Inundation des Präkambriums während der kambrosilurischen Zeit wurde von Törnebohm und A. G. Högbom vertreten. In prononzierter Form findet sie sich besonders bei G. Frödin, der schematisch seine Meinung (1921) — siehe Fig. 1 — dar-

¹ Hier aus dem Schwedischen übersetzt.

legte. Demgemäss keilt das Kambrosilur gegen Westen aus und wird durch grobe, klastische Sparagmite ersetzt.

Eine neuere Auffassung stammt von Th. Vogt (1924), Fig. 2. Von der Verbreitung der verschiedenen unterkambrischen Horizonte ausgehend, weist Vogt

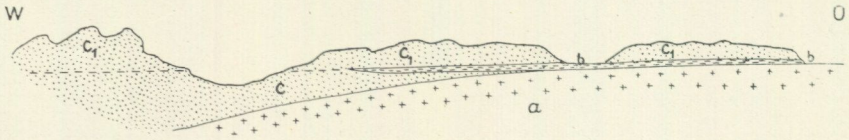


Fig. 1. Profil zwischen Skärvagen im Kirchsp. Idre und Rendals-Sälen in Norwegen. Nach G. Frödin (1921).

- a präkambrische Porphyre und Granite.
- b normale Kambrosilurfazies (meistens Kambrium).
- c unterkambrischer (eokambrischer) Sparagmit.
- c₁ jüngerer Sparagmit (Kvitvola-Etage).

darauf hin, dass das westliche Norwegen und ein zentraler Rücken in Mittelschweden von den unterkambrischen Inundationen unberührt blieben und dass die am höchsten steigende Transgression des Unterkambriums, die durch *Holmia Kjerulfi* gekennzeichnet ist, in Teilen des heutigen Hochgebirges von Westen nach Osten verlief. Wie aus Fig. 2 hervorgeht, dachte sich Vogt, dass der nördliche Teil Fennoskandias vom unterkambrischen Meer vollständig überflutet war.

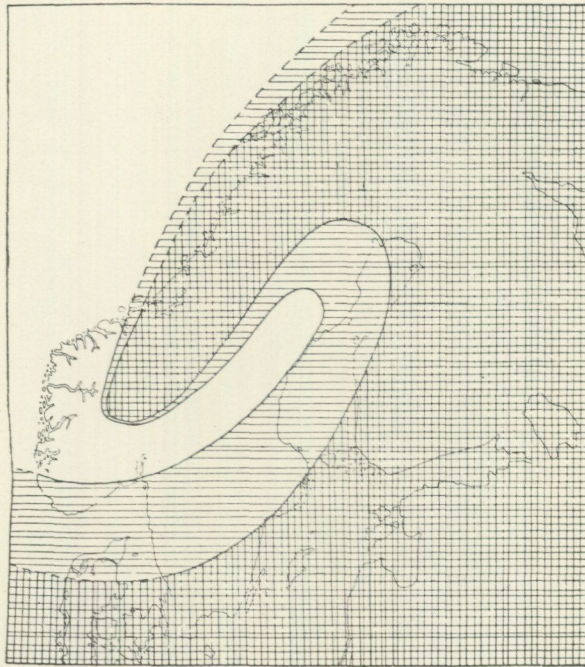


Fig. 2. Die vermutete Verbreitung der verschiedenen unterkambrischen marinen Fossilzonen. Vertikal schraffiert = die Verbreitung des Meeres zur Zeit der *Discinella holsti*. Horizontal schraffiert = *Holmia Kjerulfi*. Nach Th. Vogt (1924).

Von anderen Gesichtspunkten ausgehend, zeigte ich (1929), dass man noch heute die Uferlinie des Unterkambriums durch beinahe ganz Schweden verfolgen kann. Ich wies darauf hin, dass im südlichen Mittelschweden die weit ausgedehnte subkambrische Peneplain eine Grenze gegen die norrländische Berghügellandschaft zeigt, während gleichzeitig der unterkambrische Sandstein am Fusse der Hügellandschaft auskeilt oder sehr dünn wird. Im Inneren des alten fennoskandischen Zentralrumpfes fehlt das Unterkambrium völlig, und hier liegen jüngere kambrische oder ordovizische Sedimente direkt auf dem Urgebirge (z. B. in Dalarne, in den zentralen Teilen des Oslogebietes usw.). Die morphologische Gestalt der Grenzzone folgt meistens einem einheitlichen Schema: Die Flachebene der subkambrischen Peneplain bildet einen kurzen Streifen, an dessen Ende vereinzelte Monad-nocks auftreten, die im südlichen Norrland bis zu einer Höhe von ein oder ein paar hundert Metern emporragen. Darauf folgt die innere Hügellandschaft, deren Gipfflur ein bis vier hundert Meter über die subkambrische Denudationsfläche steigt. In Schweden treten die höchsten Partien der Hügellandschaft in dem mittleren norrländischen Küstenstrich auf, wo die subkambrische Fastebene infolge der quartären Eisdruckdeformation unter den Meeresspiegel taucht. Weiter nördlich steigt die Peneplainzone nochmals aus dem Meere heraus und bildet somit die norrbottische Küstenplattform, die in den Küstengegenden von Norrbotten eine nicht sehr breite Zone einnimmt. Wie auch A. Gavelin betont hat, bildet sie eine ausserordentlich weite bottische Küstenplattform in Nordfinland.

Im südwestlichen Schweden steigt die subkambrische Flachebene in Bohuslän noch etwa 200 m, aber wenn sie die permischen oder postpermischen Verwerfungen des Oslogebiets erreicht, fällt sie treppenförmig bis zum Meeresspiegel oder sogar noch tiefer. An der Westseite des Oslogebietes tritt sie bei dem See Eikeren etwa 20 m ü. N. N. auf und stösst hier (Asklund 1934) gegen das steil emporragende subkambrische Festland von Telemarken und den zentralen Teil des südnorwegischen Grundgebirges, das offenbar ursprünglich auch viel höher als das mittelnorrländische Grundgebirge über die unterkambrische Uferzone emporragte.

Wenn also das morphologische Bild der Verbreitung des Unterkambriums in der südöstlichen Fennoskandia auf eine bestimmte Grenze der baltischen Inundation hinweist, müssen wir logisch eine Ostgrenze der unterkambrischen Inundation des nordwestskandinavischen unterkambrischen Meeres erwarten. Besonders das Storsjögebiet in Jämtland zeigt in logischer Konsequenz mit dieser Schlussfolgerung eine mit der ostnorrländischen analoge morphologische Ausbildung bezüglich der östlichen Kambrosilurgrenze. Die Verhältnisse liegen noch deutlicher als in Südschweden; der autochtone Rand des Kambrosilurs ist ja in Jämtland ganz nahe bei der rasch emporsteigenden Urgebirgsküste der unterkambrischen Transgression aufgeschlossen. Im Locknegebiet, wo G. Frödin (1920) eine richtige Deutung des hügelreichen subkambrosilurischen Reliefs gegeben hat¹, tritt das Monad-nock-reiche Grenzgebiet des kambrosilu-

¹ C. Wiman (1899) war der merkwürdigen Auffassung, dass das hügelige Vorland im Locknegebiet aus tektonisch gebildeten Kleinhorsten besteht. Er dürfte mit dieser Auffassung allein dastehen.

rischen Ufers auf. Dieses Grenzgebiet ist von litoralen und neritischen Sedimenten des Kambrium-Ordoviziums eingehüllt, und besonders P. Thorslund konnte eine ganze Reihe von Konglomerateinlagerungen mit Sedimentationslücken als ganz charakteristische Flachseesedimentationszyklen des Kambrosilurs aufweisen (1933). Die Monad-nock-Landschaft ist teilweise auch von jüngeren Sedimenten freigelegt, oder die Monad-nocks kommen streckenweise so spärlich vor, dass eine ganz kurze, aber ausserordentlich prägnante Flachebene der subkambrischen Peneplain sich unmittelbar längs der Ruinen des alten kambrosilurischen Kontinentalrumpfes erstreckt, deren Gipfflur, wahrscheinlich die uralte subjotnische Peneplain, sich einhundert oder sogar mehrere hundert Meter über die subkambrische Flachebene erhebt. Aus den später gegebenen Profilen geht hervor, dass die subkambrische Fastebene am Fusse des Rumpfes aufhört und sich nicht — wie G. Frödin und andere vermutet haben — über das ganze innere Norrland ausbreitet.

Die Fastebene liegt bei Storsjön in Jämtland am tiefsten, nämlich etwa 300—350 m ü. N. N., steigt dann aber sehr schnell, sowohl gegen Süden als gegen Norden, an. In Härjedalen, südlich von Jämtland, und in den nördlichen Teilen Dalarnes steigt sie bis 700 à 800 m ü. N. N., und noch höher in den angrenzenden Teilen Norwegens, wo sie aber in der Gegend vom Mjösen-See durch die permischen Verwerfungen stufenweise bis zur tiefsten Lage von etwa 200—225 m hinabsinkt. Diese Senkung einer ursprünglich horizontalen Fläche deutet darauf hin, dass die permische Einsenkung im nördlichen Teil des Oslogebiets maximal etwa 600—800 m beträgt.

Die kleine Kartenskizze, Fig. 3, veranschaulicht übersichtlich die oben erwähnten Hauptelemente, so weit sie hier in Betracht kommen. Die Ziffern längs des zentralfennoskandischen, unterkambrischen Kontinentalrumpfes bezeichnen die jetzige Lage des ursprünglich horizontalen Maximalufers des Unterkambriums. Das Ufer erreicht im westlichen Norwegen (Dovre-Hardangervidda), sowie im nördlichen Schweden (Sarek-Gebiet) seine Maximalerhöhung; gegen Südosten fällt die Fläche gegen das Baltikum rasch ab, ein prägnantes Zeichen von der postkaledonischen Schrägstellung Skandinaviens gegen das nordatlantische Meer hin. Die Kursivziffern und die feingestrichelten Kurven deuten die quartäre Deformation von Zentral-Fennoskandia an.

Das Resultat der obigen Analyse gibt offenbar neue und leichter verständliche Erklärungen zur ganzen Geosynklinalfrage der skandinavischen Kaledoniden.

Wir erhalten folgendes Bild:

Im Unterkambrium bewegte sich eine weitgehende Meerestransgression von Südosten gegen Nordwesten über den baltischen Schild und zwar über das südliche Schweden und die Meeresküsten Finnlands. Die Mächtigkeit des Unterkambriums nimmt auf dem südschwedischen Flachlande rasch ab und keilt gegen Nordwesten, der morphologisch sichtbaren subkambrischen Peneplaingrenze entlang, ganz aus. Folgende Ziffern sind beleuchtend:

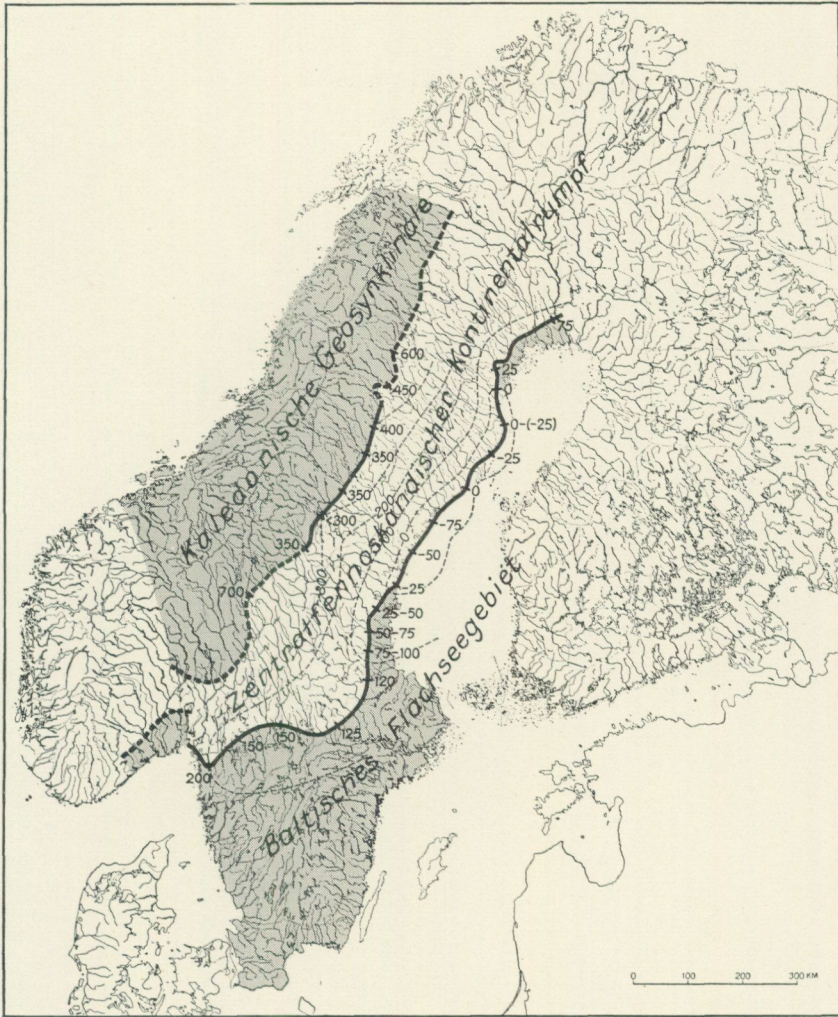


Fig. 3. Die Hauptelemente der unterkambrischen Kontinent- und Meerverteilung Fennoskandias. — Nach Asklund (1929).

Estland—Russland	110—170 m
Gotland (Visby)	104 m
Schonen	etwa 100 m
Ost- und Westgotland	30—40 m
Dalarne (Siljangebiet)	0 m
Langesund—Skien (Norwegen) etwa	10 m

Von dem Paleootlantik ging gleichzeitig eine Transgression von Nordwesten nach Südosten aus und kulminierte am westlichen Fusse des Kontinentalrumpfes. Wie eine trennende Mauer durchquerte der Kontinentalrumpf in

SW—NO-Richtung ganz Fennoskandia vom südwestlichen Norwegen bis wenigstens zur Kola-Halbinsel.

Der Rumpf hatte vom Oslofeld bis wenigstens zum heutigen Kambrosilurgebiet der Siljangegend in Dalarne eine flache Senke, die während späterer Transgressionen des Mittel- und Oberkambriums, des Ordoviziums und des Silurs überflutet wurde, wodurch besonders das Oslofeld und das Siljangebiet eine faunistische Zwischenstellung zwischen der nordskandinavischen und der baltischen Provinz einnehmen müssen. Sedimentpetrographisch wird die überflutete Schwelle — z. B. während der Sedimentierung der Orthozerenkalkstufe — durch echte Kalksteine gekennzeichnet; sie enthalten jedoch viel mehr toniges Material beigemengt als die entsprechende baltische Stufe. Gegen Norden und Nordwesten treten die Kalksteine allmählich zurück und werden durch Schiefer, Quarzite oder sogar Grauwacken ersetzt. Wahrscheinlich können wir in diesen grossen sedimentpetrographischen Veränderungen ein Resultat der Arbeit der Meeres-Strömungen erkennen; diese Strömungen verebben vom Paleobaltikum besonders nach Norden oder werden durch atlantisch-arktische Ströme aufgehoben.

Bei den vom Verf. 1931 vorgenommenen Neuuntersuchungen über das jämtländische Kambrosilur hat es sich immer wieder gezeigt, dass sein Entwurf von 1929 über den östlichen Geosynklinalrand der Kaledoniden ein Grundprinzip zur Deutung der kambrosilurischen Sedimentation ausmacht. Wie unten angeführt werden soll, hat sein Mitarbeiter, Dr P. Thorslund, der besonders den autochtonen Kambrosilurrand im Storsjögebiet studiert hat, eine interessante Entwicklung dieses Grundthemas darlegen können.

So erhebt sich nun die Frage der weiten Überschiebungen. Glücklicherweise enthält das leicht zugängliche Gebiet des Wemdalquarzits in Jämtland, Härjedalen und Dalarne eine Reihe von Lokalitäten, die die unmittelbare Schlussfolgerung erlauben, dass die weiten Überschiebungen unwiderlegbare Tatsachen sind. Die unten angeführten Lokalitäten von Tossåsen und Storhallen (im Kirchspiel Åsarne) zeigen besonders schön, wie eine mächtige Scholle über den autochtonen Kambrosilurrand übergeschoben ist. Im südlichen Jämtland kann man mit einer Minimalausdehnung der Überschiebung von etwa 40 km rechnen. Hier liegt der Wemdalquarzit besonders deutlich auf der kambrosilurischen Unterlage und enthält auch präkambrische Eruptive, die einst Unregelmässigkeiten seiner präkambrischen Unterlage bildeten. Gleichzeitig mit den Untersuchungen des Verf:s hat Dr. N. Zenzén (1931, Zenzén 1932) gefunden, dass die Überschiebung des Wemdalquarzites mit eingemengten Granitpartien im nördlichen Dalarne wenigstens 30—40 km betragen muss. Die späteren Untersuchungen vom Verf. und von P. Thorslund (Asklund und Thorslund 1935a) bezüglich der petrographisch identischen Strömsquarzit-Scholle im nördlichen Jämtland und in Ångermanland zeigen eine Minimallänge von 40 km und eine auf unten angeführte Berechnungen gestützte, wahrscheinliche Länge von 80 bis 120 Kilometern.

Es dürfte also sicher sein, dass die alte Quarzitscholle eine bedeutende Über-

schiebungsweite besitzt. Ganz à priori muss man dann voraussetzen, dass die Gross-Scholle — die »Seve«-Scholle Törnebohms — ebenfalls eine grosse Überschiebungsweite haben muss, denn sie lagert ja teilweise, SW von Storsjön, über der Quarzit-Scholle. Im mittleren Jämtland liegen ausserdem die halbinselförmige Partie der Gross-Scholle, die Offerdal-Scholle, und die freiliegende Platte der kleinen Alsen-Scholle wenigstens 30 km von den mehr zusammenhängenden Partien der »Seve«-Scholle entfernt. Letztere weist schon im schwedischen Teil der Kaledoniden eine Überschiebungsgrenze gegen die liegenden Kambrosilursedimente in einer Weite von 60—70 km auf. Diese Verhältnisse fallen zugunsten der Törnebohmschen Ziffern für die Überschiebungslänge, die er maximal auf etwa 130 km schätzte.

Es bleibt uns noch übrig, die Tektonik des östlichen Kambrosilurfeldes darzustellen. Besonders durch die früheren Untersuchungen C. Wimans hat sich die Auffassung eingebürgert, dass das Kambrosilurfeld eine flache, undulierende Faltung haben dürfte. Andere tektonische Erscheinungen sollen sich nur auf ganz unbedeutende Überschiebungen oder kleine Verwerfungen beschränken, die besonders am Rande des Kambrosilurgebiets auftreten. Eine gewissermassen abweichende Auffassung von der Tektonik des Kambrosilurfeldes geben die Profile A. G. Högboms von Offerdal (1909, Pl. 2, Fig. 4 und 7), in denen mehrere kleinere Überschiebungen in den oberordovizischen und silurischen Schichtenfolgen eingezeichnet sind.

Bei der 1931 neu aufgenommenen geologischen Kartierung von Jämtland war es mir schon klar, dass die alte Auffassung der Tektonik des Kambrosilurs nicht befriedigend war. Profilaufnahmen in dem Lockne-Gebiet und am westlichen Ufer des Storsjön zeigten schon 1931 und 1932, dass die kambrosilurische Schichtenfolge längs relativ breiter Zonen eine ausgeprägte Schuppenstruktur besitzt. Diese weisen Wiederholungen der Schichtenfolge auf, z. B. von charakteristischen, spätpräkambrischen Quarziten mit den auf ihnen ruhenden kambrischen Lagen und dem Orthozerenkalk am westlichen Ufer des Storsjön. Bei neuen Aufnahmen im Locknefeld und auf den zentralen Inseln des Storsjön, die ich zusammen mit Dr. P. Thorslund während des Sommers 1933 ausführte, ergab es sich, dass das Kambrosilurfeld eine wirkliche Gross-Schuppen- oder Schollentektonik besitzt. Im Eisenbahnprofil westlich von Lockne schiebt sich bei dem kleinen Bahnhof von Skute das Kambrium über die autochtone Serie der Chasmpopsetage. Die *Skute-Scholle* ist übrigens stratigraphisch vielfach gegliedert und enthält, wie Thorslund später nachweisen konnte, auch silurische Kalksteine der Pentamerusabteilung. Die Skute-Scholle besitzt nach einer ungefähren Berechnung eine Schichtenfolge mit der Mächtigkeit von ca. 200—300 m. Sie ist bei Bjärme, kaum 5 km von der Skute-Überschiebung entfernt, von einer neuen Scholle, der *Bjärme-Scholle*, überschoben. Letztere enthält ebenfalls wieder tiefere Horizonte des Kambriums, die auf silurischem Kalkstein ruhen. Die Bjärme-Scholle umfasst sogar oberordovizische Kalksteine und Schiefer.

Westlich der Bjärme-Scholle tritt die Überschiebungszone der *Sunne-Scholle* in der Gegend von der Sunne-Kirche hervor. Nach einer neuerdings publi-

zierten Studie von P. Thorslund sollen zwischen die Bjärme-Scholle und die Sunne-Scholle noch drei schmalere Schollen eindringen. Es scheint aber, dass wir es in diesem Falle mit Imbrikationen der Front der Sunne-Scholle zu tun haben.

Auf Verkön und Norderön, den zentralen Inseln des Storsjön, findet sich eine sehr deutliche Überschiebung; besonders auf Verkö sieht man, wie das Kambrium mit fossilreichen Stinkkalkknollen auf dem mächtigen Pentameruskalk der Sunne-Scholle ruht. Die »Überschiebungsfläche« ist kaum bemerkbar, und ohne die entscheidenden Fossilien könnte man sogar vermuten, dass eine konkordante Schichtenfolge vorliegen würde.

Im mittleren Teil des jämtländischen Kambrosilurgebiets sind in den Profilen zwischen Storhögen und Föllinge mehrere Überschiebungszonen zu beobachten. Besonders deutlich tritt im Flusstal von Härkan, südlich von Högbroforssen, eine bedeutende Überschiebung zutage, an der ein reichentwickeltes und mächtiges Kambrium über die Chasmopsetage geschoben ist. Dieses Kambrium gehört zu einer mächtigen Scholle, die möglicherweise der südlichen Sunne-Scholle entspricht. Sie kulminiert stratigraphisch mit dem wahrscheinlich silurischen Quarzithorizont des Klumpen, Brattåsen und Höljebohögen südöstlich von Föllinge. Hier ist die bisher als grösste angesehene Kambrosilurscholle — die *Föllinge-Scholle* — der eben genannten Scholle übershoben, wie dies früher vom Verf. und von P. Thorslund in einer Abhandlung (1935 b) geschildert wurde. Durch Neuaufnahmen rings um die grosse, kristalline Offerdal-Scholle gelang es dem Verf., noch eine grosse Scholle des Kambrosilurs abzutrennen, die er *Olden-Scholle* nennen will. Sie enthält, wie unten beschrieben werden soll, eine Schichtenreihe des Kambrosilurs, mit einer weit abweichenden Fazies und ruht (wie schon aus Untersuchungen G. Frödins hervorgeht) auf dem grossen Grundgebirgsfenster des Oldenmassives. Längs dieses Massivrandes kann man die wechselnden Basisablagerungen des Kambrosilurs in verschiedenen Aufschlüssen studieren; es besteht kein Zweifel, dass die Kambrosilurbildungen der Olden-Scholle auf den hoch emporsteigenden Graniten und Porphyren des weit ausgedehnten Oldenmassives ruhen. Die deutliche Überschiebungsgrenze zwischen dem Kambrosilur der Olden-Scholle und der liegenden Föllinge-Scholle beweist somit, dass das grosse »Urgebirgsfenster« des Oldenmassives nicht als »autochtones« Grundgebirge aufzufassen ist, wie man früher immer behauptet hat, sondern zu einem riesigen allochthonen Stück des Grundgebirges gehört. Das Oldenmassiv bildet ja, wie auf Übersichtskarten von Fennoskandia zu ersehen ist, einen östlichen Ausläufer des westnorwegischen Grundgebirges, das also im Verhältnis zum östlichen Kontinentalrumpf Fennoskandias als allochthon aufzufassen ist.

Die Olden-Scholle ist die bisher als höchste angesehene Kambrosilurscholle. Auf ihr ruht, ihrer westlichen Grenze entlang, die grosse kristalline Offerdal-Scholle. An der östlichen Grenze fehlen aber auf weite Strecken hin die charakteristischen Gesteine der Olden-Scholle. Am Hotagen-See tritt diese wieder auf und liegt hier auf der Pentamerusetage der Föllinge-Scholle.

Für die Verbreitung der *Offerdal-Scholle* geben meine Neuaufnahmen an

Hotagen und Rörvattnet neue Ergebnisse. Nach den Übersichtskarten von Törnebohm und Högbom (1901, 1908; 1894, 1920) hat die Scholle um den Hotagen-See eine nördliche Grenze; sie schliesst aber am Botelnäset eine Reihe von »Porphyrchiefern« ein. Törnebohm schien diese als eine untere Scholle zu betrachten. Nördlich von dieser Lokalität tritt nach Törnebohm und Högbom ein grosses Grundgebirgsfenster auf, das sich zwischen dem Hotagen-See und Ströms Vattudal ausbreitet. — Es besteht aber kein Zweifel, dass die »Porphyrchiefer« echte Granitmylonite sind, die unmittelbar in mehr oder weniger relikstrukturierter Granitmylonite übergehen. Die Offerdal-Scholle setzt somit in einer weiten unteren, kristallinen Scholle, die noch bei Bågede am Ströms Vattudal zu sehen ist, fort. Hier ruht aber die Granitmylonitscholle bei Storån auf einem grossen Granitgebiet, das wirklich ein Grundgebirgsfenster bilden muss.

Die Verhältnisse zwischen den echten Granitmyloniten der Offerdal-Scholle und den oberen Glimmer-Schiefern und sogenannten »Sparagmit«-Schiefern sind noch nicht genügend klargestellt. Ganz gewiss gehört aber noch ein grosser Teil der Offerdal-Scholle zu den ursprünglich kristallinen, präkambrischen Eruptiven. Diese bestehen im unteren und inneren Teil der Scholle, wo sie noch gut erhaltene Eruptivstruktur aufweisen können, nicht nur aus Graniten, sondern auch aus basischen, gabbrodioritischen Eruptiven, die in der hochmetamorphen Ausbildung eigenartige Grünschiefer entwickeln, wie z. B. in dem Gipfel des Ansätten-Berges.

Bei Valsjön werden die noch weiter reichenden Granitmylonite der Offerdal-Scholle von der grossen »Seve«-Scholle überlagert, und rasch steigt dann die eigentliche Hochgebirgszone empor. Diese besteht in den hier behandelten Partien der Kaledoniden wesentlich aus hochkristallinen Gesteinen des Seve-Typus. Auf dem Rücken der hochkristallinen Gesteine folgen dann mitten im Hochgebirge die »Köli«-Schiefer, die zur westlichen Fazies des Kambrosilurs gerechnet werden. Sie brauchen hier nicht berücksichtigt zu werden.

Dieser Aufsatz beabsichtigt nicht, eine erschöpfende Behandlung der neuen Kartierungsarbeiten der Kaledoniden in Jämtland und Ängermanland zu geben. Hier soll nur ein Umriss der vom Verf. während seiner Arbeit gewonnenen Anschauung gegeben werden. Der ausserordentlich grosse Untersuchungsbezirk und die verhältnismässig geringe Zeit, die dafür zur Verfügung stand, erlauben eine eingehende Ausführung des hochinteressanten Themas nicht. Trotzdem bis jetzt ein abschliessendes Bild der Tektonik und Stratigraphie des untersuchten Teils noch nicht vorliegt, will ich hier diese Übersicht geben, um ein richtigeres Bild der Entwicklung als das, welches aus den heutigen Lehrbüchern gewonnen werden kann, zu vermitteln.

Bei den folgenden Beschreibungen ist es vorteilhaft, den Untersuchungsbezirk in einen südlicheren und einen nördlicheren Teil zu trennen, da die Stratigraphie von diesen beiden Teilen bedeutende Verschiedenheiten aufweist.

Wenn wir die hier angeführten tektonischen Hauptelemente der mittleren Kaledoniden in Schweden betrachten, erhalten wir folgendes Grundschemata:

1. *Das östliche Vorland der kaledonischen Geosynklinale.* Das zentralnordländische Urgebirge bildete in frühester paläozoischer Zeit einen Höhenrücken, einen Kontinentalrumpf, der das kaledonische Meer von dem baltischen Meer trennte. Der westliche Rand dieses Kontinentalrumpfes war die Südostgrenze der kaledonischen Geosynklinale. Ihre litoralen Shelf-Sedimente sind meistens noch am Rande des Rumpfes erhalten als *das autochtone Kambrosilur*, das von tektonischen Einflüssen des kaledonischen Diastrophismus beinahe unberührt blieb. Die auf dem Kontinental-Shelf auftretende *subkambrische Peneplain* fällt gegen die tektonisch durchgearbeitete Zone des Kambrosilurs *flexurartig* und rasch ab.

2. *Die jämtländischen Decken.* Innerhalb des autochthonen Kambrosilurandes tritt die bis 100 km weite Zone der *jämtländischen Decken* auf. So bezeichne ich die allochthonen Kambrosilurdecken, da sie ja ein besonderes Charakteristikum für den jämtländischen Anteil der Kaledoniden sind. Gegen Süden keilen sie schon in Jämtland aus, und die grössere Decke des Wemdalquarzites schiebt sich hier unmittelbar auf den autochthonen Kambrosilurrand auf. Im Norden scheinen sie auch auszukeilen, nämlich nördlich des Täsjö-Berges. Das breite Kambrosilurfeld Zentraljämtlands bildet somit einen »doppelten« Fächer, dessen Ausgangspunkte im Süden und Norden liegen und dessen »Federn« von den verschiedenen schuppenartigen jämtländischen Schollen gebildet werden.

3. *Die Quarzit-Scholle*, die im nördlichen Jämtland wenigstens der Föllinge-Scholle überschoben ist.

4. *Die Granitmylonit-Scholle*, zu der auch die Offerdal-Scholle, die Alsen-Scholle und die südjämtländische Fuda-Scholle gehören.

5. *Die grosse Seve-Scholle*, die sich über die Granitmylonite drängt und wahrscheinlich von der Offerdal-Scholle im allgemeinen völlig getrennt ist.

Es ist leicht einzusehen, dass mehrere dieser tektonischen Hauptelemente grosse Ähnlichkeiten aufweisen mit den Hauptelementen der Alpen. In einer kurzen unpublizierten Habilitationsschrift von 1935 habe ich schon auf die grossen Ähnlichkeiten zwischen den jämtländischen und den helvetischen Decken hingewiesen, sowie auch darauf, dass die grosse »Seve«-Scholle ein Gegenstück zu den alpinen penninischen Decken ist. Auch O. Høltedahl hat (1936) diese Übereinstimmungen angedeutet. Nach der Übersicht der vorliegenden Untersuchungen werden diese besonders interessanten Einzelheiten nochmals erörtert werden.

Die hier gegebene Darstellung der »Hochgebirgsfrage« zeigt, dass ich mich in Bezug auf das Hauptproblem — die *weiten Überschiebungen* — unbedingt der allgemeinen theoretischen Auffassung, die von Törnebohm und A. G. Högbom begründet wurde, anschliesse. *Die weiten Überschiebungen* können heute nicht mehr bezweifelt werden, und *die Überschiebungstektonik* ist — in weit höherem Grade als zu der Zeit, da Törnebohm so grossartige Beweise dafür vorlegte — *der Grund für das Verständnis des Aufbaus unserer Kaledoniden*. Die entgegengesetzte Auffassung, die etwa 1930 kulminierte,

besitzt kein Verbindungsglied zum Törnebohmschen Entwurf des Hochgebirgsbaus. Sie muss ihre theoretische Unterlage verstärken, wenn sie noch haltbar zu sein verlangt.

In der interessanten Übersicht Holtedahls (1938) erkennt man, wie sehr sich die Ansichten über die Hauptprobleme der skandinavischen Hochgebirgsgeologie verändert haben. Die herrschende Stellung der grossen Opposition zu den Hauptanschauungen Törnebohms ist aber nicht ganz ersichtlich.

Das Blatt hat sich gewendet.

I. Mittleres und südliches Jämtland.

Wie ich schon früher erwähnte, halte ich es, mit Rücksicht auf die sehr verschiedenartige Verteilung der spätpräkambrischen Sedimente, für zweckmässig, die Feldbeschreibung in zwei Teilen zu behandeln. Der erste umfasst Jämtland südlich und südwestlich vom oberen Teil des bekannten, schönen Flusstals des Faxälven, das »Ströms Vattudal«, bis zur Grenze gegen Härjedalen.

1. Das Vorland der Kaledoniden und das autochtone Kambrosilur.

In Härjedalen, der Landschaft südlich von Jämtland, bilden die autochtonen Kambrosilurablagerungen unbedeutende Areale und enthalten nur Kambrium und Hangendes bis zur Orthozerenkalkstufe. Wie z. B. aus A. G. Högboms Karten 1894 und 1920 hervorgeht, liegt dieses Kambrosilur als Denudationsrest unter isolierten Schollen des Wemdalquarzites. Es ist zu erwarten, dass die wenig mächtige Schichtenfolge meistens eine äussere Umrahmung der grossen Schollenpartien bildet, die aber von quartären Schottermassen und Moränen an den steilen Abhängen des Quarzits beinahe völlig bedeckt sind. Offenbar wurden auch auf weiten Strecken die dünnen Kambrosilurablagerungen bei dem Überschiebungsvorgang weggequetscht, so dass die mächtige Quarzit-Scholle jetzt unmittelbar an der Peneplain des Grundgebirges ruht. Dies ist z. B. der Fall am Bingstabergr in Jämtland, etwas südlich vom Süden des Storsjön. Der Berg wird von einer etwa 12 km langen isolierten Schollenpartie des Wemdalquarzites aufgebaut. Am nördlichen Ende tritt eine dünne Schichtenreihe von kambrischen Alaunschiefern auf; sie muss aber schon einige Kilometer entfernt völlig verschwunden sein, da dort der Quarzit, dessen unterer Teil stark gequetscht und zermalmt scheint, nachweislich direkt auf den präkambrischen Graniten ruht.

Östlich von Klövsjö beginnt aber vor dem Quarzit ein zusammenhängender Streifen der autochtonen Kambrosilurablagerungen; er ist dann durch ganz Jämtland zu verfolgen. Auf lange Strecken hin ist dieser Streifen sehr schmal. Vom Flåsjön (an der Grenze zwischen Jämtland und Ångermanland) geht der Streifen weiter nach Ångermanland und Västerbotten, um dann weiter nördlich in die sogenannte Hyolithuszone Lapplands überzugehen.

Die grösste Breite erreicht der autochtone Kambrosilurstreifen im Locknegebiet, das etwa 20 km südlich von Östersund liegt. Hier besitzt er eine Breite von etwa 12—15 km, verschmälert sich dann aber östlich vom Storsjön in einer Gegend, die noch nicht genügend kartiert ist.

Vor der autochtonen Kambrosilurzone bildet die subkambrische Penepplain einen südlichen und einen nördlichen Streifen, die beide höchstens 10—15 km breit sind. Die südliche Partie rahmt die Ufer des Näckten-Sees ein und setzt dann gegen Süden in dem Flusstal des Ljungan fort, wo sie am Gålberget eine Höhe von 430 m ü. N. N. erreicht (nach F. Hjulström, 1936, der auf meinen

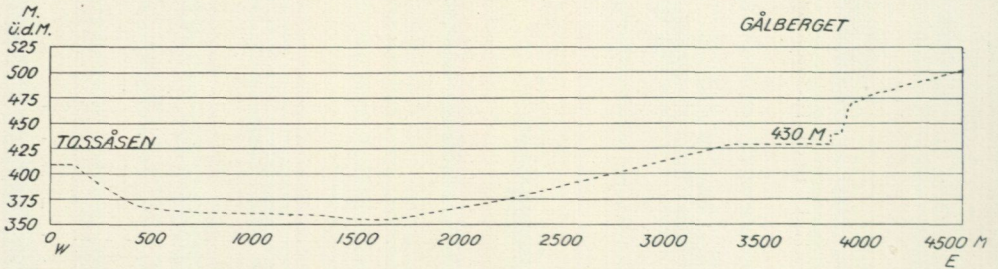


Fig. 4. Schematisiertes Profil von Tossåsen bis zum Gålberget. — Nach F. Hjulström (1936).

Vorschlag eine Untersuchung über die Morphologie der Grenzzone des Kambrosilurs vorgenommen hat). Ich gebe hier ein Profil Hjulströms, Fig. 4, das den Steilabsturz des östlichen Grundgebirges gegen die flache Penepplain zeigt. Mitten im Profil hat die postkaledonische Erosion eine verhältnismässig tiefe Flussrinne geschaffen; westlich davon tritt die Penepplain am Tossåsen wieder auf, wo sie nach meinen Nivellierungen 408 m ü. N. N. liegt. Sie ist hier von einem wahrscheinlich unterkambrischen, quarzitischen Sandstein überlagert, der höchstens einige Meter mächtig ist (s. Fig. 8). Gegen Süden läuft die Penepplaingrenze gerade nach SW.

Der oben erwähnte »Gålberget« bildet eine keilförmige, gegen Norden vorspringende Partie des inneren Grundgebirges. Nordöstlich dringt hier die Penepplainfläche um das östliche flache Ufer des Näckten-Sees in die Berghügellandschaft hinein. Wahrscheinlich verläuft die ursprüngliche morphologische Grenze unter der Überschiebungsscholle des Bingstaberges, wie Fig. 5 andeutet. In der Gegend von Skucku und Bingsta tritt die Penepplain sehr deutlich hervor, und zwar nach den Nivellierungen von F. Hjulström bis zu einer Höhe

Zeichenerklärung zu Fig. 5.

	Wemdalquarzit-Scholle		Autochtones Kambrosilur
	Kristalline Schollen (Granit, Mylonit und Porphyr)		Abgedeckte Penepplainzone
	Allochtones Kambrosilur		Östliche Hügellandschaft (Kristallin).

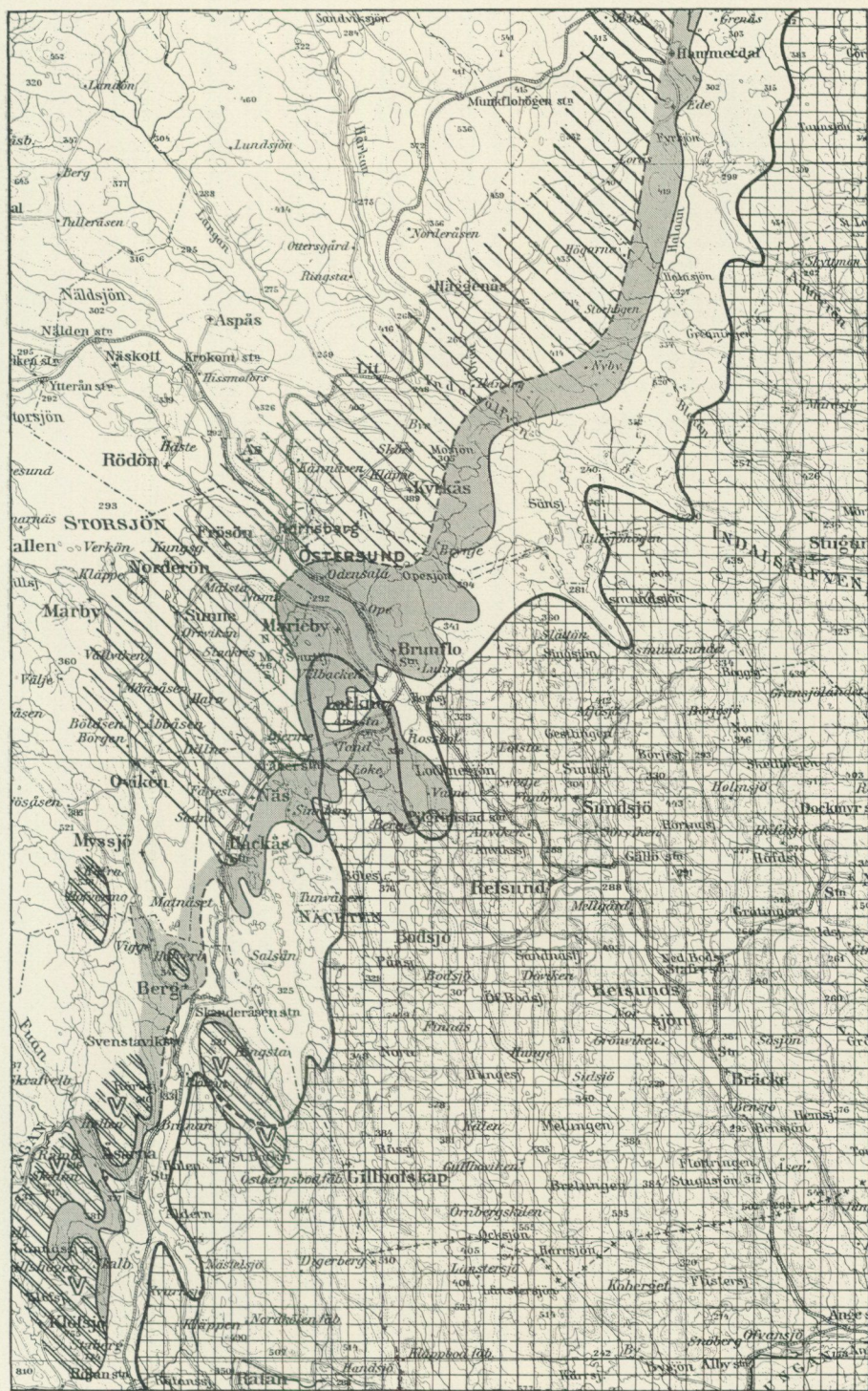


Fig. 5. Die morphologischen und tektonischen Hauptelemente des mittleren Jämtlands.

von 400 m. Die Peneplain sinkt dann allmählich über die flache, bewaldete Gegend südlich von Hackås und dem östlichen Näckten-Ufer gegen Sinnberg und Kloksåsen hinab. Bei Gäle kommt ein Denudationsrest des Kambrosilurs vor, der von einer völlig ebenen subkambrischen Fläche umgeben ist. Einige Kilometer nordöstlich davon beginnt bei Kloksåsen das typische Relief des Locknefeldes. Es gibt hier eine kleine Hügelgruppe, deren Kern aus archaischem Granit besteht; der ist von verschiedenen alten Schichten des Kambrosilurs eingefasst. Die Hügel ragen 30—40 m über die Peneplain hinauf, und ihre Gipfel sind stellenweise von einer dünnen Schicht der Basalbrekzie der Chasmopsetage bekleidet. Ein Blick von den Hügeln bei Kloksåsen gegen das südliche Grundgebirge hin gibt eine ausgezeichnete Vorstellung, wie die Grenze zwischen Meer und Uferzone einmal verlief. Im Südwesten erscheint die flache Peneplain am Näckten-Ufer. Sie endet aber plötzlich, und eine Reihe von kleinen Berghügeln ragt wie eine niedrige Palisade auf. Im Süden markiert eine hübsche, kräftig skulptierte, waldbedeckte Hügellandschaft mit eingesprengten kleinen Seen das innerjämtländische Grundgebirge. Die postkaledonische Erosion hat zwar das heutige Relief weitgehend beeinflusst, vermochte aber die Grundzüge der präkaledonischen Elemente nicht auszuwischen. Hier liegt der altpaläozoische Küstenrand nahezu unverändert vor unseren Augen abgedeckt. Es ist gut möglich, dass kleine Erosionsreste höherer Lagen in tieferen Partien der Hügellandschaft noch vorhanden sind.

Nordöstlich von Kloksåsen sendet die Hügellandschaft einen Ausläufer bis zur Inlandbahn bei Lappgrubban aus, an dessen Fuss die Chasmopsetage liegt, unterlagert von der obengenannten Sedimentbrekzie. In einer Länge von mehr als einem Kilometer lässt sich hier das alte Chasmops-Ufer verfolgen. Es zeigt wechselnde Litoralbildungen, kleine riffähnliche Kalklinsen und etwa 20—30 Meter mächtige, deltaartige Kalksandsteine oder Kalksandsteinkonglomerate, die als »Loftarsten« bezeichnet werden. Es ist äusserst überraschend, hier eine so selten schön abgedeckte alte Uferpartie zu sehen, die sogar gestattet, eine Studie über die Verteilung der prä-mittelordovizischen Hügel und der kleinen Wildbachrinnen im einzelnen durchzuführen. Der Eisenbahn entlang treten wieder mehrere kleine Granitkuppen der Unterlage auf, umgeben von der Sedimentbrekzie. Die konglomeratartigen Partien der Brekzie, die einen Übergang zum feinkörnigeren »Loftarsten« bilden, ruhen hier und dort ebenfalls auf abgedeckten älteren Schichten des Ordoviziums. Das ältere Ordovizium hört hier mit einer tiefgreifenden, unebenen, oberen Erosionsfläche, z. B. in verschiedenen Horizonten des Orthozerenkalks, auf. Die genannten Konglomeratpartien besitzen ein sehr polymiktes Geröllmaterial von archaischen Graniten, Orthozerenkalkstein u. s. w. Im Orthozerenkalk kommen auch polymikte Konglomerathorizonte vor, die uns mit Sicherheit den Beweis liefern, dass auch während der Sedimentation der Asaphusregion das Locknegebiet am Rande des Kontinentalrumpfes einen Schärenhof bildete. Dieser interessante Umstand, sowie die Detail-Stratigraphie des Locknefeldes werden hier nicht näher erörtert, da Dr. P. Thorslund sie in einer ausführlichen Arbeit behandeln wird.



Fig. 6. Topographische Karte über das Locknefeld, die Umgebung von Brunflo, Nackten usw. 1 : 200,000.

Etwas westlicher, der Eisenbahn entlang, beginnen die Vorzeichen der Überschiebungstektonik. In der Gegend von Öhntjärn ist eine Reihe von subordovizischen Granitkuppen in die Überschiebungszone der Skute-Scholle hineingerissen. Zusammen mit Elementen der kambrosilurischen Schichtenfolge sind sie derart miteinander vermengt, dass sie wie ein nahezu unentwirrbares Puzzle wirken. In der Nähe der Skute-Station erreicht man dann die Front der Überschiebungsscholle mit ihren tiefsten Stufen, den kambrischen Alaunschiefern.

Nördlich der oben erwähnten Chasmops-Uferzone, deren höchste Gipfel bis 422 m ü. N. N. reichen, senkt sich das Gelände auf etwa 370 m herab, wo autochtone kambrische Alaunschiefer in dem Öhntjärn-Bach aufgeschlossen sind. Verfolgt man die Nordrichtung weiter, so steigt das Gelände weiter bis zu den Gipfeln des grossen Monad-nocks von Tand und Lövåsen an. Die Gipfel-punkte steigen in die Höhe bis zu etwa 450 m ü. N. N. Gegen Osten ist der Monadnock von der Peneplain begrenzt, die hier in der unmittelbaren Umgebung von Brunflovik und dem Lockne-See eine Höhe von 325—350 m ü. N. N. besitzt. Die höchsten Monad-nocks des Locknefeldes steigen folglich etwa 100—125 m über die subkambrische Peneplainfläche.

Südöstlich und östlich von Brunflo ist die Peneplain wieder normal, wie aus der Übersichtskarte Fig. 5 zu ersehen ist. Die Gipfel des Grundgebirges steigen hier im Osten bis zu 430 m (Farskinnsberget) oder etwa 75 m über die Peneplain. Wenn man die morphologische Gestaltung der Landschaft von den flachen Erhebungen des Kambrosilurgebiets — z. B. von dem Lunnbomberg, östlich von Brunflo — betrachtet, gewahrt man im Vordergrund die flache, von Mooren bedeckte Peneplain und im Hintergrund die zahlreichen, eine zackige Mauer bildenden Gipfel des Kontinentalrumpfes.

Fig. 7 stellt neben anderen ein O—W-Profil des Lockne-Gebietes bis zur Hügellandschaft dar. Die Zone der freigelegten Peneplain ist hier sehr schmal und liegt bei etwa 325 m ü. N. N. Sie setzt gegen Osten als ganz auffallende Talerosionsfläche fort, die durch eine Menge kleiner Seen oder Bachfurchen gekennzeichnet ist. Ich fasse diese Fläche als eine hauptsächlich regenerierte Erosionsfläche auf, deren Ausbildung ursprünglich durch die subkambrische Peneplain als »base-level-plain« geschaffen wurde. Natürlich wurde die Talebene nach der Freilegung der Peneplain auch durch die neueinsetzende postkaledonische Erosion herauspräpariert. Die Linie C—D fasse ich als eine höhere Peneplainfläche auf, die etwa 80—100 m höher als die subkambrische Peneplain liegt. Es ist möglich, dass diese Fläche die Facette der Chasmopsetage sein könnte. Sie kommt auch im Locknefeld vor, in einer Höhe von ca. 425 m (vgl. Hjulström, 1936, Fig. 8).

Gegen Norden ist die Peneplainzone viel breiter und im allgemeinen sehr deutlich ausgeprägt. Ein besonders schönes Profil ist an der Landstrasse zwischen Hägenås, Storhögen und Grenningen zu erkennen, vgl. Fig. 7, Mitte. Die allochtonen Kambrosilurschollen stauen sich in der Nähe des autochtonen Kambrosilurs ziemlich hoch auf (etwa 520 m ü. N. N.); dann fällt das Gelände über den schmalen Streifen des Autochtons, das als ein »Glint-

rand» hervortritt, sehr rasch ab. Es folgt dann die beinahe tischebene, etwa 15 km breite Fläche der Penepplain, auf der in moorigem Gelände kleine, niedrige Aufschlüsse des Grundgebirges vorkommen. Bei Grenningen steigt darin plötzlich eine Reihe von Granithügeln auf, die den Übergang vermitteln zum grosshügeligen Gelände des inneren Rumpfes, in das die postkaledonische Erosion breite Täler eingeschnitten hat.

Das Profil von Hammerdal, Fig. 7, oben, wiederholt das Bild, und die Penepplain wird hier noch breiter. Die kleinen Inselberge der Fläche ragen hier etwa 10—20 m über die heutigen Seeflächen auf; dann steigt die Palisade der Granithügel 100 m und noch mehr über die Penepplain.

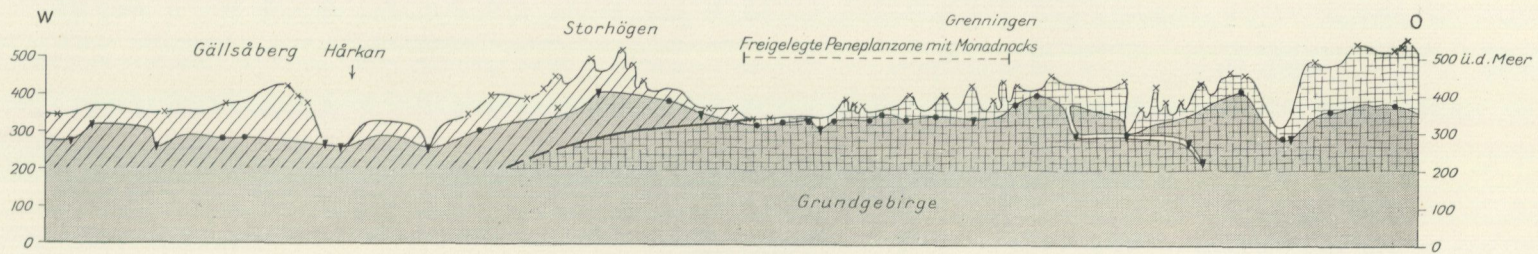
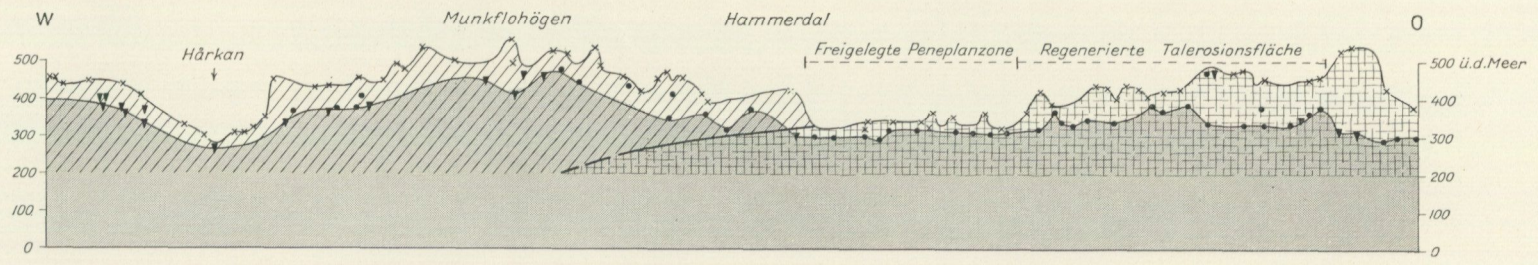
Ich will hier die erwähnten Spezialprofile nicht näher erörtern, sondern führe nur einige ihrer morphologischen Hauptzüge an:

1. Die Penepplainfläche zeigt im Verhältnis zum Inneren des Kontinentalrumpfes ein ganz unbedeutendes Mass der Reliefenergie. Diese Tatsache ist so zu deuten, dass die Penepplain eine regenerierte Fläche ist, die in geologischer Hinsicht spät freigelegt wurde. Wahrscheinlich ging die Freilegung im wesentlichen während der Eiszeit vor sich. — Von der prä- und subkambrischen, gegen die Penepplain gerichteten Talerosion konstatiert man heute noch einen verwischten Rest, der für die Deutung der am Rand des Kontinentalrumpfes auftretenden, retroversen Flussläufe von grossem Wert ist. Meistens aber griff die postkaledonische Erosion über die alte Dränage hinüber. Ihre teilweise deutlichen Flusstalflächen lassen sich im Gebiete des Zentralrumpfes über die Penepplainzone bis zum Inneren der Kaledoniden rekonstruieren. Sie stellen eine Art von Piedmonttreppen dar (Braun 1930), deren »base-level-plain» in den Küstengegenden des böttischen Meerbusens zu liegen scheinen.

2. Die älteren Konstruktionen von der Fortsetzung der Penepplain über das Innere des Zentralrumpfes hinaus sind falsch. Sie sind teilweise erklärlich, da die streckenweise rasche Flexurverbiegung der Penepplain gegen die kaledonische Mulde eine solche Auffassung leicht aufkommen lassen kann, die aber dabei ein Hauptproblem der Hochgebirgsgeologie übersieht. Das Sinken der Penepplain im Profil Gällsåberg—Storhögen—Grenningen ergibt interessante Resultate. Wenn man hier die Penepplain als gerade Linie verlängerte, müsste diese das Flusstal des Hårkan bei etwa 270 m ü. N. N. treffen. Hier kommen aber recht mächtige allochtone Kambrosilurablagerungen vor, da eine Überschiebungsfrent mit mehr als 50 m mächtigen kambrischen Schichten auf der Chasmopsetage liegt, die zu einer zweiten — vom äusseren Rand gerechnet — Kambrosilurscholle gehört. Wir können voraussetzen, dass die unteren Lagen bei Hårkan etwa 150 m mächtig sind, und daraus den Schluss ziehen, dass die Penepplain hier in einer Höhe von 100 m ü. N. N. verläuft, was eine Flexur von mehr als 200 m auf einer Strecke von 20 km bedeutet.

Ich gebe hier ein sehr gedrängtes Referat der allgemeinen Stratigraphie des autochthonen Kambrosilurs, da P. Thorslund dieses Thema später ausgiebig behandeln wird.

Das *Kambrium* ist nie sehr mächtig; die mächtigste Schichtenfolge, die ich auf etwa 25 m geschätzt habe (Asklund 1933), kommt wahrscheinlich bei



- Kambrosilur über den heutigen Erosionsflächen
- Kambrosilur unter den heutigen Erosionsflächen
- Urgebirge über den heutigen Erosionsflächen
- Urgebirge unter den heutigen Erosionsflächen
- × Nivellierte Gipfelpunkte
- Seeflächen
- ∇ Flussrinnen

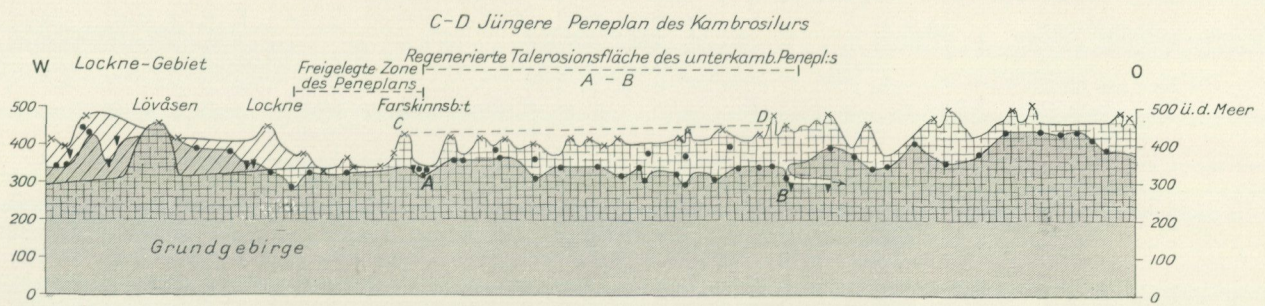


Fig. 7. Profile durch das Grenzgebiet des Kontinentalrumpfes und des Kambrosilurs.

Brunflo vor. Wiman gibt für das Kambrium bei Bingsta 24 m an (1893). — Das Kambrium beginnt mit einer konglomeratischen, höchstens einige Dezimeter mächtigen Basisarkose mit Phosphoritgeröllen. Diese ist mehrmals anstehend oder als Geschiebe beobachtet worden. Bei Mon — östlich von Näckten — enthält sie *unterkambrische* Fossilien (*Torellella laevigata*, Thorslund 1933). An der Landstrasse nach Bingsta ist die Basisarkose besonders gut aufgeschlossen. Das Fehlen von Fossilienfunden erlaubt es hier aber nicht, mit Sicherheit festzustellen, ob sie zum Mittelkambrium oder Unterkambrium zu rechnen sind. Fig. 8 gibt eine Vorstellung der Basisausbildung des Kambriums bei Bingsta. In den südlichsten aufgenommenen Profilen, bei Tossäsén, ist das Unterkambrium wahrscheinlich mächtiger — ein paar Meter — und besteht aus einem blauquarzarartigen Gestein.

Das *Mittelkambrium* ist nach Wiman (1893) bei Brunflo in seinen drei Horizonten repräsentiert; vom autochthonen *Olenidschiefer* gibt Westergård folgende Fossilienzonen an: Zonen mit *Agnostus pisiformis*; *Olenus*; *Parabolina spinulosa* und *Orusia lenticularis*; *Leptoplastus* und *Eurycare*; *Peltura*, *Sphaerophthalmus* und *Ctenopyge*; *Parabolina jemtlandica*. Im Mittelkambrium tritt das *Exporrecta*-Konglomerat an mehreren Stellen auf.

Die *ordovizische* Schichtenfolge beginnt mit dem oberen Teil der *Ceratopyge*-Region, die auf verschiedenen Horizonten des Olenidschiefers ruht und Konglomeratmaterial von verschiedenen Stinkkalkhorizonten enthält. Beispielsweise liegt bei einem Fundort bei Brunflo Ceratopygekalkstein auf der Alaunschieferzone mit *Parabolina spinulosa* (Thorslund 1933), während er sonst bei Brunflo auf der *Peltura*-Zone liegt (Westergård 1922). Bei Tossäsén liegt der Glaukonitkalk auf der Zone mit *Leptoplastus* und *Eurycare*. Alle diese Angaben zeigen, dass

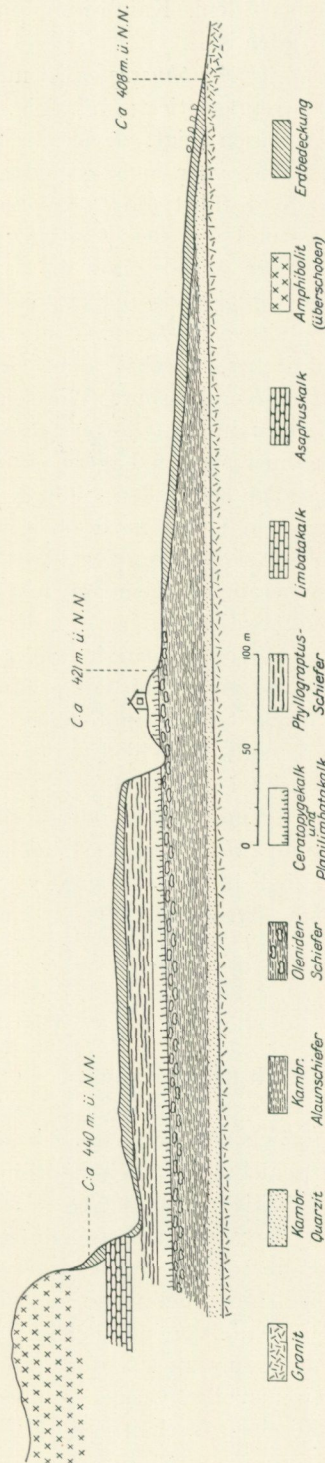


Fig. 8. Profil von Tossäsén (W—O). — Nach Askklund (1933).

zwischen dem Kambrium und dem Ordovizium eine bedeutende Lücke vorhanden ist.

Von der *Asaphusregion* ist nur Phyllograptusschiefer als eigentliche Schieferfazies repräsentiert; vgl. Fig. 8, die die Schichtenfolge des Kambrosilurs bei Tossåsen zeigt. Tonreiche Schichten charakterisieren auch Teile des Asaphuskalks, aber sonst ist der Orthozerenkalk als echter Kalk ausgebildet. Thorslund führt (1935 c) polymikte Konglomerate von der Basis des Chironkalkes und von dem Platyuruskalk an.

Der für die alloctonen Kambrosilurbildungen Jämtlands so charakteristische Ogygiocarisschiefer fehlt im Autoctonen völlig.

Die *Chasmopsetage* ruht überall mit ausgeprägter Diskordanz auf einem tief denudierten, wechselnden Gesteinsgrund aus archaischen Gesteinen oder älterem Kambrosilur. Wie schon früher erwähnt wurde, besteht diese Etage aus sogenanntem »Loftarsten«, aus kleineren, sehr reinen Kalklinsen oder aus konglomeratischen Lagern mit polymikten Geröllen. So bildet z. B. die Chasmopsetage bei Hallen — im Kirchspiel Åsarne — eine etwa 4—5 m mächtige Zone; von unten nach oben folgen Konglomerate mit faustgrossen Granitgeröllen, »Loftarsten«: wohlgeschichteter Kalksandstein mit wechselnden Silikatmineralien beigemischt, und im Hangenden blaugrauer Kalkstein. Darüber ist die Schichtenfolge von der Überschiebung abgeschnitten (vgl. S. 29) und es folgt Wemdalquarzit oder Granit. Der letztere repräsentiert durch Überschiebung abgeschnittene präquarzitische Hügel im Quarzit (Fig. 9 u. 10). Die Mächtigkeit des Kambrosilurs unter der Chasmopsetage beträgt hier etwa 70 m, im grossen Unterschied zu der sehr wechselnden Mächtigkeit der entsprechenden Lagen im Locknefeld.

Die *Trinucleusetage* oder noch höhere Abteilungen aus autoctonen Lagen in Jämtland sind dem Verf. nicht bekannt.

Bezüglich der Fossilien der erwähnten Stufen weise ich auf die Arbeiten von Wiman, Westergård (1922) und Thorslund (1933, 1935) hin.

2. Die jämtländischen Decken.

Wie ich früher erwähnte, besteht das jämtländische Kambrosilurfeld hauptsächlich aus einer Reihe grosser Decken, die von ihrer archaischen oder präkambrischen Unterlage mehr oder weniger losgerissen sind und auf den flachen Überschiebungsf lächen weithin transportiert wurden. Wahrscheinlich wird die künftige, fortgesetzte Kartierung eine bestimmte Anzahl solcher Decken feststellen; heute aber scheint es nicht angebracht, mit einiger Sicherheit eine Zahl anzuführen. Wir können jedoch vermuten, dass es sechs oder sieben gibt. Es liegt hier eine ausserordentlich wichtige Aufgabe der schwedischen regionalen Geologie vor, nämlich nicht nur ein ungefähres Bild des Deckenbaus des Kambrosilurs zu schaffen, sondern ein exaktes Bild, das zur Aufklärung der geheimnisvollen Orogenen überhaupt wesentlich beitragen kann. Die stratigraphischen Verhältnisse liegen nämlich in diesem »helvetischen« Gebiet

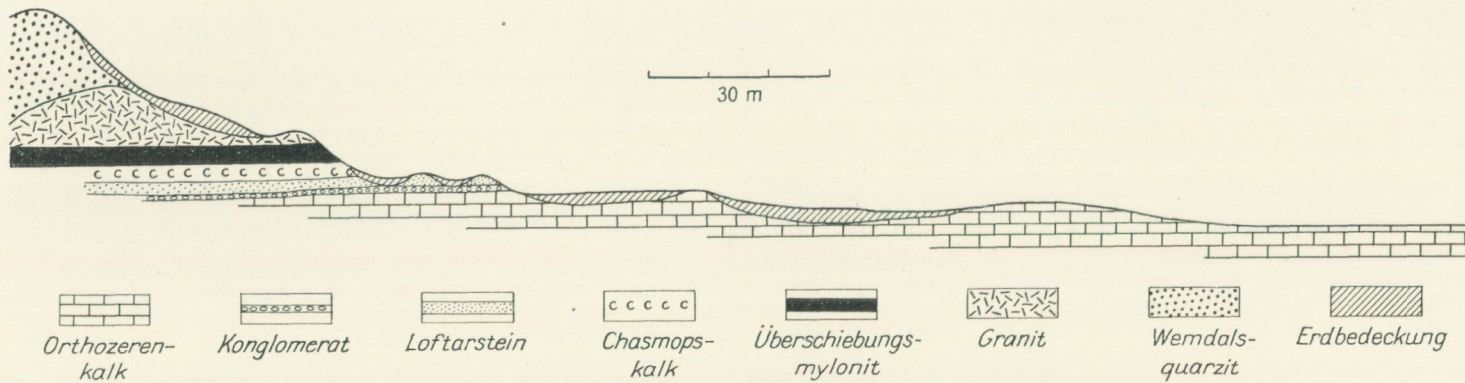


Fig. 9. Profil von Hallen im Kirchsåsarna (N—S). Nach Asklund (1933).

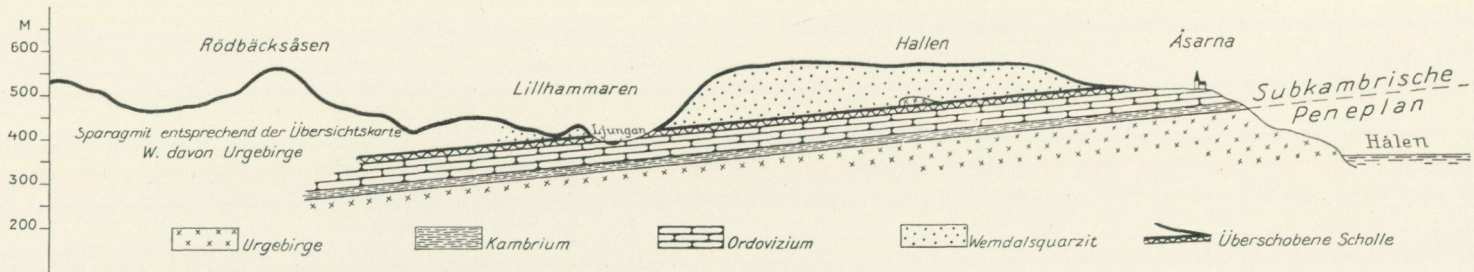


Fig. 10. Schematisiertes Profil durch die Wemdalquarzit-Scholle bei Åsarne usw — Nach Asklund (1933).

vorteilhaft einfach: wir haben es nur mit drei fossilführenden Formationen, dem Kambrium, dem Ordovizium und dem Silur, zu tun. Das wahrscheinlich im grossen und ganzen sehr regelmässige Auftreten der grossen Decken erlaubt uns, ihre stratigraphischen und petrographischen Veränderungen vom östlichen Rand der Geosynklinale bis zum westlichen zu verfolgen; dies kann natürlich durch die mehrfachen Überschiebungen immer nur sprungweise geschehen, ergibt aber im Einzelnen ein sehr genaues Resultat. Dank des Deckenbaus ist es möglich — natürlich eine zeitraubende und mühsame Aufgabe —, in einem zusammengedrängten Gebiet die ganze Geosynklinalfläche von Rand zu Rand aufzurollen.

Die erste Überschiebungsscholle, die Skute-Scholle, hat ihre Front bei Skute im Locknefeld, wo das Kambrium sich über die mittleren Stufen des autochtonen Ordoviziums schiebt. Die Überschiebungsgrenze läuft — wie Thorslund sie kartiert hat — bis in die Gegend von Nann und erreicht das östliche Ufer des Storsjön SO von Östersund. Sie schliesst Schichten des Ogygiocarisschiefers ein, und der Orthozerenkalk enthält viel mehr toniges Material als die entsprechenden Lagen des Autochtons. Die Scholle kulminiert stratigraphisch mit einem Kalkhorizont, der zur silurischen Pentamerusetage gehört.

Über die letztere schiebt sich die Bjärme-Scholle, die im Süden parallel mit der Skute-Scholle sich entwickelt hat und nördlich über Frösön streicht. Hier ruht das Kambrium auf dem bekannten Frösöporphyr, der den 480 m hohen Berg Östberget auf Frösön bildet; er ist ein mitgerissener Monadnock des ursprünglichen Untergrundes der Bjärme-Scholle. Der Berg liegt in der jetzigen Front der zweiten Scholle, wahrscheinlich auf der Chasmopsetage der Skute-Scholle.

Die stratigraphische Entwicklung der Bjärme-Scholle ist viel mannigfaltiger als bei den Autochtonen. Der Orthozerenkalk ist mächtiger und der Ogygiocarisschiefer hat sich jetzt zu einer auf Frösön 40—60 m dicken Schichtenserie entwickelt (Messungen vom Verf. 1936). Bezüglich der Fauna verweise ich auf meinen Aufsatz »Zur Kenntnis der Ogygiocarisschieferfauna Jämtlands« (1936) und auf eine neuerschienene Arbeit, in der P. Thorslund sich beeilt hat, die Graptolithenfauna von Frösön anzuführen (1937).

Auch dem Chasmopkalk ist in der Scholle viel toniges Material beigemischt; mit den dezimeterdicken, schieferreichen Lagen ähnelt er dem gewöhnlichen Orthozerenkalk des allochtonen Kambrosilurs. Die Schichtenfolge schliesst mit der Trinucleusstufe, und wahrscheinlich haben ihre weichen Tonschiefer in grossem Umfang die Überschiebungsbewegung der noch höheren Scholle erleichtert.

Eine dritte Scholle schiebt sich über die Bjärme-Scholle und zeigt sich bei Frösön mit einer wahrscheinlich stark reduzierten Schichtenfolge, die hauptsächlich aus Orthozerenkalk und Ogygiocarisschiefer besteht. Die Scholle setzt unter dem Storsjön fort und tritt südlich von Digernäs in einer breiteren Zone auf, wie aus der Karte Thorslunds (1937, Fig. 6) zu ersehen ist.

Teile einer vierten Scholle treten an der westlichsten Partie von Frösön auf und setzen gegen Süden über Andersön und Sunne fort. In der Gegend von



Fig. 11. Porphyry und auflagernde Arkose (dunkel). Der mittlere Porphyraufschluss auf Prästnåset bei Sunne. — Nach Asklund (1933).

Sunne nimmt Thorslund eine ganz verwickelte Tektonik an, indem er wenigstens vier schmalere Schollen aufstellt. Ohne die interessanten Darlegungen Thorslunds zu bestreiten, halte ich es für wahrscheinlich, dass hier eine komplizierte, mit mehreren kleineren Überschiebungen versehene Front einer vierten Scholle vorliegen dürfte (vgl. Thorslund, 1937, S. 25). Sie schliesst auch Kalk der Pentamerusetage ein (die kleine Insel westlich von der Sunnekirche). Es ist daher wahrscheinlich, dass die so stark zerrissene Sunne-Scholle auch den gut aufgeschlossenen Pentameruskalk und die silurischen Quarzite auf Norderön und Verkön umfasst. Die zerrissene Schichtenfolge der Sunne-Scholle dürfte, falls sie einheitlich ist, sehr mannigfaltig entwickelt sein.

Der Sunnequarzit bei Sunne bildet das Liegende des Kambriums. Sogar die Unterlage des Quarzits, ein graugrüner Porphyry, ist auch bei Sunne aufgeschlossen (Asklund, 1933; Fig. 11). Der Kontakt des Quarzits, mit einer Bodenarkose versehen, ruht auf dem Porphyry. Der Porphyry gehört zum selben Typus, der in Östberget und Hoverberget am Süden des Storsjön vorkommt. Neuerdings hat Thorslund ein neues, isoliertes Vorkommen des Porphyrys auf der kleinen Insel Tippskåret konstatiert.

Der Sunnequarzit ist ein deutlich reliktklastisches Gestein, Fig. 12, und zwar meistens ohne deutliche Schichtung. Sein Zement ist völlig umkristallisiert, die frühere klastische Struktur tritt jedoch durch die Pigmentumrahmung der ursprünglichen, gerundeten Quarzkörner sehr deutlich hervor.

Die Beimengungen von Feldspat und anderen Mineralien sind sehr spärlich, und das Gestein dürfte etwa 95 % SiO_2 enthalten.

Bei Sunne wird der Quarzit von einem arkosenartigen Blauquarz überlagert. Dieser hat eine ausgezeichnet klastische Struktur, die sich durch hohen Gehalt an kohligen Beimengungen des Zements auszeichnet (Fig. 13). Der Blauquarz ist teilweise konglomeratisch, mit kleinen, eckigen Geröllen des Wemdal-

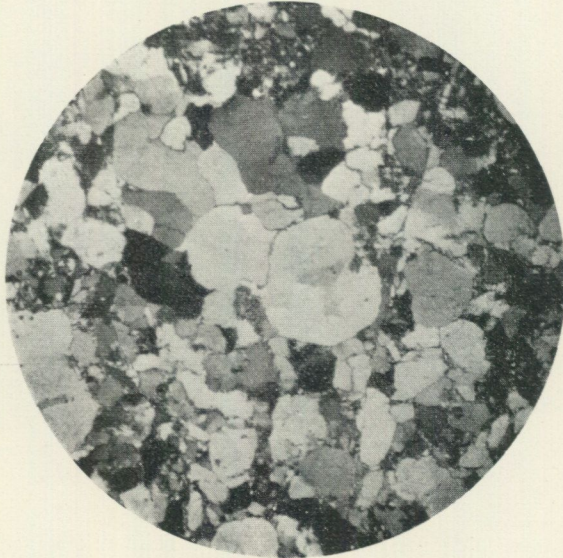


Fig. 12. Mikrophotographie des Sunnequarzits (Sunne). Vergr. 16 \times ; gekreuzte Nicols. Zeigt die deutliche reliktklastische Struktur und das Vorkommen von Quetschzonen. — Nach Asklund (1933).

quarzits und kleinen Stücken von Porphyr und Feldspat. Kleine Tonschieferlinsen, die wohl als »Tongallen« aufzufassen sind, sind gewöhnlich. Der Blauquarz wird sicherlich von als freie Blöcke massenhaft auftretendem Alaunschiefer überlagert. In den nur örtlich vorhandenen Stinkkalkknollen wurden Fossilien aus der *Paradoxides Tessini*-Abteilung des Mittelkambriums angetroffen (*Paradoxides Tessini*, *Agnostus gibbus* u. s. w., vgl. Thorslund, 1933, S. 5). Wenn man also nicht sicher behaupten kann, dass der Blauquarz unterkambrisch ist, so ist es wenigstens wahrscheinlicher. Seine Mächtigkeit schätze ich auf höchstens 5—6 m. In einer östlichen Teilscholle der Sunne-Scholle ist auch die Olenidschieferabteilung mit Fossilien der *Peltura*-Schichten beobachtet worden.

Zu der Sunne-Scholle, wie sie hier aufgefasst wird, gehört auch die von A. Hadding beschriebene ordovizische Schichtenserie von Andersön, die den Orthozerenkalk (Platyuruskalk, Gigaskalk) und den Ogygiocarisschiefer umfasst (Hadding 1912, 1913). Der Ogygiocarisschiefer enthält nach Hadding die Zonen mit *Climacograptus putillus* und *Nemagraptus gracilis* und wird von einer Schieferzone mit *Dicranograptus clingani* überlagert. Nach neueren Studien von Thorslund (1937) soll die Chasmopsetage wahrscheinlich auch

die Zone mit *Nemagraptus gracilis* einschliessen. Hadding parallelisiert die *Nemagraptus gracilis*-Zone mit dem *Ancistroceras*-Kalk Ölands. Thorslund stützt seine Auffassung darauf, dass in den unteren Partien der *Nemagraptus gracilis*-Zone Sandsteinlagen auftreten (von Hadding schon früher beobachtet). Diese weisen auf Niveauveränderungen hin, da hierzu Gesteine aufgeschlossen sein mussten, die den Sand liefern konnten. Die Niveauveränderungen stehen

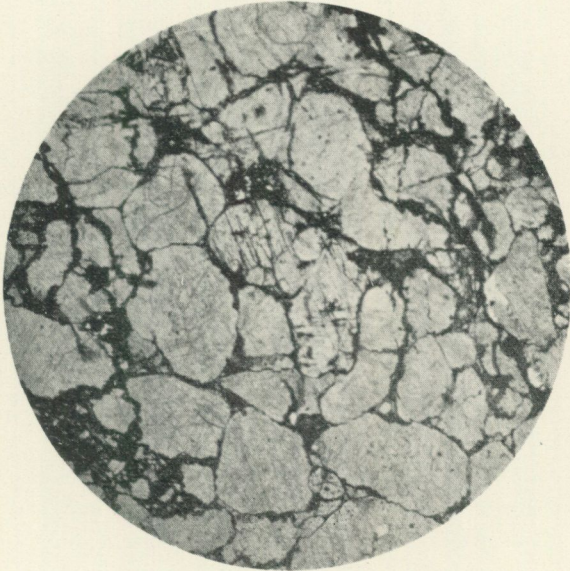


Fig. 13. Mikrofotographie der Basalarkose des kambrischen Blauquarzes. Vergr. 16 ×, parallele Nicols. — Nach Asklund (1933).

nach Thorslund im Zusammenhang mit der Ausbildung der grossen Lücke zwischen der Asaphus- und der Chasmops-Region am östlichen Rande der Geosynklinale. Thorslund führt weiter an, dass das sandabgebende Land im Westen zu finden sei, weil in der Ogygiocaris-Abteilung der Kambrosilurschollen weiter im Osten keine Sandsteine beobachtet worden sind. Die Sunne-Scholle zeigt in dieser Hinsicht Übereinstimmung mit der Föllinge-Scholle im Westen, deren klastisches Material — wie ich (1935 a) nachwies — von dem westlichen Geosynklijalrand stammen muss.

Übrigens enthält die Sunne-Scholle einen mächtigen Chasmopskalkhorizont, der lagenweise sehr schieferreich ist. Thorslund erwähnt weiter neue Funde der Trinucleusetage, und nach meiner Auffassung sind der *Phacops elliptifrons*-Quarzit und der Pentameruskalk des Norderön zur Sunne-Scholle zu rechnen.

Im Vorhergehenden wurde das Profil von dem Autochton im Osten und durch vier südlichere Schollen des Kambrosilurs besprochen. Ihre Fortsetzungen im Norden sind im Einzelnen nicht weiter als bis zur Insel Frösön kartiert.

Somit fehlt eine sichere Konnexion zwischen diesem Profil und dem mehr übersichtlich gehaltenen, mitteljämtländischen Profil von Storhögen bis Föllinge. Von dem Autochton östlich von Storhögen bis Häggenås scheinen drei verschiedene Schollen aufzutreten, deren Stratigraphie hier nicht näher geschildert werden soll.

Bei Häggenås taucht die Front einer neuen Scholle auf, die im Flusstal des Hårkan etwas südlich von Högbroforsen besonders deutlich aufgeschlossen ist. Über der Chasmopsetage der vermutlich dritten Scholle liegen mächtige Lagen von Alaunschiefer, die u. a. mittelkambrische Fossilien enthalten.

Die nächste beobachtete grosse Überschiebungszone liegt ca. 20 km nördlich, vor einer Reihe Hügel, die durch den wahrscheinlich silurischen Quarzit von Brattåsen, Klumpen und Höljebodhön gebildet sind. Dieser Quarzit liegt auf der Trinucleusstufe bei Höljebodhön. Der Überschiebungskontakt westlich vom Quarzit ist nicht aufgeschlossen, aber dort beginnt das weite, zusammenhängende Gebiet der Föllinge-Scholle mit einem mächtigen Orthozerenkalk als aufgeschlossene Basis.

3. Die Föllinge-Scholle.

Wie ich schon früher erwähnt habe (1935 a, S. 73), werden die Pentameruskalke auf Verkön von kambrischem Alaunschiefer diskordant überlagert. Die Schieferzone bildet somit die Überschiebungsfrent einer *fünften* Scholle des allochtonen Kambrosilurs. Der Überschiebungsplan streicht von dort aus in südwestlicher Richtung nach Marby am westlichen Ufer des Storsjön und entspricht hier einer schuppenartig gebauten Überschiebungszone. In dieser liegen dachziegelförmig übereinander sich wiederholende Pakete von weissem Sunne- (oder Marby-)Quarzit mit hangenden, abwechselnd mächtigen, kambrischen Schiefen.

Bei Kläppe im Kirchspiel Marby sind die Kontakte zwischen dem Sunnequarzit und der unterkambrischen Quarzitabteilung gut aufgeschlossen. In den Aufschlüssen bei der Fischerhütte (Fig. 14) südlich vom Dorfe sieht man kleine Felsen aus weissem Sunnequarzit, die von verschiedenen Lagen unterkambrischer Schichten überlagert sind. Die letzteren bestehen aus dunklem Blauquarz, sandigem Tonschiefer oder dünnen Konglomeratlagen mit nussgrossen Geröllen des Sunnequarzits. Diese Lokalität ist besonders wichtig, da sie in einer hervorragenden Weise die Diskordanz zwischen Unterkambrium und Sunnequarzit zeigt. Kleine, emporrage Hügel aus Quarzit zeigen, dass der Sunnequarzit schon kleine Klippen bildete, als das Unterkambrium sedimentiert wurde (Fig. 15 und 16).

Nordöstlich vom Dorfe Kläppe ist am Ufer des Storsjön ein interessantes Profil zu sehen (Fig. 17). Hier lagert nämlich der unterkambrische Quarzit auf dem Sunnequarzit und ist wenigstens von Teilen der Schichtenfolge des Mittelkambriums (die *Paradoxides Forchhammeri*-Zone) und des Olenidschiefers überlagert (Zonen mit *Leptoplastus* etc., und *Peltura* etc.). Auf der Insel Moholmen ist das Unterkambrium wieder vorhanden und enthält hier

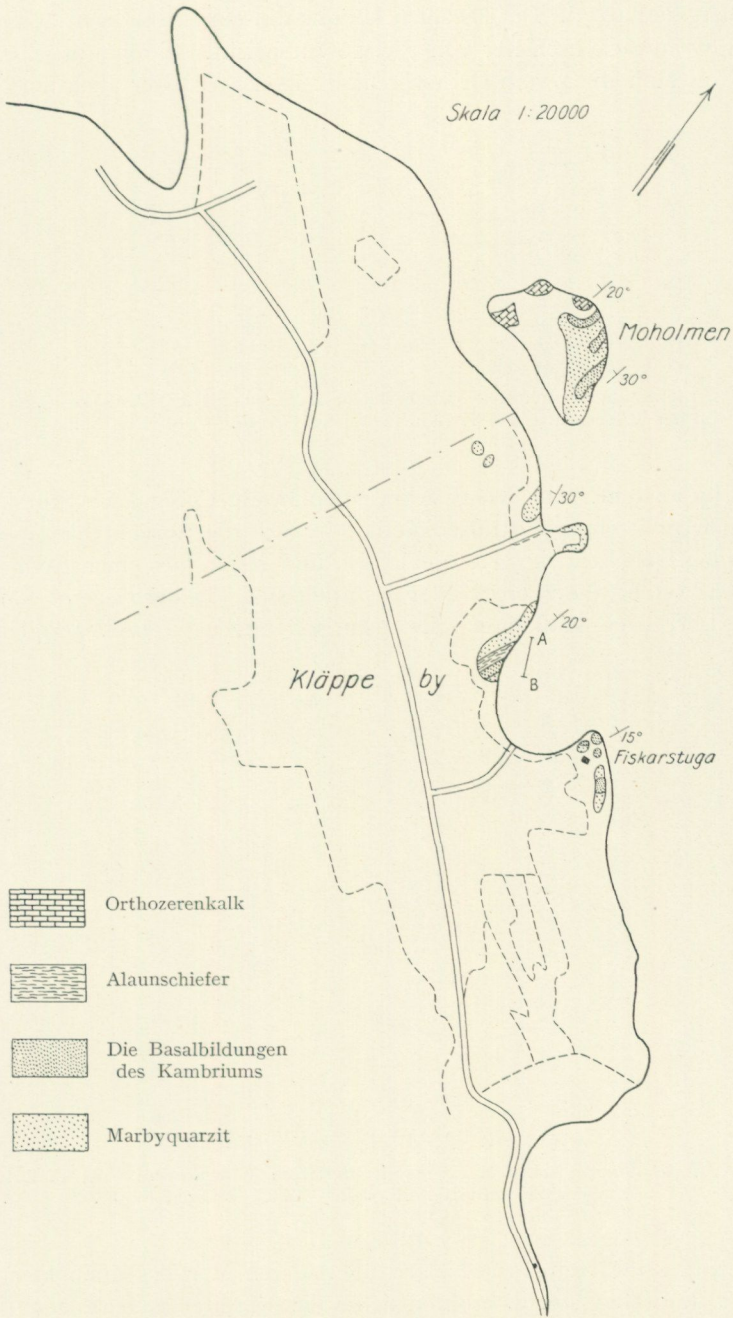


Fig. 14. Geologische Karte über das Quarzitgebiet bei Kläppe, Kirchspiel Marby. — Nach Asklund (1933).

die wichtigen Funde von *Holmia* sp. nebst *Torelleva laevigata* und *Hyolithus*? (vgl. Thorslund 1933). Die Fossilien kommen in einem sandigen Schiefer vor, der dem Grauwackenschiefer von Fig. 16 entspricht. Die kambrischen Lagen werden auf Moholmen vom Orthozerenkalk überlagert, der auch nordwestlich

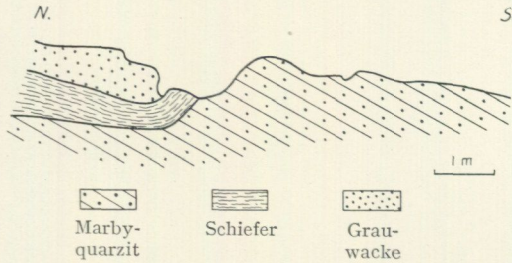


Fig. 15. Die Kontaktverhältnisse zwischen dem Marbyquarzit und dem Unterkambrium, S von der Fischerhütte bei Kläppe in Marby. Profil. — Nach Asklund (1933).

von Marby ansteht. Auf den naheliegenden Inseln Utöarna im Storsjön trifft man einen bröckeligen Orthozerenkalk, der wie die übrigen hier erwähnten Vorkommen sehr kräftig verschiefert ist und sogar aus einer Reihe kleiner Schuppen besteht, die übereinander gestaffelt sind. In der Gegend von Hallen wird der Orthozerenkalk von schwarzen, mächtigen, wechsellagernden Grau-

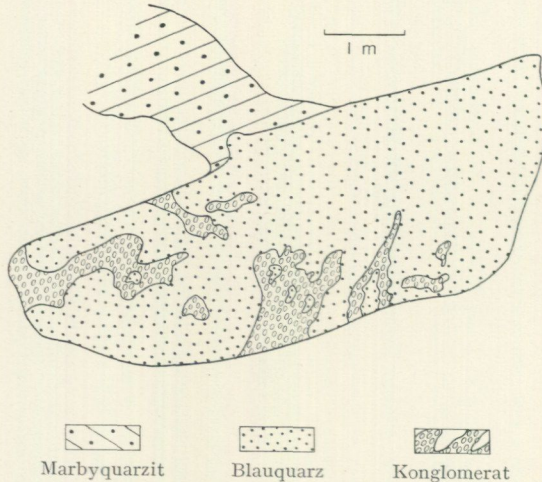


Fig. 16. Kontakt zwischen Marbyquarzit und flach auflagerndem Unterkambrium, S von der Fischerhütte. Aufriss. — Nach Asklund (1933).

wacken und schwarzen Tonschiefern überlagert. Wir begegnen hier der im mittleren Jämtland so ausserordentlich weitverbreiteten Serie der Föllinge-Holmsjö-Fazies (Wiman 1897). Die Grauwacken sind bis in die Gegend von Mattmar zu verfolgen. Sie ähneln sehr stark den Grauwacken der schon untersuchten Gebiete der grossen Föllinge-Scholle im Norden. Man kann daher

mit Recht vermuten, dass dieser südliche Ausläufer der Föllinge-Holmsjö-Fazies bei Hallen etc. nur eine Fortsetzung der grossen Föllinge-Scholle ausmacht.

Wie aus der Übersichtskarte (Taf. 1) ersichtlich ist, umspannt die Föllinge-Scholle ein sehr grosses Gebiet. Ihre kambrischen Teile konnten im mittleren Jämtland noch nicht festgestellt werden, wahrscheinlich auf Grund der ungemein ausgedehnten Erdbedeckung der Föllinge-Scholle. Als tiefste Lage tritt ein

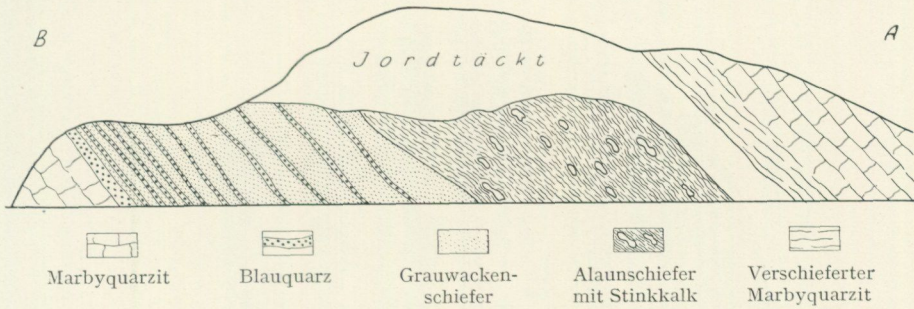


Fig. 17. Profil durch die kambrische Schichtenserie an der Kläppe-Bucht bei Marby. Länge des Profils etwa 50 m. — Nach Asklund (1933).

sehr mächtiger Orthozerenkalk auf, der an verschiedenen Stellen aufgeschlossen ist, z. B. bei Näsaforsen in der Nähe von Föllinge. Das obere Ordovizium besteht aus einer sehr mächtigen Serie von wechsellagernden Grauwacken und — teilweise quarzitischen — Schieferen. Diese Serie ist aus einer Reihe Profilen bekannt, von denen einige unten beschrieben werden.

An der Landstrasse zwischen Föllinge und dem Holmsjön bilden die mit Grauwacken wechselnden Schiefer gute Aufschlüsse. Einige Kilometer westlich von Föllinge liegt die Kontaktzone zwischen dem Orthozerenkalk und der von Wiman sogenannten »Föllinge-Holmsjö-Serie«, den Schieferen und den Grauwacken. Etwas westlich davon enthält eine dünne Schieferlage *Nileus armadillo* DALM. und folgende Graptolithen: *Didymograptus* sp., *Climacograptus scharenbergi* LAPW., *Diplograptus (Glyptograptus) teretiusculus* (HIS.) sp. Thorslund vermutet (1935 c, S. 10), dass diese Schieferzone zum Orthozerenkalk gehört, und zwar eine Unterstufe darstellt, die jünger ist als der untere Teil des Asaphuskalkes, aber wahrscheinlich älter als die Äquivalente des jämtländischen Ogygiocarisschiefers.

Bei Ö. Ottsjö steht nördlich des Sees ein schwarzer Schiefer an, in dem Grauwackenschichten und schwarze, fossilführende Kalkkonkretionen vorkommen. Die Fossilien, die von Thorslund (1935, S. 23) angeführt wurden, deuten darauf hin, dass der Schiefer zur *Climacograptus putillus*-Zone des Ogygiocarisschiefers gehört. Beim Fluss Raftan kommt ausserdem möglicherweise auch die *Nemagraptus gracilis*-Zone vor.

An allen genannten Stellen ruhen auf den fossilführenden Gesteinen sehr mächtige Schichten von völlig gleichen Schieferen und Grauwacken. Sie lassen uns vermuten, dass die »Föllinge-Holmsjö-Fazies« noch höhere Etagen

des Ordoviziums enthält. Weiter entfernt an der Landstrasse zwischen Föllinge und dem Holmsjön kann man ein Profil mit nach Westen fallenden, isoklin gefalteten Gesteinen dieser Fazies studieren. Ihre oberen Fossilhorizonte sind noch nicht beschrieben worden. Es ist aber zu vermuten, dass die Schiefer-Grauwacken-Fazies auch die Chasmopsstufe enthält. Weiter im Westen werden die Grauwacken von weichen Tonschiefern überlagert.

Die Grauwacken weisen eine sehr interessante petrographische Ausbildung auf. Die klastischen Gesteinskörner bestehen aus sehr polymiktem Trümmer-

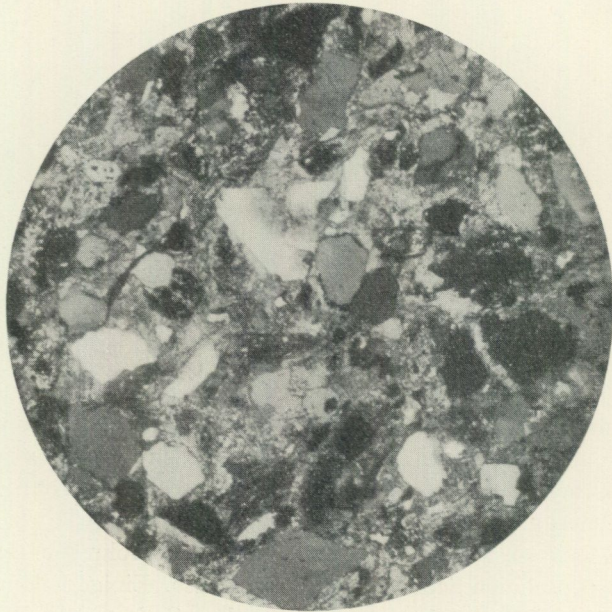


Fig. 18. Grauwacke mit reichlicher Kalkspatbasis. Vergr. 60 ×, gekreuzte Nicols; Ottsjö. — Nach Asklund (1935 b).

material: Quarz, Feldspat und kleinen Fragmenten verschiedener Gesteine. Besonders reichlich treten Kalkfragmente auf, die bisweilen auch Fossilreste führen (Fig. 18). Daneben sind Porphyrfragmente gewöhnlich; es kommt sowohl größere Porphyrgrundmasse mit granophyrischer Struktur als auch sehr dichte Grundmasse mit mikropeikilitischer Struktur vor. Das im ganzen eckige und unsortierte Fragmentmaterial zeigt, dass die Grauwacken aus einer Periode mit sehr schneller Disintegration herrühren. Die besonders charakteristischen Körner der Porphyre gestatten uns, die Richtung der Sedimentation zu beurteilen. Die Fragmente stammen von ähnlichen postarchaischen und präkambrischen Porphyren her. Solche fehlen im Grundgebirge des östlichen Geosynklijalrandes völlig, treten aber im Grundgebirgsfenster des Oldengranits in grossem Umfang zutage. Gestützt auf die übrigen, weiter unter angeführten Observationen kann man mit Sicherheit behaupten, dass ein grosser Teil des klastischen Materials der Grauwacken vom westlichen Geosynklijalrande stammt. Diese Tatsache steht auch im besten Einklang mit dem

früher erwähnten Faktum, dass nur die westlichen jämtländischen Kambrosilurschollen ein fein- bis grobklastisches Mittelordovizium enthalten.

Die typischen Tonschiefer, die die Föllinge-Holmsjö-Fazies überlagern, sind stratigraphisch noch nicht fixiert. Ein Fossilfund von Stångviken gehört wahrscheinlich zur Trinucleusetage. Es ist auch zu vermuten, dass die verschiedenen fossilführenden Schiefer aus der Gegend von Offerdal und Alsen, die C. Wiman (1893) zum Brachiopodenschiefer rechnete, sich eng an die oben genannten, typischen Tonschiefer anschliessen.

Diese werden an mehreren Stellen von dem charakteristischen Quarzit, dem sogenannten *Phacops elliptifrons*-Quarzit, überlagert. Er ist meistens hellgrau oder hellbraun und kann auf weite Strecken hin verfolgt werden, besonders an der östlichen Seite der Offerdal-Scholle. Seine Mächtigkeit beträgt 10 bis 20 m, aber die gewöhnlich kompakte Masse ist sowohl im Hangenden als im Liegenden öfters von dünnen Quarzitbänken umgeben. C. Wiman gibt (1893) ein Verzeichnis von Fossilien aus diesem Quarzit.

Der *Phacops elliptifrons*-Quarzit wird überall in der Föllinge-Scholle von einem kalkigen Schiefer und dem ausserordentlich charakteristischen Pentameruskalk überlagert. Diese kalkführende, mächtige Abteilung streicht um den südlichen Teil der Offerdal-Scholle und folgt ihrer östlichen Grenze bis zum Hotagensee. An mehreren fossilführenden Lokalitäten kann man beispielsweise u. a. die charakteristischen silurischen Korallen finden.

Den oberen Graptolithenschiefer kennt man nur von einigen Stellen in Offerdal und Alsen, von welchen C. Wiman ein Fossilverzeichnis geliefert hat (1893). Wahrscheinlich entspricht dieser Schiefer der höchsten Stufe der Föllinge-Scholle.

Fig. 19 gibt u. a. eine Übersicht über die tektonischen Verhältnisse der Föllinge-Scholle in der Nähe von der Offerdal-Scholle. Längs des östlichen Randes der grossen kristallinen Scholle ruht sie auf der silurischen Abteilung der Föllinge-Scholle. Besonders der Landstrasse zwischen Lillholmsjö und Hotagen entlang ist eine Reihe von typischen Profilen aufgeschlossen, von denen ich das Profil von Toppen gebe: In der Höhe der Landstrasse treten dunkle oder graugrüne Schiefer auf, die zu den nicht untereingeteilten Trinucleus-Brachiopoden-Schiefern zu rechnen sind. Ihnen folgt in einer kleinen Bachfurche nördlich von Toppen der *Phacops elliptifrons*-Quarzit. Er bildet, wie auf Fig. 20 zu sehen ist, einen kleinen flachen Sattel und ist hier etwa 20 m mächtig. Im Hangenden liegt blaugrauer Kalk der Pentamerusetage. Dieser Kalkstein bildet hauptsächlich den kleinen Berg Gröntoppen, wo er von einer dünnen Scholle von kristallinem Mylonit der Offerdal-Scholle überlagert ist. Man kann die Überschiebungsgrenze beinahe um die ganze kleine Kalotte verfolgen. Die Grenze tritt als ein plötzlicher Abbruch des kräftig verschieferten Kalksteins hervor; unmittelbar auf dem Kalkstein ruht der an der Grenze sehr bröckelige Mylonit. Am Scheitel des Hügels ist der Mylonit schon fest und zeigt eine feldspat-quarz-reiche Zusammensetzung, die möglicherweise auf einen granitischen Ursprung des Mylonits deutet.

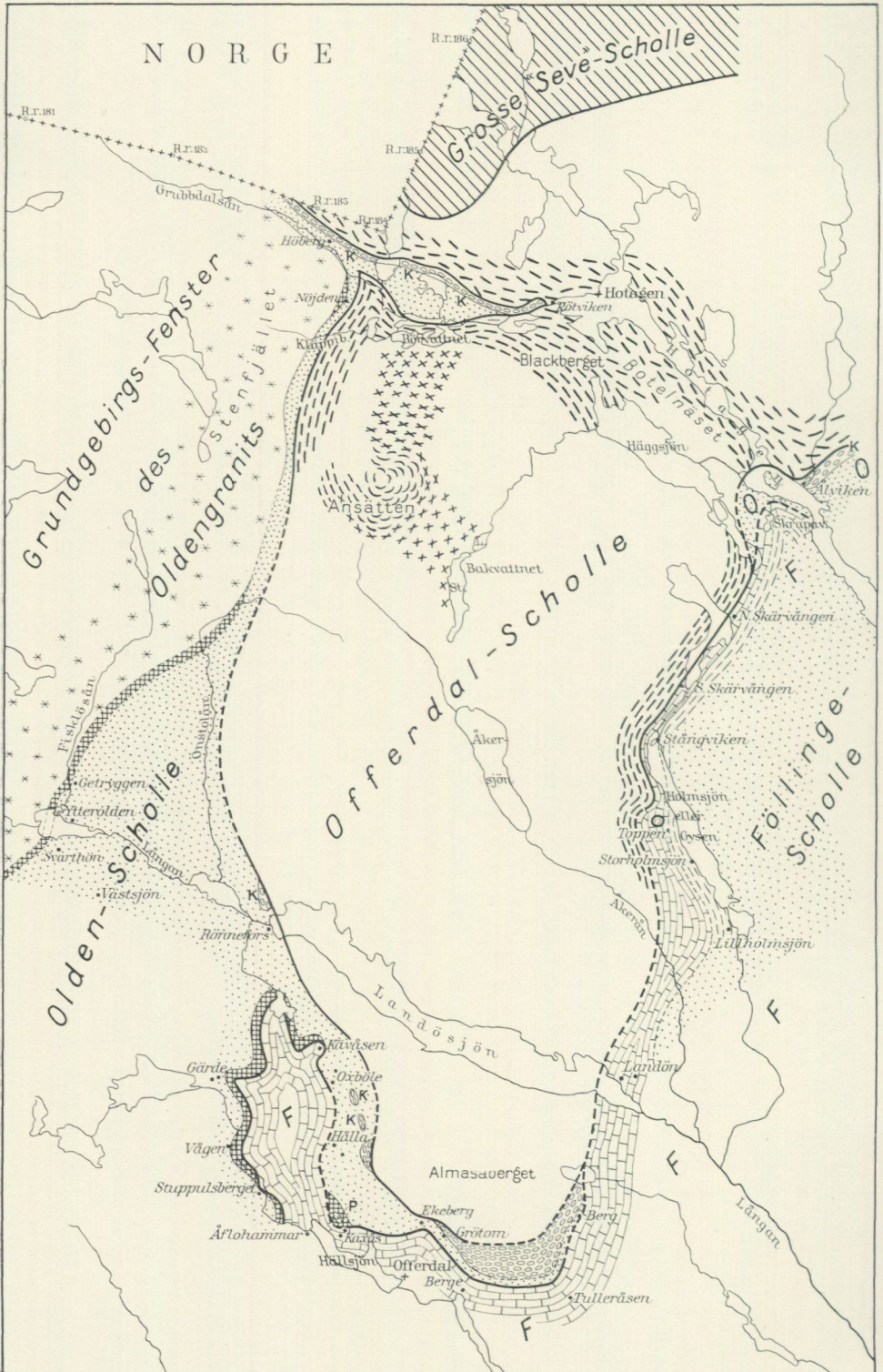


Fig. 19. Die Offerdal-Scholle und ihre Nachbargebiete.

Wie Fig. 20 zeigt, bildet der Mylonit am Gröntoppen einen isolierten Denudationsrest der grossen Offerdal-Scholle.










Ferner ist ein gutes Profil bei Södra Skärvången zu sehen. In der Niederung zwischen der Hotagen-Landstrasse und der kleinen Kapelle bei Södra Skärvången ist der *Phacops elliptifrons*-Quarzit mit flachem westlichem Einfallen anstehend. Sein Hangendes bei der Kapelle besteht aus dem typischen fossilreichen Pentameruskalk. Der Kalkstein besitzt eine Mächtigkeit von etwa 40 m. Er wird von einem dünnschiefrigen, schwarzen Schiefer überlagert, der keine Fossilien enthält. Bei etwa 450 m ü. N. N. folgt der Steilabsturz der Offerdal-Scholle. Der Kontakt ist nicht aufgeschlossen, sondern von herabgestürzten Mylonitblöcken bedeckt. Der Mylonit fällt sehr flach gegen NW und ist als feldspathaltiger Muscovitglimmerschiefer ausgebildet.

Bei Norra Skärvången konstatiert man ein ungefähr gleiches Profil. Östlich der Landstrasse kommen hier die wechsellagernden Grauwacken und Schiefer der Föllinge-Holmsjö-Fazies ganz nahe an die ungegliederte Schieferzone der Trinucleus-Brachiopoden-Schiefer heran. Ein grauer Schiefer der letzteren Abteilung wird von dem hier etwa 10 m mächtigen *Phacops elliptifrons*-Quarzit überlagert. Dann folgt im Hangenden eine Zone von Kalkbänken oder mergeligen Tonschiefern und am Ende des Profils nach oben der typische fossilreiche Pentameruskalk am Ufer des Skärvångsjön. Der Pentameruskalk enthält *Halysites* sp., *Favosites* sp. etc. Einige hundert Meter gegen NW steigt die Offerdal-Scholle steil empor, und zwar bis 525 m ü. N. N.

Am südlichen Rande der Offerdal-Scholle biegt das Gotlandium gegen Westen ab und bildet gegen NW einen lappigen Ausläufer in das Flusstal von Offerdal. Das Gotlandium wird hier von einer Reihe Gesteine umgeben, die offenbar keinen direkten Zusammenhang mit der Föllinge-Scholle haben. A. G. Högbom hat richtig erkannt, dass diese Serie nicht zum »eigentlichen« Kambrosilur von Offerdal zu rechnen ist und dass sie durch eine Überschiebung von diesem getrennt ist (Högbom 1910, Pl. 2, Fig. 6 und S. 29).

Meine Neurekognoszierungen in der Offerdal-Gegend bestätigen diese Auffassung; doch zeigt es sich, dass die neue Scholle eine beträchtliche Ausdehnung

Zeichenerklärung zu Fig. 19.

O	Olden-Scholle		Pentameruskalk
F	Föllinge-Scholle		Brachiopoden- und <i>Trinucleus</i> -Schiefer
	Amphibolite und Grünschiefer der Offerdal-Scholle		Grauwacken und Schiefer, Föllinge-Holmsjö-Fazies
	Granite der Offerdal-Scholle		Basalquarzit des Kambrosilurs
	Granitmylonite und kristalline Schiefer der Offerdal-Scholle		Oldengranit und Oldenporphyr
	Offerdalkonglomerat		

besitzt. Betreffs der stratigraphischen Einordnung der Elemente der *Olden-Scholle* weicht meine Ansicht von der Högboms wesentlich ab.

4. Die Olden-Scholle.

Die Olden-Scholle hat sicher einen sehr wesentlichen Anteil am Aufbau des Kambrosilurs in dem westlichen Jämtland. Bisher ist sie aber noch nicht weiter, als Fig. 19 zeigt, vom übrigen Kambrosilur unterschieden.

Wenn man die Gesteine längs der Landstrasse zwischen Rönnefors und Ytterolden betrachtet, fällt ein neues petrographisches Motiv auf, nämlich dass jetzt die Kalke beinahe völlig verschwunden sind. Man konstatiert nur den

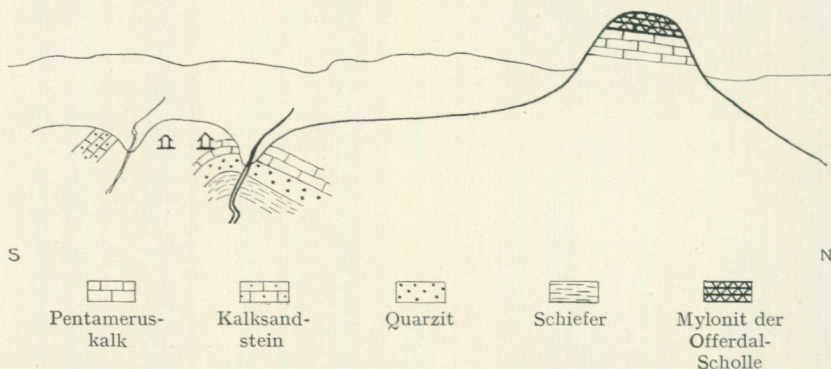


Fig. 20. Die Schichtenfolge bei Toppen, von O gegen W gesehen. — Nach Asklund (1935 b).

ausserordentlich einförmigen Wechsel der schwarzen Schiefer und Grauwacken der Föllinge-Holmsjö-Fazies, gewöhnlich als isoklinale Falten. Stellenweise — wie am Flusse Långan in der Nähe von Rönnefors — sind die schiefer-oder kalksandsteinartigen Grauwacken mit kleinen Kalklamellen versehen (Zenzén 1930). Kleine, schiefergemengte Kalkmassen finden sich jedoch am Västsjön und Ytterolden im tieferen Teil der Grauwacken-Schiefer-Serie. Der mächtige Orthozerenkalk der Föllinge-Scholle ist aber vollständig verschwunden. Die Grauwacken der Olden-Scholle bilden im allgemeinen noch mächtigere Bänke als in der Föllinge-Scholle; man sieht mehrmals 5—10 m mächtige Lagen zwischen dünneren Schichten des gewöhnlich schwarzen Tonschiefers.

Im Gegensatz zu der Föllinge-Scholle weist die Olden-Scholle eine breite Kontaktzone gegen das Grundgebirge auf, welches hier von dem interessanten, wahrscheinlich postarchaischen Oldengranit und seinen hypabyssischen, granitporphyrischen Varianten gebildet worden ist. Die Kontaktverhältnisse sind von G. Frödin (1916) ausführlich behandelt worden. Meine unten angeführte Beschreibung von einer Reihe Kontaktstellen weicht teilweise von den Auffassungen Frödings ab, was bei einem Vergleich mit seiner Arbeit deutlich hervorgeht.

Der leichtest zugängliche Aufschluss der Kontaktzone liegt im Bach Fisklösaån nördlich von Ytterolden, wo die kambrosilurischen Schiefer auf einem

Quarzit ruhen, der seinerseits auf Oldengranit gelagert ist. Die Einzelheiten ersieht man aus Fig. 21. Am Ufer der Stromschnelle steht Oldengranit an und ist von einem 6—8 m mächtigen, blaugrauen, klastischen Quarzit überlagert. Die Basalschicht besteht aus einer groben Sedimentbrekzie oder aus einem Konglomerat, das ausserordentlich kräftig zementiert ist. Es enthält Fragmente oder Gerölle des unterliegenden Granits in einer klastischen Grundmasse von Feldspat und Quarz. Zwischen dem Quarzit und dem hangenden

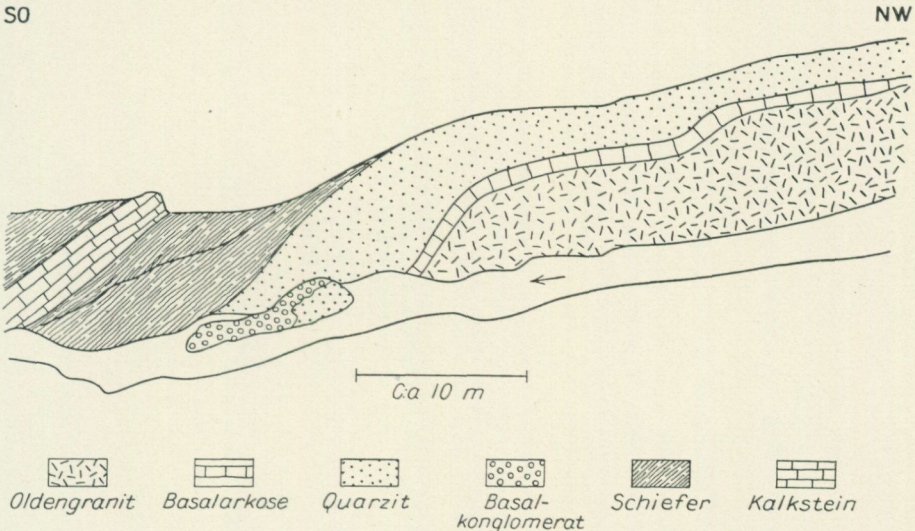


Fig. 21. Schematisiertes Profil durch die Kontaktzone des Oldengranits und der überlagernden Sedimente am Fisklösaån.

Schiefer tritt ein sehr charakteristisches Konglomerat auf, das sich von der Basalbrekzie des Quarzits deutlich unterscheidet. Das Konglomerat kommt nur auf einem kleinen Felsen in der Stromschnelle vor, und bildet eine 5—6 cm dicke Schicht, von kleinen Partien des hangenden Schiefers bekleidet. Das Konglomerat ist sehr kalkreich und enthält kleine Phosphoritknollen oder kleine Gerölle aus dem unterliegenden Quarzit. Dann folgt — etwa 10 m mächtig — ein sehr kräftig deformierter Schiefer, und im Hangenden ein gestreckter, linearschiefriger Kalk von halb kristalliner Struktur. Alle Lagen fallen hauptsächlich gegen Südosten, und es ist auffallend, dass die eigentliche Kontaktzone des Kambrosilurs hier durch günstige Umstände von der Deformation verschont geblieben ist, während diese den hangenden Teil beeinflusste. Dies erklärt sich dadurch, dass das Basalkonglomerat in einer kleinen Vertiefung des harten Granits lag. Der Granit ist ebenfalls völlig undeformiert.

In der naheliegenden Bachrinne des Övre Oldån tritt der Kontakt zwischen dem Quarzit und der Kalk-Schieferzone nicht zu Tage, dagegen ist die Basalzone des Quarzits an mehreren Stellen sichtbar. Die präquarzitische Basalfläche des Oldengranits enthält kleine Unebenheiten, die der Quarzit ausfüllt.

Dem Övre Oldån entlang ist der Quarzit mächtiger; ich schätze ihn bis auf etwa 50 m.

Südlich des Yttre Oldsjön, ein wenig westlich von Svarthön, existiert eine analoge Kontaktzone. Hier ragt ein Hügel aus Porphyr bis 382 m ü. N. N. hinauf. Sein östlicher Abhang ist mit Tonschiefer bekleidet. Die Basalzone des letzteren besteht aus einer dünnen Konglomeratlage; darüber liegt blauer Quarzit, dessen Grundmasse eine tiefblaue oder schwarze Farbe aufweist und

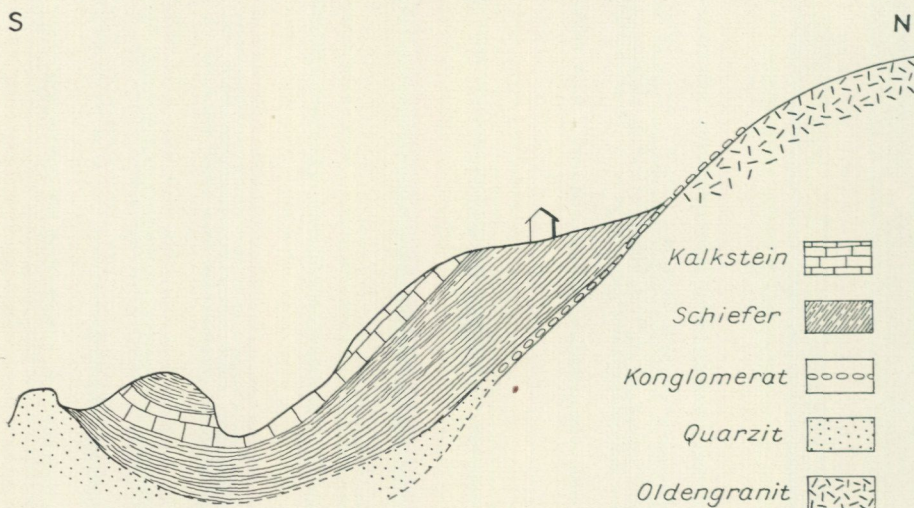


Fig. 22. Profil durch die Basallagen der Sedimente bei Svarthön.

hie und da sehr reich an Schwefelkies ist. Die Schiefer-Kalkzone bildet eine kleine Mulde, deren südlicher Schenkel auf einem wohl 10 m mächtigen, groben Blauquarz ruht. — Ich fasse die kleine Konglomeratlage als Basalzone des Quarzits auf. Man sieht aus dem Profil, Fig. 22, dass der Quarzit wie an der nördlichen Seite des Yttre Oldsjön sehr wechselnde Mächtigkeit besitzt und wahrscheinlich zur Zeit der Schiefer-Kalksedimentation schon kräftig denudiert war.

Die Basalzone des Kambrosilurs streicht von Yttre Oldsjön etwa 40 km gegen NNO bis zum Bach Grubbdalsån, wo sie sich mit einer westlich gerichteten Biegung um das Oldenmassiv legt. In der Gegend von Önstolån tritt der Basalquarzit wieder auf. Im Norden, westlich des Dorfes Ansätten, scheint er zu fehlen, denn die Schiefer-Kalkzone tritt hier nur einige Meter von dem Oldengranit entfernt auf. Dasselbe konstatiert man am Bach Kläppibacken, wo jedoch möglicherweise eine kleine Dislokation vorliegt (vgl. Frödin, 1916, S. 256). Dies vermute ich, da die Grenze zwischen Granit und Schiefer hier steil einfällt.

Noch nördlicher, bei Nöjden, W von Rörvattnet, tritt die Basalzone vollständig entwickelt auf; die Lagenfolge der verschiedenen Elemente ist jedoch, wie G. Frödin beschrieben hat, durch eine Reihe kleinerer Überschiebungen etwas

verwischt. Ungefähr $\frac{1}{2}$ km südlich vom Dorfe haben wir ein deutliches Profil, in dem man, wie Fig. 23 zeigt, die ursprüngliche Lagerfolge ablesen kann. Auf einem bröckeligen Oldengranit, dessen Oberfläche ganz verwittert zu sein scheint, ruht der 10—25 m mächtige Basalquarzit. Er ist von einem sehr gepressten Schiefer überlagert; es folgt die Kalkzone mit gleichem Aussehen wie an den früher beschriebenen Lokalitäten. Unmittelbar am Dorfe ist die Basalzone auf die höher liegenden, schiefergemengten Grauwacken geschoben. Ohne auf die interessanten tektonischen Einzelheiten näher einzugehen, verweise ich auf die Beschreibung Frödins. Die Kontaktverhältnisse zwischen

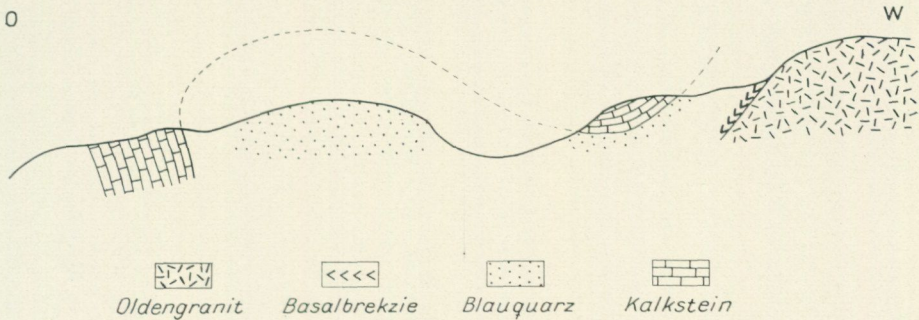


Fig. 23. Profil durch die Basallagen der Olden-Scholle 500 m südlich von Nöjden.

der Basalzone der Olden-Scholle und der Offerdal-Scholle werde ich später ausführlich behandelt publizieren.

Am besten aufgeschlossen ist die Basalzone, wie G. Frödin angab, am Bache Grubbdalsån. Sie befindet sich etwa 2 km NW von der Erweiterung des Flusses. Diese Erweiterung liegt einige hundert Meter südlich von Lilla Kingen. An beiden Ufern sieht man eine Gruppe von Oldengranitfelsen, die von einem nur wenige Dezimeter mächtigen, hervorragend schönen Konglomerat überlagert sind. Durch eine meistens lockere, grobe Sandsteinmatrix sind kleine Gerölle von Granit, weissem Quarzit und kleinen Stücken von graubraunem Phosphorit zementiert. Das Konglomerat bildet in Unebenheiten der Granitfläche meistens dünne, isolierte Partien. Die Sandsteinmatrix wird nach oben hin frei an Geröllen und wechsellagert hier mit einem schwarzen, sandigen Schiefer. Zusammen mit dem Konglomerat ist diese Zone ungefähr 1 m mächtig. Sie ist von einem dünnschieferigen, grauschwarzen Schiefer überlagert, der im Hangenden allmählich ausserordentlich kräftig gepresst ist. Es gelang mir, unmittelbar über dem sandigen Schiefer ein zweifelloses Fragment eines Graptolithen zu finden. Es besteht aus einem kurzen Ast mit einseitig angeordneten Theken. Das Fragment ist nicht näher bestimmbar, es erlaubt aber den sehr wichtigen Schluss zu ziehen, dass die Basalzone der Olden-Scholle nicht älter sein kann als ordovizisch.

Der gepresste Schiefer ist etwa 10 m mächtig und wird von den sonst genannten Kalken überlagert. Der Kalk ist etwa 10—15 m mächtig, ist beinahe ganz kristallin und kräftig verschiefert. Er ist sehr reich an Schiefer-

lamellen und ähnelt überhaupt einem metamorphen Orthozerenkalk. Im Hangenden des Kalkes folgt die gewöhnliche Wechsellagerung der Föllinge-Holmsjö-Fazies mit ihren Grauwacken und schwarzen Tonschiefern oder

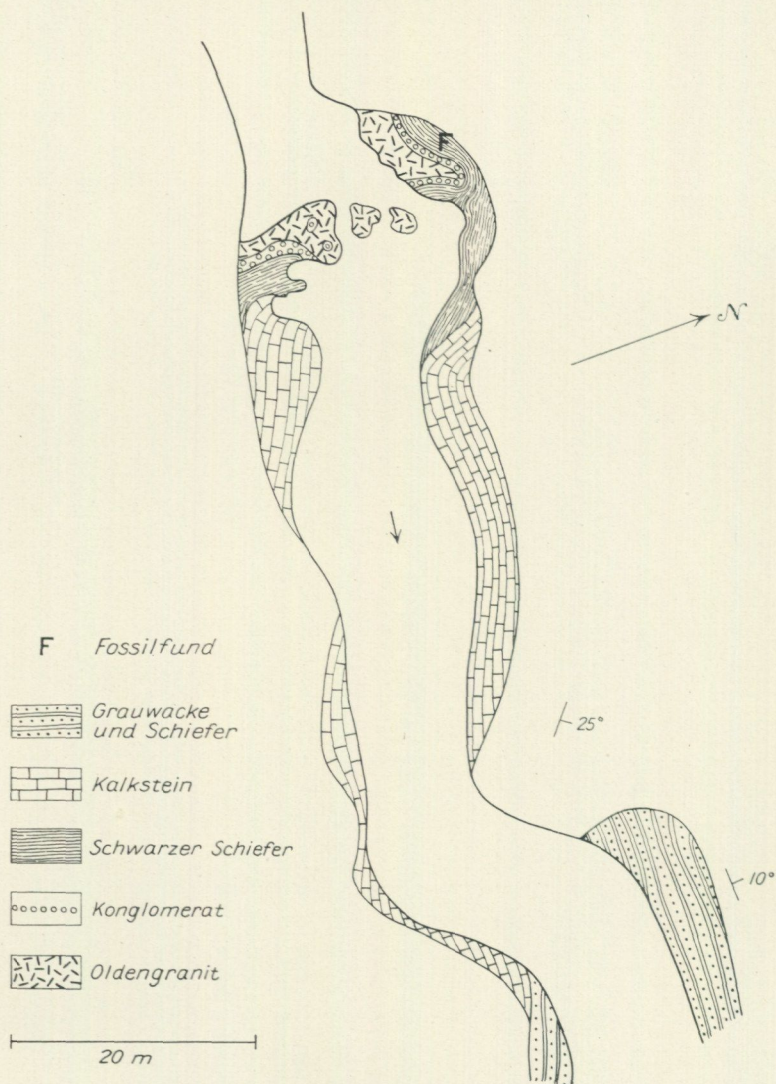


Fig. 24. Die Basallagen der Olden-Scholle am Grubbdalsån. Planskizze.

Phyllitlagen. Die Grauwacken enthalten reichlich Kalklamellen. Die Basalzone ist auf Fig. 24 skizzenartig kartiert.

Aus dem Bisherigen ergibt sich für den unteren Teil der Föllinge-Scholle — vorausgesetzt, dass er vollständig vorliegt wie z. B. bei dem Fisklösaån — folgendes Normalprofil:

Grauwacken-Schiefer-Abteilung, mächtig
Kalkstein 10—15 m
Schwarzer Schiefer ca. 10 m
Basalkonglomerat mit Quarzitgeröllen etc. 0.2—0.3 m
~~~~~
Diskordanz
~~~~~
Quarzit, meistens blaufärbt 0—50 m
Basalbrekzie und Konglomerat einige Meter
~~~~~
Diskordanz
~~~~~
Oldengranit

Das Wellenband zwischen dem Basalkonglomerat und dem Quarzit bezeichnet eine bedeutende Denudationsperiode, während welcher der Quarzit stark oder völlig denudiert wurde. Wie oben gezeigt wurde, besass der Quarzit im Övre Oldån eine maximale Mächtigkeit von 50 m; am Grubbalsån, wo die fossilführende Schieferzone beinahe bis zum Granitboden reicht, fehlt er aber völlig. Meiner Meinung nach gehört die untere Quarzitabteilung überhaupt nicht zur kambrosilurischen Schichtenfolge, sondern entspricht der prä- oder eokambrischen Quarzitabteilung, die in der Sunne- und Föllinge-Scholle (bei Kläppe im Kirchspiel Marby) auftritt und mit dem Wemdalquarzit oder Strömquarzit zusammeng gehört. Diese Behauptung lässt sich noch nicht beweisen, vor allem da ja die Basalbildungen der Kalk-Schiefer-Grauwacken-Abteilung des Kambrosilurs in den tiefsten Lagen graptolithführende Schiefer einschliessen, die frühestens unterordovizisch sein können.

Es ist also eine sehr wichtige Aufgabe, festzustellen, welcher stratigraphischen Unterabteilung die Basalbildungen der Schieferlagen entsprechen. Da die Grauwacken in der Föllinge-Scholle anscheinend nach unten hin bis in die Asaphusregion verfolgt werden können, möchte man zunächst vermuten, dass auch hier die Basalschichten ein ähnliches Alter besitzen.

Über die Hauptgesteine der Olden-Scholle ist nicht viel zu sagen. Sie bestehen aus wechsellagernden Grauwacken und Schiefen, die alle mit entsprechenden Gesteinen der Föllinge-Scholle identisch sind. Sie breiten sich über weite Bezirke aus, z. B. der neuen Landstrasse von Rönnefors entlang bis nach Olden. Eine lange Strecke von guten Aufschlüssen ist an dem unteren Lauf des Grubbalsån zu verfolgen, besonders an den Ufern der Stromschnellen. Auch im mittleren Laufe des Önstolån NW von Rönnefors kann man die Grauwacken und Schiefer als mehrere Kilometer lange Aufschlüsse studieren. Bis jetzt ist es mir nicht gelungen, auch nur einen einzigen Fossilfund in den oft gut erhaltenen Schiefen dieser Föllinge-Holmsjö-Fazies zu machen; es scheint jedoch nicht hoffnungslos zu sein.

Die hangende Schichtenfolge der Olden-Scholle bietet grosse Überraschungen. Das beste Profil habe ich bei Höberg am Grubbalsån gefunden. — Höberg ist ein Dörfchen nahe der norwegischen Grenze. Es liegt ungefähr 100—150 m oberhalb der Stromschnellen des Grubbalsån, und nördlich

davon steigt das Gelände sehr rasch bis zu den »lägfjäll«, Höbergsfjället, oder Vithatten.¹ Das Dörfchen liegt auf der charakteristischen Wechsellagerung der Grauwacken und Schiefer. Auf deren Schichtenköpfen steigt man etwa 100 m bis zu einem ungleich steilen, etwa 50 m hohen Absturz. Hier beginnt eine neue Wechsellagerung, wo die Grauwacken von einem bläulichen oder weissen Quarzit ersetzt werden. Die Quarzitbänke werden allmählich dicker und schliessen oben mit einer einheitlichen, teilweise konglomeratischen, 20—30 m mächtigen Quarzitbank. Zusammen mit den unteren Partien hat die Quarzitzone eine Mächtigkeit von 50—70 m. Besonders die mittleren Partien sind konglomeratisch, mit grösseren Feldspatfragmenten und kleinen Porphyrgeröllen. Über dem Quarzit folgt eine ausgeprägte Terrasse mit einer Breite von ca. 10—30 m. Am inneren Rande steht ein kräftig mylonitisierter Granit an. Seine Mylonit- und Verschiebungsebenen fallen etwa 10°—25° gegen NNO

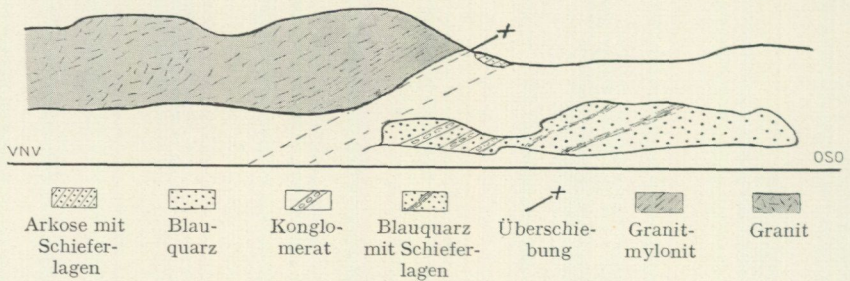


Fig. 25. Die Überschiebungsgrenze NW von Älviken. Länge etwa 300 m, Höhe 75 m. — Nach Asklund (1935 b).

ein, ebenso wie die nur schwach angedeuteten Lagerungsstrukturen des Quarzits. Der Granitmylonit gehört zu den nördlichen Partien der grossen Granitmylonitscholle, die sich gegen Süden bei Rörvattnet über das kleine Fenster des Kambrosilurs ausbreitet und in die unteren Teile der grossen Offerdal-Scholle hineintaucht.

Die Quarzitzone hat eine ganz bedeutende Verbreitung. Östlich von dem kleinen See S:a Kingen tritt sie wieder hervor, von der Grauwacken-Schiefer-Serie unterlagert und vom Granitmylonit überschoben. Hier ist die Überschiebungsgrenze besonders gut aufgeschlossen. Der Granit bildet eine bisweilen überhängende Kante, unter die der Quarzit untertaucht. Die Quarzitzone ist auch bei Lyckrosberget und Rörtviken unter ähnlichen Umständen aufgeschlossen. Bei Rörtviken überlagert jedoch der Granit das keilförmige Kambrosilurgebiet und setzt gegen Süden in der Offerdal-Scholle fort. Das Kambrosilurgebiet bei Rörvattnet und Rörtviken bildet somit eine monoklinal ausgebildete Serie, wie die Karte Fig. 19 zeigt.

Die Granitmylonitscholle senkt sich muldenförmig über die nordwestliche Partie des Hotagen. In der Mitte des Sees taucht die Überschiebungsfläche mit hauptsächlich NO—SW gerichteter streichender Front nochmals auf.

¹ Mit »lägfjäll« = niedrigem Fjäll bezeichnet man das Gebirge über der Baumgrenze, aber unter der Zone mit ewigem Schnee, die als »högfjäll« bezeichnet wird.

Hier tritt der Quarzithorizont — wie ich früher mitgeteilt habe (1935 c) — nochmals zu Tage, mit einer Mächtigkeit von etwa 30 m. Bei Älviken am Hotagen tritt die Überschiebungszone, wie Fig. 25 zeigt, besonders deutlich hervor. Hier enthält der Quarzit eine Reihe von Konglomeratlagen, die eine gröbere Form des Konglomerats von Höberg repräsentieren. Die nussgrossen Gerölle bestehen aus Quarzit, Schieferstücklein und sehr charakteristischen

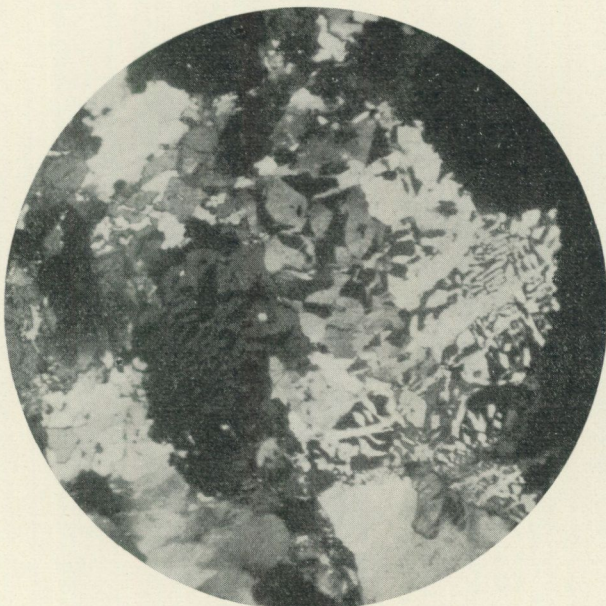


Fig. 26. Mikrofotographie des Älvikenkonglomerats. Granophyrfragment. Gekreuzte Nicols, Vergr. 16 X. — Nach Asklund (1935 c).

Granit- und Granitporphyrgesteinen, die, wie schon beschrieben wurde, dem Oldengranit und seinen granitporphyrischen Varianten entstammen (Fig. 26). Im Liegenden zeigt der Quarzit eine ähnliche Wechsellagerung mit Schiefen der Föllinge-Holmsjö-Fazies, die hier wie gewöhnlich zum grossen Teil aus Grauwacken besteht.

Ich war ursprünglich der Meinung, dass der Quarzit und der liegende Grauwacken-Schiefer zur Föllinge-Scholle zu rechnen wären. Während des letzten Sommers fand ich aber, dass diese einheitlichen Lagen eine selbständige Scholle bilden, die über den Pentamerushorizont der Föllinge-Scholle überschoben ist. Meine jetzige Auffassung ist auf Karte Fig. 19 dargestellt. Es ist anzunehmen, dass das verhältnismässig dünne Schichtenpaket der Olden-Scholle bei Hotagen gegen Südwesten völlig auskeilt und erst am südlichen Rande der Offerdal-Scholle bei Offerdal noch einmal erscheint.

Die genannten Konglomerate und Quarzite treten an der westlichen Seite der Offerdal-Scholle bei Rönnefors auf.

Die geologischen Verhältnisse bei Rönnefors sind von N. Zenzén (1930) geschildert worden. Sie sind besonders wichtig durch den deutlichen Über-

schiebungskontakt zwischen dem Kambrosilur und der überlagernden Offerdal-Scholle. Nahe des Überschiebungskontaktes kommt als Einlagerung in den gewöhnlichen Grauwacken-Schiefern ein blauer oder dunkler Quarzit vor, der mit den groben Rönneforskonglomeraten im Verein steht und teilweise ebenfalls konglomeratisch ist. Das Konglomerat enthält eine Reihe von Porphyry- und Granitgeröllen; unter den letzteren erkennt Zenzén auch Oldengranit-Typus.

Bei Rönnefors ist es schwer zu beurteilen, welche stratigraphischen Lagen der Quarzit und das Konglomerat einnehmen können. Südlich von Rönnefors, von Nästsjön bis in die Gegenden westlich von Offerdal, liegt eine annähernd zusammenhängende Zone eines ähnlichen Quarzits. Dieser hat aber keinen direkten Zusammenhang mit dem Rönneforsquarzit im Felde und führt auch keine Konglomeratbildungen. Andererseits kommt an der westlichen Grenze der Offerdal-Scholle eine Reihe von Lokalitäten vor, die wie bei Rönnefors eine Kombination von Quarzit und Konglomerat aufweisen, z. B. Trittberget, Hällan u. a. Hier sind die stratigraphischen Verhältnisse deutlicher. An der südlichen Seite von Trittberget erhält man folgendes Profil: am Fusse des Berges ist die gewöhnliche Wechsellagerung zwischen Schiefer und Grauwacken sichtbar. Eine Schieferlage wird von einem groben, typischen Rönneforsquarzit überlagert. Ich schätze die Mächtigkeit des Quarzits auf etwa 30—40 m. Im Hangenden des Quarzits tritt ein grobes Konglomerat auf, das bis kopfgrosse Gerölle von Porphyry und Oldengranit enthält. Unter ähnlichen Umständen ist das Konglomerat in Staberget aufgeschlossen. Die Mächtigkeit des Konglomerats beträgt hier ungefähr 25 m. Weiter südlich ist das Konglomerat östlich von Grötom aufgeschlossen, der Quarzit aber ist hier meistens von Quartär bedeckt. Tiefer in der Schichtenserie tritt typische Föllinge-Holmsjö-Grauwacke auf. Das Konglomerat ist im Hangenden ziemlich kräftig verschiefert; die Metamorphose gestattet jedoch eine Bestimmung des ursprünglichen petrographischen Charakters der Gerölle. Sie bestehen hauptsächlich aus Porphyren, die zum Teil eine rötliche Farbe besitzen. Darin unterscheidet sich dieses Konglomerat von dem Rönneforskonglomerat, dessen Gerölle meistens grau sind.

Das Konglomerat von Grötom bildet nur eine nördliche Spitze von dem bekannten Offerdalkonglomerat, das früher, besonders von A. G. Högbom, beschrieben worden ist. Einige Kilometer südlich von Grötom bildet dieses Konglomerat eine breite Zone mit grossen Aufschlüssen und setzt, wie die Karte Fig. 19 angibt, als breiter Gürtel um die südliche Partie der Offerdal-Scholle herum fort. Das Konglomerat ist meistens ziemlich grob, mit faust- bis kopfgrossen, wohlgerundeten Geröllen aus verschiedenen, grauen, rötlichen oder violetten Porphyren in einer grobkristallinen, klastischen Quarzitgrundmasse. Bisweilen sind die Gerölle sehr gross, mit Durchmesser bis ca. 2 m, wie G. Frödin mitteilte. Am kleinen Weg zwischen Grötom und Berge in Offerdal ist die stratigraphische Lage des Konglomerats leicht zu studieren. Im Wegniveau finden sich reichlich Aufschlüsse der Grauwacken-Schiefer-Abteilung. Sie wird von einer 10—20 m mächtigen, dunkelblauen

oder grauen Quarzitbank überlagert. Der Quarzit wird gegen das Hangende konglomeratisch und geht auf einige Meter in ein typisches Offerdalkonglomerat über. Es ist unmöglich, eine bestimmte Ziffer der Mächtigkeit des Konglomerats anzugeben; wahrscheinlich beträgt sie mehr als 50 m. Die Oberfläche des Konglomerats zeigt in der Nähe von der Überschiebungszone der Offerdal-Scholle eine kräftige Verschieferung.

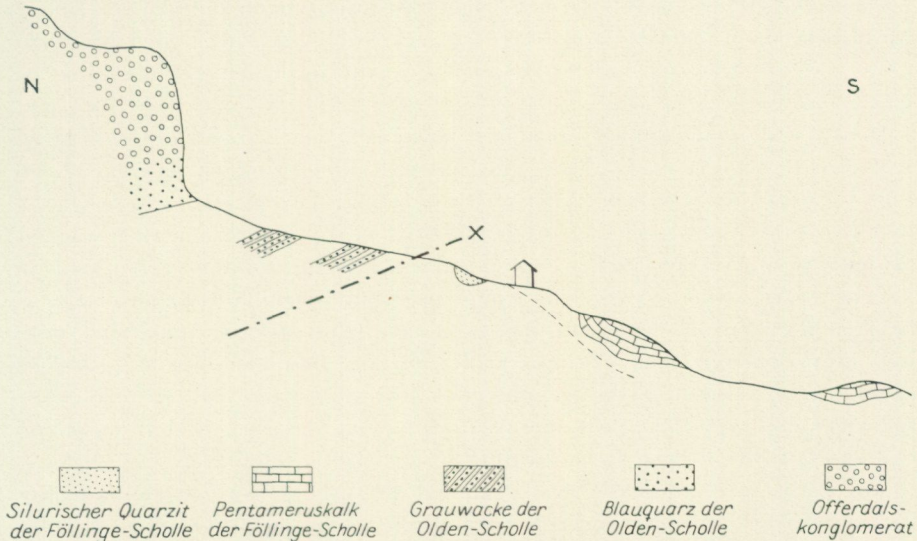


Fig. 27. Profil von Berge in Offerdal. Zeigt die Überschiebungsgrenze zwischen der Föllinge-Scholle und der Olden-Scholle.

Nördlich von Berge trifft sich die hier beschriebene Lagenfolge mit den silurischen Gesteinen der Föllinge-Scholle. Die letzteren sind in den Talgegenden um die Spitze des Nälde-Sees mit einer mächtigen Pentameruskalk-Abteilung, mit fossilführenden Brachiopodenschiefern usw. gut aufgeschlossen. Beim Dorfe Berge erkennt man diese verschiedenen Lagen in einer Reihe kleiner Aufschlüsse zusammen mit einem liegenden, braungrauen Quarzit, dem *Phacops elliptifrons*-Quarzit. Die Schichtenfolge ist stark gefaltet. Einige hundert Meter nördlich dieser Aufschlüsse steht auf einem Niveau ca. 20—30 m über dem Silur die Grauwacken-Schiefer-Abteilung fest an. Die Grauwacken sind nicht besonders metamorph und fallen beinahe horizontal oder flach gegen Norden ein. Nördlich, an den steilen, kleinen Bergabhängen, werden sie von einem 10—20 m mächtigen Quarzit überlagert. Schon bei den aller-nächsten Bergabhängen sieht man in höheren Partien den Übergang zwischen dem Quarzit und dem typischen Offerdalkonglomerat. Das beschriebene Profil hat ungefähr das Aussehen von Fig. 27, das wahrscheinlich so ziemlich dem Profil von Högbom (1910, Pl. 2, Fig. 5) entspricht.

Högbom erklärt mit vollem Recht die Lagerungsverhältnisse zwischen der gotländischen Schichtenfolge und der hangenden Konglomerat-Grauwacken-Serie durch eine Überschiebung. Ich gebe im Profil, Fig. 27, die wahrschein-

liche Lage der Überschiebungsfläche an. Högbom deutet aber die Grauwacken-Schiefer-Abteilung des Profils als Mylonit mit Schiefer gemischt. Weil kambrosilurische Gesteine unter den Geröllen des Offerdalkonglomerats fehlen, ist Högbom geneigt, die grosse Serie als präkambrisch aufzufassen. Für diese Ansicht sprach besonders der Umstand, dass das Konglomerat grosse Ähnlichkeiten mit den Sparagmitkonglomeraten aufweist.

Dank der vielen neuen, hier angeführten Beobachtungen kann ich der obigen Auffassung nicht mehr beistimmen. Zur näheren Behandlung dieser wichtigen Frage werde ich den zweiten Quarzithorizont der Olden-Scholle kurz beschreiben.

Diese Quarzitzone bildet einen um den nördlichen Lappen des silurischen Kalkgrundes der Föllinge-Scholle liegenden Rahmen und ist, wie die Karte Fig. 19 zeigt, bei Kävåsen, Nästsjön, Gärde und Vågen aufgeschlossen. Sie bildet überall das Liegende der verhältnismässig mächtigen Grauwacken-Schiefer-Serie. In den flachen Gegenden von Nästsjön und Kävåsen sind die Lagerungsverhältnisse zwischen dem Quarzit und dem Silurkalk schwer zu beurteilen, aber am verhältnismässig steilen Quarzitrande zwischen Gärde und Stuppulsberg ist die tektonische Lage klar. Besonders bei Stuppulsberg sieht man, wie die Grauwacken mit einer dünnen Quarzitlage an ihrer Basis sich über den typischen Pentameruskalk schieben; der Berg bildet eine kleine charakteristische Überschiebungsfront.

Am östlichen Rande des Kalkgrundes bei Oxböle usw. ist der Quarzithorizont nicht aufgeschlossen. Weiter gegen Süden tritt aber ein ähnlicher Quarzit am kleinen steilen Berg Kaxås hervor, wo er direkt auf einem Kern von grauem Porphyruht. Das isolierte Quarzitvorkommen von Kaxås konnte noch nicht in geologischen Zusammenhang mit der Grauwacken-Serie der Olden-Scholle gesetzt werden und vielleicht ist es auch nicht möglich. Meiner Meinung nach gehört aber der Kaxås-Berg zu der Olden-Scholle. Es wäre nämlich geologisch sehr schwerverständlich, wenn der kleine Porphyrkern des Berges, dessen Länge nicht mehr als einige hundert Meter beträgt, sich durch die ganze Föllinge-Scholle drängen sollte, wie ein sehr spitzer und hoher Inselberg des unterliegenden Grundgebirges. Die Mächtigkeit der Föllinge-Scholle kann nämlich wenigstens auf 400 oder 500 m geschätzt werden. Es ist wahrscheinlicher, dass der Porphyru als kleiner Hügel *im Untergrund der Olden-Scholle* aufragt und dass der Quarzit die Basalablagerung der Olden-Scholle-Sedimente darstellt. Der kleine Porphyrüberrest nimmt in diesem Sinne dieselbe geologische Lage ein wie der Oldengranit selbst mit seinen Porphyrvarianten. Folglich nehme ich an, dass der Quarzit des Kaxåsberges mit dem Quarzitgürtel von Kävåsen — Stuppulsberg zusammengehört, und möchte behaupten, dass hier der Basalquarzit der Olden-Scholle vorliegt, dass er also ein Äquivalent des Quarzits bei Fisklösaån etc. am Oldengranitfenster ist. Deshalb hat keiner dieser Quarzite eine Verbindung mit dem Rönnefors- und Offerdalquarzit. Der erstere bildet nämlich die Basalbildungen, während der letztere, zusammen mit dem Offerdalkonglomerat, das Hangende der Offerdal-Scholle darstellt.

Somit wird das eigentümliche, grobklastische Offerdalkonglomerat erklärbar. Wie bei Höberg und Älviken enthält es eine sehr bedeutende Beimengung von Material des Grundgebirgsfensters, ist aber teilweise so ausserordentlich grobklastisch, dass man mit Frödin und Zenzén eine beinahe autochtone Bildung vermuten möchte, das heisst, dass die sedimentnährenden Porphyberge in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Konglomerat auftreten müssen. Bis jetzt sind solche Porphyberge nicht nachgewiesen worden. So bleibt uns beinahe keine andere Annahme mehr, als dass die genannten Porphyberge *unter* der Offerdal-Scholle anstehen, und dass ursprünglich ein hoher, dem Fenster des Oldengranits ähnlicher Sockel des Grundgebirges hier emporragte.

Die Sedimente der Olden-Scholle sind verhältnismässig dünn, und wenn wir bedenken, dass das Oldengranitfenster schon im subkambrosilurischen Relief als beinahe tausend Meter hohes Massiv emporragte, ist es leicht, die Genese des eigentümlichen Konglomerats zu verstehen. Auch die Transgressionen der höheren Kambrosilur-Abteilungen drangen nämlich hier mehrmals in einen gipfelreichen, zerstückelten und hohen Archipel ein, der reichlich grobklastisches Material liefern konnte, das durch Strömungen am Sockel weit ausgebreitet wurde.

Ein Rückblick auf die Stratigraphie der Olden-Scholle ergibt folgende Übersicht:

Kristalline Offerdal-Scholle.

Überschiebungsdiskordanz.

Olden-Scholle.	Dalmanites-Abteilung	VI.	Konglomeratabteilung mit Geröllen von Porphyren und Graniten des Oldentypus, Offerdalkonglomerat etc.
		V.	Quarzit, teilweise konglomeratisch.
	Ordovizium	IV.	Grauwacken-Schiefer-Abteilung.
		III b.	Kalkhorizonte (Orthozerenkalk?): Svarthön, Fisklösaån, Ansätten, Nöjden, Grubbdalsån.
		III a.	Ordovizische Schieferabteilung mit Graptolithen (Grubbdalsån), von einer Konglomeratzone unterlagert: Svart-hön, Fisklösaån, Kläppibacken, Nöjden, Grubbdalsån.
		~~~~~ Diskordanz ~~~~~	
	Spätpräkambrium	II.	Wahrscheinlich spätpräkambrische Quarzite mit Basalbrekie: Fisklösaån, Nöjden, Kaxås, Kävåsen, Nästsjön etc.
	~~~~~ Diskordanz ~~~~~		
	Postarchaikum	I.	Unterlage: Granite und Porphyre des Oldenmassives; Porphy von Kaxås.
	----- Überschiebungsdiskordanz -----		

Föllinge-Scholle.

Eine nähere Bestimmung der stratigraphischen Lage des Offerdalkonglomerats und seiner Ausläufer, des Rönneforskonglomerats und des Älvikkonglomerats, ist natürlich nicht zu geben. Ich habe früher vermutet, dass das Älvikkonglomerat der Basalbildung der Dalmanitesetage entsprechen dürfte. Als Beweis wurde angeführt, dass das Älvikkonglomerat über der Grauwacken-Schiefer-Abteilung lagert. Der Lösung des Problems kann man bei dem heutigen Stand der Dinge nicht näher kommen; doch wiederholt sich die gleiche Stratigraphie in der Gegend von Offerdal, da hier das Konglomerat ebenfalls auf der Grauwacken-Schiefer-Abteilung ruht. Oben wurde angeführt, dass die Grauwacken der Föllinge-Scholle den Ogygiocarisschiefer und wahrscheinlich auch wenigstens die Chasmopsregion umfassen.

5. Die Offerdal-Scholle und die grosse Seve-Scholle.

Eine eingehende Schilderung der Offerdal-Scholle hängt von einer völligen Neukartierung ab. Solange diese noch nicht abgeschlossen ist, will ich nur einige Beobachtungen mitteilen. Sie sollen dazu dienen, den Zusammenhang zwischen der Offerdal-Scholle und den nördlichen, sich direkt anschliessenden Granitmyloniten NO von Hotagen zu klären. Die Granitmylonitscholle wurde von Törnebohm und A. G. Högbom als Grundgebirgsfenster aufgefasst. Auf ihren Übersichtskarten (Högbom 1894, 1920 und Törnebohm 1901, 1910) decken sich jedoch die geologischen Überschiebungskonturen der Offerdal-Scholle mit den geographischen Konturen des vermeintlichen Granitfensters. Somit waren alle alten Darstellungen der Überschiebungsgrenze inkonsequent, da sie stets Teile des »Grundgebirgsfensters« mit zur Scholle einbezogen. Die Überschiebungsgrenze sollte etwa die metamorphen Gesteine des Fensters bei Rötvik und Botelnäset im Hotagen-See einschliessen. Diese Auffassung ist soweit verständlich, als ein spezifisches tektonisches Moment bei Hotagen hinzukommt. Das nördlich von Rörvattnet hervorspringende *wirkliche Fenster mit Kambrosilurgesteinen* bildet eine schmale Antiklinale, die östlich von Rötvik an den Ufern des Hotagen in den überlagernden Graniten noch fortsetzt. Die abwechselnd stark verschieferten oder mylonitisierten Gesteine an beiden Ufern des Hotagen fallen nämlich entgegengesetzt, von der Seeachse ab, also gegen NO und SW. Der südliche Schenkel der Scholle zeigt im allgemeinen eine kräftigere Deformation als der nördliche, ein Umstand, der den Eindruck verstärkt, dass es sich um voneinander stark abweichende Gesteine handelt. Eine nähere Untersuchung zeigt, dass Basalpartien der nördlichen Granite gegen die Kambrosilurgesteine ebenfalls ausserordentlich stark zermalmt sein können und sogar in »Augenschiefer«- oder »Porphyr-schiefer«-Typen übergehen können. Jedenfalls kann man ein wenig östlich von Rötvik, von der Offerdal-Scholle ausgehend, Schritt für Schritt eine wechselnde Reihe von Granitmyloniten bis in die zentralen Partien des »Granitfensters« hinein verfolgen. Die Metamorphose ist von Stelle zu Stelle verschieden: im Querprofil wechseln echte Mylonite von graugrüner Farbe und sehr feinem Korn mit ganz gut erhaltenen Partien eines Augengranits. Die umwandelnden Kräfte

haben die Granitmassen in ein Linsensystem aufgelöst, wobei die Linsenkerne weniger beansprucht wurden, ihre Aussenteile dagegen gepresst und stark bewegt wurden. Dabei entstand der scheinbar regellose Wechsel strukturell derartig verschiedener Gesteine gleichen Ursprungs wie der Mylonite und wenig verschieferten Granite.

Im allgemeinen ist die Metamorphose in der Offerdal-Scholle viel kräftiger als in den unteren Partien des vermeintlichen Granitfensters. Schon in den obersten Partien desselben kommt eine allgemeine Mylonitisierung und Verschieferung der Granite vor, und wir erkennen auch hier die echten Glimmergneise oder Glimmerschiefer der Offerdal-Scholle. Eine mögliche Erklärung für die Verschiedenheiten finde ich in der Vermutung, dass die Offerdal-Scholle weniger mächtig war als das vermeintliche Granitfenster.

Schon bei Rötvikten kommen Bruchstücke oder ganz grosse zusammenhängende Partien eines Gabbros oder Gabbrodiorits im Granit vor. Diese Gesteine machen einen grossen Teil der nördlichen Partie der eigentlichen Offerdal-Scholle aus. Von Rörvattnet kann man diese Amphibolite bis zum höchsten Punkt der Offerdal-Scholle, dem Ansätten-Berg, verfolgen. Bei Rörvattnet sind sie noch recht gut erhalten, gehen dann aber rasch in sehr kräftig verschieferte Grünsteine und chloritschieferartige Gesteine über, wie sie z. B. bei den Wasserfällen und Stromschnellen des Ansättån zu finden sind. Sie behalten diese metamorphe Ausbildung bis in die oberen Partien des Ansätten-Berges bei. Am nördlichen Abhang des Berges treten noch Granitmylonitpartien auf, die scheibenförmig mit den Grünsteinen abwechseln. Die Granitmylonite lassen hier noch deutlich die ursprüngliche granitische Struktur erkennen. Sie haben das Aussehen des »Porphyschiefers«, wie man diese Gesteine zu jener Zeit nannte, als man mit dem Problem der Mylonitisierung der Granite noch nicht bekannt war. Diese oberen grünsteinreichen Partien der Offerdal-Scholle sind in der letzten Auflage der Högbomschen Übersichtskarte als Phyllite der Kölischieferformation bezeichnet, also als kambrosilurischer Schiefer von der westlichen Fazies. Sie haben teilweise die Garbenschieferausbildung der Køliformation, aber der Feldzusammenhang ergibt deutlich, dass sie von tieferen, unmetamorphosierten oder verhältnismässig wenig gepressten Gabbrodioriten in geologischer Hinsicht nicht zu trennen sind.

Wenn ich es am wahrscheinlichsten finde, dass das vermeintliche alte Granitfenster dem Archäikum angehört, so dürften auch diese hochmetamorphen Grünschiefer und Garbenschiefer ursprünglich archaisch gewesen sein. Es erhebt sich nun die Frage, ob die gebänderten Schiefer, Gneise, sparagmitischen Schiefer usw. der südlichen Offerdal-Scholle jüngere Elemente sind oder ob nur metamorphe Gneise und Granitmylonite vorliegen. Vorläufig kann ich dies nicht entscheiden, aber ich möchte betonen, dass sehr wohl ein Archäikum mit alten Gneissen, Leptiten usw. der speziellen kaledonischen Metamorphose unterworfen sein kann.

Die grosse Seve-Scholle die auf der Karte, Fig. 19, unbedeutend vertreten ist, besteht hier hauptsächlich aus wechselnden Grünsteinen, Amphiboliten usw. Im Gelände ist ihre deutliche Überschiebungsfrent durch eine Reihe von charakteristischen kleinen Steilabhängen markiert.

II. Nördliches Jämtland und Ångermanland.

Der folgende Hauptteil der Beschreibung umfasst Jämtland nördlich von »Ströms Vattudal« und die Grenzgebiete Jämtlands sowie Ångermanland. Im Anschluss an die Schilderung der spätpräkambrischen Quarzitsedimente, Sparagmite usw., scheint es zweckmässig, auch die angrenzenden Teile von Lappland zu berücksichtigen, nämlich das Flusstal des Långseleån, wo der Verf. eine Profilaufnahme durchführte (Asklund 1935 b).

Bei der Kartierung sind die südlichen und nördlichen Hauptabschnitte der mittleren Kaledoniden Schwedens noch nicht vereint. In den Gebieten zwischen Hammerdal und Laxsjö befindet sich auf Grund der grossen Moorflächen eine bedeutende Lücke der Kartierung. Offenbar bestehen diese Gegenden aus Gesteinen der einförmigen Föllinge-Holmsjö-Fazies. Sie sind aber von Bedeutung, da mehrere der östlichen Kambrosilurschollen hier auskeilen müssen, wahrscheinlich in ähnlicher Weise wie gegen Süden im Storsjögebiet. Die Lücke umfasst demnach den nördlichen Schenkel des doppelten Fächers der jämtländischen Schollen.

Der mittlere Teil des kambrosilurischen Autochtons zeichnet sich dem schon beschriebenen Teil gegenüber durch seine grössere Breite und mächtige Unterlage der jungpräkambrischen Sedimentformationen aus. Nach den »neueren« Auffassungen über den Gebirgsbau unserer Kaledoniden sollen diese Sedimentformationen mit verschiedenen Quarziten und ihren bunten Schiefen, Sparagmiten und dazu gehörigen mächtigen Konglomeraten als verschiedene Faziesbildungen zum Kambrosilur gestellt werden. Wiman hat sogar Fossilfunde von der Sparagmitformation beschrieben (1919). Im gleichen Sinne stellte er die kräftig metamorphen Dolomite des südlichen Lappland mit einem bröckeligen Sandsteingeschiebe mit *Psilophyton* zusammen und folgerte daraus, dass wenigstens Teile der Sparagmite älteres Paläozoikum, möglicherweise unteres oder mittleres Devon ausmachen. Zum Zweck der Vervollständigung der interessanten Fossilfunde in den Sparagmiten durchsuchte Dr. P. Thorslund im Auftrag von Wiman während des Sommers 1927 monatelang die tauben Sparagmite und Quarzite.

Dank des Entgegenkommens von Herrn Oberdirektor A. Gavelin war es mir möglich, meine Untersuchungen des mittleren und südlichen Jämtland nach Norden zu erweitern, um die eigentliche Stratigraphie der Sparagmite zu erforschen und die »neue« Auffassung zu erledigen. Dr. P. Thorslund begleitete mich auf mehreren Reisen und hat als Spezialist der Kambrosilurstratigraphie mit wichtigen Tatsachen zu meinen Untersuchungen beigetragen.

1. Das Vorland der Kaledoniden und seine jungpräkambrischen und kambrosilurischen Sedimente.

Die Ausbildung des Urgebirges ist im nördlichen Jämtland, in Ångermanland und im südlichen Lappland prinzipiell die gleiche wie im schon geschilderten Teil Jämtlands. Die freigelegte Peneplainzone hat sich stark verschmälert und

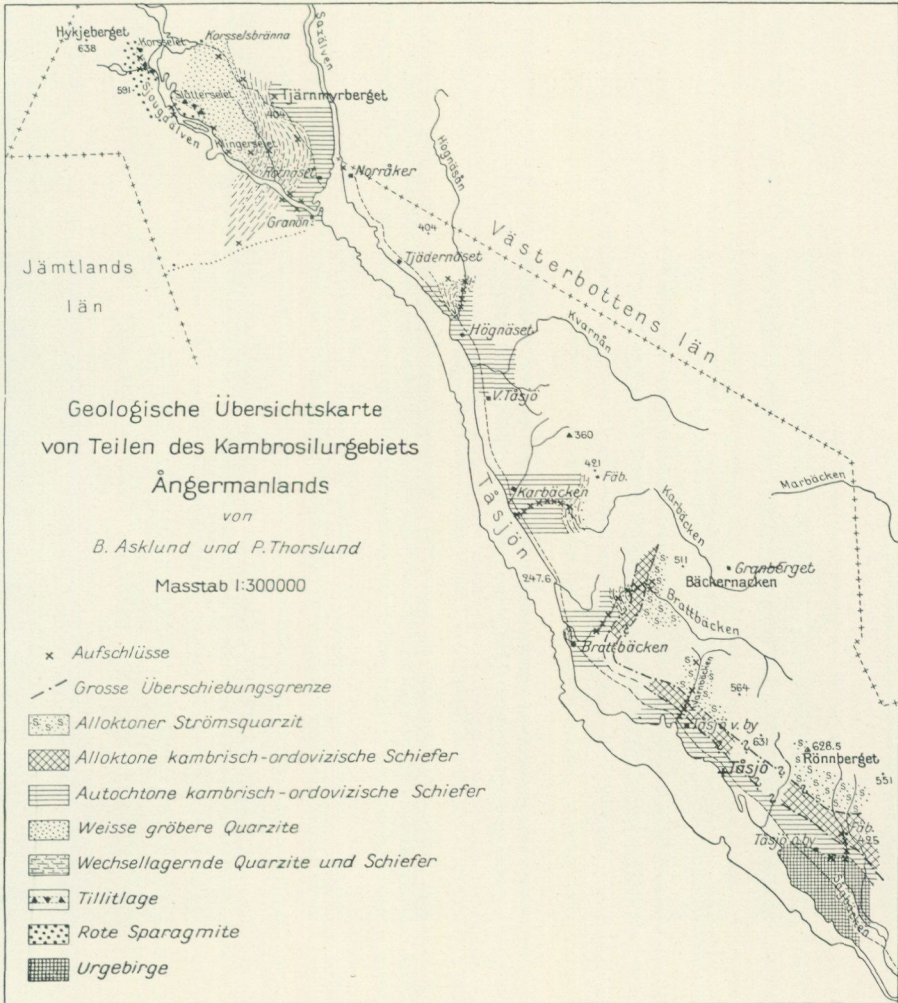


Fig. 28.

beträgt meistens nur einige Kilometer. Bei Strömsund und Lövsberga liegt sie ungefähr bei 325—350 m ü. N. N., somit 100—150 m tiefer als die emporrage Palisade des Urgebirgsrumpfes.

Schon bei Hoting und Dorotea beginnt die kräftige postkaledonische Denudation des Urgebirgsrumpfes, die Lappland im allgemeinen charakterisiert. Deshalb muss man mit dem Problem der jämtländischen kambrosilurischen Uferzone bekannt sein, um die morphologische Bedeutung der teilweise verwischten, abgedeckten Peneplainzone zu verstehen, und zwar besonders wenn die Rumpfpalisade nahe an die autochthonen Kambrosilurlagen hinan reicht. Stellenweise ist die Peneplainzone noch sehr gut sichtbar, wie z. B. im Kirchspiel Wilhelmina. Hier erkennt man einen Streifen derselben etwa 350—400

m ü. N. N., und angrenzend die stark gelockerte Rumpfpalisade, deren Gipfel über ein mooriges Land bis 600 m ü. N. N. reichen. Die postorogene Piedmonttreppe der Kaledoniden ist durch alte Reliefelemente tief gesenkt, und die ursprünglichen morphologischen Grundzüge der ganzen Landschaft sind nur noch Ruinen unterhalb Ruinen.

Das Tåsjötal in Ångermanland (Fig. 28). Um eine rasche Übersicht über die Ausbildung des Autochtons zu erhalten, betrachten wir das Profil des

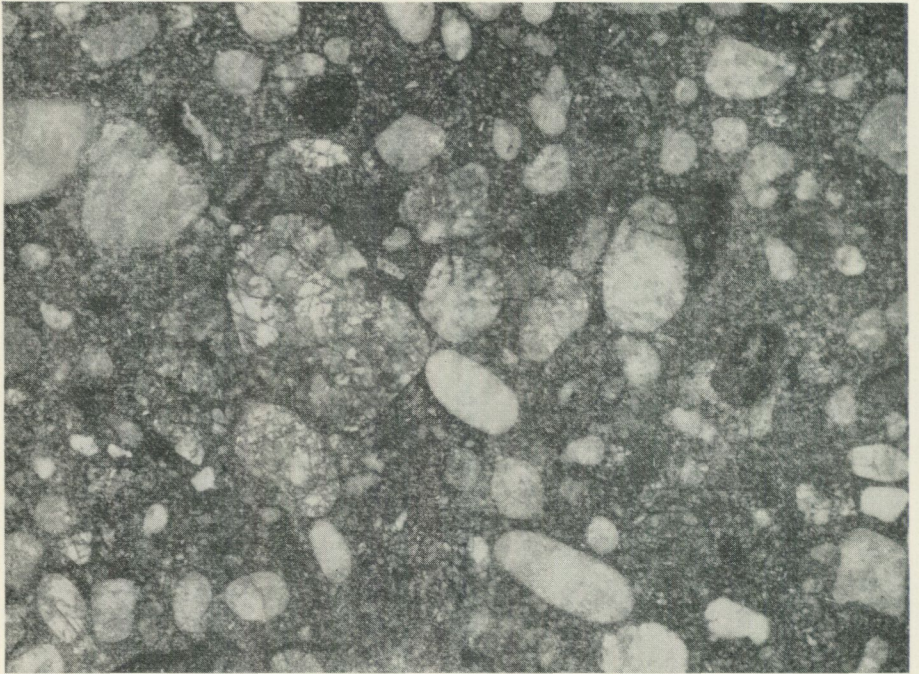


Fig. 29. Basalkonglomerat der Quarzit-Schieferformation am Sägbäcken. $\frac{1}{1}$.

Tåsjötales. Ich möchte das Tåsjötal nordischen und ausländischen Geologen als Exkursionsgebiet besonders empfehlen, weil es bequem zugänglich ist und klassisch zu werden verdiente. Hier kommen nämlich die Quarzit-Sparagmitformationen in direktem und unzweideutigem Kontakt mit fossilführendem Kambrium vor. Wenn das Profil auch nicht so grossartig ist wie das berühmte Ringsaker-Bröttum-Profil des Mjösen-Gebiets in Norwegen, muss es jedenfalls als gutes Gegenstück dazu hervorgehoben werden (Goldschmidt 1908).

Von Hoting fährt man durch eine kräftig bewegte Landschaft der Rumpfzone, mit Hügeln von etwa 200 m über dem Wasserspiegel der Seen. Die Peneplainzone ist nördlich des Flusses Tåsjälven sehr stark verengt — etwa 3 km breit — und liegt in einer Höhe von 325—350 m ü. N.N. Auf eine Strecke von etwa 10—15 km sinkt die Peneplain unter den Spiegel des Tåsjön. Die kleinen hübschen Bachfurchen mit ihren vielen Wasserfällen am herrlichen,

flachgewölbten und bis 630 m ü. N. N. hohen Täsjöberg bieten ausserordentliche Möglichkeiten, die Stratigraphie und Tektonik des Kambrosilurs zu studieren.

Bei Täsjö Östra By steht in einigen Aufschlüssen der typische graue Refsundgranit an. In der kleinen Bachfurche des Sägbacken wird der Granit in der Höhe von 320 m ü. N.N. von einem schönen Quarzitkonglomerat überlagert; es enthält nussgrosse Gerölle des Granits und einen weissen kristallinen Quarzit in einer feldspatreichen, arkosenartigen Grundmasse (Fig. 29). Die graugrünen Quarzitschiefer, die als lokale Blöcke massenhaft in der Bachfurche zu finden sind, bilden sehr wahrscheinlich das Hangende des Konglomerats. Der Quarzit gehört, wie weiter unten ausgeführt werden soll, zur jungpräkambrischen Quarzitformation. Erst bei etwa 360 m ü. N.N. trifft man eine aufgeschlossene Partie der kambrischen Schichtenfolge, die *Paradoxides Tessini*-Etage. Etwa 15 m höher steht ein Schieferprofil an, das von Lidén und Westergård eingehend beschrieben wurde (1911; 1922). Hier finden sich ebenfalls die Fossilien der *Paradoxides Tessini*-Lagen in einem Schiefer mit dünnen Sandsteinlagen. Hierüber folgt, nur einige Zentimeter dick, eine konglomeratische Stinkkalkschicht des mittelkambrischen *Exporecta*-Konglomerats als einziger Vertreter der *Paradoxides Forchhammeri*-Zone. Unmittelbar folgt der Olenidschiefer mit der Zone von *Agnostus pisiformis* und anderen niedrigen Zonen. Weiter oben in der Bachfurche tritt eine stark deformierte kambrische Schieferserie auf, deren Basalbildungen mit Blauquarzlagen gemengt sind. Bei etwa 404–405 m ü. N.N. begegnet man anstehendem, ca. 4–6 m mächtigem Alaunschiefer, der grosse Stinkkalkkonkretionen mit einer Menge von Fossilfragmenten der *Paradoxides Forchhammeri*-Zone enthält. Noch weiter oben findet man *Dictyonema*-Schiefer anstehend mit u. a. massenhaft auftretenden *Dictyonema flabelliformae*.

Das Profil von Sägbacken ist besonders bedeutungsvoll, weil die autochtone und die allochtone Serie des Kambrosilurs, die hier übereinander liegen, so verschiedene Ausbildungen der Stratigraphie aufweisen. Die *Paradoxides Forchhammeri*-Lagen sind im Autochtonen nur wenige Zentimeter mächtig, während sie im Allochtonen eine Dicke von mehr als 4–6 m erreichen.

In den übrigen Bachfurchen des Täsjöberget treten die grossen Verschiedenheiten des Autochtons und Allochtons noch deutlicher hervor. Im Kvarnbäcken bei Täsjö Västra By ist im Autochtonen stark gefaltetes Kambrium mit *Paradoxides Tessini*- und *Paradoxides Forchhammeri*-Schichten beobachtet worden; diese werden von einem dünnen Schichtenpaket des *Dictyonema*-Schiefers überlagert, und darüber liegt ein neues ca. 50 m mächtiges Schichtenpaket mit *Paradoxides Oelandicus*-Lagen mit Funden von *Paradoxides Torelli* (Asklund und Thorslund, 1935 a). Über diese Pakete eines Allochtons schiebt sich die grosse Masse des Strömquarzits in derselben Weise wie die Wemdaiquarzit-Scholle im Süden (S. 29).

In Brattbäcken, Karbäcken und Högnäsån bildet eine Schichtenserie mit wechsellagernden graugrünen oder grauen Tonschiefen und weissen oder blauquarzartigen Quarziten das Liegende des autochtonen Kambriums (Fig. 30). Die

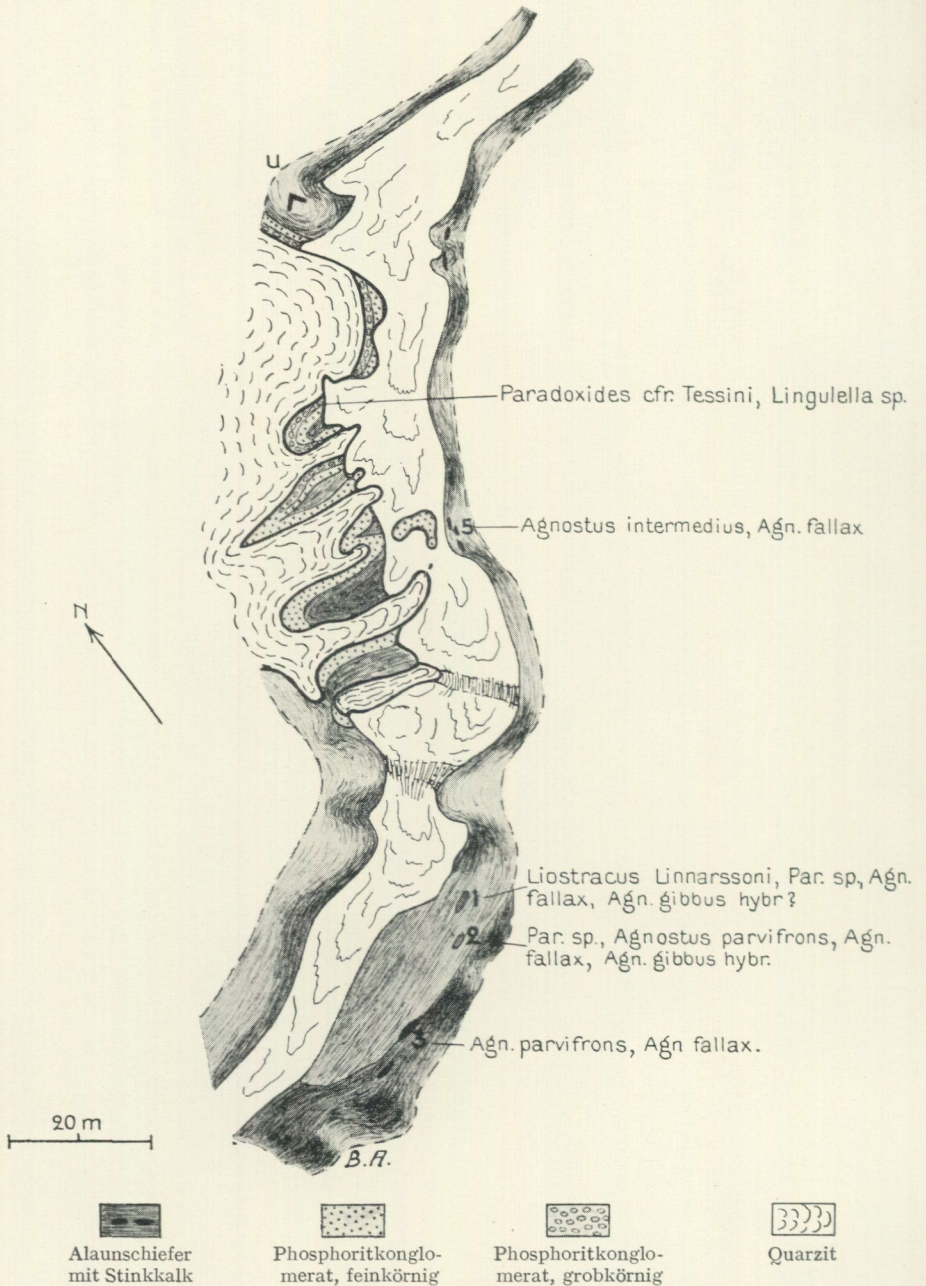


Fig. 30. Planzeichnung der Kontaktzone zwischen Kambrium und liegendem Quarzit am Högnäsån. — Nach Asklund (1935 a).

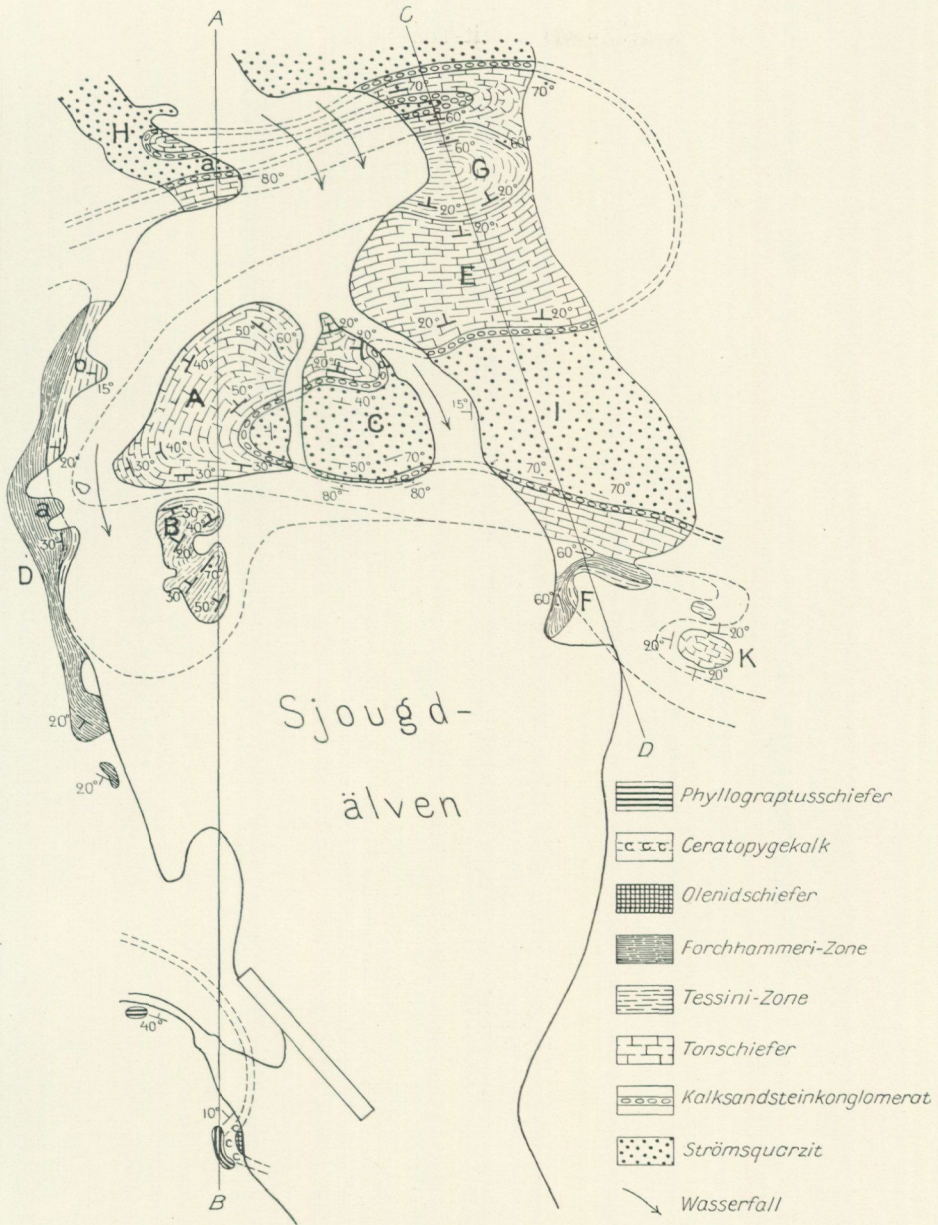


Fig. 31. Planzeichnung über Aborrfallet am Sjougdälven; etwa 1 : 1 000.
Nach Asklund (1935 a).

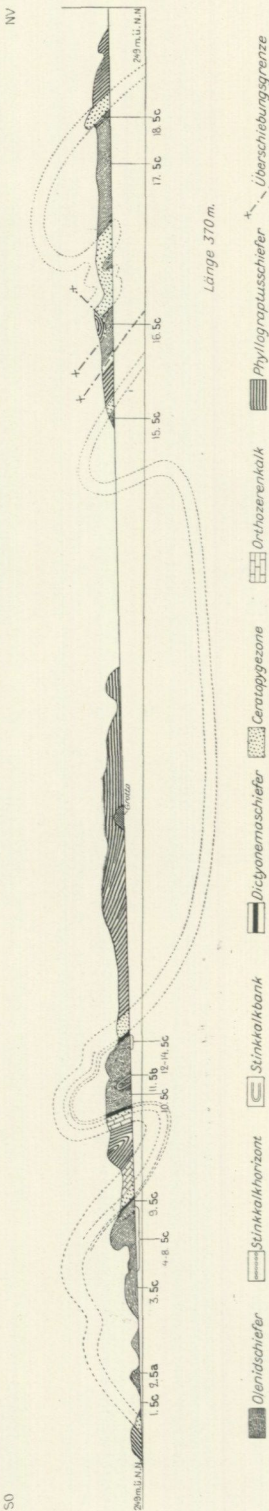


Fig. 32. Profil durch die kambrisch-ordovizische Lagerfolge längs dem südwestlichen Ufer des Sjøugdälven. — Nach Asklund (1935 a).

Grenze zwischen den untersten kambrischen Schichten, *Paradoxides Tessini*-Lagen, und der Quarzit-Tonschiefer-Serie, ist durch ein kalkiges Konglomerat markiert, das Fragmente eines *Paradoxides* führt und wahrscheinlich zur *Paradoxides Tessini*-Lage gehört. Übrigens kommt am Brattbäcken ein allochthones Paket von den *Paradoxides Forchhammeri*-Lagen vor, das eine Mächtigkeit von etwa 50 m aufweist. Es ist von der Strömquarzit-Scholle überlagert, und die Überschiebungsgrenze ist ausserordentlich schön aufgeschlossen.

Am Karbäcken hat Thorslund besonders den Olenidschiefer untersucht. Der Schiefer enthält folgende Zone: 1) mit *Olenus*, 2) mit *Parabolina spinulosa*, 3) mit *Eurycare* und *Leptoplastus*, 4) mit *Ctenopyge flagellifera* und *Protopeltura praecursor*. Andere Zonen des Olenidschiefers kommen nicht vor, weil die hangenden, aus glaukonitreichem Kalk bestehenden Basallagen des Ordoviziums schon auf Zone 4 zu liegen scheinen. Die von Westergård erkannten oberen Subzonen der *Peltura*-Zone und die *Acerocare*-Zone fehlen.

Das klassische Profil des Autochtons von Ångermanland liegt am Sjøugdälven in der Umgebung von Aborrället. Hier habe ich zusammen mit Thorslund eine detaillierte Aufnahme durchgeführt, wie die Kartenskizze Fig. 31 und die Profile Fig. 32—33 zeigen. Am Sjøugdälven, dessen Mündung etwa 40 km von dem östlichen Rand des autochthonen Kambriums entfernt liegt, konstatieren wir die vollständigste Serie des letzteren im engsten Kontakt mit den jungpräkambrischen Sparagmit-Quarzit-Formationen. Somit repräsentiert der Sjøugdälven eine für Schweden einzigartige Lokalität vom gleichen Wert wie das Ringsaker-Bröttum-Profil für Norwegen.

Das Kambrium beginnt mit einem Kalksandstein-Konglomerat in gleicher Weise wie das Basalkonglomerat am Högnäsån. Dank der unten erwähnten Fossilfunde dieses Konglomerats bei Fånån im nördlichen Jämtland kann man den Schluss ziehen, dass die

kambrische Schichtenserie mit den *Paradoxides Tessini*-Lagen beginnt. Wahrscheinlich entspricht dieses Konglomerat dem in Schonen ausgeschiedenen »Exsulanskalk«, mit *Conocoryphe exsulans* LINRS, bei Andrarum (vgl. Moberg, 1910, S. 186). Über dem Kalksandsteinkonglomerat liegt ein etwa 8 m mächtiger, fossilereicher, graugrüner Schiefer mit phosphorhaltigen Konkretionen, und auf diesem liegen die beiden obersten Zonen der *Paradoxides Tessini*-Lagen (vgl. Thorslund, in Asklund und Thorslund, 1935 a, S. 94). Von den *Paradoxides Forchhammeri*-Lagen ist nur die tiefere Unterabteilung, d. h. die Zone mit *Solenopleura brachymetopa*, beobachtet worden, aber die

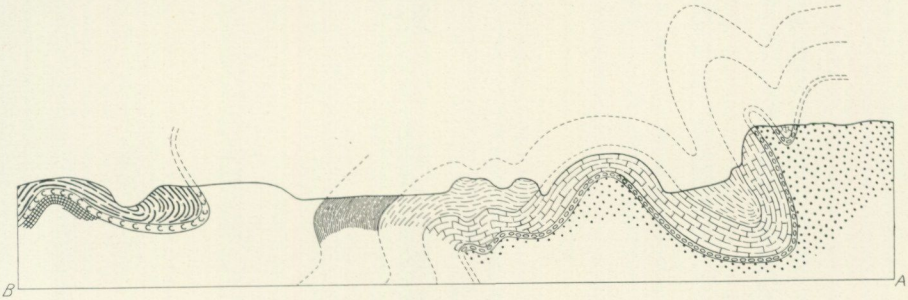


Fig. 33. Profil A—B durch Aborrfallet. Bezeichnungen s. Fig. 31. — Nach Asklund (1935 a).

Aufschlüsse dieser Lagen sind unvollständig. Dies ist auch der Fall mit dem Olenidschiefer, von dem nur die Subzonen 5 a—5 c (nach der Einteilung Westergårds) gefunden sind. Auf den Olenidschiefer folgt ein 0.5—1 m mächtiger, harter Tonschiefer mit *Dictyonema* sp. Er wird von einem sandigen und glaukonitreichen Ceratopygekalkstein mit u. a. *Niobe insignis* überlagert, gefolgt von einem schwarzen Tonschiefer des unteren Didymograptusschiefers.

Ich habe früher (1935 a) folgende Mächtigkeiten des Kambrosilurs gegeben:

	Didymograptusschiefer	etwa 25.0 m +
	Orthozerenkalk mit Kalksandstein	2—3 »
	Ceratopygekalk	1—2 »
	Dictyonemaschiefer	0.5 »
Olenid- Schiefer	Subzone 5 c	etwa 6 »
	» 5 b	» 5 »
	Subzonen und Zonen 1—5 a,	etwa 10—12 »
	Paradoxides Forchhammeri-Lagen	15—18 »
Paradoxi- des Tes- sini-Lagen	Stinkkalkführende gröbere Alaunschiefer der zwei obersten Zonen der <i>Paradoxides Tessini</i> -Lagen	10 »
	Graugrüner Tonschiefer	8 »
	Basalkonglomerat des Kambriums	1 »
	Diskordanz	
	Unterer Quarzit mit graugrünen Schiefereinlagen, zu den Quarzit-Sparagmitformationen gehörig	+
	Gesamtmächtigkeit der kambrischen Lagen	55—60 m

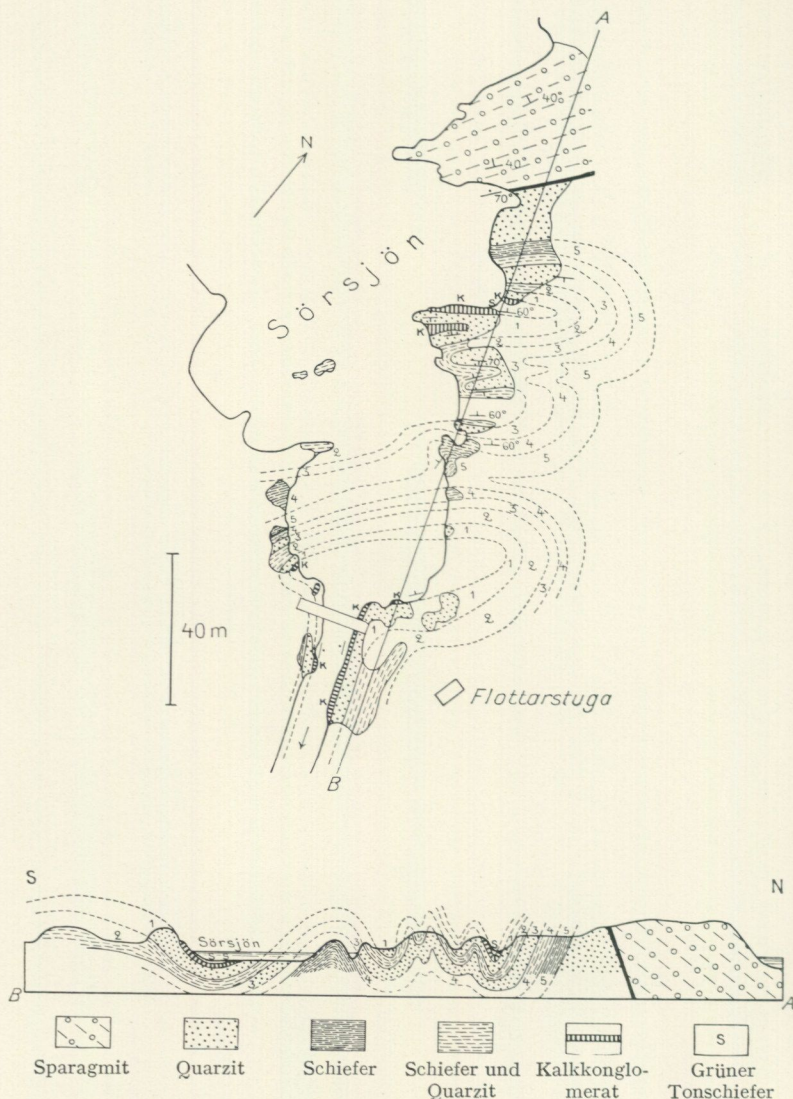


Fig. 34. Der südliche Teil des Sörsjön. — Nach Asklund (1935 a).

Im Vergleich mit den gemachten und oben teilweise erwähnten stratigraphischen Beobachtungen in den Bachfurchen des Täsjöberget erhalten wir folgende Übersicht:

Mächtigkeiten der autoctonen unteren Schieferserie des Täsjötales.

	Osten					Westen
	Sågbäcken	Kvarnbäcken	Brattbäcken	Karbakken	Högnäsån	Sjougälven
Tessinlagen	max. 15 m	> 10 m	mindestens 15 m		> 10 m	19 m
Forchhammerilagen	> 0.1	> einige m	einige m	einige m		15—18
Olenidschiefer	?		aufgeschlossen 15 m	17 m		21—23
Dictyonemaschiefer	nicht bekannt			fehlt		0.5

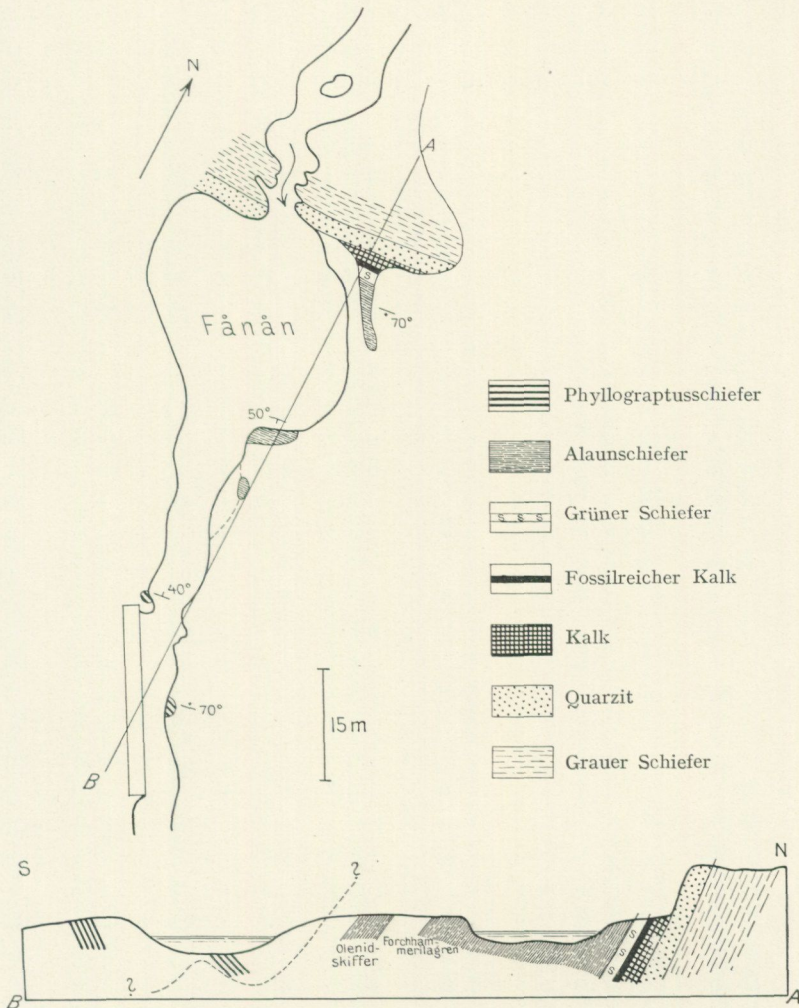


Fig. 35. Skizzenkarte der Kontaktzone zwischen dem Kambrium und der Quarzitformation am Fånån. — Nach Asklund (1935 a).

Diese kleine Übersicht, die natürlich ganz unvollständig ist, zeigt deutlich, dass die Lagenmächtigkeiten von Osten nach Westen zunehmen (Tessinlagen, Forchhammerlagen, Olenidschiefer); gleichzeitig werden im Westen die Lagenlücken reduziert. Man erhält also dasselbe Bild wie früher im südlichen Jämtland: Die Transgressionen des Kambrosilurs sind immer von Westen nach Osten vorgedrungen. Die Beobachtungen im Täsjötal sind ganz besonders wichtig, da hier die autochtone Serie auf eine Ausdehnung von etwa 40 km auftritt. Einer künftigen genauen stratigraphischen Aufnahme dieses wichtigen Gebietabschnitts des Kambrosilurs ist es vorbehalten, das Auskeilen der verschiedenen Schichtenelemente im Einzelnen zu verfolgen.

Die autochtone kambrosilurische Schichtenserie ist übrigens auf weite Strecken hin aufgeschlossen. Eine besonders wichtige Lokalität bietet der Fånån bei Harrsjön im nordöstlichen Jämtland, etwa 15 km SW vom Sjougdälven. Hier, am Sörsjön, wurden von G. Frödin in einem konglomeratischen Kalksandstein einige Fossilproblematica gefunden, die später von S. Rosén (1919) beschrieben wurden. Sowohl Frödin als auch später C. Wiman (1919), der sich beeilte, die interessante Lokalität näher zu behandeln, fassten den Kalksandstein als eine integrierende Lage der Sparagmitformation auf. Meine und P. Thorslunds gemeinsame Untersuchung (1933) entlarvte den Kalksandstein als Basalbildung des Kambriums. Die erwähnten Fossilproblematica kommen nämlich nicht nur am Sörsjön vor (vgl. Fig. 34), sondern auch einige hundert Meter südlich davon am Fånån (Fig. 35). Ausserdem führt Thorslund hier auch wirkliche Fossilien des unteren Teils der Tessinilagen an, nämlich *Conocoryphe* cfr *impressa*, *Lingulella* sp. etc. (vgl. Thorslund in Asklund und Thorslund, 1935 a, S. 97). Über dem Konglomerat folgt wie am Sjougdälven ein graugrüner Schiefer und nachher Alaunschiefer der *Paradoxides Tessini-* und *Forchhammeri-*zonen. Auch der Olenidschiefer ist teilweise aufgeschlossen. Die kambrische Serie ruht auf einer Quarzitabteilung, die dem Quarzit vom Sjougdälven entspricht.

Am Kvarnån bei Hafsnås kommen autochtone Tessinilagen vor, und von Siljeåsen am Flåsjön haben R. Lidén und A. H. Westergård eine verhältnismässig reich ausgebildete Schichtenfolge beschrieben.

Im Gegensatz zu dem südlichen und mittleren Jämtland ist das Kambrium im nördlichen Jämtland und in Ångermanland von Sedimentgesteinen unterlagert. Man findet diese als lokale Blöcke schon am Sågbäcken. Am Brattbäcken ist die Kontaktzone nicht aufgeschlossen, aber hier kommen die grauen unterlagernden Schiefer nicht weit von den fossilführenden Tessinilagen vor. Am Karbäcken und Högnåsån stehen dagegen die subkambrischen Quarzite und Schiefer in guter Entwicklung an. Die schönsten Aufschlüsse der subkambrischen Schichtenserien befinden sich — wie früher erwähnt wurde — am Sjougdälven, wo man, auf eine Strecke von 4 km, von Aborrfallet bis zur Erweiterung des Flusses, Klingerselet genannt, einer fast zusammenhängenden Zone von Aufschlüssen folgen kann.

Das Kalksandsteinkonglomerat des Kambriums wird von einem blauen oder graublauen Quarzit mit grünlichen Tonschieferschichten unterlagert. In den unteren Stufen werden die verschiedenen Bänke mächtiger, etwa 15—20 m, wie aus Tabelle II hervorgeht. An der Basis dieser Wechselagerung steht ein 15—20 m mächtiger, weisser, feinkörniger Quarzit an. Darunter liegt eine ziemlich mächtige Serie von bunten, wechselnd braunroten und grünen Schiefeln. Diese werden von einer sehr mächtigen Quarzitabteilung unterlagert, die nur vereinzelt grünlichgraue Tonschieferlagen enthält. Der Quarzit ist meistens grob und mit mehreren konglomeratischen Lagen versehen; zwischen den Geröllen der Konglomerate befinden sich Quarzite

und hellgraue Granite des Refsundtypus. Die letzteren weisen darauf hin, dass das Geröllmaterial vom östlichen Grundgebirge stammt.

Die ganze subkambrische Quarzit-Schiefer-Formation weist eine eigentümliche Faltung auf. Dessen ungeachtet sind, je weiter man kommt, tiefere Stufen der Formation aufgeschlossen, wenn man dem Sjougdälven vom Aborrfallet bis Klingerselet entlang etwa 80 m aufwärts steigt. Dies erklärt sich durch die Eigentümlichkeit, dass die Faltenschenkel im Winkel von 90° verlaufen und horizontal, respektive vertikal, angeordnet sind. An jeder Wasser-

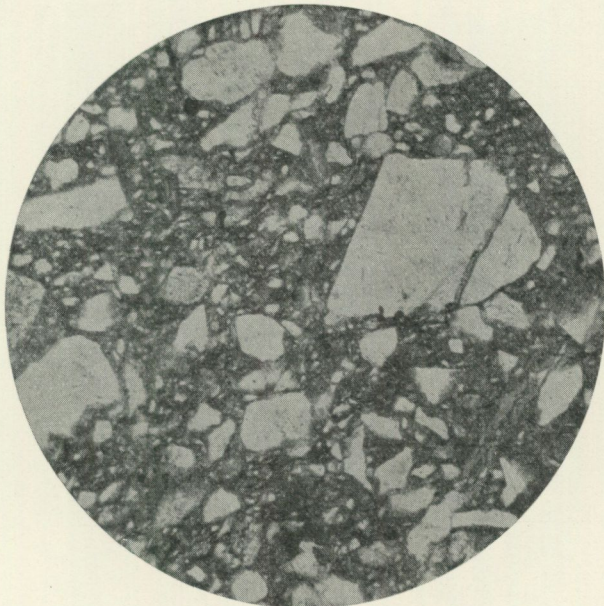


Fig. 36. Mikrofotographie des Tillits. Vergr. 60 \times ; parallele Nicols.

fallpartie des Flusses steigt die Schichtenfolge steil empor, liegt dann den Stromschnellen entlang flach südöstlich fallend; auf diese Weise treten immer tiefere Lagen zu Tage.

Dem östlichen Ufer des Klingerselet entlang ist die Schichtenfolge durch die Quartärbedeckung nicht ersichtlich, aber etwas nördlicher steht der untere grobe Quarzit an. Der Sjougdälven teilt sich jetzt in zwei Äste, die eine langgestreckte Insel mitten in der Flussrinne umschliessen. Am NO-Ufer des östlichen Astes kommen mehrere kleine Aufschlüsse des konglomeratischen Quarzits vor. Letzterer fällt jetzt flach gegen SO. Unter den lokalen Blöcken der Flussrinne bemerkt man das massenhafte Auftreten eines roten oder grau-roten Sparagmits und eines eigentümlichen sedimentbrekzienähnlichen Konglomerats. Bei der ersten Untersuchung dieser Lokalität (1933) fand ich an der nördlichen Seite der Flussrinne, einige hundert Meter nordwestlich von einem grösseren Quarzittfelsen, einige kleine Aufschlüsse des Konglomerats. Ich habe aber später (1935 und 1936) diese Aufschlüsse nicht wiederfinden

können. Laut der Aussagen der Ortsbevölkerung soll 1934 oder 1935 im Sjougdälven ein sehr kräftiger Eisgang vorgekommen sein, weshalb ich es als wahrscheinlich annehme, dass die niedrigen Aufschlüsse von Geröllen überdeckt wurden. Jedenfalls sieht man noch immer die zahlreichen, grossen Blöcke des Konglomerats. Dieses besteht aus scharfkantigen Gesteinsfragmenten in einer schwarzgrauen Grundmasse von eckigen Mineralkörnern, unter

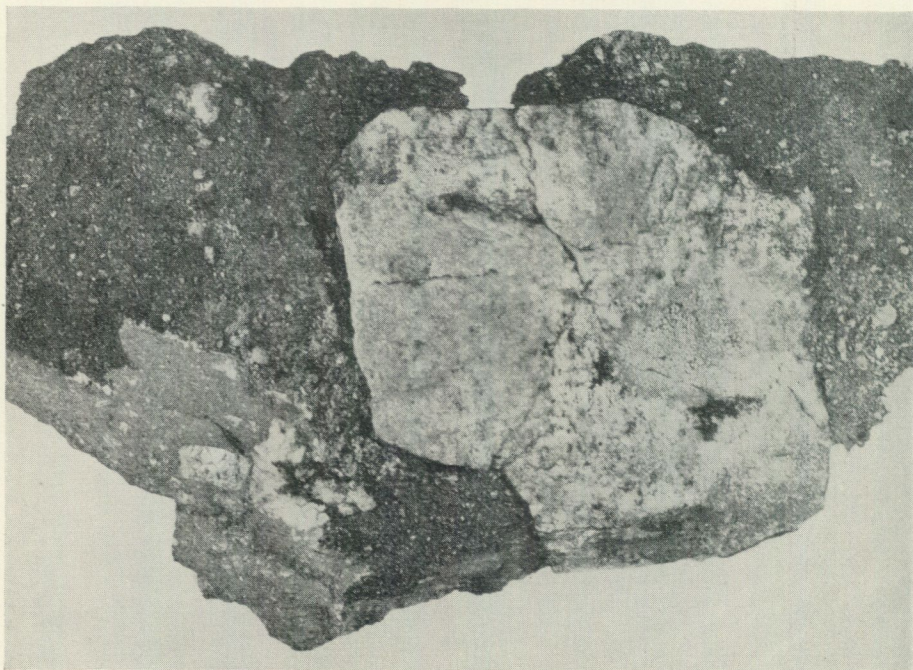


Fig. 37. Tillit, Block aus dem Sjougdälven, nördlich vom Klingerselet. $\frac{1}{1}$.

denen Perthitfeldspatstücke dominieren. Das Gestein zeigt bei mikroskopischer Untersuchung kein eigentliches Zement, sondern besteht bis in die dichte, tuffähnliche Grundmasse hinein aus kleinen Mineralsplittern (vgl. Fig. 36). Sowohl das makroskopische Aussehen als auch die mikroskopische Untersuchung weisen darauf hin, dass ein Tillit vorliegt.¹ Fig. 37 stellt den Tillit dar; man erblickt ein helles Quarzitstück mit charakteristischen einspringenden Ecken der Konturen, die der Eisdruck als Spur zurückgelassen hat.

¹ Dieses Tillitvorkommen ist das erste, das aus Schweden beschrieben worden ist. Aus den nördlichen Partien der schwedischen Kaledoniden sind Tillite früher nicht beobachtet worden, wie O. Kulling in einer Arbeit von 1934 mitteilt (Kulling 1934). Er sagt nämlich (S. 64, Übersetzung aus dem Schwedischen): »Obgleich der Verfasser im Anschluss an A. Hadding annimmt, dass die Sparagmite in einer Periode gebildet wurden, in der das Klima arktisch war, muss hervorgehoben werden, dass, trotz der darauf gerichteten Aufmerksamkeit, bis jetzt in den vom Verf. untersuchten Gebieten Lapplands noch keine echten Tillite gefunden worden sind.«

Ein wenig nördlich von den verschwundenen Tillitaufschlüssen steht in der Flussrinne braunroter Sparagmit an. Er fällt flach gegen SO, und mit Hilfe der nächsten Quarzitaufschlüsse habe ich aus dem Fallen dieser Gesteine berechnet, dass die Tillitlage höchstens 25 m mächtig sein kann.

An der südwestlichen Seite der in der Flussrinne befindlichen Insel kommen mehrere niedrige Aufschlüsse von rotem Sparagmit vor. Etwas südwestlich von diesen steht ein grauschwarzes Gestein an, das durch das Vorkommen eckiger Gesteinsfragmente dem Tillit sehr ähnelt (Fig. 38). Unter dem

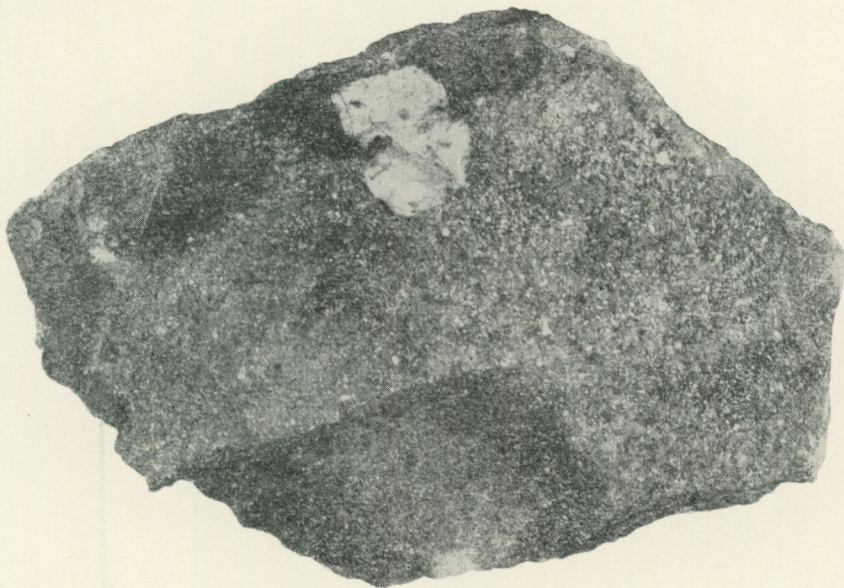


Fig. 38. Umgelagerter Tillit. Nördlich vom Klingerselet, Sjougdälven. 1/1.

Mikroskop zeigt dieses Gestein aber eine klastischere Struktur, weshalb ich vermute, dass es einen teilweise umgelagerten Tillit repräsentiert. Es liegt in direkter Streichrichtung der früher erwähnten Tillitzone.

Wie die Gerölle der Konglomeratschichten des unteren Quarzits besteht das Fragmentmaterial des Tillits hauptsächlich aus Granitgesteinen östlichen Ursprungs. Unter den eckigen Granitstücken erkennt man einen grauen, ziemlich quarzarmen Augengranit des im mittleren Kontinentalrumpf Norrlands weit verbreiteten Refsundtypus. Daneben kommen auch kleine Stücke des liegenden Sparagmits vor.

Der rote typische Sparagmitsandstein ist verhältnismässig arm an Konglomeratzonen. Mikroskopisch ist er typisch klastisch, mit wohlgerundeten Körnern in spärlichem, serizitischem oder öfters kalkführendem Zement. Unter den Körnern sind die verschiedenen postarchaischen Porphyre besonders interessant. Sie zeigen eine Reihe verschiedener Strukturvariationen, z. B. sogenannte »reticulating quartz«, Mikropoikilitstruktur, tuffitische Fragment-

struktur und mikrogranitische Ausbildung. Ver einzelte Stücke eines Granophyrs sind beobachtet worden (Fig. 39).

Im grossen und ganzen bestehen also bedeutende Unterschiede zwischen dem klastischen Ursprungsmaterial der Quarzitformation inklusive des Tillits und der unterliegenden Sparagmite. Das klastische Material der Quarzite stammt aus dem Urgebirge des Geosynklinalrandes der Kaledoniden, während das klastische Gesteinsmaterial der Sparagmite wesentlich von *postarchäischen*



Fig. 39. Mikrofotografie des roten Sparagmitsandsteins von Sörånäset. Ein gerundetes Fragment von Granophyr. Vergr. 60 \times ; gekreuzte Nicols.

Gesteinen herrührt. Die Haupttypen der letzteren können nicht von den östlichen Gesteinen des Urgebirgsrumpfes stammen, sondern sie sind, wie die mikroskopische Analyse zeigt, unter den Gesteinen des westlichen Grundgebirgsfensters zu suchen, z. B. in dem Granitmassiv des Oldengranittypus. Die massenhaft auftretenden, z. T. effusiven Porphyrrarten kann man nicht lokalisieren, sondern wir müssen voraussetzen, dass sie in den jetzt von Sedimenten bedeckten westlichen Partien der Geosynklinale vorkommen. Wir werden weiter unten auf diese Probleme näher eingehen.

Gegen Westen, der südlichen Seite des Sjougdälven entlang, sind die Sparagmitberge bis ca. 700 m ü. N.N. hoch. Sie bilden bis zur Gegend von Ströms Vattudal eine bewaldete, bewegte und ganz unzugängliche Landschaft, die die Heimat eines der zahlreichsten Stämme unserer schwedischen Landbären ist.

Zu der ausführlichen Schilderung des Täsjötal-Autochtons möchte ich hier einige ergänzende Angaben über die ordovizischen und silurischen Schichten

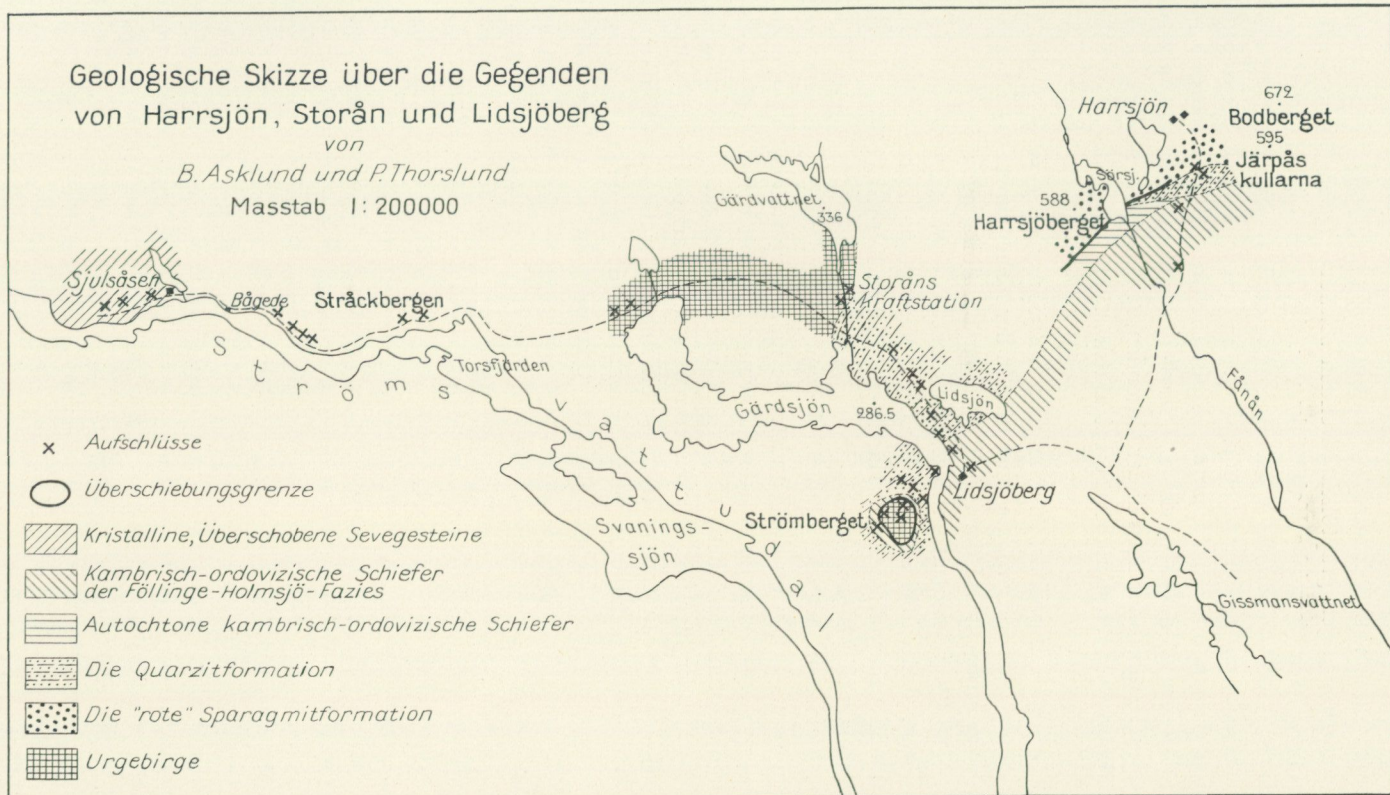


Fig. 40.

des Kambrosilurs geben. In dieser Region der Kaledoniden sind die Kalksedimente ganz zurückgedrängt. In den unteren Abteilungen des Ordoviziums kommen in mächtigen graptolithführenden schwarzen Tonschiefern nur sehr unbedeutende, schieferreiche Kalkbänke vor, die gewöhnlich mit feinkörnigen dunklen Kalksandsteinen wechsellagern. Dieser vorherrschende Graptolithschiefertypus reicht bis in das Silur, denn die oberen Schichten enthalten — wie schon Wiman aufweisen konnte — silurische Graptolithe (Monograptiden).

Das kalkarme Autochton steht in starkem Gegensatz zu den kalkreichen allochtonen Kambrosilurlagen dieser Gegenden, z. B. zu dem mächtigen Orthozerenkalkhorizont von Kalkberget bei Hafsnäs.

Das Autochton Harrsjöns, Storåns und Lidsjöbergs in Jämtland. (Fig. 40.) Ich habe oben die Stratigraphie am Fånån in der Nähe von Harrsjön behandelt, besonders in Hinsicht auf die fossilführenden Basalbildungen des Kambriums (S. 66). Die Quarzitformation liegt hier nicht in Schichtenverband mit den Sparagmiten, sondern beide liegen, durch eine Verwerfung begrenzt, nebeneinander. Sämtliche Formationen von Harrsjön streichen NO--SW bis in die Gegend von Storån und Lidsjöberg.

Am Storån ist ein gutes Profil durch die jungpräkambrische Quarzitformation aufgeschlossen. Schon an der Landstrasse nahe der Mündung des Storån in den Gårdsjön trifft man die Wechsellagerungszone mit den vom Sjougdälven bekannten bunten Tonschiefern. Sie sind wie am Sjougdälven rot und grün gefärbt, sind aber hier mit Bänken von weissem Quarzit gemengt. Bei dem Kraftwerk am Storån treten die Basalbildungen der Quarzitformation auf. Der gegen Südosten fallende Quarzit nimmt in der Nähe des Kraftwerkes einen immer mehr konglomeratischen Charakter an. Er liegt auf einer einige Meter mächtigen Schicht eines graugrünen, ziemlich groben Tonschiefers; darunter folgt ein Konglomerat und ein arkosenartiger grauweißer Quarzit, der mit grauem, verwittertem Granitfeldspat gemengt ist. Die Arkose wird nach unten gröber, und zuletzt kann man kaum entscheiden, ob das Gestein klastisch oder eruptiv ist. Das Liegende ist schliesslich der vollständig frische, rötliche, grobe Rätangranit, der stromaufwärts eine Reihe von Aufschlüssen zeigt und W vom Kraftwerk grosse Berge bildet. An der westlichen Seite des Storån liegt bei dem Kraftwerk tubus ein konglomeratischer Quarzit direkt auf dem Granit, der bis in eine Tiefe von mehreren Metern, infolge einer schwachen und diffusen Kaolinisierung, grau und entfärbt ist.

Das Profil von Storån ist besonders wichtig, da die Quarzitformation hier deutlich und klar von der Sparagmitformation getrennt ist. In der etwa 10 km langen Strecke von Harrsjön bis Storån wird die Sparagmitformation, deren Mächtigkeit ich bei Harrsjön bis auf einige hundert Meter schätzen konnte, völlig erodiert, so dass am Storån die Quarzitformation, auch ohne zwischenlagernde Tillitlage, unmittelbar auf dem Urgebirge liegt. Das Granitgebiet westlich vom Storån muss ja als ein durch die kaledonische Deformation einseitig aufgepresster Horst, als ein wirkliches, aber tektonisches Grundgebirgsfenster aufgefasst werden. Die kaolinreichen Basalbildungen des Quarzits

entsprechen ganz dem Klimatypus, den wir von den quarzreichen und »ausgewaschenen« Sedimenten der Quarzitformation erwarten können: ein gemäßigtes Klima mit starker chemischer Denudation. Dieses Klima muss in scharfem Gegensatz stehen zu dem der »roten« Sparagmitzeit, während der fast keine chemische, sondern nur mechanische Denudation gewirkt zu haben scheint.

Es ist nicht ganz sicher, dass die Gesteine der Sparagmitformation weiter südlich vom Storån-Gebiet fortsetzen, und ebensowenig weiss man, wo sie zwischen dem Harsjön und dem Storån auskeilen.

Die Quarzitformation dagegen setzt gegen Südosten bis Lidsjöberg mit einem Profil fort, das an das Sjougdälven-Profil lebhaft erinnert. Bei Lidsjöberg scheint die nicht aufgeschlossene Grenzzone zwischen der Quarzitformation und dem Kambrosilur ebenfalls tektonisch zu sein.

Das Autochton vom südlichen Lappland, im Flusstal des Långseleån und Korpån. Um meine Studien über die nordschwedischen Sparagmitformationen zu vervollständigen, machte ich 1934 eine Profilaufnahme in dem südlichsten Flusstal Lapplands. Das Hauptinteresse richtete sich auf die Klärung des Verhältnisses zwischen der »roten« und der »grauen« Sparagmitabteilung.

Wie in Ängermanland ist das Autochton im Profil auffallend breit. Es besteht im östlichen Teil aus einer meistens dünnen Schichtenfolge des Kambrosilurs, die auf einer ebenso dünnen Partie der Quarzit-Schiefer-Formation ruht. Vom Kambrosilur ist im äussersten Osten nur das Kambrium vertreten, dessen Olenidschiefer von der grossen Strömquarzit-Scholle überschoben ist (Månsberget). Gegen Westen erweitert sich das Kambrosilur um jene Graptolithschieferfolge, die oben bei der Behandlung des Tåsjöberget übersichtlich beschrieben wurde und die reichlich mit schwarzen Kalksandsteinen gemengt ist. Hier wird auch die liegende Quarzitformation viel mächtiger und ruht ohne den zwischenlagernden Tillit auf rotem Sparagmit. Der letztere wird von einer mächtigen grauen Sparagmitabteilung unterlagert. Die Grenzzone habe ich nicht gefunden; es scheint aber, als ob die obere rote Sparagmitabteilung mit einer durch ein Konglomerat bemerkbaren Diskordanz auf der tieferen, grauen Abteilung ruhen würde. Unter den grauen Sparagmiten folgt eine Zone mit einem Karbonatgesteinshorizont, der den Dolomit von Kalvberget enthält. Sein Liegendes ist ein Quarzit, der stratigraphisch meines Wissens in den schwedischen Kaledoniden das tiefst liegende Sedimentgestein repräsentiert.

Die Stratigraphie des Profilabschnittes ist in der Tabelle II wiedergegeben, und Fig. 48 stellt das schematische Profil dem Långseleån-Tal entlang dar.

2. Die Kambrosilur-Scholle vom nördlichen Jämtland und von Ängermanland.

Im Verein mit der Schilderung des Autochtons vom Tåsjötal wurden einige Angaben über die allochtonen kambrischen Lagen gegeben. Sie kommen am Tåsjöberget als wechselnd mächtige Serie vor, die stellenweise erheblich dick

wird. Östlich von der Tåsjökirche häufen sich z. B. besonders mächtige kambrische Lagen auf. Die kräftig gefalteten autochtonen kambrischen Schiefer kommen bis 350 m ü. N. N. vor, sind dann aber bis zum Gipfel des Tåsjöberget, bis 631 m ü. N. N., von allochtonem Kambrium überlagert, was eine Gesamtmächtigkeit der allochtonen kambrischen Lagen von etwa 300 m ergibt. Diese Ziffer entspricht natürlich nicht der wirklichen Mächtigkeit, da wir voraussetzen müssen, dass hier mehrere mächtige kambrische Pakete aufgestaffelt wurden.

Ich habe folgende Angaben von der Mächtigkeit des allochtonen Alaunschiefers gegeben (1935 a):

	Osten	Sågbäcken	Kvarnbäcken	Brattbäcken	Westen
<i>Paradoxides</i>					
<i>oelandicus</i> -Lagen		wenigstens 20—30 m			
<i>Paradoxides</i>			zusammen		
<i>Tessini</i> -Lagen					
<i>Paradoxides</i>			etwa 50 m		Mittleres Kam-
<i>Forchhammeri</i> -Lagen					
<i>Olenidschiefer</i>	wenigstens 20 m				
<i>Dictyonemaschiefer</i>	8 m	8 m			

Aus dieser Übersicht geht hervor, dass die allochtone kambrische Serie mindestens 100 m und wahrscheinlich noch mächtiger, etwa 150 m, ist.

Allochtone kambrische Lagen treten, wie Lidén früher geschildert hat, bei Hafsnäs am Flåsjön auf. Sie enthalten wenigstens einige Meter mächtige *Dictyonema*-Schiefer, weshalb ich sie zum Allochton rechnen möchte. Sie werden von *Phyllograptus*-Schiefer und einem etwa 45 m mächtigen Orthozerenkalk überlagert (Lidén). Zu den allochtonen Lagen gehören wahrscheinlich auch die kambrischen Schiefer von Brännan SW von Hafsnäs. Sie tauchen hier unter die Strömquarzit-Scholle, was bei einer kleinen Grube sehr deutlich zu erkennen ist (vgl. S. 76 ff.).

Zu den allochtonen Lagen gehören wahrscheinlich auch die relativ mächtigen Orthozerenkalk bei Libacken, Kvarnberget, Risselås und anderen Erhöhungen in der Nähe von Ström. Ich habe diese Vorkommen nicht studiert, sondern führe hier einige Angaben von Lidén (1910) an. Im Kvarnberget scheint der Kalk eine Mächtigkeit von etwa 300 m aufzuweisen, was wahrscheinlich auf eine Aufstaffelung von mehreren allochtonen Schichtenpaketen deutet.

Ausser den von Thorslund und mir studierten Stellen sind die allochtonen Kambrosilurbildungen vom nördlichen Jämtland und von Ångermanland nicht abgetrennt worden; es ist dies eine umfassende Kartierungsaufgabe. Heute kann ich nur hervorheben, dass weite Gebiete durch das Allochton aufgebaut zu sein scheinen und dass die westlichen Kambrosilurlagen bis an die Sparagmit-Quarzitgrenze hin hauptsächlich aus Grauwacken und Schiefen des Föllingentypus bestehen. Meines Erachtens ist die Scholle über weite Gebiete hin sehr dünn, da die Strömquarzit-Scholle nahe ihrer unteren Überschiebungsfäche getroffen zu sein scheint. Eine instruktive Lokalität ist der Strömberget nahe

Lidsjöberg am Ströms Vattudal (Fig. 41). Hier bildet die allochtone Kambrosilurscholle auf der gefalteten autochthonen Quarzitformation eine nur etwa 50 m mächtige Lage und wird von einer isolierten Granitkalotte bedeckt. Der Granit ist nur an seiner Basis kräftig mylonitisiert, oben ist er dagegen recht gut erhalten.

Die allochtone Kambrosilurscholle des Strömberget besteht hauptsächlich aus Föllinge-Holmsjö-Grauwacken. In einem Schieferstück davon haben Thorslund und ich ein unvollständiges Exemplar eines *Diplograptus* sp. gefunden, das natürlich keine genaue stratigraphische Bestimmung erlaubt.

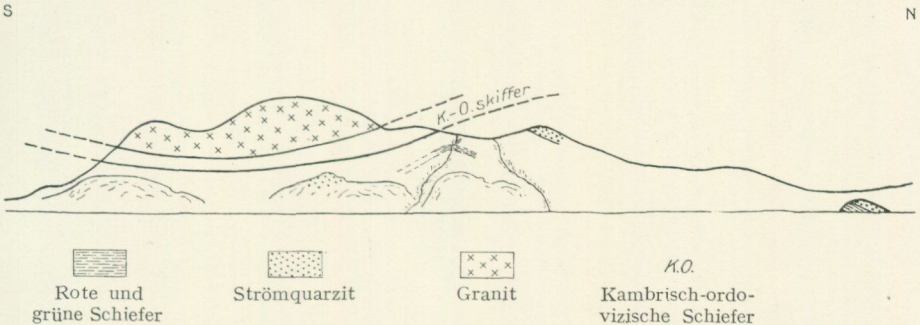


Fig. 41. Profil durch den Strömberget, von Osten gegen Westen gesehen. — Nach Asklund (1935 a).

Es ist freilich schwer zu entscheiden, ob die allochtonen Kambrosilurbildungen vom nördlichen Jämtland und von Ängermanland zu einer oder mehreren der westlichen jämtländischen Schollen gehören. Es ist aber am wahrscheinlichsten, dass sie überwiegend zur Föllinge-Scholle gehören. Dafür sprechen folgende Umstände: 1. Keine der östlicheren Schollen des südlichen und mittleren Jämtlands enthält eine so mächtige *Dictyonema*-Schieferabteilung wie die allochtonen Lagen im nördlichen Jämtland und in Ängermanland. Nur die Föllinge-Scholle bei Marby am Storsjön (vgl. S. 34) ist in dieser Hinsicht vergleichbar. 2. Das erwähnte Allochton enthält im Gegensatz zu der Olden-Scholle, aber genau wie die Föllinge-Scholle, eine mächtige Orthozerenkalkabteilung. 3. Die allgemeine Grösse der grauwacken-schieferreichen Scholle entspricht nur der südlichen Föllinge-Scholle, und ihre Streichrichtungen deuten auf einen unmittelbaren Zusammenhang mit der allochtonen Kambrosilurscholle vom nördlichen Jämtland und von Ängermanland.

3. Die Strömquarzit-Scholle.

Ein bezeichnender Zug des mittleren Jämtland ist das Fehlen der Wemdal-quarzitbildungen. Hier liegt, wie z. B. an den Grenzen der Offerdal-Scholle, das übergeschobene Kristallin unmittelbar auf dem Kambrosilur. Die Quarzitscholle ist verschwunden. Sie beginnt wieder am Ströms Vattudal, und eine flüchtige Studie der Gesteine der Strömquarzit-Scholle überzeugt uns schon,

dass die völlig gleichen Quarzitgesteine, der Strömquarzit, mit dem Wemdalquarzit identisch ist. Das geologische Auftreten ist ebenfalls dasselbe.

Eine leicht zugängliche und wichtige Lokalität der Strömquarzit-Scholle liegt westlich von Hafsnäs am Flåsjön (Fig. 42). Über die sehr deutliche Überschiebungsfläche der alloctonen Schichtenfolge des Kambriums ragen

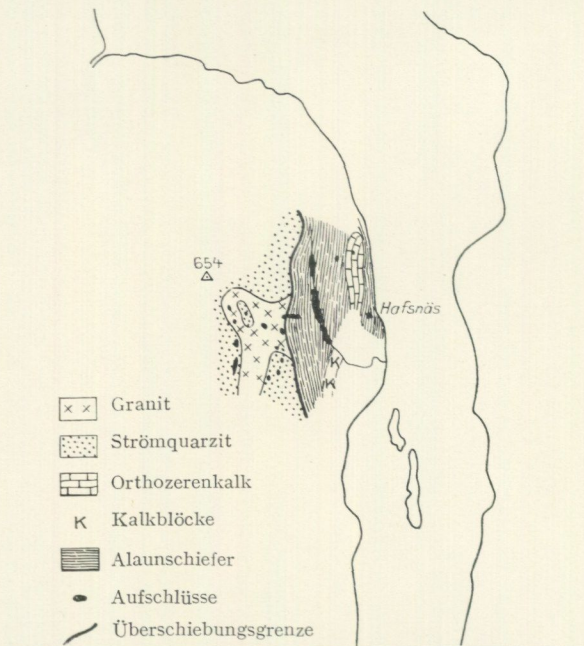


Fig. 42. Geologische Skizze den Gegend von Hafsnäs am Flåsjön. 1 : 200,000.
— Nach Asklund (1935 a).

hier die Gesteine der Scholle wohl 250—300 m hinauf. Sie bestehen überwiegend aus groben, harten, aber immer gut reliktklastischen, weissen Quarziten, die stellenweise mit dünneren Lagen von grauen Tonschiefern und Quarzitschiefern gemengt sind. Bei Brännan SW Hafsnäs tritt im Quarzit eine überraschende Granitkuppe auf, die nicht weniger als 150 m hoch ist und eine Fläche von 3—4 km² ausmacht. Wie die Zeichnungen Fig. 43 und 44 wiedergeben, lagert der Quarzit auf dem Granit. Die Grenze der Gesteine wird durch ein dünnes Quarzitkonglomerat gebildet, das reichlich Material des liegenden, grauweissen Granits enthält. Teilweise hängt das Konglomerat an den Seiten des Granithügels, der schönste Beweis dafür, dass die Granitmasse im Untergrund des Quarzits ursprünglich einen Berg bildete, ähnlich wie die kleinen Überreste des präquarzitischen, kristallinen Untergrundes der Wemdalquarzit-Scholle bei Tossäsens und Hallen im südlichen Jämtland (S. 27 und 29).

Am unteren Rand des Granithügels befindet sich ein kleiner Diabasgang im Granit. Er verursacht eine schwache magnetische Anomalie und wurde deshalb das Opfer eines Grubenbetriebs. Man folgte dem Diabas 14 m in die

Tiefe, wo er aufhörte und von einem schmierigen Alaunschiefer ersetzt wurde. Auf die Frage der Ortsbevölkerung, wo die Fortsetzung des »Erzes« zu suchen sei, konnte ich nur antworten, dass diese Frage mich ganz besonders interessiere, aber dass es zwecklos sei, die Fortsetzung mittels eines Querschlages zu suchen, abgesehen von der eventuellen Grösse des »Erzes«. Die Situation der kleinen Grube geht aus Fig. 45 hervor.

Im Täsjöberget bildet der Strömquarzit an seiner westlichen Seite eine nach Osten untertauchende Scholle, deren Überschiebungsgrenze im Bratt-

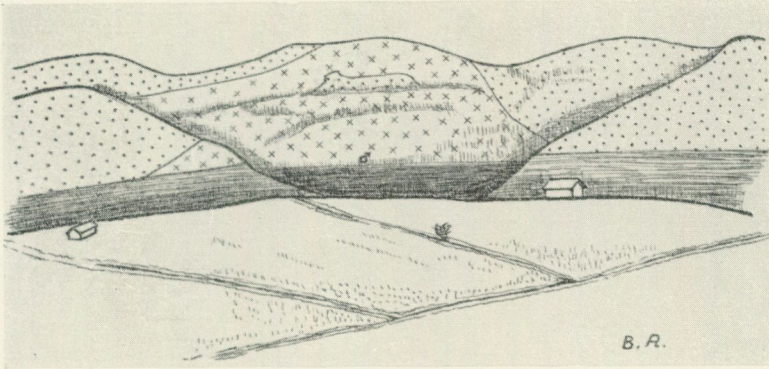


Fig. 43. Der »Granitberg« (Kreuze) in Strömquarzit (Punkte), auf Alaunschiefer (dunkel). Brännan, Aussicht vom Kalkberget. — Nach Asklund (1935 a).

bäcken gut aufgeschlossen ist. Der Quarzit ist an der Grenze kräftig gequetscht, wird aber wenige Meter höher deutlich grobklastisch. Eine andere ausgezeichnete Lokalität der Überschiebungszone bildet der obere Lauf des kleinen Kvarnbäcken bei Täsjö Västra By. Über dem auf S. 59 beschriebenen Allochton des Kambriums ragt eine überhängende Kante des Quarzits hervor, die einen kleinen mitgerissenen Granithügel des präquarzitischen Untergrundes

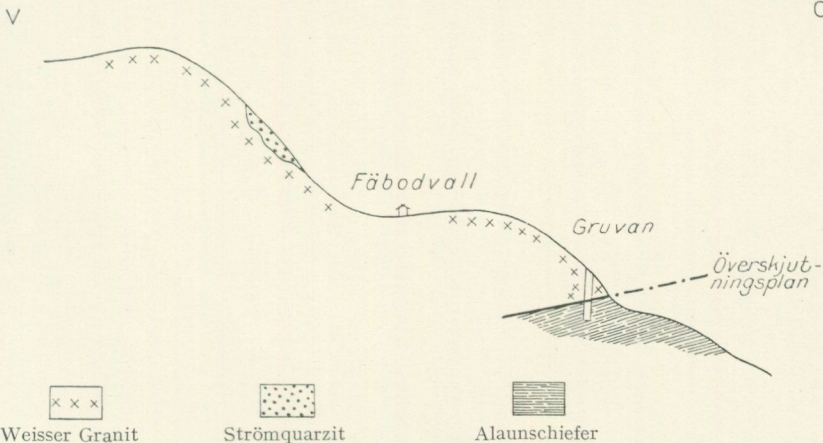


Fig. 44. Profil durch die Strömquarzit-Scholle bei Brännan. — Nach Asklund (1935 a).

einschliesst, der von O. Kulling bei unserer Exkursion in diesen Gegenden 1936 beobachtet wurde. Meine Untersuchungen zeigen übrigens, dass die Verbreitung der wirklichen Scholle auf den älteren Karten überschätzt wurde. Man hat nämlich den eigentlichen Strömquarzit von den autochtonen, sehr ähnlichen Quarziten nicht zu trennen vermocht, weshalb die Schollen gegen NW zu stark erweitert wurden.

In Jämtland und Ångermanland bildet die Strömquarzit-Scholle eine Reihe durch die Denudation isolierter Partien, wie es auf den älteren Übersichts-

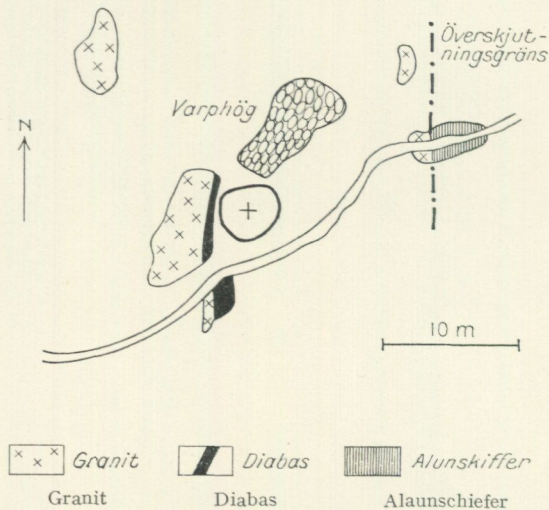


Fig. 45. Die Überschiebungsgrenze bei »Gruvan« (die Grube), Brännan. Nach Asklund (1935 a). Varphög = Halde.

karten Törnebohms und Högboms dargestellt ist. Das gleiche Verhalten konstatiert man auch im südlichen Lappland. Die Übersichtskarte weist hier vom Ormsjön bis über den Blajkfjället eine sehr weite Schollenpartie von Strömquarzit auf. In dieser Partie sind, wie ich bei meiner Profilaufnahme am Långseån fand, grosse Gebiete ähnlicher autochtoner Quarzite zum Allochton gestellt. Nur eine detaillierte Kartierung kann in diesen Gegenden ein wahres Bild von dem Auftreten der autochtonen und allochtonen Quarzite geben.

4. Die Granitmylonit-Scholle.

Die Beschreibung des Quarzitprofils von Storån (S. 72) hat schon die Aufmerksamkeit auf das dort vorkommende, wirkliche Granitfenster gelenkt. Dieses stellt eine aufgepresste Partie des autochtonen Grundgebirges dar. Die Gesteine der östlichen Seite sind sehr gut erhalten, mit einer undeformierten Granitstruktur. Gegen Westen verändert sich die Struktur allmählich; erstens tritt eine grobflaserige Struktur auf, und der Granit zeigt zonenweise eine kräftige Zermalmung und Verschieferung mit gegen NW oder WNW 50°–60° einfallenden Deformationsflächen. Der Granit geht dann allmählich in einen

Augengneis mit stärkerer, mechanischer Beanspruchung über. In Sträckbergen am Ströms Vattudal tritt ein grünlich grauer, stengeliger Granitmylonit auf, der einen wiederum stärker deformierten Granit von Storätypus ausmacht oder ein Granitmylonit ist, der zufälligerweise auf einer autochtonen granitischen Unterlage auftritt. Als ich das Profil zum erstenmal untersuchte, fasste ich den oberen Mylonit als integrierenden Teil des deformierten Granitmassives auf. Als ich dann später das grosse, vermeintliche »Grundgebirgsfenster« östlich von Hotagen studierte, fand ich, dass er als eine allochtone Granitmylonit-Scholle aufgefasst werden muss, wobei sich meine Auffassung mit der Törnebohms deckte, nämlich dass der obere Granitmylonit von Ströms Vattudal als eine aus der Ferne überschobene Scholle aufzufassen sei. Mit der grössten Wahrscheinlichkeit ist anzunehmen, dass der obere Granitmylonit mit den Myloniten der Granitmylonit-Scholle am Hotagen direkt zusammenhängt. Das alte »Grundgebirgsfenster« vom Hotagen bis zum Sjougdjsjön im Norden würde demnach aus einem östlichen, wirklichen, aber tektonisch kräftig durchgearbeiteten Grundgebirgsfenster und aus einer westlichen Granitmylonit-scholle bestehen. Nur durch eine ausführliche Kartierung wird es möglich sein, die Grenze zwischen den verschiedenen Einheiten zu ziehen.

Der Granitmylonit wird in der Nähe von der grossen Seve-Scholle bei Bågede ausserordentlich kräftig zermalmt und in grauschwarze, grobe Glimmerschiefer mit zahlreichen Quarzlinzen und Quarzadern verwandelt. In dieser Zone kam offenbar während der Bewegungszeit der aufliegenden grossen Seve-Scholle eine sehr verbreitete Lateralsekretion vor.

5. Die grosse Seve-Scholle.

Im Profil von Ströms Vattudal ist die Kontaktzone — die Überschiebungszone — zwischen der Granitmylonit-Scholle und der grossen Seve-Scholle nicht aufgeschlossen. Westlich von Sjulsåsen (vgl. die Karte, Fig. 40) stehen die Gesteine der grossen Seve-Scholle an. Sie bestehen hier aus einer Wechselagerung von granatführenden, quarzreichen, granulitischen oder leptitischen Gesteinen und granatreichen Amphiboliten, die nach oben in ordinäre Amphibolite übergehen. Diese bauen das mächtige, angrenzende Hochgebirge auf und schliessen im Karlberget Magnetkiese ein, die sich mit cummingtonit- und granatreichen Amphiboliten verbinden.

Es fällt aus dem Rahmen meiner Abhandlung, ausführliche Ergebnisse der Studien über die Sevegesteine mitzuteilen. Ich will hier nur hervorheben, dass zwischen den mylonitisierten Granitgesteinen der Unterlage und den hochkristallinen, mit hochtemperierten Mineralparagenesen — Mineralfazies — versehenen Sevegesteinen ausserordentliche Verschiedenheiten bestehen.

Zusammenfassende Übersicht und Schlussfolgerungen.

Ich habe mit dieser Abhandlung ein verhältnismässig grosses Material der neueren Untersuchungen gegeben; doch bildet alles nur ein Bruchstück *des Beobachtungsmaterials*, das gesammelt werden muss, um ein vollständiges Bild dieser äusserst wichtigen Partie unserer skandinavischen Kaledoniden zu erlangen. Die grossen Verschiedenheiten der Lagerfolgen in den jämtländischen Decken (oder Schollen) erfordern ein sehr genaues, an jeder einzelnen Scholle durchgeführtes stratigraphisches Studium. Die Schichtenfolgen der Schollen, die Mächtigkeiten, ihre Schichtenlücken usw. müssen sehr detailliert verfolgt werden, damit die Verschiedenheiten der Schollen in allen Einzelheiten verglichen werden können. Nur auf diese Weise wird es möglich, die gewaltige Sedimentfläche der Geosynklinale für jede Stufe des Kambrosilurs aufzurollen. Die Überschiebungsdiskordanzen beschränken zwar die stratigraphische Detailarbeit auf gewisse Abschnitte der ursprünglich zusammenhängenden Schichtenpakete, aber der sedimentpetrologische und stratigraphische Zusammenhang im Gebiet der Geosynklinale wird sich doch beinahe ununterbrochen rekonstruieren lassen. Wir erkennen schon besonders ausgeprägte Detailzüge bei der Sedimentverteilung in der grossen Geosynklinale. Das Vorkommen des Orthozerenkalks macht z. B. einen speziellen baltischen Zug im nordskandinavischen Kambrosilur aus. In Härjedalen und im südlichen Jämtland sind die Orthozerenkalkstufen kalkreicher als im mittleren und nördlichen Jämtland und zeigen deshalb einen gewissen Zusammenhang mit der baltischen Fazies der Orthozerenkalke in Dalarna. Gegen Norden verschwinden die Orthozerenkalke sogar am *östlichen* Ufer der Geosynklinale beinahe völlig, wie die autochtonen ordovizischen Lagen im Tåsjötale, sowie in dem nördlicheren Tal des Långseleån in Lappland aufweisen. Aber in der aus den westlichen Gebieten der Geosynklinale stammenden Föllingescholle sind die Orthozerenkalke so reich und mächtig entwickelt, wie es von den baltischen Gebieten nirgends bekannt ist. Es sieht aus, als ob die kalksedimentierende Zone des unteren Ordoviziums, die sich von dem Baltikum aus über Dalarna und das Oslogebiet drängte, allmählich gegen Westen sich verschoben und von dem östlichen Shelfrande des kaledonischen Geosynklinalmeeres entfernt hätte.

Weiter westlich in der Olden-Scholle treten aber die Gesteine der kalksedimentierenden Zone zurück und lassen uns folgern, dass sie, wie im Osten, auch gegen Westen ausebbte.

Dies ist nur *ein* Beispiel von vielen, um eine Vorstellung von der ursprünglichen Weite der alten Geosynklinale zu geben. Die besprochenen Faziesänderungen sind nämlich so bedeutend, dass ein Vergleichsobjekt solch gewaltiger Veränderungen aus den südlichen schwedischen Landschaften nicht angeführt werden kann. Es soll nun die Entwicklung der verschiedenen stratigraphischen Gruppen von den ältesten präkambrischen Sedimenten bis zum jüngsten Kambrosilur übersichtlich dargestellt werden.

Stratigraphische Übersicht.

Auf Tabelle I (siehe am Schluss der Arbeit) habe ich, soweit die bisherigen Untersuchungen in Jämtland und Ångermanland dies gestatten, eine Zusammenstellung der Hauptzüge der Stratigraphie gegeben. Ich habe dabei versucht, die verschiedenen Schollen betreffs ihrer stratigraphischen Ausbildung einander gegenüberzustellen, um die faziellen Veränderungen innerhalb der ursprünglich weiten Sedimentfläche der Geosynklinale zu veranschaulichen. Ehe wir auf die einzelnen Formationen oder ihre untergegliederten Lagen näher eingehen, mag folgendes Grundschema aufgestellt werden (siehe unten).

Dieses Grundschema variiert in den verschiedenen Schollen, weshalb es unmöglich ist, in einem einfachen Diagramm die ost—westlichen und nord—südlichen Veränderungen von Fazies, Schichtenfolge und Schichtencharakter darzustellen. Wir müssen uns deshalb im einzelnen den verschiedenen Gruppen und Formationsteilen zuwenden.

Das Algonk.

In Bezug auf die Trennung Algonkium-Kambrium folge ich der Einteilung Walcotts und Törnebohm-Högboms, ohne die näheren Begründungen zu wiederholen. Danach liegt die untere Grenze des Kambriums beim Auftreten der Olenellusfauna. Dies bedeutet, dass die jüngste algonkische Formation, die *Quarzit-Schieferformation*, sehr wohl als Eokambrium im Sinne Bröggers u. a. bezeichnet werden kann. Die Gegensätze zwischen der fossilereen Quarzitformation und dem Unterkambrium, das offenbar zu einem grossen, einheitlichen geologischen Zyklus gehört, sind zu gross, um hier eine nur diffuse Diskordanz legen zu können. Für die hier vertretene Auffassung spricht besonders die ausserordentlich deutliche sub-unterkambrische Peneplainbildung.

Die Quarzit-Schieferformation im behandelten Teil der Kaledoniden zeigt jedoch bestimmte Züge, durch die sie in Beziehung mit der Entwicklung der kaledonischen Geosynklinale gebracht werden muss. Sie bildet nämlich in Jämtland und Ångermanland, sowie im Mjösen-Gebiet Norwegens einen subkambrischen Geosynklinalkomplex, der mit viel grösserer Regelmässigkeit als die Sparagmitformationen in der ganzen Geosynklinallänge vorkommt. Ihre oberen Quarzite (der Ringsakerquarzit des Mjösengebiets, die Sunne quarzite Jämtlands und die hellen oberen Quarzite des Sjougdälven) und die liegenden bunten Schiefer (die Ekreschiefer Norwegens und die entsprechenden bunten, rot- und grüngefärbten Schiefer des Sjougdälven und des Storån) sind äquivalente Bildungen.

Wie die Kambrosilurschichten keilt auch die Quarzitformation gegen Osten aus. Am Sjougdälven schätze ich ihre Mächtigkeit auf 240—380 m, in dem naheliegenden Långseleån-Tale Lapplands bis auf 600—800 m, aber schon 40 km östlich hiervon ist sie am Rande des Kontinentalrumpfes nur ca. 15 m

Das stratigraphische Grundschema der mittleren Kaledoniden Schwedens.

(Die kristallinen Gross-Schollen.)

Tektonische Diskordanz.	

Kambrosilur	3. Silur { Retiolitesschiefer Pentameruskalk und Rastritesschiefer Dalmaniteslagen: Quarzit, Schiefer, Konglomerat.
	Diskordanz
	2. Ordovizium { Trinucleuslagen: Tonschiefer, Grauwacken? Chasmopslagen: Kalksteine oder Grauwacken-Schiefer-Serie Orthozerenkalklagen: » » » » » Ceratopygelagen: {Ceratopygekalk, Glaukonitkalk, Dictyonemaschiefer
	Diskordanz
	1. Kambrium { Oberkambrium : Alaunschiefer Mittelkambrium: » Unterkambrium: Sandsteinschiefer, Arkosen, Konglomerat
	Diskordanz, weitgehende Peneplainbildung
Algonk	4. Quarzit-Schieferformation { Feldspatarme, »abgewaschene«, hellgefärbte Sand- (»Eokambrium« in beschränk- steine, Quarzitschiefer, bunte Tonschiefer, grobe ter Bedeutung) { Quarzite und Konglomerate
	Diskordanz
	3. Tillitabteilung
	Diskordanz
	2. »Rote« Sparagmitformation { Rote Sparagmite und Sparagmitsandsteine; untergeordneter Dolomit; Konglomerat
	Diskordanz?
1. »Graue« Sparagmitformation { Mächtige graue Sparagmite Dolomit Grauer Quarzit	

Diskordanz	

(Urgebirge oder postarchaisches Grundgebirge.)

mächtig. Sie zeigt auf diese Weise ihren Charakter als ein Sediment der ältesten Anlage der Geosynklinale. Ich halte es daher für wahrscheinlich, dass die Quarzit-Schieferformation eine marine Bildung ist, deren Material wesentlich von der Frühanlage des östlichen Kontinentalrumpfes stammte.

Die Quarzit-Schieferformation fehlt in den mittleren und westlichen jämtländischen Schollen meistens. In der Sunne-Scholle tritt sie jedoch als verhältnismässig dünner Sunnequarzit auf, und unter den südlichen Partien der Föllinge-Scholle als Marbyquarzit. In der westlicheren Olden-Scholle tritt die Quarzitformation nach meinen oben erwähnten Ausführungen als wechselnd tief denudiertes Liegendes des Kambrosilurs auf. Hier ruht die Quarzitformation auf Erhebungen, die schon zur Zeit der Sedimentation der Quarzit-Schieferformation kühn emporragende Berge bildeten und deren Ruinen die heutigen Oldengranitberge ausmachen.

Man kann sich daher vorstellen, dass die Oldengranitberge, ebenso wie mehrere der übrigen alloctonen Grundgebirgsfenster Jämtlands, z. B. die Mullfjällantiklinale, schon während der Ablagerungszeit der Quarzit-Schieferformation als ein weiter und bewegter Archipel vorhanden waren oder als ein im Westen gelegenes Gegenstück zum östlichen kompakten Kontinentalrumpf existierten.

Als Liegendes der Quarzit-Schieferformation tritt der *Sjougdälv-Tillit* auf. Nach neulich gegebenen Mitteilungen von Herrn Dozent O. Kulling ist das Tillitlager im südlichen Lappland weit verbreitet. Ich fasse dieses Lager als eine selbständige Formation auf, weil sie klimatologisch von der Quarzitformation scharf getrennt ist und von der liegenden »roten« Sparagmitformation in Hinsicht auf ihr klastisches Material unabhängig zu sein scheint. Das Trümmermaterial des Tillits stammt nämlich unzweideutig aus dem Osten, aus dem weiten Gebiet des Refsundgranits, während das klastische Material des roten Sparagmits hauptsächlich im Westen zu suchen ist. Das Vereisungsgebiet dieser algonkischen Eiszeit muss im Inneren des fennoskandischen Schildes zu suchen sein.

Die rote Sparagmitformation bildet eine in sich geschlossene Schichtenserie. Sie kann absolut nicht als Geosynklinalsediment aufgefasst werden, da sie in der Geosynklinalzone keinen zusammenhängenden Streifen bildet. Sie tritt sehr abrupt auf: in gewissen, frühen Senkungen der jüngeren Geosynklinalzone besitzt sie grosse Mächtigkeit, wie z. B. im Mjösen-Gebiet, in Härjedalen und im südlichen Lappland, wo ich sie bis auf >200—400 m schätze. Auf weite Strecken hin fehlt jedoch die rote Sparagmitformation völlig. Eine solche Lücke bildet das mittlere Jämtland, an dessen nördlichem Grenzgebiet die rote Sparagmitformation, wie ich beschrieben habe, auf eine Strecke von weniger als 10 km völlig auskeilt. Ihre mehrere 100 m grosse Mächtigkeit verringert sich hier so schnell, dass am Storån (vgl. S. 72) die Quarzit-Schieferformation unmittelbar auf archaischen Granit zu liegen kommt.

Die einheitliche rote Farbe der Gesteine der »roten« Sparagmitformation und das vollständige Fehlen von tonreichen Sedimenten oder kaolinhaltigen Verwitterungsprodukten überhaupt lassen vermuten, dass diese Sparagmite

bei ziemlich extrem-aridem Klima gebildet wurden, d. h. während einer Periode von herrschendem mechanischem Verwitterungstypus. Die auftretenden, ungleich schnell auseinandergehenden Konglomeratlagen deuten an, dass die roten Sparagmite z. T. Flussebenenbildungen sind, deren Entstehung mit ariden Wolkenbrüchen in Beziehung gebracht werden kann.

Die *graue Sparagmitformation* steht in Bezug auf ihr Sedimentmaterial im Gegensatz zu der »roten« Formation. Die erstere enthält nämlich die typischen grauen Sparagmite, die wohl bei gemässigerem Klima gebildet worden sind. Sie sind meistens feinkörnig, mit beträchtlichem Gehalt an Glimmermineralien, was auf einen Einfluss der chemischen Denudation schliessen lässt. Die teilweise mächtigen Dolomiteinlagerungen (Kalvberget) im südlichen Lappland dürften für aride Momente des Klimaverlaufes sprechen. Einen sedimentpetrographisch interessanten Typus der grauen Sparagmitformation bildet ihr liegendes Glied, nämlich eine mächtige graue Quarzitabteilung. Dabei ist es jedoch nicht unmöglich, dass diese Partie einen bedeutend älteren Komplex repräsentiert.

Betreffs der gegebenen Übersicht möchte ich betonen, dass die oben unterschiedenen Formationen wirklichen Formationen einer heute noch nicht endgültig gegliederten Ära entsprechen. Ihr absoluter Zeitraum ist wohl mehr oder weniger dem der paläozoischen Formationen gleichzusetzen. Betrachten wir die angeführten algonkischen und präkambrischen Formationen als Einheit, finden wir, dass sie Züge einer zyklischen Entwicklung aufweisen, die an die bekannteren, anderen geologischen Ären erinnern. Die »graue Sparagmitzeit«, die durch starke chemische Verwitterung gekennzeichnet ist, beginnt im untersuchten Gebiet mit der Bildung reiner Residualsandsteine. Der Absatz der Dolomitabteilung deutet aride Verhältnisse an, während die Sedimentation der »grauen« Sparagmite auf gleichverteilte chemische und mechanische Denudation hinweist. Mit der Zeit der roten Sparagmitbildung setzt extrem arides Klima ein, das in einer Vereisung gipfelt.

Dieser Entwicklungszyklus zeigt auffallend gemeinsame Züge mit der Ära des Jatul—Jotnum, so wie auch mit dem Zyklusverlauf Kambrium—Devon und Devon—Perm.

So drängt sich den skandinavischen Geologen noch die eine baldige Lösung erfordernde Aufgabe auf, die Homotaxie dieses Teils der skandinavischen Erdgeschichte durchzuführen und dabei eine feste Formationseinteilung der interessantesten spätalgonkischen Perioden West- und Nord-Fennoskandias zu schaffen.

Das Kambrosilur.

Wie oben angeführt wurde, spürte man die Frühanlage der Geosynklinale schon im Spätpräkambrum mit der Sedimentation der Quarzit-Schieferformation. Die eigentlichen Geosynklinalsedimente sind jedoch erst die kambrosilurischen Lagen, deren Ausbildung sowohl in den neritisch-litoralen Zonen, als auch im ständigen Sedimentationsbecken immer in direktem Zusammenhang mit der Entwicklung der Geosynklinale steht. Im grossen und ganzen zeigen

Kambrium, Ordovizium und Silur gemeinsam eine einheitliche, zyklische Entwicklung, so dass der Name »Kambrosilur« als Ausdruck der Einheit besonders glücklich gewählt ist. Der Verlauf des einheitlichen Zyklus liesse sich graphisch so darstellen, dass eine stetige Kurve in partielle Schwingungen zerfällt, deren Längen und Höhen nahezu gleich sind. Ich spiele damit besonders auf den generellen Entwicklungsgang der Niveauveränderungen während des Kambrosilurs an, die nach einem einheitlichen Schema verliefen, so dass die verschiedenen Partien der Geosynklinale während beinahe jeder neuen Niveauveränderung ihre Vorzeichen behalten haben. Die östliche Shelf- und Uferzone am uralten Kontinentalrumpf bleibt demnach immer Uferzone, und alle Sedimente des intermittierenden Zyklus bleiben hier immer dünne Ablagerungen des Geosynklinalsees.

Auf gleiche Weise lassen sich — und dies wird in Zukunft umfangreicher geschehen — morphologische Reste am Rande der Geosynklinale nachweisen. Sie sind Überreste der Peneplainbildungen und Abrasionsterrassen, deren jeweilige »base level« die verschieden hohen Shelf-Flächen ausmachten. Die Grundfläche der kambrosilurischen Peneplain — die subkambrische Peneplain — bietet hierfür ein besonders klassisches Beispiel, aber auch die jüngeren Flächen, die Sub-Chasmops-Fläche und die sub-silurische (sub-gotländische) Fläche könnten im grossen Zusammenhang gewiss genereller verwertet werden.

Auf diese Weise wird es möglich sein, die geologischen Vorgänge am *alten spätpräkambrischen Kontinentalrand*, der durch das östliche Auskeilen der Kambrosilursedimente am zunächst gelegenen Streifen der noch ersichtlichen Peneplain gekennzeichnet ist, zu rekonstruieren. Nach all den angeführten Tatsachen müssen wir annehmen, dass die abgedeckte subkambrische Peneplainzone am Rande der Kaledoniden den ursprünglichen Kontinentalrand Fennoskandias bildete, bis der kaledonische Diastrophismus zu dem uralten Kontinentalsockel ein mächtiges, breites Band mit aufgestaffelten Geosynklinalsedimenten und ihrem Liegenden aus altem archaischem Kristallin und algonkischen Sedimenten hinzufügte.

Der kaledonische Diastrophismus wurde so die Veranlassung einer Verschiebung des Kontinentalrandes bis in die jetzige Lage an der westnorwegischen Steilküste. Hier hat meiner Meinung nach die bekannte heutige »Strandflats« schon während des Mesozoikums die Rolle des alten Kontinentalrandes vollständig übernommen. Hier können wir die fortschreitende Peneplainbildung als Resultat der verschiedenen geologischen Agenzien an der Grenze Land und Meer noch lebendig wiederfinden.

Das Kambrium. — Das *Unterkambrium* dürfte ursprünglich die subkambrische Peneplain des Autochtons bedeckt haben, auch wenn es von gewissen Teilen der noch vom Kambrosilur bedeckten Peneplain verschwunden ist. Zur Ablagerungszeit hat das Unterkambrium sicher gegen Westen an Mächtigkeit rasch zugenommen, was das Profil bei Kläppe im Kirchsp. Marby (S. 37) bestätigt, wo das unvollständige Unterkambrium auf 19 m Mächtigkeit geschätzt wurde. Im Zusammenhang mit den späteren kambrischen Niveauveränderungen wurde das Unterkambrium in grossem Umfang denudiert, in derselben Periode,

als die breite Shelfzone für die subärische Denudation frei wurde. Dies ist z. B. der Fall im nördlichen Jämtland und in Ångermanland, wo nicht nur das Unterkambrium, sondern auch die *Paradoxides aelandicus*-Zone des Mittelkambriums völlig denudiert ist, so dass die *Paradoxides Tessini*-Zone mit dem Konglomerat des *Exsulans*-Kalkes unmittelbar auf der subkambrischen Peneplain lagert.

Die jämtländische, unterkambrische Fazies unterscheidet sich von der gleichalten baltischen Fazies, die durch den überaus charakteristischen gelbbraunen Sandstein gekennzeichnet ist. Diesen baltischen Typus treffen wir aber schon in Härjedalen und im nordwestlichen Dalarna, wo er deutlich einen baltischen Einschlag des kaledonischen Geosynklinalmeeres repräsentiert. Das jämtländische Unterkambrium besitzt dagegen die gleiche Ausbildung wie das Unterkambrium am Mjösensee in Norwegen und besteht folglich aus einem meistens schwarzen Sandsteinschiefer (vgl. Vogt 1924), dessen untere Abteilung mit dunklem Blauquarz wechsellagert.

Die Verbreitung der *Paradoxides aelandicus*-Zone des Mittelkambriums ist bis jetzt unvollständig studiert worden. Es liegt aber auf der Hand, anzunehmen, dass diese Zone, wie das Unterkambrium, im Autochton und in den östlichen jämtländischen Decken zum grossen Teil schon in kambrischer Zeit der Denudation anheimgefallen ist. In der Föllinge-Scholle, zu der ich vorläufig das kambrische Allochton des Täsjötales rechne, besitzt aber diese Zone eine wahrscheinlich bedeutende Mächtigkeit (20—30 m, vgl. S. 59). Die *Paradoxides Tessini*-Zone ist in beinahe allen jämtländischen Decken nachgewiesen worden und spielt besonders im nördlichen Autochton eine hervorragende Rolle. Sie bildet hier, wie vermutlich auch stellenweise in den südlichen jämtländischen Decken, die Basalbildung des Kambriums (z. B. der *Exsulans*-Kalk bei Fånån etc.). In der *Paradoxides Forchhammeri*-Periode hat nach einer Zeit von teilweise recht tiefgreifender Denudation im Autochton eine sehr ausgeprägte Transgression stattgefunden. Die *Forchhammeri*-Lager sind am unmittelbaren Rande des Kontinentalrumpfes als ein dünnes *Exporrecta*-Konglomerat ausgebildet, wie z. B. am Sägbäcken in Ångermanland, bei Brunflo und Kloksåsen in Jämtland (vgl. Thorslund 1933). Gegen Westen wird die Zone allmählich mächtiger, was besonders aus dem Täsjötal-Profil hervorgeht. Die *Olenidschiefer*-Serie ist in allen jämtländischen Schollen, die Olden-Scholle ausgenommen, repräsentiert. Von ihren sechs Fossilzonen kommen nach Westergård wenigstens fünf in Jämtland und Ångermanland vor. Die unteren können auch zu einem Stinkkalkkonglomerat zusammengedrängt sein und ebenfalls in direktem Verband mit dem erwähnten *Exporrecta*konglomerat auftreten (wie bei Sägbäcken in Ångermanland). Es ist in diesem Fall interessant zu sehen, dass die verschiedenen Transgressionen in ziemlich gleicher Höhe gipfelten. An der oberen Grenze des Olenidschiefers findet sich eine sehr deutliche Diskordanz, die im Autochton und in den östlichen Schollen durch das Fehlen des *Dictyonema*-Schiefers und durch das direkte Auftreten einer konglomeratischen *Ceratopyge*-Zone auf dem verschieden tief denudierten Olenidschiefer gekennzeichnet ist. Im allgemeinen ist der Olenidschiefer gegen Westen mäch-

tiger und mannigfaltiger entwickelt, wie z. B. das Täsjötal-Profil beweist (vgl. S. 59).

Ich habe früher eine Reihe von Ziffern für die Mächtigkeiten des gesamten Kambriums gegeben, die ich zusammen mit ihrer Plazierung in den Schollen hier nochmals anführe:

Westen	Olden-Scholle	Föllinge-Scholle	Sunne-Scholle	Autochton	Osten
	Kambrium	100—150 m ¹	21—26 m	25—26 m	
	fehlt	(Täsjötal-Profil)	(Prästnäset bei Sunne)	(Brunflo)	
		32 m +		21 m	
		(Kläppe in Marby; unvollständig)		(Mon im Locknefeld)	
				14 m	
				(Tossåsen)	
				24 m	
				(Bingsta in Berg)	
				ca. 30 m	
				(Sågbäcken, Täsjötal)	
				50—60 m	
				(Sjougdälven)	

Aus dieser Übersicht geht hervor, dass das Kambrium des Autochtons gering ist, 14—max. 30 m, gegen Westen jedoch mächtiger wird. In der 40 km langen Strecke des Autochtons zwischen Sågbäcken und Sjougdälven im Täsjötal-Profil steigt die Mächtigkeit von 30 bis 60 m. Wenn wir eine arithmetische Zunahme der Mächtigkeit des gesamten Kambriums gegen Westen annehmen, müsste ursprünglich ein 100—150 m mächtiges, allochtones Kambrium im Täsjötal-Profil 80—120 km von dem Kontinentalrand entfernt gelegen haben, das heisst die Überschiebungsweite der Föllinge-Scholle würde mindestens 80—120 km betragen. Die Ziffer ist natürlich nur approximativ; sie ist jedoch die einzige, die für die Überschiebungsweite der Kambrosilurdecken auf zahlenmässiger Grundlage gefunden wurde. Diese Zahl stützt die Annahme Törnebohms, der die Überschiebungsweite der grossen Seve-Scholle auf 140 km schätzte.

Das Ordovizium wird durch die doppelte Transgression der *Ceratopyge*-Region gekennzeichnet. Die untere *Dictyonema*-Schieferzone erreicht die eigentliche Litoralzone der Geosynklinale nirgends und ist im Autochton bis jetzt nur am Sjougdälven als eine $\frac{1}{4}$ —1 m mächtige Schicht beobachtet worden. Der *Dictyonema*-Schiefer ist hier gröber als gewöhnlich, was deutlich zeigt, dass er an dieser Stelle eine Litoralbildung ist. Am Karbäcken, 16 km östlich davon, fehlt er völlig. Im Allochton ist der *Dictyonema*-Schiefer bei Sågbäcken und Hafsnäs als eine 8—10 m mächtige Schicht beobachtet worden. Er wurde auch bei Kläppe in Marby, auf Frösön (Thorslund 1936) usw. gefunden. — Der

¹ Ich gebe hier nochmals die Mächtigkeiten des Kambriums im Täsjötal-profil: *Oelandicus*-Lagen 20—30 m (Kvarnbäcken), *Tessini*- und *Forchhammeri*-Lagen mindestens 50 m, *Olenid*-schiefer mindestens 20 m.

Ceratopyge-Kalk repräsentiert eine neue Transgression, da er, selbst wenn er noch auf *Dictyonema*-Schiefer lagert, viel klastisches Material, und zwar sowohl Gesteinstrümmer als auch Phosphorit, enthält. Dies beweist, dass während der Bildung des *Ceratopyge*-Kalkes der Kontinentalrumpfrand der subärischen Denudation unterworfen war, wofür auch die wechselnd tiefgreifende Denudation des Olenidschiefers spricht. Die *Ceratopyge*-Transgression erreichte offenbar im Osten den Kontinentalrumpf.

Die Entwicklungsgeschichte der *Asaphus*-Region ist noch unvollständig bekannt und setzt eine genaue Aufnahme der zahlreichen, mächtigen Orthozerenkalkprofile Jämtlands voraus (Brunflo und Hallen [Kirchsp. Åsarne] im Autochton; Frösön, Näsaforsen [Kirchsp. Föllinge] u. a. im Allochton). Durch die Untersuchungen Thorslunds in Lockne hat es sich ergeben, dass während der Orthozerenkalksedimentation eine Reihe von Niveauperänderungen, den früher erwähnten ähnlich, vorkamen. Er beschrieb (Asklund und Thorslund 1935 b) aus dem Locknefeld ein granitführendes Konglomerat unter dem *Chiron*-Kalk. Im *Platyrurus*-Kalk wurde ebenfalls ein Konglomerat beobachtet.

Im Autochton vom nördlichen Jämtland und von Ångermanland fehlt der eigentliche Orthozerenkalk beinahe vollständig und wird durch eine Kalksandstein-Schiefer-Serie ersetzt. Diese Kalksandsteine müssen im grossen und ganzen neritisch-litorale Sedimente sein, und deshalb müssen zur Zeit der Sedimentation der *Asaphus*-Region lebhaftere Niveauperänderungen stattgefunden haben. Die Kalksandsteine liegen im Längseleån-Profil Lapplands über der Zone mit *Isograptus gibberulus* (Asklund 1935 c). So müssen die küstennahen, gröberen klastischen Sedimente der *Asaphus*-Region zum oberen *Didymograptus*-Schiefer oder zum unteren *Dicellograptus*-Schiefer gehören, was übrigens mit den Beobachtungen Thorslunds im Locknefeld gut übereinstimmt.

In der Kalkregion vom mittleren Jämtland entsprechen diese klastischen Bildungen in den östlichen Skute- und Bjärme-Schollen wenigstens teilweise dem *Ogygiocaris*-Schiefer, der noch in der mittleren Partie Frösöns keine Sandsteine enthält. Solche treten nach den Beobachtungen von Hadding (1912) und Thorslund (1935 b; 1937) in dem hier zur vierten Scholle des Kambrosilurs gerechneten *Ogygiocaris*-Schiefer auf Andersön und bei Hara auf. Sie gehören zur *Nemograptus gracilis*-Zone des *Ogygiocaris*-Schiefers. In den westlichen Schollen wird das klastische Material der oberen *Asaphus*-Region (inklusive des *Ogygiocaris*-Schiefers) immer häufiger, und die oberen *Didymograptus*-Schiefer werden in der Föllinge-Scholle durch Teile der Grauwacken-Schiefer-Abteilung ersetzt. Das klastische Material dieser Abteilung gehört, wie ich (1935 a, S. 77 ff.) nachwies, wesentlich zu den kristallinen Gesteinen des westlichen Grundgebirgsfensters von Olden (Oldengranite, Oldenporphyre etc.). *Das Oldengranitmassiv musste folglich während des mittleren Ordoviziums als Archipel oder Teil eines westlichen Geosynklinalrandes hervortreten*, ein Ergebnis, das von den Beobachtungen Thorslunds über die Sandsteinhorizonte des *Ogygiocaris*-Schiefers der mittleren jämtländischen Schollen gut ergänzt wird. *Dass ein westlicher Geosynklinalrand schon im Allochton Jämtlands zu finden sei, wird durch meine hier zum erstenmal publizierten Beobachtungen über die Olden-Scholle belegt.* In der Olden-Scholle fehlt nämlich das Kambrium, und die

Basalbildungen des Kambrosilurs enthalten hier schon Graptolithen (vgl. S. 45). Gleichzeitig reichen die echten Grauwacken des Föllinge-Holmsjö-Typus beinahe bis zur Basis des Kambrosilurs und sind von dem Oldengranit nur durch eine 20—30 m mächtige Schichtenfolge getrennt.

Es ist natürlich äusserst verlockend, die Klastizität, die gegen einen westlichen Kontinentalrand ständig zunimmt, auf spezielle kaledonische, diastrophistische Vorgänge zurückzuführen. So kann leicht die Vorstellung entstehen, dass die küstennahen Sedimente eine beginnende Hebung der westlichen Geosynklinale darstellen. Solche Schlüsse sind aber unberechtigt, weil sich die tatsächlich gefundenen Niveauveränderungen über die ganze Geosynklinale erstreckt haben, d. h. sowohl an ihrem Ostrand als an ihrem Westrand.

Die *Chasmops*-Region zeichnet eine sehr tiefgreifende Diskonformität — oder sogar Diskordanz — im Ordovizium. Am Ostrand der Geosynklinale liegt eine grosse Denudationsperiode zwischen der Sedimentierung der *Chasmops*-Kalke und dem liegenden Orthozerenkalk. Eine neue, nicht unbedeutende Penepplainbildung kennzeichnet die Lücke, und in den Basalschichten der *Chasmops*-Etage ist ein buntes Material von Gesteinsgeröllen des östlichen Kontinentalrandes gefunden worden: Granite, Diabase, Orthozerenkalke der verschiedenen Orthozerenkalkstufen, kambrische Stinkkalkknollen usw. Die *Chasmops*-Transgression greift im Osten über einen bunten, ungleichartigen Gesteinsgrund.

In den mittleren Schollen ist diese deutliche Diskonformität nicht wiederzufinden. Hier liegen also die tiefsten Teile des Geosynklinalflachmeeres. Man muss annehmen, dass die *Chasmops*-Kalke gegen Westen von den oberen Abteilungen der Föllinge-Holmsjö-Grauwacken ersetzt werden; Fossilien der *Chasmops*-Etage sind in den Grauwacken aber noch nicht beobachtet worden; dies muss in Zukunft berücksichtigt werden.

Die *Trinuclaus*-Schieferabteilung ist bis in die Föllinge-Scholle in Form weicher Tonschiefer vorhanden. Eine Abgrenzung dieser Schiefer gegen die Grauwacken-Fazies hin ist noch nicht durchgeführt.

Das Silur (Gotlandium). Der sogenannte Kyrkåsquarzit soll nach Wiman und Thorslund im jämtländischen Autochton und in den östlichen Schollen die Basallagen des Silurs bilden. Heute bin ich, nachdem ich mich früher dieser Anschauung anzuschliessen geneigt war, zum Teil nicht mehr derselben Meinung. Daher lasse ich in meinen stratigraphischen Tabellen den Kyrkåsquarzit aus.

Von den Nachbargebieten der Offerdal-Scholle führt Wiman eine Reihe von Lokalitäten an, die Fossilien des Brachiopodenschiefers enthalten. Es ist von diesen Fundorten, die alle zur Föllinge-Scholle gehören, nicht bekannt, wie die Grenze Brachiopodenschiefer—*Trinuclaus*-Schiefer verläuft, und deshalb bleibt die Ausbildung der subsilurischen Diskordanzen unbekannt. In der östlich von der Föllinge-Scholle liegenden Scholle (Sunne-Scholle?) werden die fossilführenden *Trinuclaus*-Schiefer von einem relativ mächtigen braungrauen Quarzit überlagert, dessen Basallagen ein Konglomerat mit Oldengranitmaterial führen (Asklund und Thorslund 1935 b). Diese Quarzitabteilung gehört wahrscheinlich zum Silur und ähnelt dem bekannten Quarzit mit *Phacops elliptifrons*.

Dieser hat übrigens eine sehr grosse Verbreitung und bildet eine leicht erkennbare Lage des Silurs. Er wird beinahe überall, wo er beobachtet worden ist, von dem mächtigen Pentameruskalk überlagert. Die beiden Gesteins-horizonte sind besonders in der Föllinge-Scholle gut aufgeschlossen. In dieser Scholle wird der Pentameruskalk von *Rastrites*- und *Retiolites*-Schiefer ersetzt oder überlagert.

Die Olden-Scholle weicht mit ihren wahrscheinlich silurischen Lagen gegen die übrigen Schollen stark ab. Weiter oben habe ich versucht zu begründen, weshalb das mächtige Offerdalkonglomerat als Basalbildung des Silurs anzusehen ist. Es würde der reinen Litoralfazies des westlichen Geosynklijalrandes entsprechen, und seine teilweise äusserst grobklastische Ausbildung steht in Beziehung zu der sehr bewegten subsilurischen Topographie des westlichen Kontinentalrandes. Diese subsilurische Topographie hat sich aus der subkambrischen entwickelt, wofür ich als Beispiel das mehr als 1000 m hohe Oldengranitmassiv angeführt habe.

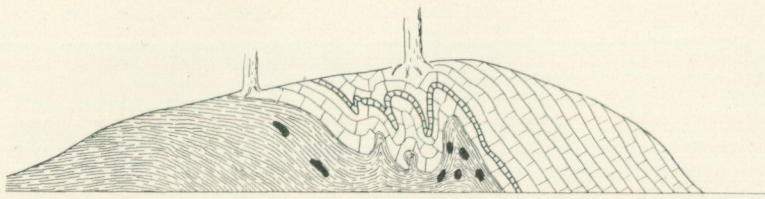
Silurische Schichten jünger als die *Retiolites*-Schiefer sind unter der grossen tektonischen Diskordanz zwischen dem Kambrosilur und den grossen kristallinen Schollen nicht beobachtet worden.

Die Tektonik.

Die Überschiebungen der Gross-Schollen und der Kambrosilurdecken bilden den herrschenden Zug der Tektonik. Die Gross-Schollen, wie z. B. die Offerdal-Scholle und die grosse Seve-Scholle, zeigen eine überwiegend einfache Verschiebungsstruktur, die auf weite Strecken flach und einheitlich verläuft. Dagegen weisen die Kambrosilurdecken eine gewöhnlich sehr komplizierte Faltungs- und Kleinschuppenstruktur auf. Die letztere ist sogar auch hie und da für das Autochton kennzeichnend. In den Kalksteinbrüchen bei Brunflo tritt z. B. eine Reihe von kleinen »Überschiebungen« auf, die hie und da so zahlreich werden, dass auf einer Strecke von 20—30 m mehrere vorkommen. Sie fallen alle mit flachen Winkeln gegen NW ein, und ihre westliche Seite ist immer in wechselndem Mass, von einigen Zentimetern bis zu mehreren Dezimetern, überschoben. Zwischen diesen kleinen Dislokationsflächen liegen die Kalke völlig unversehrt und widerstandsfähig. Wenn wir diese kleinen Verschiebungen summieren, erhalten wir sogar für den tektonischen Auftrieb des Autochtons erhebliche Masse. Meistens ist die »Kleinstruktur« nur auf kambrosilurische Schichten beschränkt und kommt im archaischen Untergrund nicht vor. Es liegen jedoch Gebiete vor, wo der kräftige tektonische Druck im kleinen auch eine Durcharbeitung des Kristallins zur Folge hatte.

Das Auftreten einer grösseren Überschiebungszone kann sehr verschieden sein. Im Locknegebiet, wo man die erste grössere Überschiebungszone an der Grenze der Skute-Scholle trifft, ist der Gesteinsgrund auf eine kilometerweite Zone kräftig zerrissen; bei Verkön im Storsjön, wo das Kambrium dem Silur aufliegt, ist die Überschiebungsfläche dagegen kaum bemerkbar. Wie gewöhn-

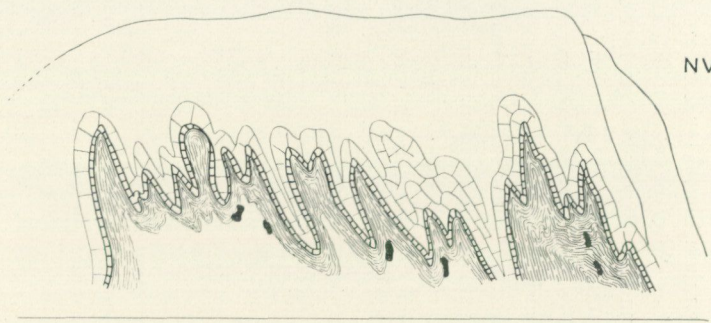
SO



Ogygiocarisschiefer mit Kalkkonkretionen
 Chasmopskalk
 Härtere Kalkschichten

Fig. 46. Gefaltete Grenzzone zwischen Ogygiocarisschiefer und Chasmopskalk auf Frösön.

NV



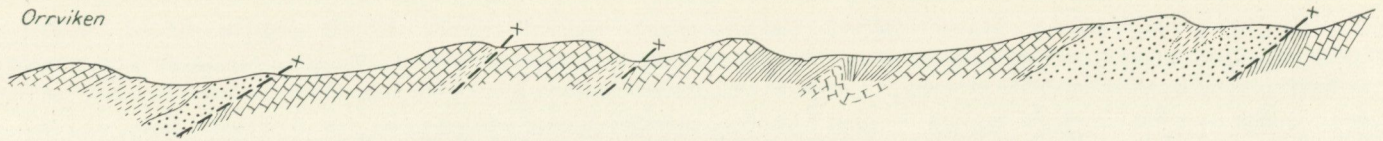
5 m

W

Orrviken

Österänge

O



Ogygiocarisschiefer
 Kambrium und U. Didymogr. Schiefer
 Orthozerenkalk
 Sunnequarzit

Überschiebungsplan

0 50 100m

Fig. 47. Schuppenbau an der östlichen Front der Sunne-Scholle. Nach Thorslund.

lich folgt die Ausbildung der Dislokationszonen dem Charakter der verschiedenen dislozierten Gesteine. Die kristallinen Gesteine, die harten Kalksteine, Quarzite und Grauwacken geben Querbrüche und harte morphologische Formen der Tektonik. Die weichen Schiefer dagegen mildern gewöhnlich den Stoss der tektonischen Vorgänge. Durch eine dabei öfters ausserordentlich verwickelte Faltung der Schieferserien, der wechsellagernden Kalk-Schiefer-Serien oder Grauwacken-Schiefer-Serien erhält der tektonische Druck mildere Ausdrucksformen als bei den Überschiebungsvorgängen, die die Schichtenserien kreuzen und abschneiden. Das Profil, Fig. 46, gibt ein typisches Beispiel von der Kleinfaltung der Überschiebungszone zwischen *Chasmops*-Kalk mit Schiefer-schichten und dem liegenden *Ogygiocaris*-Schiefer auf Frösön. Wenn härtere Gesteine die Schichtenserien mitaufbauen, bekommt man eine ausgeprägte Kleinschuppenstruktur, wie Fig. 47 nach der Aufnahme von Thorslund (1936) zeigt.

Obige Schilderungen haben schon Zusammenfassungen von der Grosstektonik der verschiedenen Abschnitte der Kaledoniden gegeben. Ich will nun einige Profilschemata anführen, um frühere Ausführungen besser zu illustrieren.

Fig. 48 stellt das instruktive Profil des lappländischen Untersuchungsgebietes vom Långseleån dar.¹ Wir unterscheiden hier die bis 60 km lange Strecke des gefalteten Autochtons, das gegen Westen eine Reihe von kräftigen überliegenden Inversionen zeigt. Hier sind Teile des Grundgebirgsfensters keilförmig in die Faltenlagen der tieferen Sedimente hineingepresst und durchbohren letztere oft völlig. Der kräftig mylonitisierte Granit des Untergrundes scheint ein eigenes »lebendiges« Kraftmoment besessen zu haben, denn die umgebenden Sedimentgesteine zeigen nur eine wesentlich schwächere Deformation. Die Seve-Scholle folgt dem aufgepressten Autochton direkt, und wir sehen, dass eine Wurzelzone der östlichen Strömquarzit-Scholle am Rande der grossen Seve-Scholle nicht vorkommt. Die Wurzelzone muss abgeschnitten sein.

Fig. 49 gibt das Profilschema vom Tåsjötal. Hier liegt das autochtone Kambrosilur auf Quarzit-Schiefer-Tillit-Sparagmitkomplexen, die viel weniger disloziert sind als im lappländischen Profil. Ich schematisiere die Biegung des unteren Teils der algonkischen Schichtenserie und führe sie auf Überschiebungen zurück, die im nicht aufgeschlossenen Untergrund aus Grundgebirge stattfanden. Das Grundgebirge tritt bei Storån zutage und wird von der Granit-Mylonit-Scholle des unteren Teils der Offerdal-Scholle überfahren, bevor die Seve-Scholle mit der Hochgebirgszone sich über alles schiebt. Die Wurzel der allochthonen Kambrosilur-Scholle, der Föllinge-Scholle und der Strömquarzit-Scholle fehlt hier.

Das dritte Profil (Fig. 50) durchschneidet das Oldengranitmassiv und gibt

¹ Mein verehrter Kollege, Herr Staatsgeologe Alvar Högbom hat mich darauf aufmerksam gemacht, dass die Strömquarzite etwas weiter östlich vorkommen, als ich früher in diesem Profil angegeben habe (vgl. Askund 1935 b, S. 54—55).

Invertierte Quarzit-Sparagmit-formationen

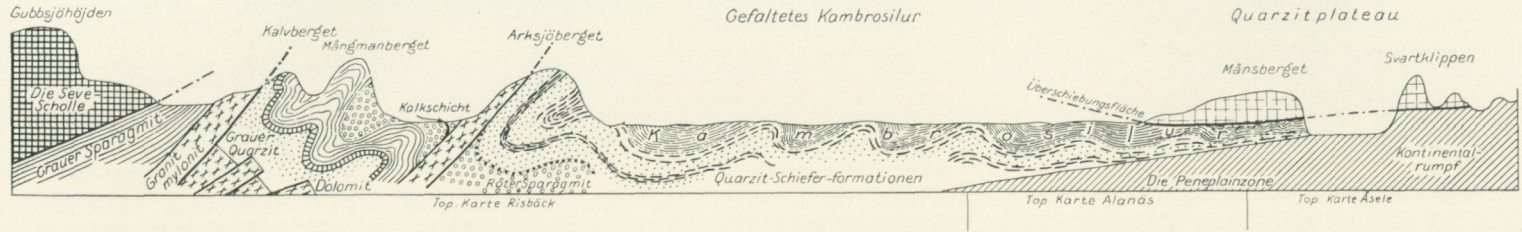


Fig. 48. Profilschema der Kaledoniden im südlichen Lappland, Långseleån—Korpån.

Hochgebirge

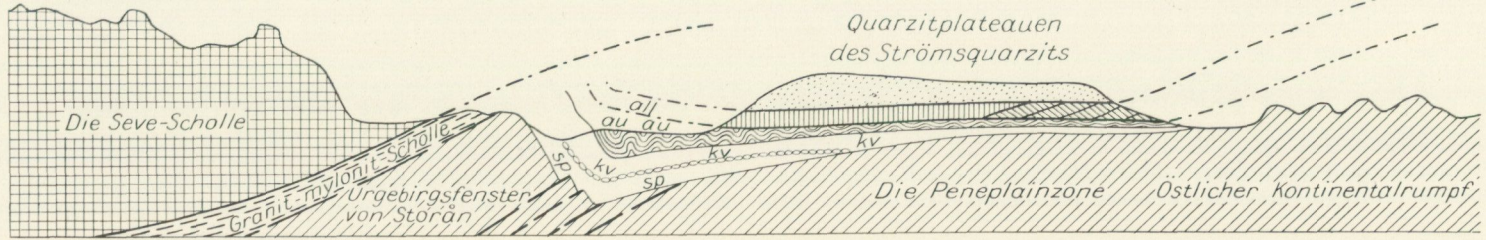


Fig. 49. Profilschema der Kaledoniden im nördlichen Jämtland und Ångermanland, Bågede—Storån—Tåsjöta. *all* = allochthone Kambrosilurscholle; *au* = autochthone Kambrosilur; *kv* = Quarzit-Schieferformation; *sp* = roter Sparagmit. Zwischen *kv* und *sp* ist das Tillitlager angedeutet.

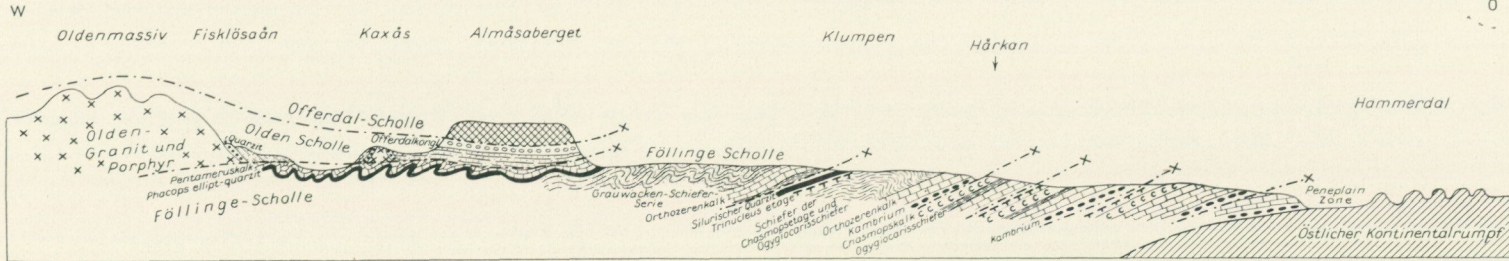


Fig. 50. Profilschema der Kaledoniden im mittleren Jämtland, Olden—Offerdal—Hamnerdal.

71—387172. S. G. U., Ser. C. Nr. 417. B. Askund.

ein Schema der östlichen Schollen einer mittleren Partie des Kambrosilurs. Wir begegnen hier der jämtländischen Deckenzone in voller Entwicklung, denn die einfache allochtone Kambrosilurscholle des zweiten Profils ist hier durch fünf verschiedene Kambrosilurdecken (oder -Schollen) ersetzt, die alle unter der Offerdal-Scholle liegen. Die stratigraphische Ausbildung ist besonders für die drei östlichen Schollen stark schematisiert, ist jedoch für die drei westlichen Schollen exakter wiedergegeben. Dieser Profilabschnitt ist einer der wichtigsten der mittleren Kaledoniden, da er die ganze, aufeinander gestaffelte kaledonische Geosynklinale mit ihrem *östlichen* und ihrem dreifach höheren *westlichen* Kontinentalrand wiedergibt. Der westliche Kontinentalrand wird hier von dem Oldenmassiv repräsentiert. — Das Profil soll zeigen, dass das alte Grundgebirgsfenster des Oldenmassivs als allochton aufgefasst werden muss. Zur Veranschaulichung der allgemeinen Bedeutung dieses Ergebnisses gebe ich die kleine tektonische Übersichtskarte, Fig. 51. Sie vereint die Hauptergebnisse der vorliegenden Arbeit in geschlossener und vereinfachter Form. — Wir erkennen den Abschnitt von Jämtland—Trøndelagen, vom östlichen Kontinentalrumpf bis zum Atlantischen Meer. Am Rumpf liegen der schmale Streifen des autochthonen Kambrosilurs und die äusserste Überschiebungsgrenze der jämtländischen Decken. Ihre noch nicht völlig kartierten Überschiebungsgrenzen sind nicht markiert. An die allochthonen Decken schliesst sich nicht nur das grosse Oldenmassiv an, sondern auch das ganze westnorwegische Grundgebirge als riesiges Hinterland des Deckenallochtons. Sowohl das Oldenmassiv, als auch die alten »Grundgebirgsantiklinale« von Mullfjället und Storlien—Sylarne (*M* und *S* auf Fig. 51) sind von der Granitmylonit-Scholle (*g* auf Fig. 51) und ihrem Teil, der Offerdal-Scholle (*o* auf Fig. 51), sowie auch von der gewaltigen Seve-Scholle (*Se* der Fig. 51) überfahren.

Es muss sich also eine neue Auffassung der Grosstektonik der Kaledoniden durchsetzen, denn entweder ist die gegebene Deutung des Oldenmassivs unrichtig, oder die erhebliche Grösse der Überschiebungsweite Törnebohms muss noch viel zu klein sein. Die Vorstellung A. Hambergs (1910), dass die grosse Seve-Scholle aus dem Atlantischen Meer stamme, scheint nicht mehr so fantastisch zu sein wie zu der Zeit, da sie einfach »ad acta« gelegt wurde.

Die südlichen Profile der jämtländischen Decken geben nichts prinzipiell Neues und wurden deshalb nicht angeführt.

Es bleibt nur noch übrig, ein paar Worte über die Mechanik der Überschiebungen zu sagen. Das Kräftespiel des Orogens ist uns beinahe unbekannt. Aber besonders das lappländische Profil mit seinen im allgemeinen nur schwach metamorphisierten Sedimentwülsten und den durchbohrenden Keilen des vollmylonitisierten Granits des archaischen Geosynkinaluntergrundes gibt uns die Anregung, das Kräftespiel des Orogens im tiefen Untergrund zu suchen. Die abgelösten Granitkeile des Untergrundes scheinen beinahe ein selbständiges Moment »lebendiger« Kraft besessen zu haben, was zu interessanten Erwägungen führt: die im Verhältnis zu der Dicke der Erdkruste dünnen Sedimentlagen der Geosynklinale sind nur passive Teile im Kräftespiel, dessen Vermittler im tiefen Kristallin zu suchen sind. Aber auch der kristalline Ver-

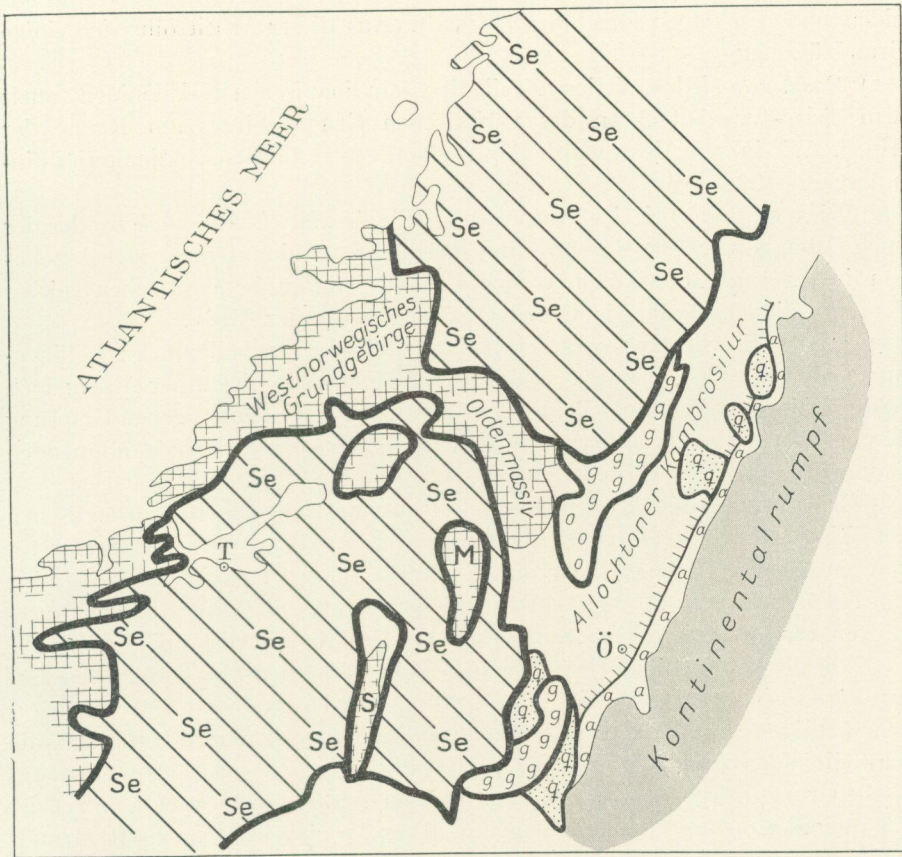


Fig. 51. Tektonische Übersicht der mittleren Kaledoniden Skandinaviens. Se = Grosse Seve-Scholle; g = Granitmylonitschollen; o = Offerdal-Scholle; q = Quarzitschollen; a = autochtones Kambrosilur; M = Grundgebirgsfenster von Mullfjället; S = Grundgebirgsfenster von Sylarna—Storlien; T = Trondheim; Ö = Östersund.

mittler der orogenen Kraft ist sogar als Gross-Scholle über das Vorland der Geosynklinale getrieben. Die Seve-Scholle stellt einen solchen Vermittler der orogenen Kraft dar, und unter ihm wurden die jetzt östlich liegenden Schollen bei seiner grossartigen Bewegung nach Osten mitgeschleppt.

Auf ihrem Rücken trägt die grosse Seve-Scholle die »westliche Fazies« des Kambrosilurs, die sog. Köli-Schiefer. Diese sind wenigstens teilweise von einer intensiveren und hochtemperierteren Metamorphose als die liegenden Kambrosilurdecken getroffen worden. Diese Umstände lehren uns, dass der Grad der Metamorphose von der Tiefenlage innerhalb der orogenen Aufstaffelung unabhängig ist. Somit kann man zur Erklärung der grosszügigen Tektonik als auch des Charakters der Metamorphose nur das lebendige Kraftmoment der Tiefenschollen heranziehen.

In einer abgeschlossenen Arbeit, die nicht gedruckt ist und zu anderen Zwecken vorlag, habe ich einige Vergleiche zwischen den skandinavischen Kaledo-

niden und den Alpen angeführt (1935 d). Aus dieser Arbeit führe ich einige Grundzüge an:

1) *Das Vorland* des mittleren Teils der skandinavischen Kaledoniden ähnelt dem Trias-Jura-Autochton des variskischen Grundgebirges am Rande der Alpen. Wie in den Alpen wurde das Vorland gegen die Geosynklinale tief hinuntergepresst.

2) Dies geschah bei der Aufpressung der *jämtländischen Decken* oder der nach Osten getriebenen Kambrosilurschollen, die das hinuntergepresste Autochton in grossem Massstab überdecken. Die jämtländischen Decken spielen demnach dieselbe Rolle wie die helvetischen Decken der Alpen.

3) Die Sedimente der westlichen jämtländischen Schollen, der Föllinge- und Olden-Schollen, erinnern an die Flysch-Molassebildungen der Alpen; doch besteht bis jetzt kein entscheidender Grund, der für einen orogenen Ursprung der grobklastischen, von der westlichen Partie der Geosynklinale stammenden Sedimente sprechen würde.

4) Die Aufpressung der lappländisch-ängermanländisch-nordjämtländischen *einseitigen* und autochtonen *Horstzone* (das wirkliche Grundgebirgsfenster vom Storån etc.) erinnert sehr an die Aufpressung der *variskischen Massive*, z. B. des Aarmassivs. Die Tektonik dieser Aufpressung gibt wichtige Anregungen zur Deutung der ganzen Bewegung der kristallinen Gross-Schollen.

5) Die letzteren entsprechen, wie auch Høltedahl (1936) hervorgehoben hat, den *»penninischen» Decken der Alpen*. Ihre Wurzelzonen sind aber nicht auf dem heutigen europäischen Kontinent zu finden. Sogar ihre Unterlage, die schwedischen *»Grundgebirgsfenster»*, sind allochton, wie auch das westnorwegische Grundgebirge, was ich oben zu beweisen suchte. Einen wichtigen Schritt hat meines Erachtens Høltedahl getan, als er das südwestnorwegische Grundgebirge in die Kaledoniden einbezog, ein Problem, das auch Törnebohm nicht fremd war, wie aus seiner Übersichtskarte des Nordens hervorgeht.

6) Die *»Kölischiefer»* zeigen gewisse Ähnlichkeiten mit den ostalpinen Wurzelzonen, nehmen aber paläogeographisch eine durchaus andere Stellung ein.

7) Ein wirkliches *»Hinterland»* der mittleren Kaledoniden Skandinaviens fehlt. Dies kann uns besondere Vergleichspunkte mit den neueren Erwägungen der schottischen Geologen (Bailey 1938) geben.

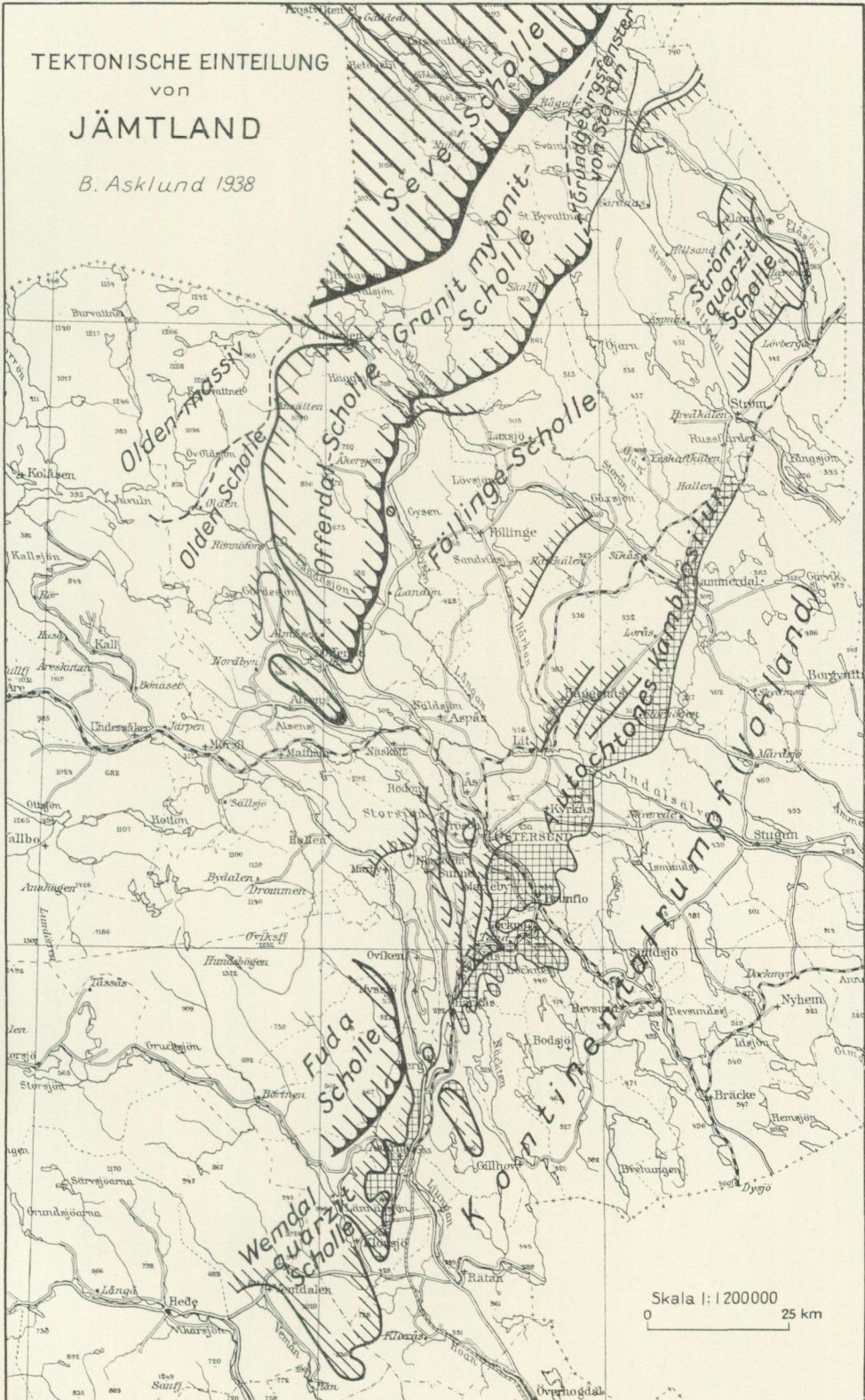
Meine Betrachtungsart belebt und erneuert das Bild Törnebohm-Högboms in Bezug auf die orogene Entwicklung unserer Kaledoniden; doch ergaben meine Arbeiten der letzteren Jahre einen neuen Querschnitt der theoretischen Probleme dieser tektonischen Einheit. Es wäre noch hinzuzufügen:

Die *weiten* Überschiebungen dieser Einheit sind die Grundlage für das Verständnis der Kaledoniden. Insofern man die *weiten* Überschiebungen nicht findet oder wiedererkennt, so verengt sich die Aufgabestellung, und die Kernprobleme unserer Kaledoniden geraten ausserhalb des Gesichtskreises.

Literaturverzeichnis.

- B. Asklund (1929). Norrlands strandflate. Geol. För. Förh. Bd 51.
— (1933). Vemdalskvartsitens ålder. S. G. U. Ser. C. N:o 377.
— (1934). Yttrande med anledning av O. Holtedahls föredrag: Ungpaleozoisk stratigrafi og tektonikk i Oslofeltet. Geol. För. Förh. Bd 56.
— und P. Thorslund (1935 a). Fjällkedjerandens bergbyggnad i norra Jämtland och Ångermanland. S. G. U. Ser. C. N:o 382.
— (1935 b) Stratigrafien inom södra Lapplands kvartsit-sparagmitbildningar. S. G. U. Ser. C. N:o 387.
— und P. Thorslund (1935 c). Stratigrafiska och tektoniska studier inom Föllingeområdet i Jämtland. S. G. U. Ser. C. N:o 388.
— (1935 d). Några huvuddrag av den mellersta svenska fjällkedjedelens tektonik och stratigrafi. Manuskript.
— (1936). Zur Kenntniss der jämtländischen Ogygiocarisschiefer-Fauna. S. G. U. Ser. C. N:o 395.
— (1936). Die Fauna in einem Geschiebe aus der Trinucleusstufe in Jämtland. S. G. U. Ser. C. N:o 400.
— Siehe auch P. Thorslund und W. Ramsay.
- H. G. Backlund und P. Quensel (1929). Karta över berggrunden inom Västerbottens fjällområden. S. G. U. Ser. Ca. N:o 21.
- E. B. Bailey und O. Holtedahl (1938). Northwestern Europe Caledonides. Regionale Geologie der Erde. Bd 2, II. Akademische Verlagsgesellschaft M. B. H. Leipzig, 1938.
- G. Braun (1930). Das Südende des Kjöl in Nord-Trøndelag, Jämtland und Süd-Wästerbotten. Die Naturwissenschaften. Bd 18.
- S. von Bubnoff (1930). Geologie von Europa, II, 1. Berlin 1930.
- G. Frödin (1916). Einige Beobachtungen über den Oldengranit etc. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. XIII: 2.
— (1920). Om de s. k. prekambriiska kvartsit-sparagmitformationerna i Sveriges sydliga fjälltrakter. S. G. U. Ser. C. N:o 299.
— (1921). Om fjällproblemets nuvarande läge i Sverige. Geol. För. Förh. Bd 43.
— (1921). Über die Geologie der zentralschwedischen Hochgebirge. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. XVIII, 1921.
- V. M. Goldschmidt (1908). Profilet Ringsaker—Bröttum ved Mjösen. Norges Geol. Undersökelse. Aarbo 1908.
- A. Hadding (1912). Några iakttagelser från Jämtlands ordovicium. Geol. För. Förh. Bd 34.
— (1913). Undre dicellograptusskiffern i Skåne jämte några därmed ekvivalenta bildningar. Lunds univ. Årsskrift. Ny följd, Afd. 2 Bd 9.
- A. Hamberg (1910). Gesteine und Tektonik des Sarekgebirges nebst einem Überblick der skandinavischen Gebirgskette. Geol. För. Förh. Bd 32.
- F. Hjulström (1936). Einige morphologische Beobachtungen im südöstlichen Storsjö-Gebiet in Jämtland, Schweden. Geografiska Annaler 1936.

- O. Holtedahl (1936). Trekk av det skandinaviske fjellkjedestrøks historie. Skandinaviske naturforskarmötet i Helsingfors 1936.
— Siehe auch Bailey.
- A. G. Högbom (1894 und 1920). Geologisk beskrivning över Jämtlands län. S. G. U. Ser. C. 140, 1894. — Zweite Auflage 1920.
— (1909). Studies in the Post-Silurian Thrust Region of Jämtland. Geol.För. Förh. Bd 31.
— (1913). Fennoskandia. Handbuch der regionalen Geologie. Bd IV: 3. Heidelberg.
- O. Kulling (1934). Något om åldersförhållandena inom Lapplandsfjällens östra randområde. Geol. För. Förh. Bd 56.
- R. Lidén (1911). Kalkstensförekomster utefter Inlandsbanan mellan Ströms Vattudal och Pite älv. S. G. U. Ser. C. N:o 235.
- J. C. Moberg (1911). Historical-stratigraphical Review of the Silurian of Sweden. S. G. U. Ser. C. N:o 229.
- P. Quensel (1929). Siehe Backlund.
- W. Ramsay (1931). Geologiens grunder. 3:e upplagan, omarbetad av Pentti Eskola, Bror Asklund, Gustaf Troedsson och Matti Sauramo. Stockholm 1931.
- P. Thorslund und B. Asklund (1935). Siehe Asklund.
- P. Thorslund (1933). Bidrag till kännedomen om kambrium och ceratopygeregionen inom Storsjöområdet i Jämtland. S. G. U. Ser. C. N:o 378.
— (1937) Kvartsiter, sandstenar och tektonik inom Sunneområdet i Jämtland. S. G. U. Ser. C. N:o 409.
- G. T. Troedsson (1931). Siehe W. Ramsay.
- A. E. Törnebohm (1896). Grunddragen af det centrala Skandinavians bergbyggnad. Kungl. Svenska Vet.-Ak. Handl. Bd 28, N:o 5.
— (1901 und 1910). Geologisk öfversiktskarta öfver Sveriges berggrund. S. G. U. Ser. Ba. N:o 6, 1901. — Zweite Auflage 1910.
- A. H. Westergård (1917). Notiser rörande dictyograpthuskiffern. Geol. För. Förh. Bd 39.
— (1922). Sveriges olenidskiffer. S. G. U. Ser. Ca. N:o 18.
- C. Wiman (1893). Über die Silurformation in Jemtland. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. I, 1.
— (1897). Kambrisch-silurische Faziesbildungen in Jemtland. Bull. Geol. Inst. Uppsala. Vol. III. 1897.
— (1899). Eine untersilurische Litoralfacies bei Locknesjön in Jemtland. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. IV. 1899.
— (1919). Om fossilfynd i sparagmitformationen. S. G. U. Ser. C. N:o 295, 1919.
- Th. Vogt (1924). Forholdet mellem sparagmitsystemet og det marine underkambrium ved Mjösen. Norsk Geol. Tidsskrift Bd 7.
- N. Zenzén (1930). Om ett konglomerat i kambrosiluren vid Rönnöfors i Offerdals socken i Jämtland. Geol. Fören. Förh. Bd 52.
— (1932). Nya geologiska notiser från Idre. Geol. Fören. Förh. Bd 54.



Tafel 1.

Tabelle I. Formationen und sedimentpetrographische Ausbildung der mittleren schwedischen Kaledoniden. B. Asklund 1938.

Formationen und Etagen	Olden-Scholle	Föllinge-Scholle	Sunne-Scholle	Bjärme-Scholle	Skute-Scholle	Östliches Autochton			
						Im Süden	Im Norden		
Silur		Retiolitesschiefer							
		Rastritesschiefer und Pentameruskalk	Pentameruskalk		Pentameruskalk				
<i>Dalmanites-etage</i>	Offerdalkonglom.? Älvikenkonglomerat? Blauquarz mit Schiefer?	<i>Phacops elliptifrons</i> -Quarzit Brachiopodenschiefer	<i>Phacops elliptifrons</i> -Quarzit Quarzitschiefer		Quarzit und Quarzitschiefer		Schwarze Schiefer mit Monograptiden		
Formationsgrenze	Diskordanz	Hiatus?	Hiatus?		Hiatus?		Hiatus?		
Ordovicium	<i>Trinucleus-etage</i>	(Grauwacken und Schiefer?)	Schwarze und graue Mergel- und Ton-schiefer	Graue, mergelart. Schiefer	Mergelart. Schiefer mit Kalkkonkretionen	Mergelart. Schiefer mit Kalkkonkretionen	Schwarze Graptolithen-schiefer	Schwarze Schiefer?	
	<i>Chasmops-etage</i>	Grauwacken und Schiefer?	Grauwacken und Schiefer	Schwarze Schiefer mit Kalkkonkretionen	Schwarze Schiefer mit Konkretionen Chasmopskalk mit Schieferlagen	Chasmopskalk	Chasmopskalk mit Basallagen aus Konglomerat und »Loftarsten«	Schwarze Schiefer und Kalksandstein	
	<i>Orthozeren-kalketage</i>	Grauwacken und Schiefer (Föllinge-Holmsjöfazies) Dünner Kalk Schwarze Schiefer	Grauwacken und Schiefer (Föllinge-Holmsjöfaz.), sehr mächtig; Orthozerenkalk, sehr mächtig U. Didymograptus-schiefer	Ogygiocarisschiefer mit Sandsteinlagen Orthozerenkalk Schwarze Schiefer?	Ogygiocarisschiefer ohne Sandsteinlagen Orthozerenkalk Phyllograptus-schiefer	Orthozerenkalk	Diskordanz Orthozerenkalk mit Konglomeraten, Phyllograptusschiefer	Schwarze Schiefer mit Kalksandstein- und untergeordn. Kalklagen U. Didymograptusschiefer	
	<i>Ceratopyge-etage</i>		Dictyonemaschiefer	Dictyonemaschiefer	?	?	Ceratopygekalk	Ceratop.-kalk Dün. Dictyon.-Schiefer in W.	
Formationsgrenze		?	?	?	?	Diskordanz	Hiatus Diskordanz im Osten		
Kambrium	<i>Ober-kambrium</i>	Grosse	Olenidschiefer Alaunschiefer	Olenidschiefer Alaunschiefer	Olenidschiefer Alaunschiefer	Olenidschiefer Alaunschiefer	Olenidschiefer Alaunschiefer	Olenidschiefer Alaunschiefer	
	<i>Mittel-kambrium</i>		Par. Forchhammeri-L. » Tessini-Lagen » Elandicus-L.	Mächtiges Mittelkambrium Alaunschiefer	?	?	Par. Forchhammeri-L. » Tessini-Lagen » Elandicus-L.	Par. Forchhammeri-L. » Tessini-Lagen	
	<i>Unter-kambrium</i>	Lücke	Holmia-Schiefer Blauquarz und Sandsteinschiefer	Sandsteinschiefer und Arkosen	?	?	Arkosen und Phosphoritkonglom.	Lücke	
Formationsgrenze		Diskordanz	Diskordanz						
Algonkium	<i>Quarzit-Schiefer-Formation » Eokambrium »</i>	Grober Quarzit mit Basalbrekzie	Quarzsandstein (Marbyquarzit)	Quarzsandstein (Sunnequarzit)			Quarzsandstein Bunte Schiefer Grober Quarzit	Diskor-	
	Formationsgrenze					Grosse		danz	
	<i>Tillit-formation</i>						Tillit	und	
	Formationsgrenze	Grosse	Grosse	Grosse	?	?		grosse	
	<i>»Rote« Sparagmit-formation</i>	Lücke	Lücke	Lücke				Roter Sparagmit mit untergeordn. Kalkstein	Lücke
	Formationsgrenze								im
<i>»Graue« Sparagmit-formation</i>							Grauer Sparagmit mit Dolomit Grauer Quarzit	Osten	
Grosse Formationslücke									
Liegendes aus kristallinem Grundgebirge									

Tabelle II. Stratigraphie der algonkischen oder jungprekambrischen Sedimentformationen der mittleren schwedischen Kaledoniden.
B. Asklund 1938.

Formation	Lidsjöberg—Storån (Nördl. Jämtland)	Sjougdälven (Ångermanland)	Långseleån—Korpån (Südliches Lappland)
(Tiefste Lagen des Kambriums)	(Kambrische Alaunschiefer, nicht aufgeschlossen)	(Kambrische Alaunschiefer, Tessinlagen)	(Kambrische Alaunschiefer, nicht aufgeschlossen)
Diskordanz	Diskordanz	Diskordanz	Diskordanz
Quarzit-Schieferformation »Eokambrium« in beschr. Bedeutung	<p>Profil von Lidsjöberg</p> <p>Weisser Quarzit Graugrüner Schiefer Blauweisser Quarzit</p> <p>Rotbrauner Schiefer Grober, weisser Quarzit Roter und grüner Tonschiefer mit Einlagerungen von weissem oder gelbweissem Quarzit</p> <p>Profil von Storån</p> <p>Grober, weisser Quarzit mit Einlagerungen von roten und grünen Schiefen Arkosenartiger Quarzit Konglomerat</p>	<p>10. Blauquarz und grüner Tonschiefer 7 m. 9. Blauer Quarzit, 5—10 m. 8. Graugrüner Tonschiefer, 10 m. 7. Blauer Quarzit mit dunkelgrauem Tonschiefer, 15—20 m. 6. Graugrüner Tonschiefer, 15—20 m. 5. Weisser, feinkörniger Quarzit 4. Roter Tonschiefer mit gröberer Schieferlagen, 15 m. 3. Grüner Tonschiefer mit unregelmässigen Lagen von rotem Tonschiefer, 35—60 m. 2. Unterer, grober Quarzit mit vereinz. Lagen von graugrünem Tonschiefer 100—200 m., gegen unten konglomeratisch</p>	<p>Profil von Storbäck</p> <p>Dunkle und graue Tonschiefer mit Quarzitlagen</p> <p>Blauer Quarzit</p> <p>Roter Tonschiefer</p> <p>Grüner Tonschiefer, mächtig</p> <p>Weisser Quarzit</p> <p>Graugrüner Tonschiefer</p> <p>Weisser oder blauweisser Quarzit, 300—350 m. Wechsel. Quarzit und grauer Tonschiefer, 70—80 m. Weisse, gröbere Quarzitbank, 60—70 m. Grauer, gröberer Tonschiefer, ca. 30 m. Weisser—grauweisser Quarzit, 200—250 m. Graues Konglomerat</p>
Diskordanz	Diskordanz	Diskordanz und Lücke	Diskordanz
Tillitformation	und	1. Tillitähnliches Konglomerat, ca. 25 m.	Diskordanz Tillitformation fehlt
Diskordanz	und	Diskordanz	
Rote Sparagmitformation	grosse	Rote Sparagmitsandsteine, > 200 m	Roter Sparagmitsandstein, 350—400 m. Kalksandstein des Hede-Birikalktypus, > 15 m. Roter Sparagmitsandstein? Rotes Sparagmitkonglomerat, nicht mächtig
Diskordanz?	Lücke	(Unterlage nicht untersucht)	Diskordanz?
Graue Sparagmitformation			Graue mittelkörnige Sparagmitsandsteine, > 500 m. Dolomitlage, etwa 100 m. Graue Quarzite von grosser Mächtigkeit
Unterlage nicht gefunden	(Archaischer Granit)		(Unterlage nicht gefunden)

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNINGS SENAST UTKOMNA PUBLIKATIONER ÄRO:

Ser. Aa Geologiska kartblad i skalan 1 : 50 000 med beskrivningar.

Pris kr.

N:o 168	Malingsbo av A. HÖGBOM och G. LUNDQVIST 1930	4,00
» 169	Slite av H. MUNTHE, J. E. HEDE och G. LUNDQVIST 1928	4,00
» 170	Katthammarsvik av H. MUNTHE, J. E. HEDE och G. LUNDQVIST 1929	4,00
» 171	Kappelshamn av H. MUNTHE, J. E. HEDE och G. LUNDQVIST 1933	4,00
» 172	Lugnås av G. LUNDQVIST, A. HÖGBOM och A. H. WESTERGÅRD 1931	4,00
» 173	Göteborg av R. SANDEGREN och H. E. JOHANSSON 1931	4,00
» 174	Karlstad av N. H. MAGNUSSON och R. SANDEGREN 1933	4,00
» 175	Nya Kopparberget av N. H. MAGNUSSON och G. LUNDQVIST 1932	4,00
» 176	Storvik av B. ASKLUND och R. SANDEGREN 1934	4,00
» 177	Grängesberg av N. H. MAGNUSSON och G. LUNDQVIST 1933	4,00
» 179	Fors Haga av R. SANDEGREN och N. H. MAGNUSSON 1937	4,00
» 180	Fårö av H. MUNTHE, J. E. HEDE och G. LUNDQVIST 1936	4,00
» 181	Smedjebacken av G. LUNDQVIST och S. HJELMQVIST 1937	4,00

Ser. Ba Översiktskartor.

N:o 12	Kvartärgeologisk karta över Stockholmstrakten. Skala 1 : 50 000. 1929. Stockholmstraktens kvartärgeologi, av G. DE GEER. Beskrivning till kvartärgeologisk karta över Stockholmstrakten. Bilaga med specialundersökningar. With English Explanations. 1932	5,00 3,00
--------	--	--------------

Ser. C.

Årsbok 29 (1935)

N:o 386	LUNDEGREN, ALF, Die stratigraphischen Ergebnisse der Tiefbohrung bei Kullemölla im südöstlichen Schonen. Vorläufiger Bericht. Mit 1 Tafel. 1935	1,00
» 387	ASKLUND, B., Stratigrafien inom södra Lapplands kvartsit-sparagmitbildningar i Långseleåns och Korpåns dalgång. Med 1 tavla. 1935	2,00
» 388	THORSUND, P. och ASKLUND, B., Stratigrafiska och tektoniska studier inom Fällingeområdet i Jämtland. Med 3 tavlor. English summary: Stratigraphical and Tectonical Studies in the Fällinge Area in Jemtland. 1935	2,00
» 389	HÖGBOM, A., Skelleftefältet med angränsande delar av Västerbottens och Norrbottens län. En översikt av berggrund och malmförekomster. Med 2 tavlor. Summary: The Skellefte district with adjacent parts of Westerbotten and Norrbotten. A review of the geology and ore deposits. 1937	6,00
» 390	LUNDQVIST, G., Blockundersökningar. Historik och metodik. Zusammenfassung: Geschiebeuntersuchungen. 1935	1,00
» 391	ASKLUND, B., Gästrikländska fornstrandlinjer och nivåförändringsproblemen. Med 3 tavlor. 1935.	3,00
» 392	SUNDIUS, N., On the Origin of late magmatic Solutions containing Magnesia, Iron, and Silica. 1935	0,50
» 393	ASKLUND, B., Den marina skalbärande faunan och de sen-glaciala nivåförändringarna med särskild hänsyn till den gotiglaciala avsmältningssonen i Halland. Zusammenfassung: Die marine schalentragende Fauna und die spätglazialen Niveauperänderungen. Mit besonderer Berücksichtigung der gotiglazialen Abschmelzzone in Halland. 1936	2,50

Årsbok 30 (1936).

N:o 394	WESTERGÅRD, A. H., Paradoxides oelandicus Beds of Öland, with the Account of a Diamond Boring through the Cambrian at Mossberga. With 12 Plates. 1936	3,00
» 395	ASKLUND, B., Zur Kenntnis der jämtländischen Ogygiocarisschieferfauna. Mit 2 Tafeln. 1936	1,00
» 396	BROTZEN, F., Foraminiferen aus dem schwedischen, untersten Senon von Eriksdal in Schonen. 1936	4,00
» 397	LUNDQVIST, G., Sjöarnas transparens, färg och areal. Zusammenfassung: Transparenz, Farbe und Areal der Binnengewässer. 1936	0,50

- N:o 398 THORSLUND, P., Siljansområdets brännkalkstenar och kalkindustri. Med 3 tavlor. 1936 3,00
- » 399 ASSARSSON, G., Die Entstehungsbedingungen der hydratischen Verbindungen im System $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$ (flüssig) und die Hydratisierung der Anhydrokalziumaluminat. 1936 4,00
- » 400 ASKLUND, B., Die Fauna in einem Geschiebe aus der Trinucleusstufe in Jämtland. Mit 2 Tafeln. 1936 1,00
- » 401 MAGNUSON, N. H., Berggrunden inom Kantorps malmtrakt. Med en tavla. Summary: The veined Gneisses of the Kantorp Ore district. 1936 2,50
- » 402 ASKLUND, B., Frösöns submoräna avlagringar. Prel. meddelande. Resumee: Die submoränen Ablagerungen der Insel Frösön in Jämtland. 1936 0,50
- » 403 EKSTRÖM, G., Upper Didymograptus shale in Scania. With 11 plates. 1937 2,50
- » 404 GAVELIN, SVEN, Auftreten und Paragenese der Antimonminerale in zwei Sulfidvorkommen im Skelleftefælde, Nordschweden. 1936 0,50

Årsbok 31 (1937).

- N:o 405 LUNDQVIST, G., Sjösediment från mellersta Norrland. Indalsälvens, Ångermanälvens und Umeälvens vattenområden. Resumee: Binnenseesedimente aus dem mittleren Norrland. Die Fluss-systeme des Indalsälven, Ångermanälven und Umeälven. 1936 2,50
- » 406 LINNELL, T., Om tertiära vedrester av Sequoia-typ i nordöstra Skånes kvartärformation. Med 2 tavlor. Zusammenfassung: Tertiäre Holzreste von Sequoia-Typus als Geschiebe in Schonen gefunden. 1936 1,00
- » 407 SAHLSTRÖM, K. E., Jordskalv i Sverige 1931—1935. Med en karta. Resumee: Erdbeben in Schweden 1931—35. 1936 1,00
- » 408 LUNDQVIST, G., Sjösediment från Rogenområdet i Härjedalen. Zusammenfassung: Binnenseesedimente aus dem Rogengebiet in Härjedalen. 1937 2,00
- » 409 THORSLUND, PER, Kvartsiter, sandstenar och tektonik inom Sunneområdet i Jämtland. 1937 0,50
- » 410 THUNMARK, SVEN, Über die regionale Limnologie von Südschweden. Mit 1 Tafel. 1937 3,00

Årsbok 32 (1938).

- N:o 411 LARSSON, W., Die Svinesund—Kosterfjord-Überschiebung. Ein Beitrag zur postgranitischen tektonischen Geschichte des nördlichsten Bohuslän. 1938 1,00
- » 412 ARRHENIUS, O., Upplysningar till en karta över den gotländska åkerjordens fosfathalt. Med en karta. Summary: The Phosphate content of the soils of the Isle of Gotland. 1938 2,00
- » 413 HJELMQVIST, S., Über Sedimentgesteine in der Leptitformation Mittelschwedens. Die sogenannte »Larsboserie». 1938 1,00
- » 414 LUNDQVIST, G., Klotentjärnarnas sediment. Zusammenfassung: Die Sedimente der Klotenseen. 1938 1,00
- » 415 THORSLUND, P. and WESTERGÅRD, A. H., Deep boring through the Cambro-silurian at File haidar, Gotland. Prel. report. With 4 plates 1938 2,00
- » 416 DU RIETZ, T., The injection metamorphism of the Muruhatten region and problems suggested thereby. 1938 2,00
- » 417 ASKLUND, B., Hauptzüge der Tektonik und Stratigraphie der mittleren Kaledoniden in Schweden. Mit 1 Tafel. 1938 2,00
- » 418 MAGNUSON, N. H., Neue Untersuchungen innerhalb des Grängesbergfeldes. Mit einer Karte. 1938 2,00
- » 420 LUNDQVIST, G., Sjösediment från Bergslagen. (Kolbäcksåns vattenområde) 1938 2,50

Ser. Ca.

- N:o 24 GELJER, PER, Norbergs berggrund och malmyndigheter. Med 6 tavlor. Summary: Geology and ore deposits of Norberg. 1936 8,00
- » 25 MOLIN, K., A general earth magnetic investigation of Sweden carried out during the period 1928—1934 by the Geological survey of Sweden. Part I. Declination. With 4 plates. 1936 10,00
- » 28 GELJER, PER, Stripa odlafälts geologi. Med 3 tavlor. Summary: Geology of the Stripa mining field. 1938 6,00

Distribueras genom Generalstabens Litografiska Anstalt. Stockholm 1.