

Zur Petrographie des Valdres-Sparagmites zwischen Bitihorn und Langsuen/Valdres (Süd-Norwegen)

von Jörg Loeschke.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Zusammenfassung	67
Vorwort	69
Einleitung	69
Petrographie	71
Überblick	71
Langsu-Formation	73
Bygdin-Konglomerat	76
Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell)	77
Sonstige Valdres-Sparagmit-Vorkommen	80
Sedimentär mit dem Valdres-Sparagmit verbundene Quarzite und Schiefer	81
Mylonite, tektonische Kontakte und Überschiebungen	83
Quantitative Angaben	89
Petrographischer Vergleich mit dem Valdres-Sparagmit von Mellane	91
Herkunft des Materials	94
Stratigraphische Probleme	95
Literaturverzeichnis	97
Anhang (2 geologische Karten, 1 Profiltafel).	

Zusammenfassung.

Der Valdres-Sparagmit zwischen Bitihorn und Langsuen zeigt folgende Ausbildungsarten:

1. Langsu-Formation: Mächtigkeit 400 m.
 - a) Muskovit-Epidot-Aktinolith-Schiefer mit klastischen Hornblenden (Gabbro-Detritus-Sediment).
 - b) Plagioklas- und epidotreiche Sparagmite (Meta-Arkosen oder Meta-Grauwacken).
 - c) Perthitreiche Meta-Arkosen oder Meta-Grauwacken, die dem Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) entsprechen.
Diese drei Gesteinsarten wechsellagern miteinander.
- d) In der Langsu-Formation liegt ein ca. 140 m mächtiges Konglomerat mit Quarzit- und Rhyolit-Geröllen.

2. Bygdin-Konglomerat (250 m) mit verschiedenen Geröllkomponenten (Quarzite, Rhyolite, Epidosite, ? pyroklastische Sedimente, Granite, Granodiorite, Granit-Porphyre, Pegmatite, Aplite).
3. Valdres Sparagmit (Typ Olefjell), 650 m mächtig:
Perthitreiche Meta-Arkosen, feldspatische Quarzite oder Meta-Grauwacken, die viele neugebildete Minerale führen (Quarz, Albit-Oligoklas, Muskovit, Serizit, Epidot, Zoisit?).
4. Mylonitisierte und epidotfreie Sparagmite (Weissgestreifter Sparagmit (250 m), Grauer Sparagmit).

Als Ergänzung zur Mikroskopie wurden flammenphotometrische Analysen zur Bestimmung von Na_2O und K_2O und röntgenspektrographische Analysen zur Bestimmung von SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (total) und CaO durchgeführt. Die Analysen zeigen, dass die Langsu-Formation Gesteine enthält, die eine annähernd gabbroide Zusammensetzung besitzen. Der Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) hat eine annähernd granitische Zusammensetzung.

Die topographische Abfolge dieser Gesteine verhält sich wie folgt:

W			E
Skyrifjell	Bitihorn	Olefjell	Langsuen
Jotun-Eruptiva	Jotun-Eruptiva		Langsu-Formation (mit Marsteinhøgdi Konglomerat) Bygdin-Kgl.
Grauer Sparagmit		Bygdin-Kgl.	
Weissgestreifter Sparagmit	Weissgestreifter Sparagmit	Valdres-Sp. (Typ Olefjell)	
Valdres-Sp. (Typ Olefjell)	Valdres-Sp. (Typ Olefjell)		
	Quarzite und Schiefer	Quarzite und Schiefer	
Phyllite	Phyllite		

Die stratigraphischen Zusammenhänge zwischen diesen Gesteinstypen sind nur teilweise geklärt.

Südlich von Skyrifjell und Bitihorn sind der Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) und die Quarzite und Schiefer, die in sedimentärem Kontakt mit dem Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) stehen, von den darunterliegenden Phylliten durch eine wichtige Überschiebung getrennt.

Der Valdres-Sparagmit zwischen Skyrifjell und Olefjell wird als überkippt liegend angenommen. Die Argumente für diese Deutung sind folgende:

1. Der Valdres-Sparagmit zeigt sedimentäre Kontakte zu den topographisch darunterliegenden Quarziten und Schiefen, die mit den Gesteinen der Mellenn-Gruppe bei Mellane parallelisiert werden können.

2. Der Valdres-Sparagmit ist allochthon. Er wird für eokambrisch gehalten (s. S. 60) und zeigt überkippte Kreuzschichtung.
3. Zwischen Mellane und der Umgebung von Bitihorn besteht eine auffallende Analogie. Eine stratigraphische Abfolge vom Liegenden zum Hangenden liefert deshalb folgendes Bild: Bygdin-Konglomerat (Eokambrium) — Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) (Eokambrium) — Quarzite und Schiefer (? Eokambrium/Kambrium).
Die Langsu-Formation könnte den stratigraphisch tiefsten Teil der Abfolge darstellen. Der Valdres-Sparagmit würde demnach zwischen Skyrifjell und Olefjell dem überkippt liegenden Flügel einer riesigen, liegenden Falte entsprechen.

VORWORT

Durch die freundliche Hilfe von Herrn Professor Dr. Christoffer Oftedahl (Geologisches Institut der Technischen Hochschule Trondheim) und durch die Unterstützung von seiten der Stiftung Volkswagenwerk war es möglich, diese Arbeit über den Valdres-Sparagmit durchzuführen. Ich möchte mich dafür vielmals bedanken.

Für interessante fachliche Diskussionen danke ich Herrn Professor Dr. R. P. Nickelsen (Bucknell University, Pennsylvania) und Herrn Dr. J. R. Hossack (Imperial College, London).

EINLEITUNG

Im Anschluss an die Publikation über den Valdres-Sparagmit und die Mellenn-Gruppe bei Mellane/Valdres (s. S. 5—66) soll hiermit ein kurzer Überblick über die Vorkommen des Valdres-Sparagmites zwischen Bitihorn und Langsuen unmittelbar südöstlich von Jotunheimen gegeben werden. Die Lage des Arbeitsgebietes ist aus Abbildung 1 zu ersehen.

Die wichtigsten früheren Arbeiten aus diesem Gebiet sind die geologischen Karten «Slidre» und «Nordre Etnedal» (1 : 100 000) und die dazugehörigen Beschreibungen von T. Strand (1938 und 1951 b). Ein eingehender Abriss über die ältere Literatur und die grossgeologische Situation findet sich auf Seite 10. Der Zweck dieser Arbeit ist es, eine petrographische Beschreibung der verschiedenen Sparagmit-Typen zu geben, petrographische Vergleiche zum Valdres-Sparagmit von Mellane zu gewinnen und die Kontakte zwischen dem Valdres-Sparagmit und den darunterliegenden Sedimenten bzw. den darüberliegenden Eruptiva zu untersuchen.

Daneben werden einige Beobachtungen mitgeteilt, die die stratigraphische Situation des Valdres-Sparagmites betreffen. Diese Fragen sind besonders kompliziert, da wegen der schwierigen tektonischen Verhältnisse eine stratigraphische Abfolge nur in kleinen, eingehend kartierten Gebieten ausgearbeitet werden kann. Der im Vergleich zu der Umgebung von Mellane höhere Meta-

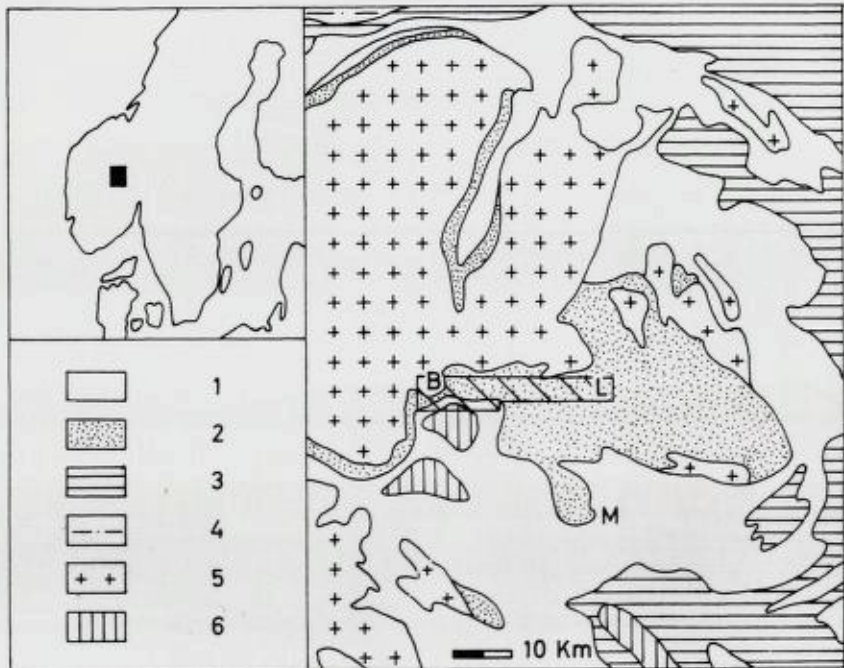


Abb. 1: Geologische und geographische Lage des Arbeitsgebietes. 1 Kambro-Silur, 2 Valdres-Sparagmit, 3 Eokambrium, 4 Gneise im NW, 5 Jotun-Eruptiva, 6 Grundgebirge (älter als Eokambrium).

M Mellane, B Bitihorn. L Langsuen.

(nach O. Høltedahl 1960).

morphosegrad macht es ausserdem meist unmöglich, primäre sedimentäre Strukturen zu finden, die die normale oder überkippte Lagerung der Schichten angeben könnten.

Die mitgeteilten Ergebnisse stützen sich vor allem auf die Mikroskopie von etwa 100 Dünnschliffen, die aus dem Valdres-Sparagmit zwischen Fleinsendin im NW des Kartenblattes «Slidre» und søndre Langsuen im NW des Kartenblattes «Nordre Etnedal» stammen. Zum Teil gehören sie auch den südlicheren Vorkommen des Valdres-Sparagmites (Javnin, Heggeberg, Gravfjell, Kjølafjell etc.) an. Ein Teil der Dünnschliffe wurde zur Bestimmung der unverzwillingten Feldspäte mit Fluss-Säure geätzt und mit einer Natriumkobalt-(III)-nitrit-Lösung angefärbt. Ferner wurde der Na_2O - und K_2O -Gehalt einiger Proben flammenphotometrisch bestimmt. Der SiO_2 -, TiO_2 -, Al_2O_3 -, Fe_2O_3 - und CaO -Gehalt dieser Proben wurde röntgenspektrographisch ermittelt und daraus der modale Mineralbestand berechnet.

Eine geologische Karte ist im Anhang zu finden, die die Umgebung zwischen Bitihorn und Beitostølen darstellt. Sie ist im Mass-stab 1 : 12 500 aufgenommen worden, wobei als Kartenunterlagen photographische Vergrößerungen der topographischen Karten «Vinstri» und «Gjende» (1617 I bzw. 1617 IV, 1 : 50 000) und Luftbilder (1 : 45 000) verwandt wurden.

Die Karte soll vor allem auf die verschiedenen tektonischen und sedimentären Kontakte an der Unterseite des Valdres-Sparagmites aufmerksam machen und den Verlauf der neu gefundenen Überschiebungen zeigen. Der Valdres-Sparagmit ist in dem kartierten Gebiet eindeutig allochton. Einerseits liegt er tektonisch auf den Phylliten. Das ist östlich Fleinsendin der Fall. Andererseits kann er auch sedimentär auf Quarziten und Schieferen liegen, die von T. Strand (1951 b) als «Mellsenn-avdeling» kartiert wurden. Die Überschiebung verläuft in diesen Bereichen entweder innerhalb der Quarzite und Schiefer (z.B. nördlich Grønekinnkampen) oder zwischen den Quarziten + Schieferen und den Phylliten (z. B. nordwestlich Hornstøl, 1032 m). Die Situation an der Unterseite des Valdres-Sparagmites entspricht demnach etwa derjenigen bei Mellane. Ob der Valdres-Sparagmit in dem kartierten Gebiet überkippt liegt, wird in Kapitel «Stratigraphische Probleme» diskutiert.

Ausser dieser geologischen Karte ist im Anhang noch eine Profil-Tafel zu finden, die über die Lage der Überschiebungen und die topographische Abfolge der verschiedenen Sparagmit-Typen Auskunft geben soll, und eine kleine geologische Übersichtskarte, die die Verhältnisse zwischen dem Valdres-Sparagmit unmittelbar südöstlich von Jotunheimen und dem Valdres-Sparagmit von Mellane darstellt. Dabei sind auf der Profil-Tafel Isoklinalfalten, die im Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) stellenweise beobachtet werden können und im Meterbereich liegen, nicht dargestellt.

PETROGRAPHIE

Überblick.

Innerhalb des gesamten Valdres-Sparagmites zwischen Mellane im S und Bitihorn und Langsuen im N von östre Slidre gibt es zwei grundverschiedene Ausbildungen. Die erste Ausbildung sind die Sparagmite von Mellane. Sie sind kaum deformiert, zeigen eine Serizit-Chlorit-Neubildung, sind durch den Hämatit-Gehalt oft rosa gefärbt und in den stratigraphisch tiefsten Teilen besonders grobkörnig (Typ Rabalsmellen, Typ Rognslifjell und Typ Rundemellen, s. S. 16).

Die zweite Ausbildung des Valdres-Sparagmites liegt zwischen Bitihorn und Langsuen und zeichnet sich entweder durch eine Aktinolith-Epidot-Muskovit-Plagioklas-Neubildung aus (Langsu-Formation, T. Strand, 1964) oder durch

eine Epidot-Muskovit-Plagioklas-Neubildung ohne Aktinolith (Valdres-Sparagmit, Typ Olefjell). Diese Sparagmit-Typen sind oft stark deformiert, durch den Epidot-Gehalt meist grün gefärbt und generell feinkörniger als die Sparagmite von Mellane. Zwischen der Langsu-Formation und dem Typ Olefjell liegt das bekannte Bygdin-Konglomerat. Innerhalb der Langsu-Formation liegt ein zweites Konglomerat, das von T. Strand (1964) «Marsteinhøgda-Kvartskonglomerat» genannt wird. Ausser diesen Sparagmit-Typen und Konglomeraten gibt es südwestlich von Bitihorn noch einen Sparagmit-Typ, der sich durch eine grobe, mehrere Zentimeter dicke, weisse Streifung von den anderen Typen abhebt. Er ist epidotfrei und stark deformiert. Südwestlich Skyrifjell liegt tektonisch auf diesem weissgestreiften Sparagmit ein schmaler Sparagmit-Keil, der keiner der vorhergenannten Arten gleicht. Er ist grau, stark deformiert, feinkörnig und ebenfalls epidotfrei.

Die stratigraphischen Zusammenhänge zwischen allen diesen Sparagmit-Typen sind nur teilweise geklärt, da eingehende tektonische Untersuchungen aus diesem Raume fehlen und mit grossen Komplikationen gerechnet werden muss. Es kann deshalb hier nur eine topographische Reihenfolge gegeben werden, die sich in etwa mit der Stratigraphie von T.Strand (1964, S. 280) deckt:

W			E
Skyrifjell	Bitihorn	Olefjell	Langsuen
Jotun-Eruptiva	Jotun-Eruptiva		Langsu-Formation (mit Marsteinhøgdi-Kgl.)
		Bygdin-Kgl.	Bygdin-Kgl.
Grauer Sparagmit			
Weissgestreifter Sparagmit	Weissgestreifter Sparagmit		
		Valdres-Sp. (Typ Olefjell)	
Valdres-Sp. (Typ Olefjell)	Valdres-Sp. (Typ Olefjell)		
	Quarzite und Schiefer	Quarzite und Schiefer	
Phyllite	Phyllite		

Die Profil-Tafel und die geologischen Karten im Anhang geben eine ergänzende Übersicht über diese Verhältnisse.

Langsu-Formation.

In der NW-Ecke der geologischen Karte von «Nordre Etnedal» (T. Strand 1938) finden sich Sparagmite, die von T. Strand (1964) als «Langsu-formasjoner, basiske gråvakter med konglomeratlag» bezeichnet werden. Diese Sparagmite sind oft dunkelgrün und feinkörnig und zeigen eine sehr starke Parallelltextur. Sie liegen topographisch auf einem Quarzit-Konglomerat, das dem Bygdin-Konglomerat entsprechen müsste und führen etwa in der Mitte der Abfolge ein ca. 140 m mächtiges Quarzit-Konglomerat, das Marsteinhøgdi-Konglomerat. Die Langsu-Formation wird an der SW-Flanke von søndre Langsuen zusammen mit dem Marsteinhøgdi-Konglomerat ca. 400 m mächtig. (Topographische Mächtigkeit).

Mikroskopie: (Quantitative Angaben s. S. 89).

1. Langsu-Formation.

Die Langsu-Formation besteht aus einer Wechsellagerung von drei verschiedenen Gesteinen, die untereinander Übergänge bilden können.

- a) Die auffälligsten Gesteine sind dunkelgrün, manchmal auch blaugrün gefärbt und stark geschiefert. Sie zeichnen sich durch ihren Epidot-, Aktinolith- und Erzreichtum aus, sind ausgesprochen feldspatarm und enthalten weder Mikroklin noch Perthite.

Gefüge: Aktinolithnadeln (bis mehrere Millimeter lang) und kleinere, längliche Quarze bilden eine starke Parallelltextur. Epidot und Erz sind gleichmässig über den Schliff verteilt. Kaum klastische Reste (Quarz, Plagioklas, Hornblende, Titanit, Zirkon, Erz). Fast alle Minerale sind neugebildet. Korngrösse abgesehen von den Aktinolithnadeln 0.03—0.6 mm.

Quarz: Meist als feines Mosaik (0.04 mm), selten als klastischer Rest (bis 0.5 mm).

Mikroklin und *Perthit* fehlen.

Plagioklas: Entweder nach dem Albitgesetz verzwillingt (Auslöschungsschiefe X' gegen (010) 15°, n kleiner als n Quarz) oder unverzwillingt (n kleiner als n Quarz), Albit-Oligoklas. Beide Plagioklas-Typen kommen als klastische Reste und als Neubildungen vor. Die neugebildeten Plagioklase sind eng mit Quarz verwachsen und frei von Zersetzungsmineralen, während die klastischen Plagioklase serizitisiert und saussuritisiert sind.

Muskovit: etwas pleochroitisch (Z/Y blassgrün — X farblos).

Serizit: mit Quarz eng verwachsen, etwas pleochroitisch (Z/Y blassgrün — X farblos).

Chlorit: selten, mit braunen oder graubraunen Interferenzfarben. Pleochroismus bläulichgrün — hellgrün oder mittelgrün — blass gelbgrün.

Aktinolith: sehr häufig, bis mehrere Millimeter lange Nadeln. Pleochroismus entweder Z hellgrün — X/Y blassgrün oder Z bläulichgrün — X/Y blassgrün. Auslöschungswinkel Z gegen c 13° — 17° . Grössere Porphyroblasten zeigen einen dunkleren Hornblendekern.

Hornblende: vereinzelt im Kern von grösseren Aktinolithen als bis 0.6 mm grosse klastische Relikte. Zwei Hornblendetypen mit unterschiedlichem Pleochroismus: entweder Z dunkelolivgrün — X/Y hellolivgrün oder Z dunkelbläulichgrün — X/Y hellolivgrün oder hellgelblichbraun. Auslöschungswinkel Z gegen c 15° — 25° .

Pistazit: häufig. Kleine und grössere Körner (bis 0.5 mm). Teils zitronengelb, sonst verschiedene Farbtöne zwischen blassgelb und gelblichgrün (verschiedene Fe-Gehalte). Grosse Kristalle zeigen eine gute Spaltbarkeit und oft einen Zonarbau mit eisenreichem Rand.

Orbit: selten. Kräftig rotbraun gefärbt mit Pistazitsaum.

Klinozoisit: selten, hellblaue Interferenzfarben. Grosse Kristalle zeigen gute Spaltbarkeit und einen Pistazitsaum.

Titanit: einzelne Kristalle, z.T. wohl auch neugebildet, etwas pleochroitisch bräunlich-farblos.

Zirkon: vereinzelt, ovale Körnchen.

Erz: Es gibt zwei Arten. Entweder sind es grössere, gerundete Körner, die einen Leukoxensaum zeigen und klastische Reste darstellen, oder es sind kleinere, idiomorphe ausgebildete Kristalle, die dreieckige, rhombenförmige, seltener quadratische Umrisse zeigen, oder auch wie abgestumpfte Dreiecke aussehen. Diese idiomorphe ausgebildeten Kristalle stellen neugebildeten Magnetit dar, der aus dem ehemaligen Hämatit- oder Limonit-Gehalt entstanden ist.

Leukoxen: Entweder als Saum um gerundete Erzkörner oder als selbständige, bräunliche, pulverige Massen, die im Auflicht weiss erscheinen.

Ergebnis: Muskovit-Epidot-Aktinolith-Schiefer mit wenigen klastischen Resten (vgl. Tafeln, Abb. 3).

- b) Die zweite Ausbildung der Langsu-Formation ist ein epidot- und plagioklasreicher Sparagmit, der wenig Aktinolith führt. Mikroklin und Perthite fehlen.

Gefüge: Meist ist die Paralleltexur streng durchgeführt, es kommen aber auch weniger deformierte Gesteine vor. Charakteristisch sind viele grosse klastische Reste aus Quarz und Plagioklas (0.5 bis über 1 mm), die in einer schiefrigen Grundmasse aus Serizit, Muskovit, Aktinolith, Epidot, unverzwilligtem Feldspat und Quarz liegen.

Quarz: Entweder als klastische Reste, die undulös auslöschten, eine Mörtelstruktur zeigen und oft elliptisch ausgezogen sind, oder als kleine Körnchen, die eng mit Serizit, Muskovit, Epidot, Aktinolith und unverzwilligtem Feldspat verwachsen sind.

Mikroklin und *Perthit*: fehlen.

Plagioklas: relativ häufig. Entweder nach dem Albitgesetz verzwillingt oder unverzwillingt oder ganz selten nach dem Albit- und Periklin-Gesetz verzwillingt. Die verzwillingten Plagioklase treten als klastische Reste auf und zeigen eine Auslöschungsschiefe X' gegen (010) $6-18^\circ$. X' liegt, soweit das gemessen werden konnte, im stumpfen Winkel zwischen der Spur von (010) und der Spaltbarkeit nach der Basis. Die Lichtbrechung ist immer kleiner als die des Quarzes. Es liegen demnach Albite oder Oligoklase vor. Die unverzwillingten Plagioklase haben ebenfalls eine niedrigere Lichtbrechung als der Quarz. Sie können entweder grosse, klastische Reste bilden oder neugebildet in der Grundmasse eng verwachsen mit Quarz vorkommen, wobei sie im Gegensatz zu den klastischen Resten keine Umwandlungsprodukte enthalten. Selten kommt ein verschwommen verzwillingter Plagioklas vor (n kleiner als n Quarz), der dem Mikroklin ähnelt, aber in den geätzten Schlifften keine Reaktion mit dem Natriumkobalt—(III)—nitrit zeigt.

Muskovit (teils sehr grosse Porphyroblasten, Serizit, Chlorit wie unter a).

Aktinolith: untergeordnet vorkommend, teils sehr lange Nadeln (mehrere mm), manchmal zu nadeligen Aggregaten gebündelt. Pleochroismus und Auslöschungswinkel wie unter a). Keine Einschlüsse von Hornblende.

Hornblende: fehlt.

Pistazit: häufig, manchmal zonar gebaut mit Orthit im Kern, teils grössere Körner, teils feinkörnig zusammengewachsene Aggregate oder lose verstreute Körnchen oder auch lagenförmig angeordnet. Sonst wie unter a).

Orthit (auch als Einschluss in Plagioklas), Klinozoisit, Titanit (manchmal mit Zwillingslamellen, einzelne grosse, klastische Körner bis 0.4 mm), Zirkon, Erz, Leukoxen wie unter a).

Apatit: sehr selten, ovale Körnchen mit bräunlichen Streifen, X parallel c .

Ergebnis: Je nachdem ob viele oder wenige klastische Reste aus Quarz und Feldspat vorliegen, könnte es sich um eine Meta-Arkose oder eine Meta-Grauwacke handeln. Charakteristisch sind viel Epidot, verzwillingter Plagioklas und untergeordnet Aktinolith (vgl. Tafeln, Abb. 4).

c) Die letzte Gesteinsart der Langsu-Formation gleicht dem Valdres-Sparagmit vom Typ Olefjell (mikroklin-, perthit- und epidotreiche Meta-Arkosen, die keinen Aktinolith führen, vgl. S. 77).

2. *Marsteinhøgdi-Konglomerat.*

Das Bindemittel dieses Konglomerates gleicht der unter 1b) genannten Gesteinsart der Langsu-Formation (epidot- und plagioklasreiche Meta-Arkose oder Meta-Grauwacke). Die wenigen mikroskopierten Geröllkomponenten sind entweder feldspatführende Quarzite oder Rhyolite, die grosse Einsprenglinge aus saurem Plagioklas und ? Anorthoklas und eine Grundmasse aus unverzwillingtem Feldspat (n kleiner als n Quarz), Plagioklastäfelchen, Quarz, Epidot, Serizit, Chlorit und feinen Erzpartikeln zeigen.

Bygdin-Konglomerat.

Dieses Konglomerat erstreckt sich von Bygdin im NW der geologischen Karte von «Slide» über Olefjell, Skreddalsfjell, Skaget bis an den Fuss von Marsteinhøgdi im NW der geologischen Karte von «Nordre Etnedal» und trennt die Langsu-Formation vom Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell). Es wird bei Olefjell etwa 250 m mächtig. Diese Angabe bezieht sich auf die kompakten Konglomeratlagen ohne Zwischenlagerung von Sparagmitbänken. Im topographisch Liegenden zeigt das Konglomerat bei Olefjell eine Wechsellagerung mit dem Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell). Da eine ausführliche Studie über die Deformation des Bygdin-Konglomerates von J. R. Hossack (1965) verfasst wurde, soll hier nur der petrographische Bestand wiedergegeben werden.

Die mikroskopierten Gerölle stammen sämtlich aus der Nähe von Fjelltjernet zwischen Stryteberg und Skreddalsfjell, da dort die Deformation verhältnismässig gering ist.

Mikroskopie:

Die meisten Gerölle stellen verschiedenartige Serizit-Quarzite von weisser oder rosa Farbe dar, die in unterschiedlicher Menge Feldspat, Epidot, Titanit, Zirkon, Apatit, Leukoxen und Erz führen.

Daneben kommen andere Gesteine vor, die vielleicht Hinweise auf die Herkunft des Materials geben könnten.

a) Rhyolithe: Typische porphyrische Struktur mit wenigen grossen Feldspateinsprenglingen (n kleiner n Quarz), die entweder unscharf fleckenförmig (? Anorthoklas) oder keilförmig (? Schachbrettalbit) verzwillingt sind oder leistenförmig verzwillingte Albite darstellen. Die Grundmasse besteht aus einer engen Verzahnung von unverzwillingtem Feldspat (n kleiner n Quarz) und Quarz. Als Akzessorien finden sich Epidot, Serizit, Zirkon und Leukoxen. Die Rhyolithe haben weisse oder rosa Farben (vgl. Tafeln, Abb. 6).

b) Dichte, gelbgrüne Gesteine, die als Epidosite bezeichnet werden können. Es wurden drei verschiedene Typen gefunden:

1. Feinkörniges Gestein aus Epidot, Quarz, Albit unverzwillingtem Feldspat (n kleiner n Quarz), ? Schachbrettalbit, daneben Apatit, Serizit, Titanit und Erzsclieren. Epidot ist über das ganze Gestein flecken- oder schlierenförmig verteilt. Die Quarz-Feldspat-Verwachsung erinnert an die Grundmasse von Vulkaniten (vgl. Tafeln, Abb. 8).
2. Meist feinkörniges Gestein aus Quarz und Epidot mit wenigen, manchmal gut gerundeten, grösseren Quarzen (dann Ähnlichkeiten mit porphyrischer Struktur) und einigen grösseren Epidotporphyroblasten. Akzessorien sind Stilpnomelan, Muskovit, Erz, Feldspat fehlt. ? Pyroklastisches Sediment.

3. Feinkörniges Quarzgestein mit etwa 40 % Epidot entweder in grösseren Porphyroblasten oder in kleineren Körnchen. Daneben Serizit.
- c) Braunes, porphyrisches Gestein: grosse, entweder eckige oder auffallend gut gerundete Quarze, die selten Korrosionsbuchten zeigen, liegen in einer Grundmasse aus Quarz und Epidot. Daneben wenig Zirkon und Erz.
? Pyroklastisches Sediment.
- d) Granite, Granitporphyre, Granodiorite, Mikroklin-Pegmatite und Aplite. (vgl. Tafeln, Abb. 7).

Es wurde kein einziges Geröll gefunden, das Mesoperthite enthält. Das Bindemittel des Bygdin-Konglomerates gleicht dem Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell).

Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell).

Topographisch unter dem Bygdin-Konglomerat liegt zwischen Bygdin und Skager (vgl. geologische Karte von «Slidre», T. Strand 1951 b) ein feinkörniger, graugrüner Sparagmit, der besonders gut an der Strasse zwischen Beitostølen und Bygdin in der Nähe von Blåskard aufgeschlossen ist und den Prototyp des Valdres-Sparagmites in diesen Bereichen darstellt. Südlich Bitihorn und Skyrifjell wird der Typ Olefjell von einem weissgestreiften Sparagmit überlagert. Der Typ Olefjell ist gut gebankt und zeigt häufig Schwerminerallinien, an denen Epidot angereichert ist. Diese gelbgrünen, epidotreichen Lagen sind oft isoklinal gefaltet und zeigen komplizierte Faltenbilder (vgl. Abb. 2), die besonders gut auf senkrechten, NNE streichenden Klüften zu sehen sind. An einigen Stellen ist eine Isoklinalfaltung im Meter-Bereich zu beobachten. Der Deformationsgrad innerhalb des Typ Olefjell schwankt ziemlich stark, so dass man auch weniger deformierte Bänke finden kann, die manchmal eine gut erhaltene, überkippte Kreuzschichtung zeigen (vgl. J. R. Hossack 1965). In der Nähe des Vesle-Fjords wurden drei Lokalitäten mit überkippter Kreuzschichtung gefunden, von denen eine in Abbildung 3 wiedergegeben ist. Kreuzschichtung, die eindeutig eine normale Lagerung angeben könnte, wurde bisher nirgends gefunden.

Der Typ Olefjell liegt zum Teil tektonisch auf Phylliten, wie das zum Beispiel östlich Fleinsendin der Fall ist, kann aber auch topographisch und sedimentär auf Quarziten und Schiefen liegen, die von T. Strand (1951 b) als «Mellsennavdeling» bezeichnet wurden. Der Übergang zu diesen Quarziten und Schiefen ist nördlich Grønekinnkampen auffallend grobkörnig ausgebildet. Diese grobkörnige Ausbildung stellt die sedimentäre Fortsetzung eines stark deformierten Quarzitkonglomeratzuges dar, der nördlich des W-Endes von Olevatn zu finden ist (vgl. geologische Karte im Anhang).



Abb. 2: Starke Isoklinalfaltung im Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) bei Olefjell.

Der Typ Olefjell wird bei Olefjell ca. 650 m mächtig. Diese Angabe ist aber wegen der starken Deformation und Isoklinalfaltung sehr unsicher und bezieht sich nur auf die topographische Mächtigkeit. Südwestlich Bitihorn wird der Typ Olefjell ca. 400 m mächtig.

Mikroskopie: Der Typ Olefjell führt im Gegensatz zur Langsu-Formation viel Mikrolin und Perthit und weder Aktinolith noch Hornblende noch Chloinit. Auch ist er plagioklasärmer und quarzreicher als die Langsu-Formation.

Gefüge: streng durchgeführte Paralleltexur, deutlicher Gegensatz zwischen klastischen Resten (meist Quarz und Feldspat, 0,5 — über 1 mm gross) und einem feinen Mosaik aus neugebildeten Mineralen (Quarz, Plagioklas, Muskovit, Serizit, Epidot, Zoisit?, Calcit). Muskovit, Serizit und Epidot finden sich oft in Lagen angeordnet.

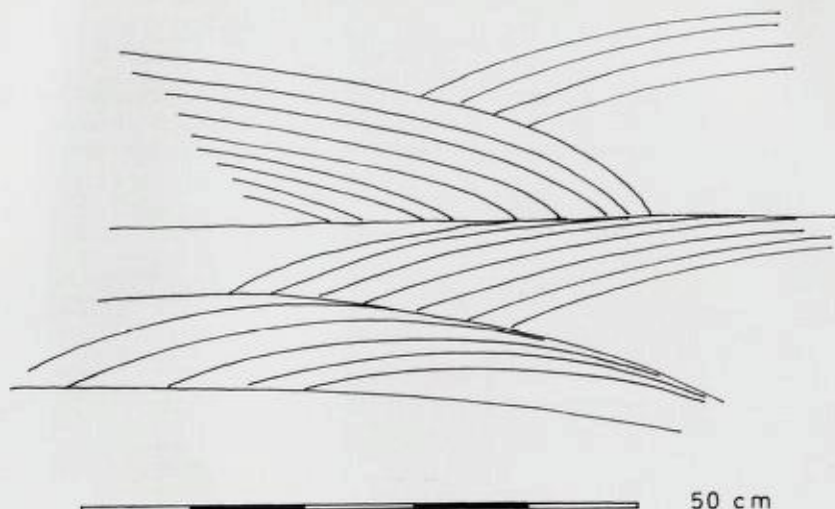


Abb. 3: Überkippte Kreuzschichtung im Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) bei Veslefjord. (vgl. auch J. R. Hossack 1965)

Quarz: entweder im Mosaik (0.02—0.07 mm) eng verwachsen mit unverzwilligtem Plagioklas (n kleiner n Quarz), Muskovit, Serizit und Epidot oder als grosser klastischer Rest (undulös, Mörtelstruktur, Rutileinschlüsse).

Mikroclin: es treten dieselben Mikroclin-Typen wie bei Mellane auf. Gitter verschiedener Grössenordnungen, Spindeln, submikroskopische Verzwilligung (manchmal mit Übergang zu Gitterzwillingen) und keilförmige Zwillinge. Diese Mikrocline mit keilförmigen Zwillingen gleichen dem Schachbrettalbit, weisen sich aber in den geätzten Schliffen als Kalifeldspäte aus.

Perthit: Verglichen mit den Perthiten von Mellane sind diese Perthite nicht ganz so häufig und auch nicht so formenreich. Es wurde aber keine Perthitart gefunden, die nicht schon von Mellane bekannt ist. Als Wirtsfeldspäte treten Mikroclin und unverzwilligter Kalifeldspat auf. Die Plagioklaseinlagerungen haben folgende Formen: kleine Tröpfchen, Spindeln, die einzeln oder dicht geschart auftreten (Übergang zu Mesoperthit), schmale Schnüre, breite Bänder, verzwilligte und unverzwilligte Flecken, Flecken mit Übergängen zu Adern, unregelmässige Adern, teils mit Verzwilligung, sehr selten poikilitische Plagioklase (Oligoklas).

Unverzwilligter Kalifeldspat: selten, als klastischer Rest.

Plagioklas: Unverzwilligte Plagioklase kommen sowohl als grosse, klastische Reste als auch als Neubildungen zusammen mit Quarz, Muskovit, Serizit und Epidot im Mosaik vor. In beiden Fällen ist die Lichtbrechung kleiner als die des Quarzes. Verzwilligte Plagioklase sind seltener und finden sich ebenfalls gleichzeitig als klastische Reste und als Neubildungen. Der Auslöschungswinkel X' gegen (010) liegt zwischen 4° und 17° , n ist kleiner als n Quarz (Albit-Oligoklas). Die klastischen Plagioklase sind serizitisiert und saussuritisiert, während die neugebildeten Plagioklase frei von Einschlüssen sind. Selten wurde ein Plagioklas (n kleiner n Quarz) mit einer verschwom-

menen Auslöschung gefunden. Schachbrettalbit tritt sehr selten auf und zeigt grosse Epidoteinschlüsse. Die beiden zuletzt genannten Plagioklase gleichen in ungeätzten Schlifften dem Mikroklin.

Mesoperthit: kommt öfters als bei Mellane vor. Eng gescharte Spindeln, breitere Bänder, schmale Schnüre (Haarperthit) und kleine, feine Spindeln kombiniert mit Adern, die etwas serizitisiert und saussuritisiert sind. Fleckenmesoperthite fehlen (vgl. Tafeln, Abb. 1).

Muskovit, Serizit, Pistazit s. Langsu-Formation.

Chlorit, Aktinolith, Hornblende fehlen.

Zoisit?: kleine unregelmässig begrenzte Körnchen, die mit bräunlichem Staub verunreinigt sind.

Orthit: mit Pistazitsaum, stark pleochroitisch rotbraun-gelbbraun.

Titanit: entweder grosse klastische Reste, die zerbrochen und mit Quarz wieder verheilt sind, einem Pleochroismus, Zwillinge und öfters eine Rhombenform zeigen, oder neugebildete, ovale Körnchen.

Calcit: sehr selten.

Zirkon: selten, einzelne Bruchstücke oder kleine Körnchen.

Apatit: selten, teils grosse Reste, teils kleine Körnchen.

Erz: vereinzelt, opak, randlich blutrot durchscheinend und nicht gerundet, sondern am Rande in unregelmässigen Täfelchen weitergewachsen.

Leukoxen: randlich an Erzkörnern.

Gesteinsteste fehlen.

Ergebnis: Es ist schwer zu sagen, wie diese Gesteine ehemals ausgesehen haben, da der Matrixgehalt umkristallisiert ist und grosse klastische Reste zerbrochen und in ein Mosaik zerlegt sind. Wahrscheinlich haben feldspätische Sandsteine und Arkosen vorgelegen, vielleicht auch feldspätische Grauwacken.

Die Minerale lassen sich in drei Gruppen aufteilen: Neugebildet und klastisch zugleich treten auf: Quarz, Plagioklas, Titanit, Erz, ? Orthit, ? Pistazit.

Nur klastisch sind: Kalifeldspat, Perthit, Zirkon, Apatit.

Nur neugebildet sind: Muskovit, Serizit, Zoisit?, Calcit.

Sonstige Valdres-Sparagmit-Vorkomme'n.

Zwischen den Jotun-Eruptiva von Bitihorn und Skyrifjell und dem Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) findet sich ein etwa 250 m mächtiger, gut gebankter, grauer Sparagmit, der eine deutliche, weisse Streifung führt (vgl. Abb. 4).

Mikroskopisch weicht dieser weissgestreifte Sparagmit vom Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) dadurch ab, dass er quarzreicher und serizitärmer ist, eine strengere Paralleltexur mit feinkörnigen, mylonitisierten Partien zeigt und keinen Epidot führt (vgl. Tafeln, Abb. 2).

Es muss demnach anderes klastisches Material vorgelegen haben als beim Typ Olefjell.

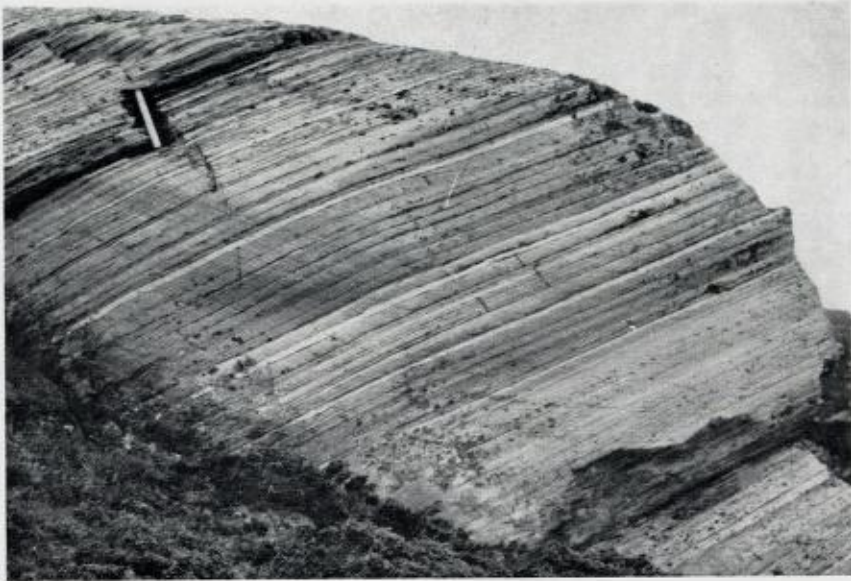


Abb. 4: Weissgestreifter Valdres-Sparagmit nordwestlich Hornstøl (1032 m).

Ein zweiter Sparagmit, der grau gefärbt und gut gebankt ist, findet sich zwischen den Jotun-Eruptiva von Skyrifjell und dem weissgestreiften Sparagmit im W der im Anhang zu findenden geologischen Karte. Die Untergrenze dieses zweiten Sparagmites ist eindeutig tektonisch und zeichnet sich durch einen roten, glasartigen, etwa 0.5 cm breiten Mylonit aus, der im Mikroskop eine typische, feinkörnige Struktur zeigt. Über diesem roten Mylonit liegt ein stark mylonitisierter Sparagmit. Mikroskopisch gleicht dieser zweite Sparagmit dem weissgestreiften Sparagmit (mylonitisert und epidotfrei).

Beide Sparagmit-Typen sind auf der geologischen Karte eingezeichnet (s. Anhang).

Sedimentär mit dem Valdres-Sparagmit verbundene Quarzite und Schiefer.

Der Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) ist öfters sedimentär verbunden mit Quarziten und Schiefen, die T. Strand (1951 b) als «Mellsenn-avdeling» bezeichnete. Sedimentäre Kontakte sind an folgenden Stellen aufgeschlossen (vgl. geologischen Karte im Anhang):

nördlich und westlich des westlichen Synberg; nordwestlich Hornstøl (1032 m); nördlich Grønekinnkampen; südwestlich Mellbysfjell.

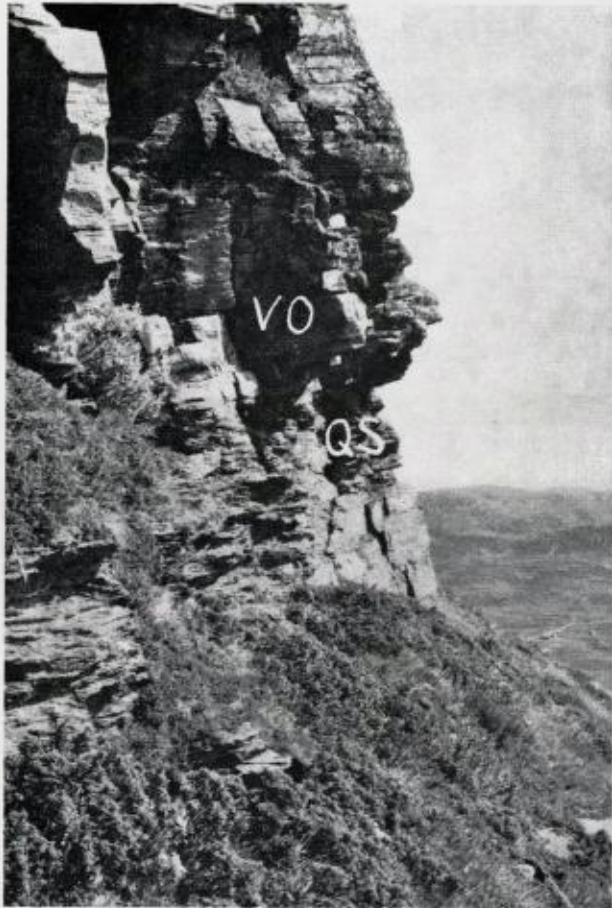


Abb. 5: Sedimentärer Kontakt zwischen dem Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) (VO) und Quarziten und Schiefen (QS). Nördlich des westlichen Synberg.

Diese Quarzite und Schiefer haben grosse Ähnlichkeit mit den Gesteinen, die von T.Strand (1951 b) als Kambrium bezeichnet wurden. Regionalgeologisch können sie mit der Mellsenn-Gruppe bei Mellane parallelisiert werden, da sie topographisch und sedimentär unter dem Valdres-Sparagmit liegen und von den darunterliegenden Phylliten durch eine Überschiebung getrennt sind. Die bei Mellane innerhalb der Mellsenn-Gruppe erkannte Stratigraphie lässt sich in diesen Quarziten und Schiefen allerdings nicht wiederfinden.

Die Quarzite sind grau oder weiss und wechsellagern mit grünlichen oder

dunklen Schiefen. Die weissen Quarzite ähneln makroskopisch dem Mellsenn-Quarzit, was nördlich des W-Endes von Olevatn besonders deutlich ist.

Die maximale Mächtigkeit dieser Quarzite und Schiefer lässt sich am westlichen Synberg mit ca. 60 m angeben.

Mikroskopie: Meist liegen Serizitquarzite vor. Sie sind sehr feinkörnig, weisen eine strenge Paralleltexur auf und führen Quarz (60—90 %), Serizit, Muskovit, Chlorit, Epidot, Zoisit?, Zirkon, Turmalin, Calcit, wenig Feldspat, Fe-Hydroxyde und opakes Erz.

Selten kommen feldspätische Quarzite vor, die neben wenigen verzwilligten sauren Plagioklasen viele unverzwilligte Feldspäte (n kleiner n Quarz) führen und etwas gröber als die Serizitquarzite sind. Sie ähneln makroskopisch dem Mellsenn-Quarzit, zeigen aber mikroskopisch ein anderes Bild, da sie feinkörniger als der Mellsenn-Quarzit sind und die Körner alle umkristallisiert sind.

Mylonite, tektonische Kontakte und Überschiebungen.

Auf der geologischen Karte (s. Anhang) sind mehrere Überschiebungen eingezeichnet, die teilweise bisher unbekannt waren.

1. Die wichtigste dieser Überschiebungen ist diejenige, die sich zwischen den Phylliten und dem Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) östlich von Fleinsendin finden lässt. Sie kann weiter nach E verfolgt werden, wobei sie am westlichen Synberg und bei Hornstöl (1032 m) zwischen den mit dem Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) sedimentär verbundenen Quarziten + Schiefen und den Phylliten liegt und nördlich Grønekinnkampen innerhalb von Quarziten und Schiefen verläuft. Diese Überschiebung ist durch eine Mylonitisierung gekennzeichnet und bildet im Gelände stellenweise eine kleine, aber markante Furche (vgl. Abb. 6).

Der Valdres-Sparagmit erhält durch diese Überschiebung eine allochthone Position. Das grosstektonische Bild entspricht etwa der Situation bei Mellane, d.h. der Valdres-Sparagmit liegt entweder tektonisch auf Phylliten oder ist sedimentär mit Quarziten und Schiefen verbunden, wobei die Überschiebung dann teils zwischen Quarziten + Schiefen und den Phylliten oder innerhalb der Quarzite und Schiefer verläuft.

2. Eine zweite Überschiebung wurde innerhalb des Valdres-Sparagmites nördlich des W-Endes von Olevatn beobachtet. Sie zeichnet sich durch eine etwa 5 cm breite, schwarze oder violettbraune, glasige Mylonitzone aus. Mikroskopisch zeigen diese glasigen Mylonite ein vollkommen un-



Abb. 6: Überschiebung zwischen sedimentär mit den Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) verbundenen Quarziten und Schiefen (QS) und Phylliten (Ph). Gestrichelte Linie: Überschiebung. Lokalität: Nordwestlich Hornstøl (1032 m).

regelmässiges Mosaik aus Quarz, Feldspat, Serizit und Chlorit. Das Gestein ist äusserst feinkörnig (kleiner als 0.005 mm), kann aber auch grössere Quarz- und Feldspatkörner (bis 0.4 mm) führen. Es ist mit feinen Erzpartikeln bestäubt und von Sprüngen durchsetzt.

Diese Überschiebung findet wahrscheinlich ihre Fortsetzung weiter im SE bei Mellbysfjell, wo ebenfalls an zwei Stellen Mylonite gefunden wurden. Die Mylonite sind hier grau oder weiss und rot gefärbt und sehr feinkörnig. Unter dem Mikroskop zeigen sie das für Mylonite typische Mosaik. Die Sparagmite bei Mellbysfjell sind oberhalb und unterhalb der Mylonitzone stark tektonisiert und zeigen nicht den für den Typ Olefjell charakteristischen Epidotreichtum, sondern ähneln abgesehen von der Tektonisierung den Sparagmiten von Mellane (Typ Rognslifjell).

Die regionale Bedeutung dieser Überschiebung wird in Kapitel «Stratigraphische Probleme» diskutiert.

3. Eine ganz feine, rote, glasige Mylonitzone (ca. 0.5 cm) wurde an der Untergrenze des schmalen Sparagmitkeiles südwestlich Skyrifjell gefunden (vgl. S. 81).

Diese Überschiebung hat keine grössere Bedeutung.

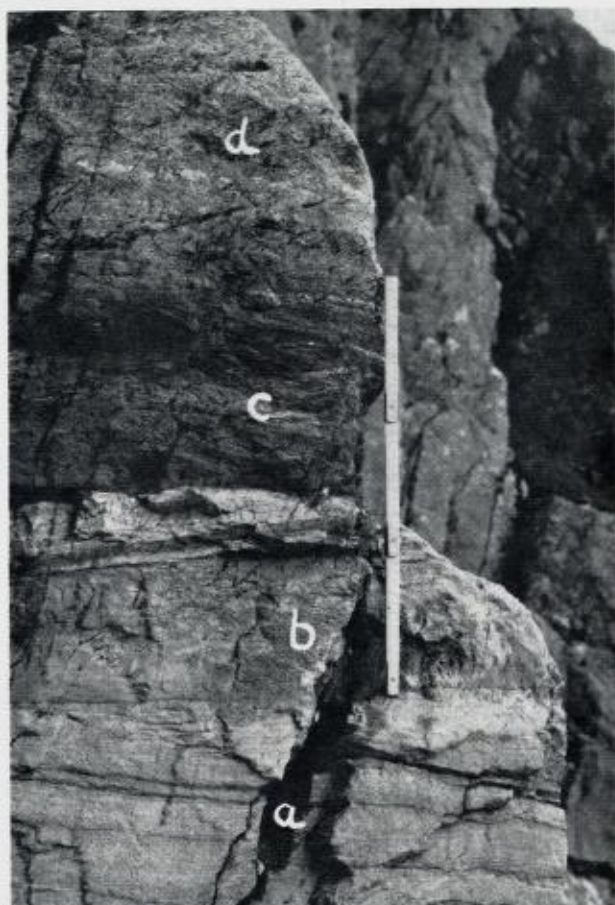


Abb. 7.: Kontakt zwischen dem Bitihorn-Gabbro und dem weissgestreiften Valdres-Sparagmit südwestlich Bitihorn. a Valdres-Sparagmit, b glasiger Mylonit, c geschieferter Gabbro, d grobkristalliner Gabbro.

4. Die Überschiebung unterhalb der Jotun-Eruptiva wurde an einem ausgezeichnet aufgeschlossenen Kontakt näher untersucht. Dieser Kontakt findet sich etwa in der Mitte zwischen Bitihorn und Skyrifjell und liegt in der Nähe eines Schneefleckes, der auch in den Sommermonaten zu sehen ist. Durch den Schnee ist die Kontaktfläche völlig rein gewaschen, so dass die Farben und die Mylonitisierung sehr schön zu beobachten sind. Von unten nach oben folgen dort nacheinander (vgl. Abb. 7):
- a) ein mylonitisierter Sparagmit, der unter dem Mikroskop ein feines



Abb. 8: Kontakt zwischen dem Bitihorn-Gabbro und dem weissgestreiften Valdres-Sparagmit südwestlich Bitihorn. a Valdres-Sparagmit. b glasiger Mylonit. c geschieferter Gabbro.

Mosaik aus Quarz und Feldspat, daneben aber auch noch viele unzerbrochene, grössere Feldspatkörner zeigt.

- b) ein etwa 15 cm breiter, grauer Mylonit, der eine glasige oder auch schlierige Textur besitzt.

Mitten in diesem grauen Mylonit liegt ein dünnes, rotes, glasiges Mylonitband. Drei Dünnschliffe aus dieser Mylonitzone zeigen das typische, feinkörnige Mosaik zwischen Quarz und Feldspat, ab und zu auch grössere Quarz- und Feldspatkörner, daneben Serizit, Chlorit,



Abb. 9: Kontakt zwischen dem Bitihorn-Gabbro und dem weissgestreiften Valdres-Sparagmit südwestlich Bitihorn. a Valdres-Sparagmit, b glasiger Mylonit,

Zoisit?, Titanit, Zirkon, Leukoxen und eine Bestäubung mit feinen Erzpartikeln. Das rote Mylonitband ist besonders feinkörnig (kleiner als 0.005 mm) (vgl. Tafeln, Abb. 5).

- c) ein braunes, verschiefertes Gestein (ca. 30 cm breit), das eine deutliche Paralleltextur erkennen lässt und aus Serizit, Leukoxen, Quarz, Chlorit und Erz besteht. Das Gestein ist in Dünnschliffdicke nur an quarzreicheren Stellen durchsichtig. Einige Stellen zeigen ein feinkörniges Quarzmosaik (kleiner als 0.005 mm). Wahrscheinlich ist das der stark mylonitisierte Bitihorn-Gabbro.
- d) ein tektonisierter und verwitterter Gabbro, der aber noch eindeutig die Tiefengesteinsstruktur erkennen lässt.

Die eigentliche Mylonitzone, die aus den feinkörnigen, glasigen Myloniten und dem braunen verschiefertem ? Gabbro besteht, ist somit nicht breiter als 50 cm.

Direkt unterhalb der Zone mit den glasigen Myloniten finden sich im Valdres-Sparagmit mehrere, max. 50 cm breite, isoklinale Falten (vgl. Abb. 10). Die Faltenachsen streichen ca. 70° und fallen mit 10° nach NE ein. In Richtung des Abtauchens der Faltenachse gesehen haben die Falten eine S-Form.

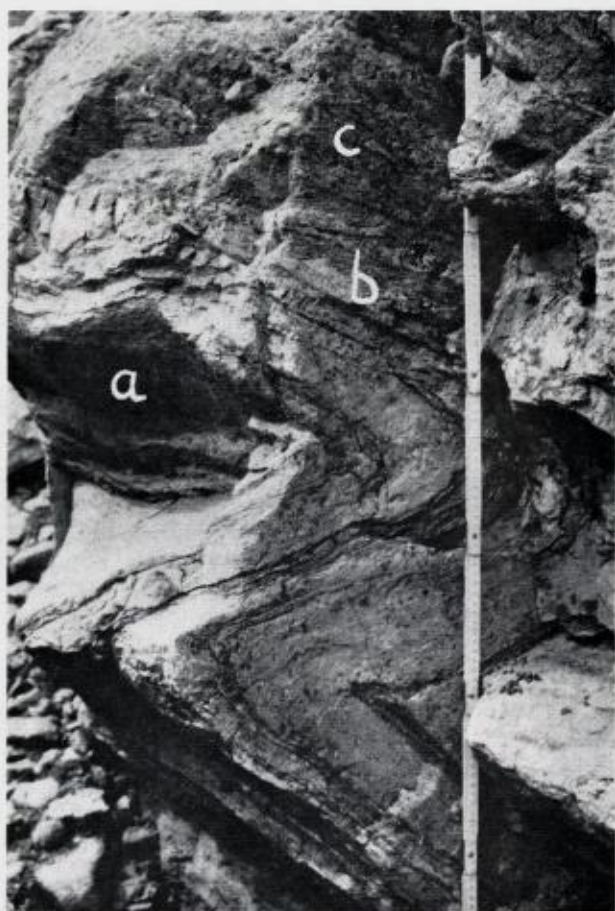


Abb. 10: Isoklinalfalte am Kontakt zwischen dem Bitihorn-Gabbro und dem weissgestreiften Valdres-Sparagmit südwestlich Bitihorn. a Valdres-Sparagmit, b glasiger Mylonit, c geschieferterer ?Gabbro. NW liegt rechts. Faltenbreite ca. 50 cm.

Nach J. R. Hossack (mündliche Mitteilung) gleichen diese Falten anderen Falten an der Überschiebung zwischen Valdres-Sparagmit und Gabbro direkt unterhalb von Bitihorn, die dort einer dritten Deformationsphase entsprechen sollen. Sie können demnach nicht als Indiz für eine überkippte oder normale Lagerung herangezogen werden, da sie jünger als die für die grossen Strukturen verantwortliche erste Deformationsphase sind.

Die Überschiebung schneidet den Valdres-Sparagmit diskordant ab.

Quantitative Angaben.

Einen Überblick über die quantitative Zusammensetzung der Langsu-Formation und des Valdres-Sparagmites (Typ Olefjell) geben die röntgenspektrographischen Bestimmungen für SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (total) und CaO und die flammenphotometrischen Analysen für Na_2O und K_2O , die in Tabelle I zusammengefasst sind:

Tabelle I

Quantitative Bestimmung von SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (total) und CaO mit Hilfe des Röntgen-Fluoreszenz-Spektrographen. Die Werte für Na_2O und K_2O sind flammenphotometrisch bestimmt. (Angaben in Gew. %).

1. Langsu-Formation:

Probe Nr.	617	620a	620b	621	622
SiO_2	72	72	47	52	72
TiO_2	0.33	0.71	5.0	2.0	0.65
Al_2O_3	13	12	11	13	13
Fe_2O_3 (total)	4.2	7.9	20.3	14.2	6.3
CaO	0.82	5.5	6.2	4.5	3.8
Na_2O	2.2	3.3	1.6	2.3	3.3
K_2O	4.5	0.8	1.1	2.4	1.6
Summe	97.05	102.21	92.2	90.4	100.65

Lokalität: söndre Langsuen.

2. Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell):

Probe Nr.	344	345	346	348	349
SiO_2	72	76	70	71	74
TiO_2	0.24	0.48	0.62	0.23	0.22
Al_2O_3	15	14	16	14	14
Fe_2O_3 (total)	4.0	3.9	5.3	3.3	3.0
CaO	0.36	0.94	0.90	2.1	0.83
Na_2O	2.3	1.4	1.4	2.1	2.2
K_2O	4.4	3.8	5.1	4.3	4.3
Summe	98.30	100.52	99.32	97.03	98.55

Lokalität: Olefjell.

Aus dieser Tabelle geht hervor, dass die Langsu-Formation sehr heterogen zusammengesetzt ist. Das ist ein Resultat, das schon von den Dünnschliffuntersuchungen her bekannt ist (vgl. S. 73). Die Probe 617 entspricht dem Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) und zeigt eine annähernd granitische Zusammensetzung. Die Proben 620a und 622 stellen plagioklas- und epidotreiche Sparagmite dar, und entsprechen den Gesteinen, die auf Seite 74 unter Absatz

1b aufgeführt sind. Sie führen viel CaO und Na₂O und wenig K₂O, da Mikroklin und Perthite dort fehlen. Die Proben 620b und 621 fallen völlig aus dem Rahmen. Diese Gesteine stellen die auf Seite 73, Absatz 1a, beschriebenen Muskovit-Epidot-Aktinolith-Schiefer mit klastischen Hornblenden dar und haben eine annähernd gabbroide Zusammensetzung. Im Vergleich zu einem Gabbro ist der TiO₂- und Fe₂O₃-Gehalt zu hoch und der Al₂O₃- und CaO-Gehalt zu niedrig. Ein beträchtlicher MgO-Gehalt, der in der Tabelle nicht aufgeführt ist, muss vorhanden sein, da die Summe der angegebenen Oxyde nur etwas über 90 % beträgt. Diese für die Langsu-Formation typischen Gesteine sind demnach aus Gabbro-Detritus bestehende umgewandelte Sedimente.

Der Typ Olefjell hat eine annähernd granitische Zusammensetzung. Der SiO₂-Gehalt liegt dabei etwas höher und der CaO- und Na₂O-Gehalt etwas niedriger als bei einem Granit.

Die Fehlergrenze dieser Analysen liegt für SiO₂, Na₂O und K₂O bei etwa ± 3 % (relativ), für TiO₂, CaO und Al₂O₃, Fe₂O₃ (total) bei 5 % bzw. 10 % (relativ). Die nicht bestimmten Oxyde (MgO, MnO, H₂O, P₂O₅, CO₂) dürften bei allen Proben mit Ausnahme der Proben 620b und 621, die besonders viel MgO führen müssen, etwa 2 % ausmachen. Der absolute Gesamtfehler beträgt demnach meist ± 2 %, selten bis ± 4 %.

Aus diesen Analysen lässt sich ein grober Überblick über den modalen Mineralbestand ausrechnen, der in Tabelle II wiedergegeben ist.

Die Fehlergrenze für diese Berechnungen ergibt sich einerseits aus der Fehlergrenze der röntgenspektrographischen Analysen, andererseits daraus, dass das Verhältnis zwischen Kalifeldspat und Serizit und der CaO-Gehalt zwischen Epidot/Zoisit und Aktinolith aufgeteilt wurde. Der Epidot-Gehalt ist bei der Berechnung generell etwas zu niedrig angegeben, da nur Al₂O₃ und nicht auch Fe₂O₃ berücksichtigt wurde. In der Probe 348 ist der Epidot-Gehalt etwas zu hoch angegeben, da Spuren von Calcit, die im Dünnschliff beobachtet werden können, nicht berechnet wurden. In den Proben 620b und 621 wurde beim Aktinolith das Verhältnis zwischen FeO und MgO mit 1:1 angenommen, in den anderen Proben nur MgO berücksichtigt.

Der angegebene Albit-Gehalt liegt generell zu hoch, da alles Na₂O auf Albit umgerechnet wurde. Die Werte für Kalifeldspat sind deshalb etwas zu niedrig. Anorthit wurde nicht berücksichtigt, da die Plagioklase nur Albite und Oligoklase darstellen. Die Akzessorien entsprechen der Differenz zwischen der Summe der anderen Minerale und 100. Die Probe 620a hat wegen der ungenauen röntgenspektrographischen Analyse (vgl. Tabelle I) eine höhere Summe als 100. Angaben über die Akzessorien fehlen deswegen dort. Als Akzessorien treten vor allem Erze auf.

Tabelle II

Berechnung des modalen Mineralbestandes aufgrund der röntgenspektrographischen Analysen und der mikroskopischen Untersuchungen (Bestimmung von Quarz, Kalifeldspat, Albit, Serizit/Muskovit, Epidot, Aktinolith. Akzessorien).

Angaben in Gew. %.

1. *Langsu-Formation:*

Probe Nr.	617	620a	620b	621	622
Quarz	41.2	43.3	11.2	13.8	39.7
Kalifeldspat	13.5	—	—	—	—
Albit	18.4	27.8	13.7	19.5	27.8
Serizit/Muskovit	18.4	6.5	9.6	20.0	13.6
Epidot	3.1	19.6	5.6	3.7	13.0
Aktinolith	—	4.8	37.2	26.6	3.3
Akzessorien	5.4	+	22.7	16.4	2.6

Lokalität: söndre Langsuen.

2. *Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell):*

Probe Nr.	344	345	346	348	349
Quarz	41.2	52.2	41.1	40.7	42.4
Kalifeldspat	11.2	11.2	8.3	12.9	18.4
Albit	19.5	11.7	11.7	17.9	19.6
Serizit/Muskovit	20.8	15.9	30.4	17.6	10.1
Epidot	1.8	3.6	3.6	8.4	3.2
Aktinolith	—	—	—	—	—
Akzessorien	5.5	5.4	4.9	2.5	6.3

Lokalität: Olefjell.

Obwohl diese Berechnungen nur angenähert die wahren Verhältnisse wiedergeben können, so lässt sich doch ein grober Überblick gewinnen. Die Langsu-Formation enthält Gesteine, die einerseits viel Aktinolith und viel Erz und wenig Quarz führen (Gabbro-Detritus-Sedimente), andererseits ausgesprochen plagioklas- und epidotreich sind. Kalifeldspat fehlt in diesen beiden Gesteinstypen. Daneben kommen in der Langsu-Formation Gesteine vor, die dem Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) gleichen (Probe Nr. 617). Der Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) fällt durch seinen niedrigen Quarz-Gehalt und den relativ hohen Epidot-Gehalt auf. Aktinolith fehlt dort.

Petrographischer Vergleich mit dem
Valdres-Sparagmit von Mellane.

Der Hauptunterschied zwischen den Sparagmiten von Mellane und den Sparagmiten zwischen Bitihorn und Langsuen liegt im Metamorphosegrad.

Die Sparagmite von Mellane zeigen vorwiegend eine Serizit-Chlorit-Neubildung, während die Sparagmite zwischen Bitihorn und Langsuen neugebildeten Muskovit, Serizit, Epidot, Aktinolith und Plagioklas (Albit-Oligoklas) führen.

Ein Vergleich zwischen den röntgenspektrographischen Analysen zeigt folgendes Bild (vgl. Tabelle III):

Tabelle III

Durchschnittliche Gehalte von SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (total), CaO , Na_2O und K_2O des Valdres-Sparagmites (Typ Rundemellen, Typ Rabalsmellen + Typ Rognslifjell, Typ Olefjell) und der Langsu-Formation (a: Plagioklas- und epidotreiche Sparagmite, b: Gabbro-Detritus-Sedimente). Angaben in Gew. %.

	Typ Rabalsmellen +			Langsu- Formation ⁴⁾	
	Typ Rundemellen ¹⁾	Typ Rognslifjell ²⁾	Typ Olefjell ³⁾	a	b
SiO_2	85.6	77.5	72.5	72.0	49.5
TiO_2	0.62	0.37	0.35	0.68	3.5
Al_2O_3	10.1	12.9	14.3	12.5	12.0
Fe_2O_3 (total)	1.77	2.85	3.95	7.1	17.25
CaO	0.04	0.14	0.99	4.65	5.35
Na_2O	0.25	1.89	1.93	3.30	1.95
K_2O	4.05	4.60	4.40	1.20	1.75

1) Lokalität: westlich Skarvemellen.

2) Lokalitäten: Rabalsmellen und Rognslifjell.

3) Lokalität: Olefjell.

4) Lokalität: söndre Langsuen.

Der SiO_2 -Gehalt ist beim Typ Rundemellen am höchsten, danach folgen die Typen Rabalsmellen und Rognslifjell, der Typ Olefjell, die plagioklas- und epidotreichen Sparagmite der Langsu-Formation und zuletzt die Gabbro-Detritus-Sedimente. Der TiO_2 -Gehalt ist uncharakteristisch, es sei lediglich auf den hohen TiO_2 -Gehalt der Gabbro-Detritus-Sedimente hingewiesen. Al_2O_3 verhält sich bei den einzelnen Typen des Valdres-Sparagmites umgekehrt proportional zum SiO_2 -Gehalt. In der Langsu-Formation ist der Al_2O_3 -Gehalt uncharakteristisch. Fe_2O_3 steigt gleichmässig an vom Typ Rundemellen bis zu den Gabbro-Detritus-Sedimenten. Besonders interessant ist der CaO -Gehalt. Er steigt beim Typ Olefjell plötzlich an und erreicht über 5 % bei den Gabbro-Detritus-Sedimenten. Na_2O hat extrem niedrige Werte beim Typ Rundemellen und den höchsten Wert bei den plagioklas- und epidotreichen Sparagmiten der Langsu-Formation. Der K_2O -Gehalt ist in der Langsu-Formation sehr niedrig.

Diese Unterschiede sind sicher primär bedingt und ein Zeichen für ein unterschiedliches klastisches Ausgangs-Material.

Bei einem Vergleich der einzelnen Minerale in den verschiedenen Gesteinstypen des Valdres-Sparagmites und der Langsu-Formation ergibt sich folgender Überblick (vgl. Tabelle IV):

Tabelle IV

Durchschnittlicher modaler Mineralbestand (Quarz, Kalifeldspat, Albit, Serizit/Muskovit, Epidot, Aktinolith und Akzessorien) des Valdres-Sparagmites (Typ Rundemellen, Typ Rabalsmellen + Typ Rognslifjell, Typ Olefjell) und der Langsu-Formation (a: Plagioklas- und epidotreiche Sparagmite, b: Gabbro-Detritus-Sedimente). Angaben in Gew. %.

	Typ			Langsu-Formation ⁴⁾	
	Typ Rundemellen ¹⁾	Typ Rabalsmellen + Rognslifjell ²⁾	Typ Olefjell ³⁾	a	b
Quarz	68.7	48.8	43.2	41.5	12.5
Kalifeldspat	17.2	17.2	12.6	—	—
Albit	2.2	16.1	16.5	27.8	16.6
Serizit/Muskovit	9.6	14.0	18.9	10.0	14.8
Epidot	—	—	3.9	16.3	4.6
Aktinolith	—	—	—	4.0	31.9
Akzessorien	2.3	3.6	5.0	1.3	19.5

1) Lokalität: westlich Skarvemellen.

2) Lokalitäten: Rabalsmellen und Rognslifjell.

3) Lokalität: Olefjell.

4) Lokalität: söndre Langsuen.

Wichtig hierbei sind die niedrigen Quarz-Gehalte in den Typen Rabalsmellen und Rognslifjell, dem Typ Olefjell und der Langsu-Formation. Es sei ausserdem auf das Fehlen von Kalifeldspat in der Langsu-Formation, den niedrigen Albit-Gehalt im Typ Rundemellen und den hohen Albit-Gehalt der Langsu-Formation (a), das Auftreten von Epidot im Typ Olefjell und auf den teils sehr hohen Epidot-, Aktinolith- und Akzessorien-Gehalt der Langsu-Formation hingewiesen.

Auch hierdurch kommt der Unterschied des klastischen Ausgangsmaterials gut zum Ausdruck.

Die Grenze zwischen dem Valdres-Sparagmit von Mellane (Typ Rundemellen, Typ Rabalsmellen und Rognslifjell) und dem Valdres-Sparagmit zwischen Bitihorn und Langsuen (Typ Olefjell und Langsu-Formation) liesse sich somit mit der Süd-Grenze der epidotführenden Sparagmite gleichsetzen.

Um diese Grenze zu finden, wurden von allen grösseren Valdres-Sparagmit-

Vorkommen zwischen Olefjell im N und Mellane im S Proben eingesammelt und mikroskopiert. Bei der Mikroskopie zeigte es sich, dass die Verhältnisse nicht ganz so einfach sind, da nämlich auch epidotführende Gesteine neben epidotfreien Gesteinen im Typ Olefjell vorkommen. Da aber ein deutlicher Unterschied zwischen den Sparagmiten aus dem Raume Bitihorn—Langsuen und den Sparagmiten von Mellane vorhanden ist, soll doch eine Grenze zwischen diesen Sparagmiten angegeben werden (vgl. kleine geologische Karte im Anhang).

Diese Grenze stützt sich auf die Beobachtungen im Gelände und auf die Mikroskopie. Es ist sehr schwierig, diese Grenze ohne genaue tektonische Untersuchungen festzulegen. Ausserdem ist der Charakter dieser Grenze nicht bekannt, da nicht feststeht, ob diese Sparagmite sedimentär ineinander übergehen oder eventuell tektonisch voneinander getrennt sind. Das grosse Unterschiede vorhanden sein müssen, zeigt ausser den chemischen und petrographischen Daten auch die Stratigraphie. Denn bei Mellane ist z.B. kein Konglomeratzug von der Mächtigkeit des Bygdin-Konglomerates bekannt, ausserdem fehlen bei Mellane Gabbro-Detritus-Sedimente. Auch ist die Stratigraphie der Mellsenn-Gruppe anders als die Stratigraphie der entsprechenden Quarzite und Schiefer zwischen Fleinsendin und Beitostølen.

HERKUNFT DES MATERIALS

Die Geröllkomponenten des Bygdin-Konglomerates (Quarzite, Rhyolite, Granite, Granodiorite, Granitporphyre, Pegmatite und Aplite) lassen als Liefergebiet an das südnorwegische Präkambrium denken. Wichtig ist hierbei, dass kein Geröll mit den für die Jotun-Eruptiva charakteristischen Mesoperthiten gefunden wurde. Die Herkunft der Epidosite ist unbekannt. Die Mesoperthite aus dem Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) könnten von den Jotun-Eruptiva stammen. Aber das ist sehr fraglich, da andere Perthit-Sorten wesentlich häufiger und auch charakteristischer für den Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) sind.

Das Material der plagioklas- und epidotreichen Sparagmite und der Gabbro-Detritus-Sedimente der Langsu-Formation muss eine andere Herkunft als das Material des übrigen Valdres-Sparagmites (zwischen Bygdin und Mellane) haben. Man könnte hierbei an die nordwestlich und nördlich von Langsuen vorkommenden Gabbros der Jotun-Eruptiva denken. Dabei stört aber, dass die Plagioklase der Langsu-Formation Albite oder Oligoklase sind und basischere Plagioklase niemals gefunden wurden.

STRATIGRAPHISCHE PROBLEME

Da nicht eindeutig bewiesen werden kann, dass der Valdres-Sparagmit zwischen Bitihorn und Langsuen ebenso wie bei Mellane über grosse Strecken hin überkippt liegt, ist es sehr schwierig, ein stratigraphische Abfolge aus diesem Raum aufzustellen. Es kann deshalb hier nur eine Stratigraphie gegeben werden, die aufgrund der bisher zusammengestellten Beobachtungen am wahrscheinlichsten ist und sich nur auf das näher bekannte Gebiet zwischen Skyrifjell im W und Olefjell im E bezieht (vgl. geologische Karte im Anhang).

Für eine Überkippung des Valdres-Sparagmites (Typ Olefjell) in diesem Raum sprechen folgende Tatsachen:

Der Valdres-Sparagmit liegt an vielen Stellen eindeutig sedimentär auf Quarziten und Schiefen, die trotz einer abweichenden Stratigraphie regionalgeologisch mit der Mellsenn-Gruppe parallelisiert werden können.

Der Valdres-Sparagmit liegt inklusive dieser Quarzite und Schiefer allochthon auf den Phylliten oder auf anderen Quarziten und Schiefen.

Der Valdres-Sparagmit zeigt an einigen Stellen eine gut erhaltene, überkippte Kreuzschichtung (vgl. S. 79 und J. R. Hossack 1965), die ohne jeden Zweifel beweist, dass zumindest manchmal eine Überkippung vorliegt.

Als Schwierigkeiten für diese Deutung treten isoklinale Falten (im Meter-Bereich) im Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) hinzu, die zeigen, dass das Bild komplizierter ist und dass auch normal liegende Anteile im Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) anzutreffen sind. Die Schichten streichen aber über weite Strecken hin sehr grob gesehen in ost-westlicher Richtung und fallen mit einer erstaunlichen Monotonie in nördliche Richtungen ein, so dass grössere Falten, die eine Wiederholung der Schichtfolge und eine grosse, im Gelände sichtbare Faltenumbiegung zur Folge haben müssten, unwahrscheinlich sind.

Da daher regionalgeologisch gesehen die Situation zwischen Skyrifjell und Olefjell mit der Situation bei Mellane verglichen werden kann und es sich bei dem Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) trotz Unterschieden im klastischen Material und einer unterschiedlichen Stratigraphie grundsätzlich um das gleiche Sediment wie bei Mellane handelt, ist es die beste Erklärungsmöglichkeit, für den Valdres-Sparagmit zwischen Skyrifjell und Olefjell ebenfalls ein eokambisches Alter und eine überkippte Lagerung anzunehmen.

Daraus geht hervor, dass eine stratigraphische Abfolge (vgl. Abb. 11) aus diesem Raume folgendes Aussehen hat:

Am ältesten ist das Bygdin-Konglomerat, darüber folgt der Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell), der im Hangenden einen dünnen Konglomeratzug oder auch nur grobkörnige Partien zeigt, und zuletzt folgen Quarzite und Schiefer, die mit der Mellsenn-Gruppe parallelisiert werden können.

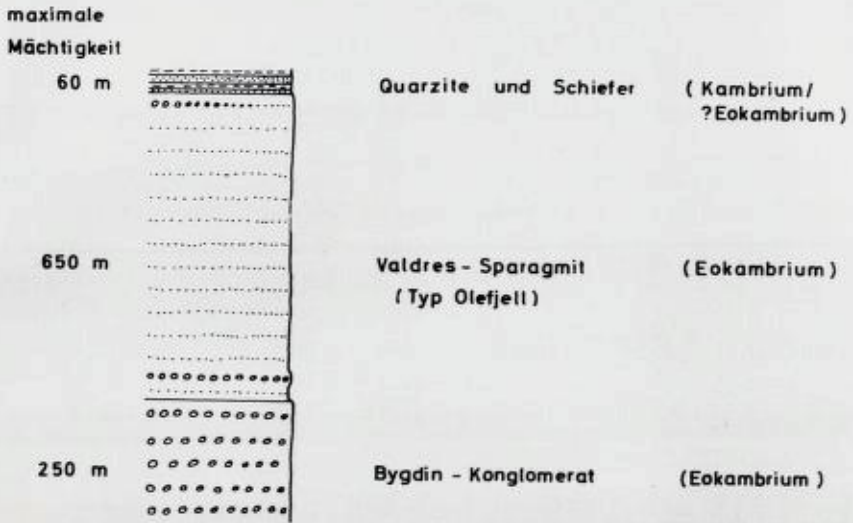


Abb. 11: Stratigraphische Tabelle aus der Umgebung zwischen Skyrifjell und Olefjell.

Wie die Verhältnisse zwischen Olefjell und Langsuen sind, kann nicht genau gesagt werden, da dieses Gebiet nicht so gut untersucht wurde. Es ist aber sehr wahrscheinlich, dass die Langsu-Formation, die topographisch auf dem Bygdin-Konglomerat liegt, den ältesten Anteil der gesamten Abfolge zwischen Bitihorn und Langsuen darstellt. Dafür spricht auch, dass die älteren Anteile des Valdres-Sparagmites bei Mellane (Typ Rabalsmellen und Typ Rognslifjell) wesentlich quarzärmer als die jüngeren sind (s. Tabelle IV) und dass in der Mitte der gesamten Sparagmit-Abfolge bei Mellane ein markanter Konglomeratzug (Konglomerat 1) liegt. Beide Tatsachen gelten auch für die nördlichen Bereiche: Die Langsu-Formation ist quarzärmer als der Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) und dazwischen liegt das Bygdin Konglomerat.

Der Valdres-Sparagmit zwischen Bitihorn und Langsuen könnte demnach den überkippt liegenden Flügel einer riesigen liegenden Falte darstellen.

Mit diesen Überlegungen lässt sich gut vereinbaren, dass der Valdres-Sparagmit (Typ Olefjell) von dem Valdres-Sparagmit (Typ Rabalsmellen und Typ Rognslifjell) durch eine Überschiebung getrennt sein könnte.

Auch dafür gibt es Anhaltspunkte. Denn es wurde eine Überschiebung mit typischen glasigen Myloniten innerhalb des Valdres-Sparagmites nördlich des W-Endes von Olevatn und bei Mellbysfjell gefunden (vgl. S. 83). Diese Überschiebung schliesst sich mit erstaunlicher Konsequenz an die S-Grenze des Valdres-Sparagmites (Typ Olefjell) an und könnte die gesuchte Überschiebung

darstellen (vgl. kleine geologische Karte). An der S-Grenze des Typs Olefjell wurde in den Bereichen zwischen Brummefjell, Kjölfjell und Gravfjell allerdings nie eine Mylonitzone gefunden. Ausserdem unterscheiden sich die Valdres-Sparagmit-Vorkommen von Mellbysfjell oberhalb und unterhalb der Überschiebung nicht voneinander. Beide Sparagmite sind extrem deformiert und epidotfrei. Es ist deshalb fraglich, ob dieser Überschiebung eine grössere Bedeutung zukommen kann.

Zusammenfassend gesagt sind die Ähnlichkeiten mit der Situation bei Mellane so gross, dass eine überkippte Lagerung des Valdres-Sparagmites in dem Bereich zwischen Skyrifjell und Olefjell angenommen werden kann. Es ist ausserdem schwierig, die vorliegenden Tatsachen mit einer durchgehend normalen Lagerung zu erklären.

Um diese Deutung zum Ausdruck zu bringen, sind auf der im Anhang zu findenden geologischen Karte sämtliche Streich- und Fallzeichen im Valdres-Sparagmit überkippt eingezeichnet. Das bedeutet aber nicht, dass nicht auch an einigen Stellen normal liegende Anteile im Valdres-Sparagmit vorkommen können, die durch eine enge Isoklinalfaltung bedingt sein müssten. Die Streich- und Fallzeichen in den anderen Gesteinen können sich sowohl auf eine überkippte als auch auf eine normale Lagerung beziehen, da die Verhältnisse dort nicht näher untersucht wurden.

LITERATURVERZEICHNIS

Abkürzungen: N.G.U. Norges Geologiske Undersökelse.

N.G.T. Norsk Geologisk Tidsskrift.

- Bartb, T. F. W.*, 1938. Progressive metamorphism of sparagmite rocks of southern Norway. N.G.T. 18, S. 54-65.
- Bjørlykke, K. O.*, 1905. Det centrale Norges fjeldbygning. N.G.U. 39. S. 1-595.
- Bugge, C.*, 1954. Den kaledonske fjellkjede i Norge. N.G.U. 189. 79 S.
- Burri, C. und Niggli, P.*, 1945. Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Tabellen der 1000-fachen Äquivalentzahlen der wichtigsten, gesteinsbildenden Oxyde. Publ. Stiftg. «Vulkaninstitut Immanuel Friedländer», Nr. 3. Gugenbühl und Huber, Zürich. S. 624-654.
- Coldschmidt, V. M.*, 1916 a. Geologisch-Petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens (IV). Übersicht über die Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. Vid. Selsk. Skr. Math.Nat.Kl., No. 2. 140 S.
- 1916 b. Konglomeraterne inden høifjeldskvartsen. N.G.U. 77. 61 S.
- Holteabl, O.*, 1944. On the Caledonides of Norway. Vid. Akad. Skr. No. 1. 31 S.
- 1960. Geology of Norway. N.G.U. 208. 540 S.
- Hossack, J. R.*, 1965. Structural analysis of the Bygdin area, Southern Norway. Unpubl. Ph. D. Thesis, Univ. Edinburgh. 88 S.

- Kulling, O.*, 1961. On the age and tectonic position of the Valdres sparagmite. Geol. Fören. Förhandl. 83, H. 2. S. 210-214.
- Loeschke, J.*, 1968. Zur Stratigraphie und Petrographie des Valdres-Sparagmites und der Mellenn-Gruppe bei Mellane/Valdres (Süd-Norwegen). N.G.U. 243A.
- Nickelsen, R. P.*, 1968. The structure of Mellane and Heggeberg, Valdres. N.G.U. 243C.
- Oftedal, Chr.*, 1961. On the genesis of the gabbroic rock bodies of the Norwegian Caledonides. Bull. Geol. Inst. Uppsala, Vol. 40. S. 87-94.
- Sbrock, R. P.*, 1948. Sequence in layered rocks. McGraw Hill, New York. 507 S.
- Skjerlie, F. J.*, 1957. Geological investigations between Fjærlandsfjord and Sogndalsdalen, Sogn, Western Norway. Univ. Bergen Arbok, Naturv. rekke, Nr. 10. 67 S.
- Skjeseth, S.*, 1963. Contributions to the geology of the Mjøsa districts and the classical sparagmite area in Southern Norway. N.G.U. 220. 126 S.
- Strand, T.*, 1938. Nordre Etnedal. N.G.U. 152. 71 S.
- 1940. Oversikt over fjellbygningen i Nordre Gudbrandsdalen. N.G.T. 20. S. 271-274.
- 1951 a. The Sel and Vågå map areas. N.G.U. 178. 117 S.
- 1951 b. Slidre. N.G.U. 180. 54 S.
- 1959. Valdres-sparagmittens stratigrafiske stilling. N.G.U. 205. S. 184-198.
- 1961. The Scandinavian Caledonides. A review. Am. Journ. Science., Vol. 259. S. 161-172.
- 1962. On the age and tectonic position of the Valdres sparagmite. Geol. Fören. Förhandl. 84. S. 230-231.
- 1964. Otta-dekket og Valdres-gruppen i strøkene langs Bøverdalen og Leirdalen. N.G.U. 228. S. 280-288.
- Tröger, W. E.*, 1955. Optische Eigenschaften und Bestimmung der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale. In: Freund, H. Handbuch der Mikroskopie in der Technik IV, 1. Umschau Verlag, Frankfurt am Main. S. 51-319.

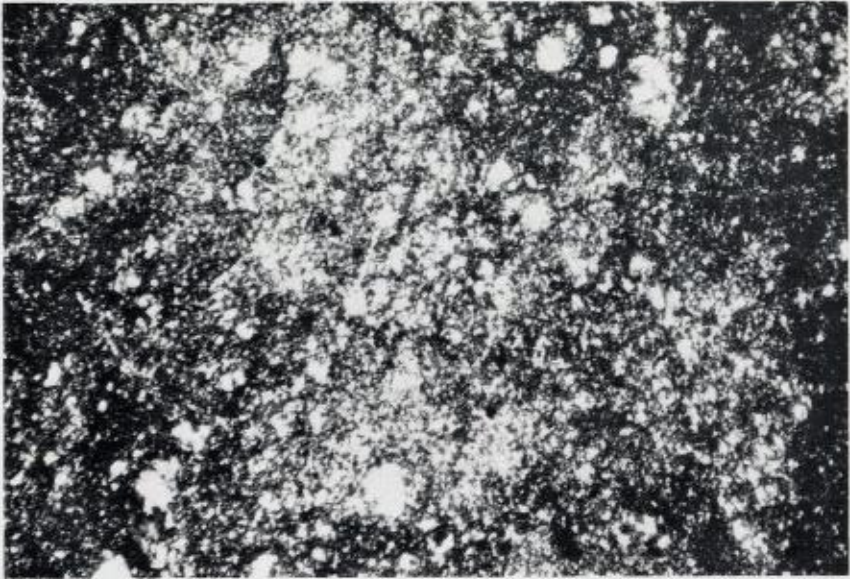


Abb. 5: Glasiger Mylonit von der Überschiebung zwischen den Jotun-Eruptiva und dem Valdres-Sparagmit südwestlich Bitihorn.
Gekreuzte Nicols. Vergrößerung: 40 fach.

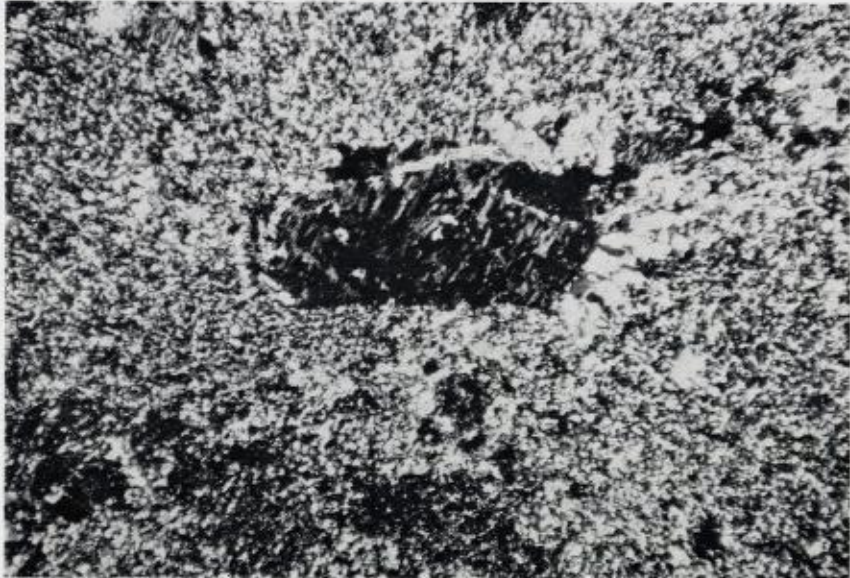


Abb. 6. Rhyolit. Geröll aus dem Bygdin-Konglomerat bei Fjelltjernet.
Gekreuzte Nicols. Vergrößerung: 40 fach.

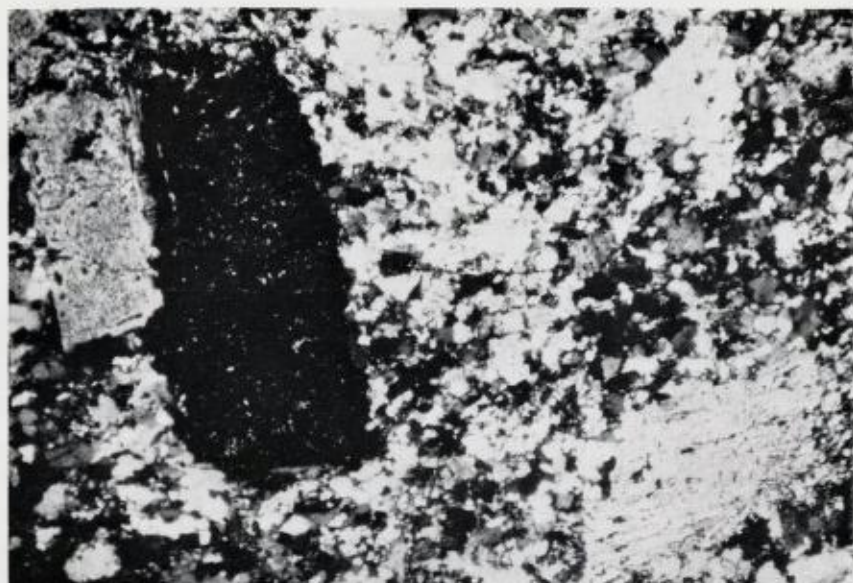


Abb. 7: Granitporphyr. Geröll aus dem Bygdin-Konglomerat bei Fjelltjernet.
Gekreuzte Nicols. Vergrößerung: 40 fach.

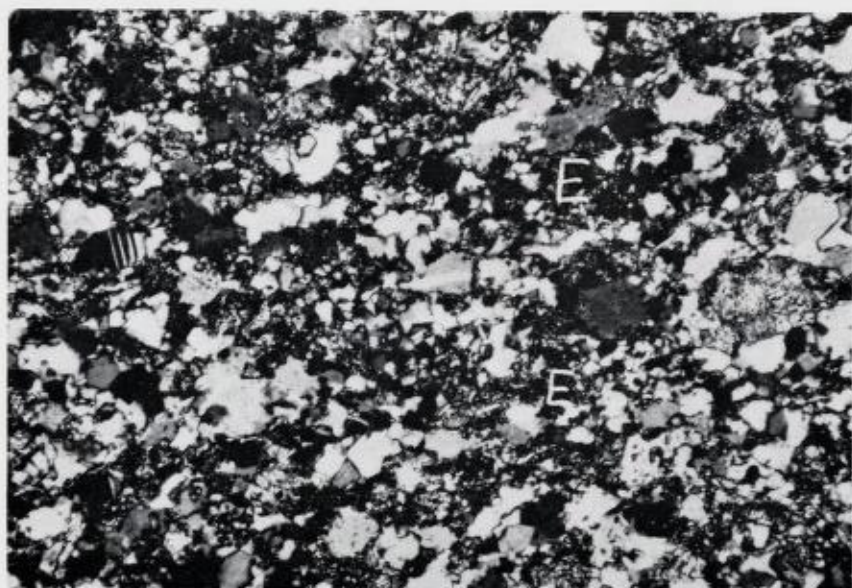
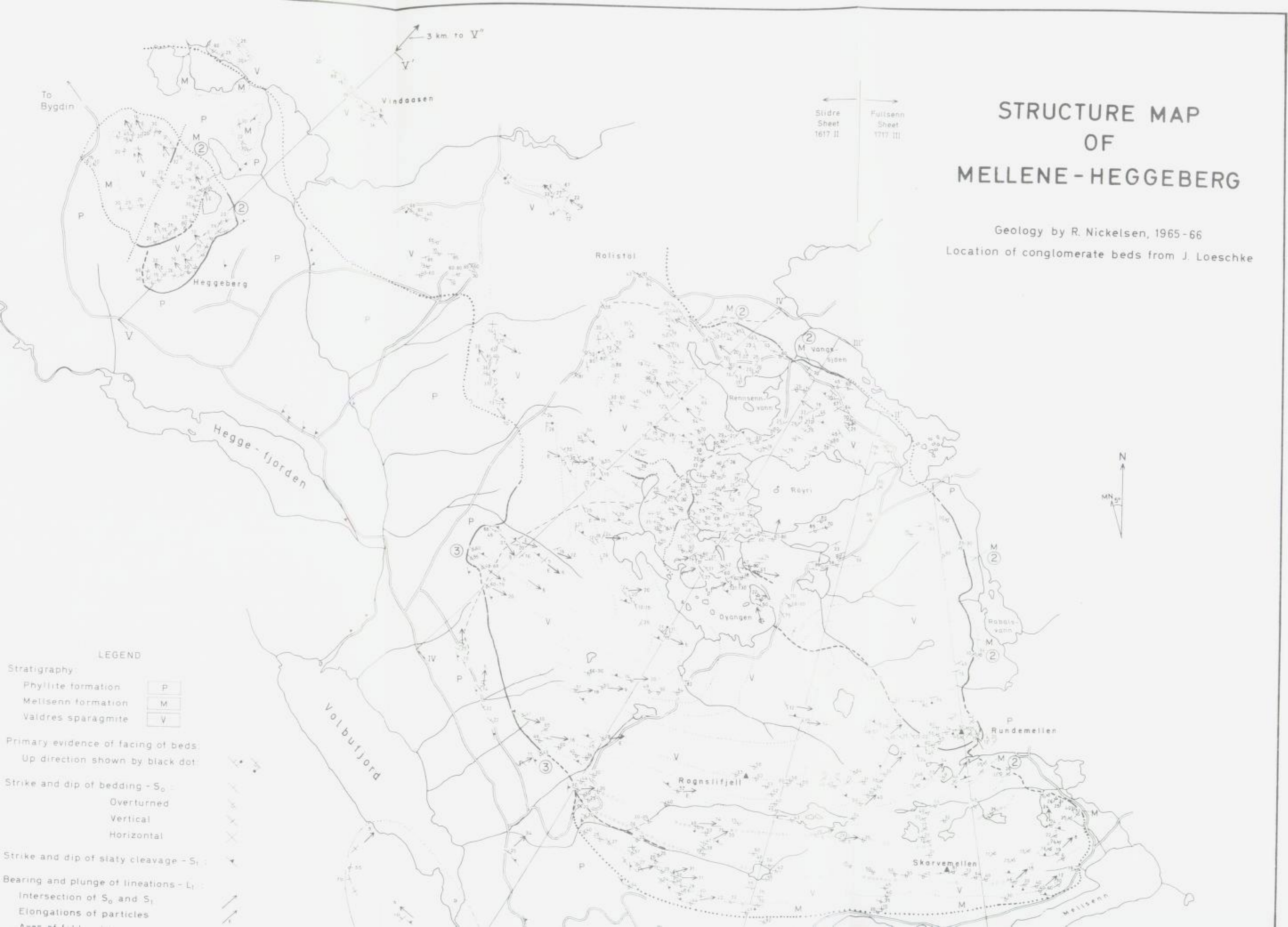


Abb. 8: Plagioklasförender Epidosit. Geröll aus dem Bygdin-Konglomerat bei
Fjelltjernet. E Epidot.
Gekreuzte Nicols. Vergrößerung: 90 fach.

STRUCTURE MAP OF MELLENE-HEGGERBERG

Geology by R. Nickelsen, 1965-66
 Location of conglomerate beds from J. Loeschke



LEGEND

Stratigraphy:
 Phyllite formation P
 Mellisenn formation M
 Valdres sparagmite V

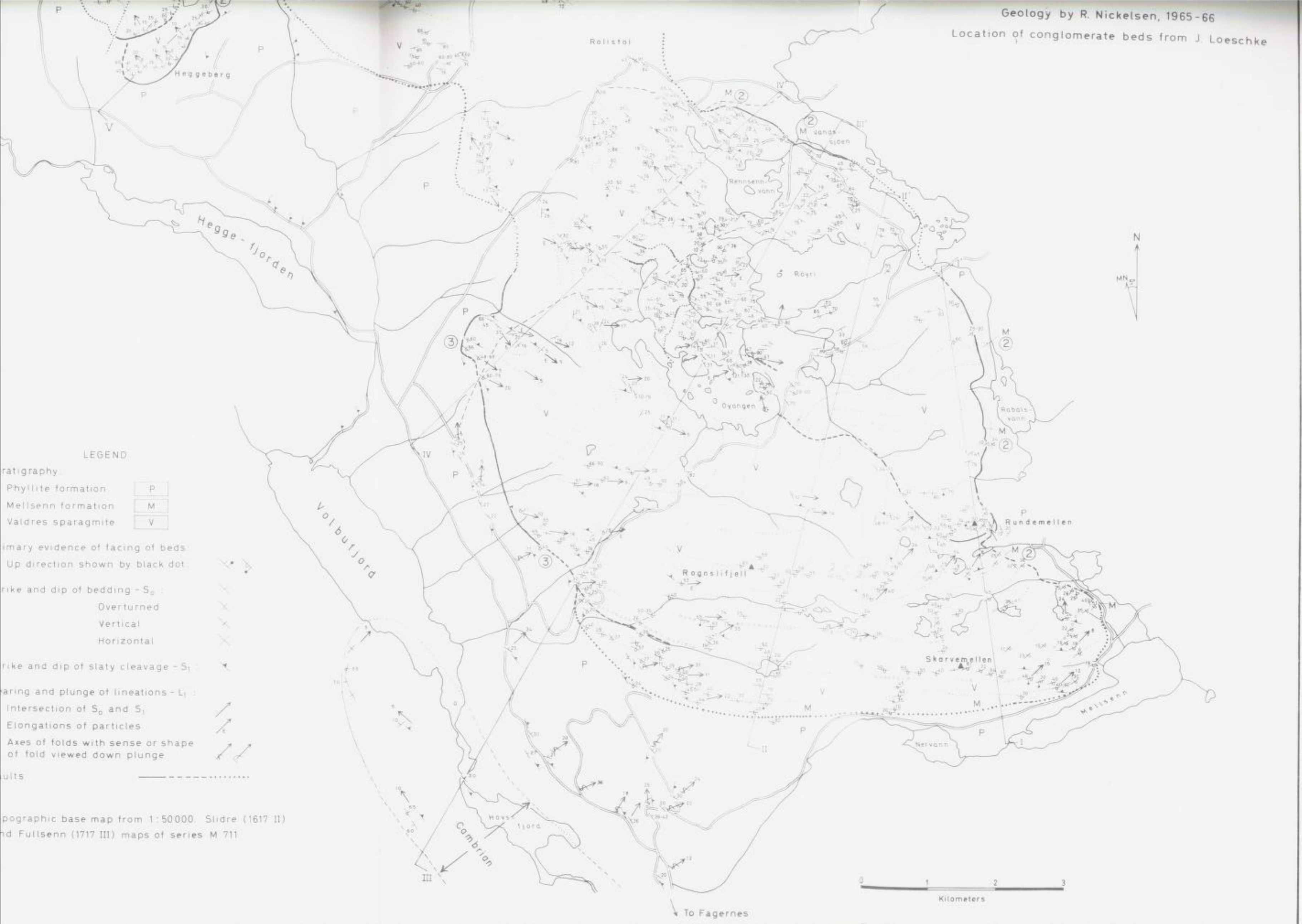
Primary evidence of facing of beds:
 Up direction shown by black dot

Strike and dip of bedding - S_0 :
 Overturned
 Vertical
 Horizontal

Strike and dip of slaty cleavage - S_1 :

Bearing and plunge of lineations - L_1 :

Intersection of S_0 and S_1 :
 Elongations of particles:



LEGEND

- Stratigraphy
- | | |
|--------------------|---|
| Phyllite formation | P |
| Mellsenn formation | M |
| Valdres sparagmite | V |
- Primary evidence of facing of beds
 Up direction shown by black dot
- Strike and dip of bedding - S_0 :
- Overturned
 - Vertical
 - Horizontal
- Strike and dip of slaty cleavage - S_1 :
- Spacing and plunge of lineations - L_1 :
- Intersection of S_0 and S_1
- Elongations of particles
- Axes of folds with sense or shape of fold viewed down plunge
- Faults

Topographic base map from 1:50000. Slidre (1617 II) and Fullsenn (1717 III) maps of series M 711



Cambrion

To Fagernes

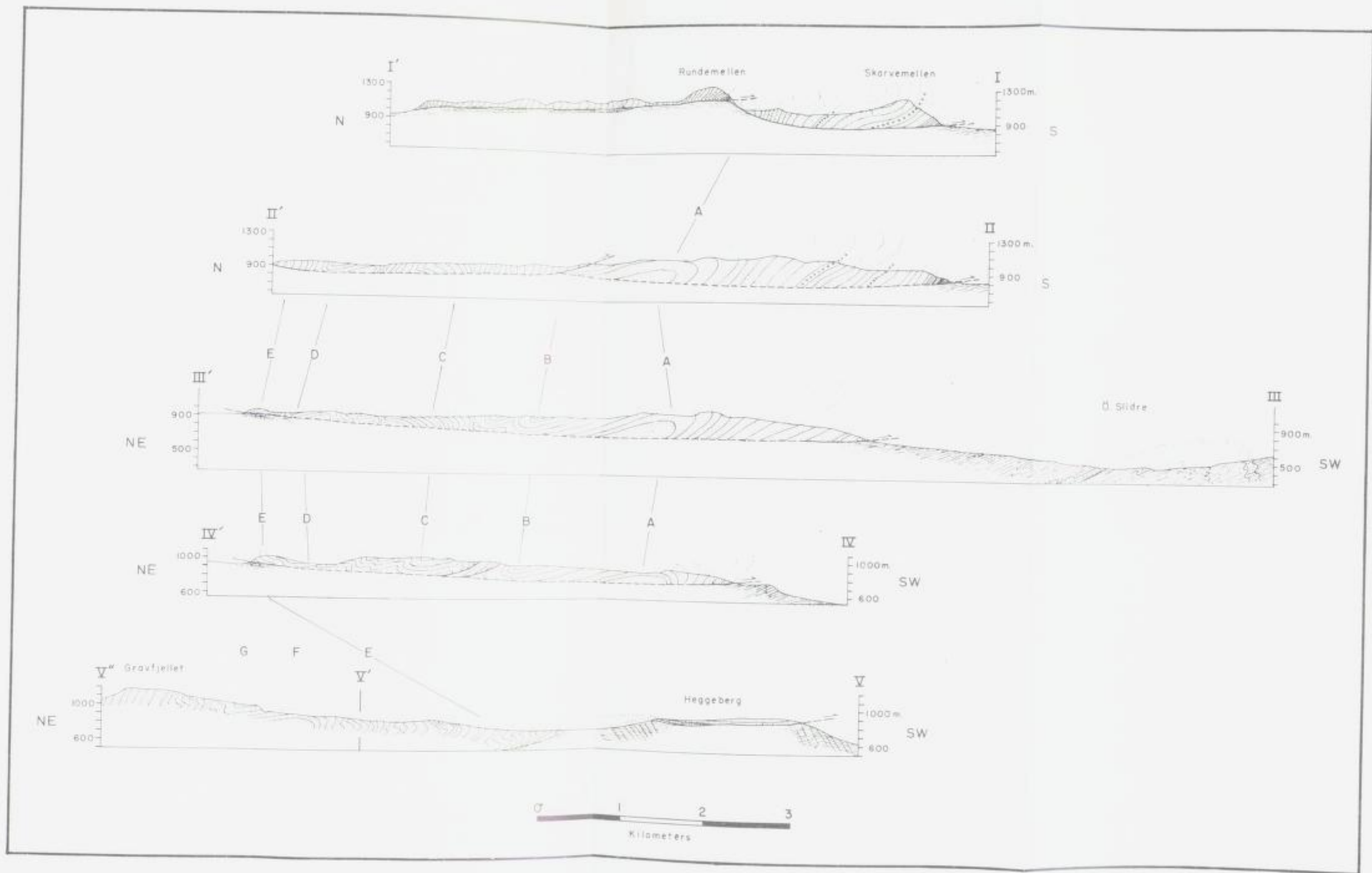


Fig. 11. Geologic structure sections (I—V)
 Letters A—G mark folds that can be traced throughout Mellene-Heggeberg