

# Zur Stratigraphie und Petrographie des Valdres-Sparagmites und der Mellsenn-Gruppe bei Mellane/Valdres (Süd-Norwegen)

von Jörg Loeschke.

## INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Zusammenfassung .....	5
Vorwort .....	7
Einleitung .....	8
Geographische Lage .....	9
Historischer Überblick .....	10
Problemstellung .....	13
Arbeitsmethoden .....	13
Stratigraphie und Petrographie .....	14
Der Valdres-Sparagmit .....	16
Typ Rabalsmellen .....	17
Typ Rognslifjell .....	18
Konglomerat 1 .....	24
Typ Rundemellen .....	25
Konglomerat 2 (mit Vulkaniten) .....	29
Konglomerat 3 (? Tillit) .....	29
Der Übergang zwischen dem Valdres-Sparagmit und der Mellsenn-Gruppe.....	31
Die Mellsenn-Gruppe .....	33
Mellsenn-Quarzit .....	34
Mellsenn-Dachschiefer .....	36
Mellsenn-«Blauquarz» .....	37
Mellsenn-Schiefer .....	39
Die Phyllite .....	40
Mylonite, tektonische Kontakte und Überschiebungen .....	41
Quantitative Angaben über den Valdres-Sparagmit .....	45
Herkunft des Materials und Ablagerungsraum des Valdres-Sparagmites .....	53
Vergleichende Stratigraphie und Altersfragen .....	59
Literaturverzeichnis .....	63
Anhang (1 Geologische Karte, 2 Profiltafeln, 1 Stratigraphische Tabelle).	

### Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird in Zusammenhang mit den tektonischen Ergebnissen von R. P. Nickelsen (s. S. 99) eine Stratigraphie und Petrographie des Valdres-Sparagmites und der Gesteine gegeben, die in der Literatur unter dem Namen «Mellsenn-Formation» bekannt sind. Die Untersuchungen gründen sich auf eine Kartierung

STATENS TEKNOLOGISKE INSTITUTT  
BIBLIOTEKEN

im Mass-Stab 1 : 12 500 und auf die Aufnahme von mehreren Profilen in der Umgebung von Mellane/Valdres.

Es wird die folgende Stratigraphie vorgeschlagen:

Mellsenn-Schiefer	Schiefer mit Graptolithen Schiefer mit Kalkknollen und Brachiopoden Schwarzer Schiefer	} 30 m	4a ? 3c
Mellsenn-«Blauquarz»			? Unter- Ordovizium
Mellsenn-Dachschiefer		60 m	? Kambrium/ Ordovizium
Mellsenn-Quarzit		50 m	} ? Eokambrium
Übergang zwischen Mellsenn-Quarzit und Valdres-Sparagmit	Rosa Sparagmit Grüngrauer Schiefer mit Quarzitlagen	} 60 m	
Konglomerat 3	(?Tillit)		0.5 — 3 m
Valdres-Sparagmit (Typ Rundemellen)		650 m	} Eokambrium
Darin enthalten:	Konglomerat 2	2 m	
Konglomerat 1		10 — 30 m	
Valdres-Sparagmit (Typ Rognslifjell)		1350 m	
Valdres-Sparagmit (Typ Rabalsmellen)		?1000 m	

Die Namen, die hierbei verwandt werden, sind mit Ausnahme der Konglomerate und der Übergangsschichten zwischen dem Mellsenn-Quarzit und dem Valdres-Sparagmit an Typuslokalitäten gebunden und beziehen sich auf lithostratigraphische Einheiten in der Grösse einer Formation. Es wird deshalb vorgeschlagen, den Begriff «Mellsenn-Formation» durch den Begriff «Mellsenn-Gruppe» zu ersetzen.

Für jede lithostratigraphische Einheit wird eine Feldbeschreibung und eine petrographische Beschreibung vorgenommen. Als Ergänzung zur Mikroskopie werden für den Valdres-Sparagmit die Ergebnisse quantitativer Untersuchungen mitgeteilt: Ätzen der Schriffe, Anfärben mit einer Natriumkobalt—(III)—nitrit-Lösung und Bestimmung des  $\text{Na}_2\text{O}$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehaltes mit Hilfe der Flammenphotometrie; Bestimmung von  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (total) und  $\text{CaO}$  mit dem Röntgen-Fluoreszenz-Spektrographen.

Es ergibt sich aus diesen Analysen, dass der Valdres-Sparagmit grob gesehen von unten nach oben an Quarz zunimmt und dementsprechend an Kali-Feldspat, Plagioklas und Matrix abnimmt, so dass die stratigraphisch tieferen Lagen meist Grauwacken darstellen und manchmal eine annähernd granitische Zusammensetzung besitzen, während in den jüngeren Anteilen Arkosen und feldspätische Sandsteine vorherrschen.

Als Sediment-Lieferant für das Material des Valdres-Sparagmites von Mellane wird aufgrund der petrographischen Untersuchungen das südnorwegische Präkambrium diskutiert.

Der Valdres-Sparagmit und die Teile der Mellsenn-Gruppe, die in sedimentärem Kontakt mit dem Valdres-Sparagmit stehen, sind durch eine weitreichende Überschiebung von den darunterliegenden Phylliten getrennt.

Die tektonische Deutung R. P. Nickelsens, der zufolge das S-Profil von Skarvellen der überkippte Teil einer grossen liegenden Falte ist, wird voll und ganz unterstützt. Es wird ein stratigraphischer Vergleich teils mit den Sparagmitvorkommen vom oberen Mjøsa-See und teils mit Sedimenten der Hardangervidda vorgeschlagen. Dieser Vergleich scheint die überkippte Lagerung bei Mellane zu bestätigen.

Der Valdres-Sparagmit ist weder ein Flysch noch ein Molasse-Sediment, sondern eine miogeosynklinale Sedimentfüllung der kaledonischen Geosynklinale. Der Valdres-Sparagmit wird für eokambrisch gehalten und befindet sich eindeutig in allochthoner Position. (vgl. O. Kulling 1961).

#### VORWORT

Die Möglichkeit, eine Arbeit über den Valdres-Sparagmit und die Mellsenn-Gruppe in Süd-Norwegen vorlegen zu können, verdanke ich der freundlichen Hilfe von Herrn Professor Dr. Chr. Oftedahl, der mir einen Arbeitsplatz an dem geologischen Institut der Technischen Hochschule Trondheim zu Verfügung stellte, und der Stiftung Volkswagenwerk, die mir durch ein Zweitstudien-Stipendium die Durchführung dieser Arbeit ermöglichte.

Herr Professor Dr. Chr. Oftedahl hat mich in jeder Weise, besonders durch die vielen interessanten, fachlichen Diskussionen unterstützt und mir viele Hinweise zur Förderung der vorliegenden Arbeit gegeben. Ich bin Herrn Professor Dr. Chr. Oftedahl dafür sehr dankbar. Auch für die Hilfe, die ich von Herrn Professor Dr. M. Richter und Herrn Professor Dr. K. R. Mehnert (Freie Universität Berlin) bei meinen Bemühungen um das Zweitstudien-Stipendium der Stiftung Volkswagenwerk erhalten habe, möchte ich mich herzlich bedanken. Im einzelnen wurde ich von vielen Seiten bei den Fragen, die während der Ausarbeitung der Ergebnisse auftraten, unterstützt. Herr Professor Dr. N. Spjeldnæs (Aarhus, Dänemark) übernahm durch die Vermittlung von Herrn Dr. G. Henningsmoen (Oslo) freundlicherweise die Bestimmung von einigen Brachiopoden. In den interessanten Diskussionen mit Herrn Professor Dr. T. Strand (Oslo) und Herrn Professor Dr. R. P. Nickelsen (Bucknell University, Pennsylvania) wurden viele Fragen berührt, die für den Fort-



gang der Arbeit sehr wesentlich waren. Auch hat mir Herr Professor Dr. T. Strand Luftbilder der Umgebung von Mellane freundlichst zu Verfügung gestellt. Mit der Veröffentlichung von Herrn Professor Dr. R. P. Nickelsen über die tektonische Situation bei Mellane ist diese Arbeit eng verknüpft.

Herr Dr. H. Carstens beriet mich in petrographischen Fragen und Herr I. Amanuensis R. Stokland bei den röntgenspektrographischen Analysen.

Durch die Hilfe von Herrn Konservator J. A. Dons (Oslo) war es mir möglich, einige Dünnschliffe von Telemark, Grönsennkniipa und den Jotun-Eruptiva kennenzulernen, und dadurch Vergleiche mit Geröllkomponenten von Mellane zu gewinnen. Herr Staatsgeologe F. Wolff von Norges Geologiske Undersökelse (Trondheim) war so freundlich, mir bei der Beschaffung von Kartenmaterial und Luftbildern behilflich zu sein. Die Anfertigung von mehreren Dünnschliffen und Erzpräparaten verdanke ich der Hilfe von Herrn A. Iversen und Herrn Bj. Frøseth. Eine chemische  $\text{SiO}_2$ -Analyse, die mit anderen Analysen als Vergleich für die röntgenspektrographischen  $\text{SiO}_2$ -Analysen herangezogen wurde, wurde von Frau A. K. Sele durchgeführt. Frau M. Frøseth übernahm freundlicherweise das Schreiben des Manuskriptes.

Für alle diese vielseitige Hilfe möchte ich mich herzlich bedanken.

#### EINLEITUNG

Da die stratigraphische und tektonische Position des Valdres-Sparagmites für die Deutung der Entstehungsgeschichte grosser Teile Jotunheimens von ausschlaggebender Bedeutung ist und in der bisher erschienenen Literatur Detailuntersuchungen des Valdres-Sparagmites hinsichtlich seiner genauen petrographischen Zusammensetzung und seiner stratigraphischen und tektonischen Stellung fehlten, erschien die Bearbeitung dieses Sedimentes besonders reizvoll. Es wird nämlich dadurch eine Überprüfung der Gedankengänge V. M. Goldschmidts (1916 b) und T. Strands (1940 etc.) ermöglicht und gleichzeitig neues Licht auf die tektonische Entwicklung Jotunheimens, die Herkunft des Materials des Valdres-Sparagmites und die möglichen Komplikationen in diesem Raum geworfen. Die vorliegende Arbeit kann zu der von T. Strand (in O. Holtedahl 1960) aufgestellten Theorie über das tektonische Geschehen in der Umgebung von Jotunheimen keine Stellung nehmen, sondern soll lediglich verdeutlichen, dass die Verhältnisse komplizierter sind als sie in der Literatur beschrieben werden und dass neue Überlegungen mit in die Betrachtung hineingezogen werden müssen. Sie soll vor allem auf die Komplikationen des Valdres-Sparagmites bei Mellane, die bisher nicht in dem Masse bekannt

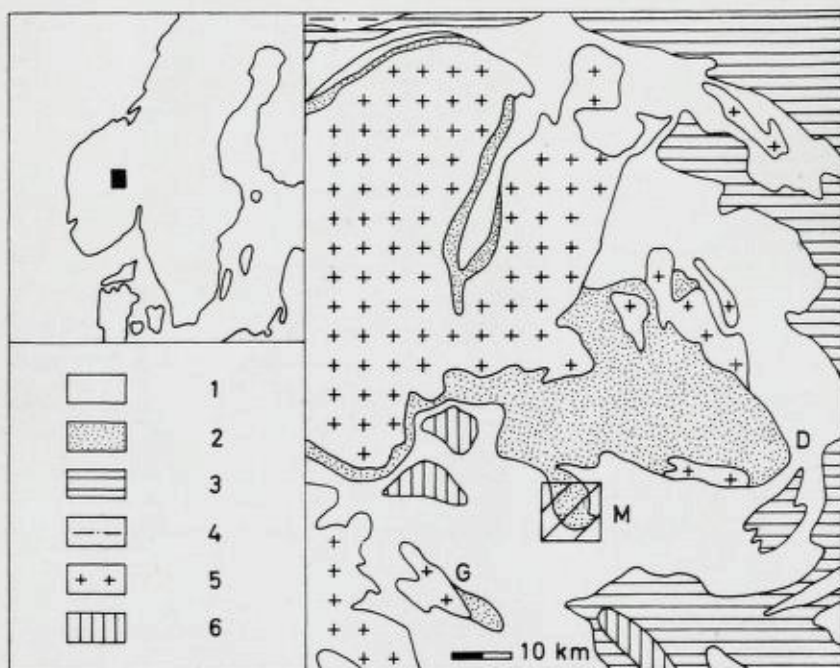


Abb. 1. Geologische und geographische Lage des Arbeitsgebietes.

1 Kambro-Silur, 2 Valdres-Sparagmit, 3 Eokambrium, 4 Gneise im NW, 5 Jotun-Eruptiva, 6 Grundgebirge (älter als Eokambrium).

G Grönsennknipa, M Mellane, D Dokkvatn.

(nach O. Holtedahl 1960)

waren, aufmerksam machen und stratigraphische Vergleiche einerseits mit der klassischen Sparagmitregion im nördlichen Mjösa-Gebiet und andererseits mit Sedimenten der Hardangervidda in die Diskussion bringen.

### GEOGRAPHISCHE LAGE

Als Arbeitsgebiete innerhalb der nahezu unmetamorphen Anteile des Valdres-Sparagmites bieten sich die Umgebung von Grönsennknipa, die Vorkommen von Mellane und das Gebiet in der Nähe von Dokkvatn an. Da die Aufschlussverhältnisse bei Mellane sehr gut sind und auch die Verknüpfung des Valdres-Sparagmites mit der darunterliegenden Melsenn-Gruppe eingehend untersucht werden kann, so wurde als Untersuchungsgebiet Mellane gewählt. Wie die Karte (Abb. 1) zeigt, bildet der Valdres-Sparagmit dort eine halbinselförmige Ausstülpung nach S, die an drei Seiten von kambrischen bzw. ordovizischen



Sedimenten umrandet wird. Das Arbeitsgebiet wurde so begrenzt, dass einmal die höchsten Erhebungen von Mellane (Rundemellen 1345 m, Skarvemellen 1267 m, Rabalsmellen 1148 m und Rognslifjell 1122 m) erfasst wurden und zum anderen in einem genügend breiten Streifen ringsum die Verhältnisse an der Untergrenze des Valdres-Sparagmites zur Mellsenn-Gruppe bzw. den Phylliten untersucht werden konnten, die besonders wichtig für die tektonische Deutung des gesamten Komplexes sind.

### HISTORISCHER ÜBERBLICK

Die ältere Literatur aus dem klassischen Gebiet des Valdres-Sparagmites, das sich über weite Areale südöstlich von Jotunheimen zwischen Hemsedal im W und Gausdal im E hin erstreckt und vor allem durch K. O. Björlykke (1905) näher bekannt wurde, ist eingehend in der Publikation von V. M. Goldschmidt (1916b) erwähnt. Den Namen «Valdres-Sparagmit» führte K. O. Björlykke (1910) ein. V. M. Goldschmidt verfasste 1916 eine ausführliche Studie, die die Konglomerate bei Grönsennknipa und Dokkvatn, daneben auch den Valdres-Sparagmit selbst betraf. Er machte auf die sedimentären Zusammenhänge mit den ebenfalls von ihm beschriebenen Jotun-Eruptiva (1916a) aufmerksam und schuf damit eine Basis für die späteren Gedankengänge über die kaledonische Orogenese in diesem Raum (Th. Vogt, 1928, S. 105).

1938 erschienen die Beschreibung und die Karte von Nordre Etnedal (1:100 000) von T. Strand, die eine breitere Abhandlung über den Valdres-Sparagmit enthält und in der auch der Name «Mellsennavdeling» für eine über den Phylliten und unter dem Valdres-Sparagmit liegenden Wechselfolge von Quarziten und Schiefnern vorgeschlagen wird. Sie bildet neben der Beschreibung und der Karte (1:100 000) von Slidre (T. Strand 1951b) die detaillierteste Kartenunterlage für Untersuchungen in diesem Gebiet. Die Veröffentlichungen von C. Bugge (1939) streifen nur randlich die Vorkommen des Valdres-Sparagmites bei Grönsennknipa.

In den Jahren von 1945 bis 1957 wurden durch die Publikationen von B. Dietrichson viele weitere Fakten über den Valdres-Sparagmit bekannt, die die nordöstlichen Bereiche in der Umgebung von Espedalen näher behandeln und u.a. interessante Details über die Herkunft der Konglomerat-Komponenten beinhalten.

Die Frage der stratigraphischen Stellung des Valdres-Sparagmites, die wegen des absoluten Fehlens von Fossilien ein Punkt heftiger Diskussionen war, versuchte T. Strand (1959) dadurch zu lösen, dass er den Valdres-Sparagmit mit einem untersilurischen Sandstein aus Vestre Toten verglich, der ebenfalls wie der Valdres-Sparagmit Perthite aus den Jotun-Eruptiva enthalten soll. Da

ausserdem der Valdres-Sparagmit bei Mellane teilweise sedimentär auf der Mellsenn-Gruppe liegt und die Mellsenn-Gruppe in den unteren Schieferlagen mittelordovizische Grapolithen (K. O. Björlykke 1905) führt, sieht T. Strand (1959) die Möglichkeit, dass die Ablagerung des Valdres-Sparagmites nicht eher als im Caradoc begann und nicht später als in Llandovery endete.

Die modernste Auffassung über die tektonische Stellung des Valdres-Sparagmites findet sich in der «Geology of Norway» (O. Holtedahl 1960, S. 190-193). Danach existieren in diesem Raum zwei Decken, die zeitlich und räumlich durch den Valdres-Sparagmit getrennt werden. Es sind die untere Jotun-Decke und die obere Jotun-Decke. Zur unteren Jotun-Decke werden die Eruptiva von Rössjökollan, Espedalen und die Decke von Sel und Vågå (T. Strand 1951 a), zur oberen Jotun-Decke die eigentlichen Eruptiva von Jotunheimen gerechnet. Der Valdres-Sparagmit liegt danach sedimentär auf der unteren Jotun-Decke bzw. teils auf der Mellsenn-Gruppe und wird von der oberen Jotun-Decke tektonisch überlagert. Die Bewegungen werden für die untere Jotun-Decke der tectonischen Phase zugeschrieben, wobei diese Eruptiva Material zur Bildung des Valdres-Sparagmites geliefert und stellenweise ihren eigenen Abtragungsschutt überfahren hätten. Während der Sedimentationszeit des Valdres-Sparagmites seien weite Teile der unteren Jotun-Decke der Erosion zum Opfer gefallen. Für die Platznahme der oberen Jotun-Decke wird eine spätere kaledonische Bewegung verantwortlich gemacht, die allerdings erst nach der Ablagerung des Valdres-Sparagmites stattgefunden hätte.

Diese moderne Theorie, die sich in erster Linie auf die Untersuchungen von T. Strand gründet, wird aber nicht von allen skandinavischen Geologen geteilt. Einmal wird die Ansicht vertreten, dass der Valdres-Sparagmit eokambrischen Alters ist und eine eigene Decke darstellt, die zusammen mit präkambrischen Eruptiva die Phyllit-Formation überschoben haben soll (O. Kulling 1955 und 1961). Auf diese Möglichkeit weist auch O. Holtedahl (1959) hin.

Zum anderen wird die alte Anschauung erwogen, dass die obere Jotun-Decke eine riesenhafte Extrusion darstellt, die geringere, randliche Überschiebungsweiten aufweist (Chr. Oftedahl 1961).

Ausserdem lässt sich die Einteilung in zwei Decken anscheinend nicht überall so schön durchführen, da auf der nordwestlichen Seite von Jotunheimen der Valdres-Sparagmit teils von der oberen Jotun-Decke überschoben wird, teils gemeinsam mit ihr den Untergrund überfährt. Hinzu kommt die Tatsache, dass die untere Jotun-Decke über weite Strecken in Valdres fehlt. Das sind zwei Beobachtungen, die aus der geologischen Karte von Norwegen (1960, 1:1 000 000) hervorgehen und auf die Chr. Oftedahl besonders aufmerksam macht (mdl. Mitt.).



Die neusten Untersuchungen über den Valdres-Sparagmit gehen auf T. Strand zurück, der 1962 gegen die von O. Kulling (1961) geäußerte Annahme eines eokambrischen Sparagmites in Form einer Decke Stellung nimmt und 1964 (S. 280) eine Stratigraphie der «Valdres-Gruppe» veröffentlicht:

«Valdres-gruppen

Marsteinhögda kvartskonglomerat, ledd i Langsu-formasjonen

Langsu-formasjonen, basiske gråvakkert med konglomeratlag,

(«Gabbro-konglomerat») Langsu-konglomerat

Bygdin kvartsitkonglomerat, ledd øverst i Valdres-formasjonen

Valdres-formasjonen, arkoser og feltspatførende sandstener

Mellsenn-formasjonen, sandsten og skifer, underst med graptoliter

tilsv. 4 a i Oslo-feltet

Underlag: Fyllit-formasjonen, tilsv. 3 b - 3 c i Oslo-feltet,

eller Otta-dekkets krystalline bergarter.»

Über die Zugehörigkeit des Valdres-Sparagmites zu den verschiedenen, in einem Orogen vorhandenen Faziesräumen äussern sich die Bearbeiter unterschiedlich.

V. M. Goldschmidt (1916 b) zeigt Parallelen zum alpinen Flysch auf, da der Valdres-Sparagmit anscheinend während der Orogenese sedimentiert wurde. Die Gabbrovorkommen von Rössjökollan etc. würden in etwa den «Klippen» der Alpen entsprechen und in einem ähnlichen Verhältnis zu dem «Hochgebirgsquarzit» stehen «wie die alpinen Klippen zum Flysch» (S. 60).

T. Strand (1940) und B. Dietrichson (1949) sprechen von «kaledonischem Flysch».

In späteren Arbeiten T. Strands werden das Gabbro-Konglomerat des Valdres-Sparagmites aus der Umgebung von Sel und Vågå als «post-orogene Molasse» (1951 a, S. 5) und die Valdres-Sparagmitvorkommen von Slidre als «a deposit of molasse (or flysch type)» (1951 b, S. 52) angesehen.

G. Kautsky (1948), der auf die Schwierigkeiten bei Vergleichen zwischen zwei verschiedenen Orogenen und deren Faziesräumen besonders aufmerksam macht, schlägt als Möglichkeit vor, den Valdres-Sparagmit weder für einen kaledonischen Flysch noch für ein eokambrisches Sediment, sondern für einen mittelordovizischen bis untersilurischen Sandstein mit Konglomeraten zu halten, der anderen ähnlichen Bildungen an vielen Stellen der Kaledoniden entsprechen könnte.



### PROBLEMSTELLUNG

Das Kernproblem besteht in den Fragen nach dem Alter des Valdres-Sparagmites, nach dem Charakter seiner Kontakte zu der Mellsenn-Gruppe bzw. den Phylliten und nach seiner Autochthonie oder Allochthonie. Hinzu kommt die nur lückenhaft geklärte Herkunft des Materials und dessen Zusammensetzung, sowie die bisher noch nicht diskutierte Möglichkeit eines stratigraphischen Vergleiches mit den Sparagmitvorkommen vom oberen Mjösa-See. Da sich R. P. Nickelsen (s. S. 99) mit den tektonischen Aspekten auseinandersetzt, soll hier vor allem auf die Stratigraphie und Petrographie eingegangen und nur dort der eine oder andere tektonische Hinweis gegeben werden, wo er als Ergänzung aus eigenen Beobachtungen, die besonders den Verlauf der Überschiebung an der Untergrenze des Valdres-Sparagmites bzw. der Mellsenn-Gruppe betreffen, zu einer Vervollständigung des Bildes beitragen kann (vgl. S. 41).

Bei der petrographischen Beschreibung wird das Hauptgewicht auf die verschiedenen Gesteinstypen des Valdres-Sparagmites gelegt, während die einzelnen Glieder der Mellsenn-Gruppe weniger genau behandelt werden.

### ARBEITSMETHODEN

Um der Lösung dieser Fragen näher zu kommen, wurden etwa 45 km<sup>2</sup> im Mass-Stab 1:12 500 kartiert, wobei photographische Vergrößerungen der topographischen Karten «Slidre» und «Fullsenn» (1617 II bzw. 1717 III, 1:50 000) verwandt wurden. Ausserdem wurden verschiedene markante Profile aufgenommen und dabei jeweils Proben in stratigraphischer Reihenfolge eingesammelt. Die Laboruntersuchungen erstrecken sich vor allem auf die Mikroskopie von ca. 90 Dünnschliffen. Eine Reihe von Schliffen wurde dabei zur Unterscheidung der Feldspäte nach dem Verfahren von O. A. Broch (1961) mit Fluss-Säure geätzt und danach mit einer Natriumkabol-(III)-nitrit-Lösung angefärbt. Eine Untersuchung dieser geätzten Schliffe lieferte, nachdem das Deckglas wieder vorsichtig angebracht war, besonders bei den grobkörnigen Gesteinstypen sehr gute Resultate, weil die perthitischen Verwachsungen sehr schön hervortraten. Auch wurden mehrere Plagioklasindividuen auf dem U-Tisch ausgemessen, da sich wegen des häufigen Fehlens der Spaltbarkeit nach (001) bei einfachen Zwillingen nach dem Albitgesetz die Doppeldeutigkeit der Auslöschungsschiefen bei Albit und Andesin sehr störend bemerkbar machte. Da der Valdres-Sparagmit oft Schwerminerale in Form von Erzen, die im Durchlicht nicht weiter bestimmbar sind, enthält, wurden diese Schwerminerale mittels Bromoform abgetrennt. Danach wurden die Erze mit dem Magnetseparator ausgesondert und Planschliffe von diesem Körnerpräparat

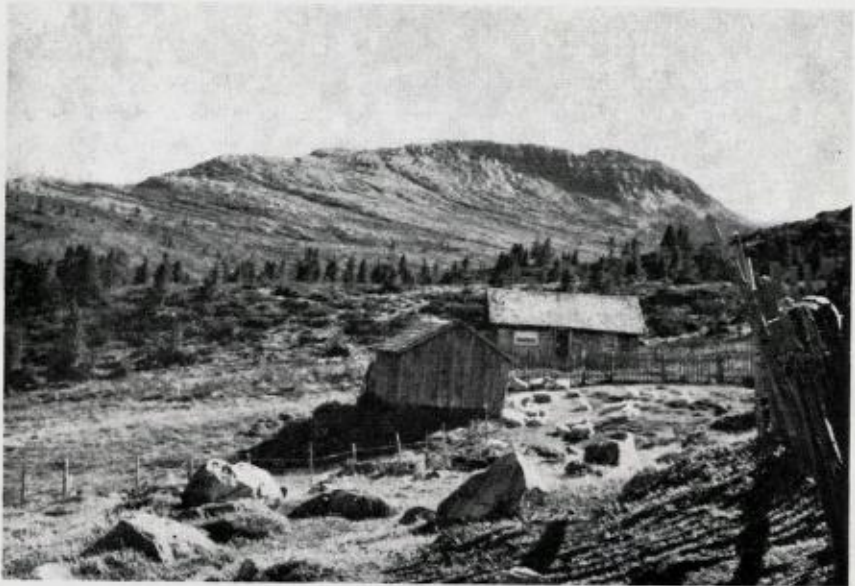


Abb. 2. Skarvemellen von NE, im Vordergrund Turrsjö Seter.

angefertigt, so dass auch eine genügend genaue Untersuchung der opaken Komponenten im Auflicht möglich war. Die quantitativen Angaben mittels des Punktzählverfahrens wurden noch durch flammenphotometrische Untersuchungen zur Bestimmung des  $\text{Na}_2\text{O}$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehaltes ergänzt. Abschliessend wurden  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (total) und  $\text{CaO}$  röntgenspektrographisch quantitativ bestimmt, um einen Überblick über die chemische Zusammensetzung der Gesteine zu erhalten. Aus diesen Analysen wurde der normative und der modale Mineralbestand ausgerechnet. Als Nomenklatur für die Sandsteine wurde die Nomenklatur von F. J. Pettijohn (1957, S. 291) verwandt.

#### STRATIGRAPHIE UND PETROGRAPHIE

Bei einem Blick auf die im Anhang zu findende geologische Karte fallen sofort zwei tektonische Einheiten auf, die durch eine Überschiebung voneinander getrennt sind und in denen sich die Stratigraphie in etwa wiederholt. Es sind dies die Skarvemellen-Schuppe, die sich von Skarvemellen über Rognslifjell und Rognsaasen bis an das NW-Ende der Karte erstreckt und die von R. P. Nickelsen als der überkippt liegende Flügel einer grossen, liegenden Falte gedeutet wird, und die Rundemellen-Schuppe, die von Rundemellen selbst über Rabalsmellen weiter nach N zieht. Beide Schuppen liegen durch eine



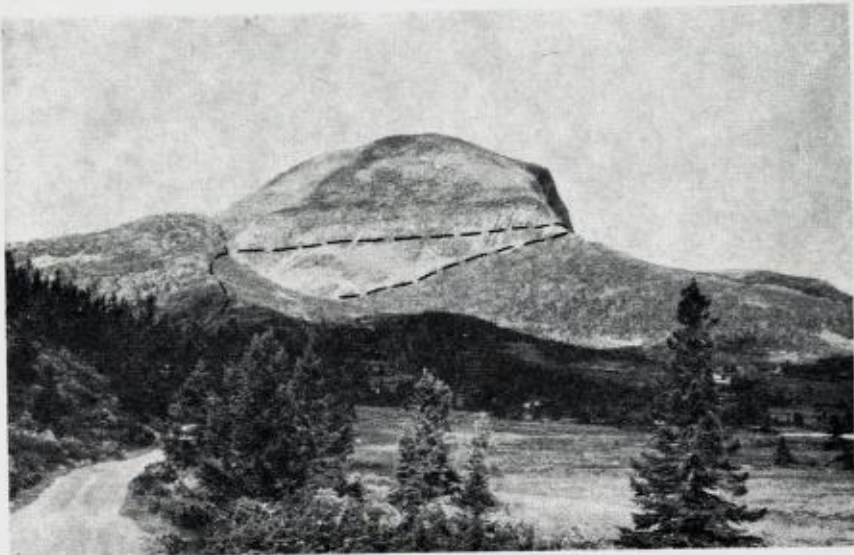


Abb. 3. Rundemellen von SE. Gestrichelte Linie: Überschiebung.

Überschiebung getrennt tektonisch auf ihrem Untergrund, und zwar im N auf der Mellsenn-Gruppe und im S inklusive der Mellsenn-Gruppe auf den Phylliten, so dass das Typus-Profil für die Mellsenn-Gruppe, wie es von T. Strand (1938, S. 25) angegeben wird, eine weitreichende Überschiebung zwischen den Phylliten und der Mellsenn-Gruppe aufweist, die aber nur an der W- bzw. E-Seite der Skarvemellen-Schuppe im Gelände zu beobachten ist und sich aus der gesamten stratigraphischen Konzeption ergibt. (vgl. O. Kulling 1961).

Da die Deutung von R. P. Nickelsen hinsichtlich der überkippten Lagerung der Skarvemellen-Schuppe voll akzeptiert wird und durch die stratigraphischen Untersuchungen gestützt werden kann, verläuft die stratigraphische Reihenfolge der Beschreibung von den ältesten Anteilen des Valdres-Sparagmites über dessen jüngste Bildungen bis zur Mellsenn-Gruppe, deren topographisch am tiefsten liegende Teile das stratigraphische Ende der ganzen Sequenz darstellen.

Im folgenden werden für die einzelnen grösseren, lithostratigraphischen Einheiten des Valdres-Sparagmites und der Mellsenn-Gruppe mit Ausnahme der Konglomerate und der Übergangsschichten zwischen dem Valdres-Sparagmit und dem Mellsenn-Quarzit neue Namen vorgeschlagen, die sich im Falle des Valdres-Sparagmites auf Typus-Lokalitäten beziehen und im Falle der Mellsenn-Gruppe nur die Lithologie kennzeichnen, weil keine geeigneten



Namen vorhanden sind und der Oberbegriff der «Mellane-Formation» T. Strands der Übersichtlichkeit halber beibehalten werden sollte. Diese Untergliederung wurde vorgenommen, weil die in dem Untersuchungsgebiet vorhandenen Serien bisher nicht die Bedeutung für regionale, stratigraphische Vergleiche erlangt haben, die ihnen eigentlich zukommt (vgl. S. 60), und weil sie damit in die Grössenordnung einer «Formation» nach der Definition von W. C. Krumbein und L. L. Sloss (1963, S. 32) aufrücken.

#### Der Valdres-Sparagmit

Innerhalb des Valdres-Sparagmites bei Mellane können zwei grundsätzlich voneinander verschiedene Ausbildungsarten erkannt werden. Es sind dies der Typ Rognslifjell, ein grobkörniger, ausgesprochen schlecht klassierter und schlecht sortierter Sparagmit, der auch zahlreiche Konglomeratlagen enthält, und der Typ Rundemellen, der feinkörniger und nicht so heterogen zusammengesetzt ist. Ein dritter Typ, der auf der Karte ebenfalls besonders gekennzeichnet ist, stellt der Typ Rabalsmellen dar. Bei der Geländearbeit wurde diese Ausbildung des Valdres-Sparagmites extra auskartiert, weil sich Unterschiede zu den beiden obigen Typen herausstellten, die in dem häufigen Wechsel von grob- zu feinkörnigen Lagen und in dem Fehlen von jeglichen Konglomeratbänken zum Ausdruck kamen, so dass sozusagen eine Mischung der beiden ersten Ausbildungsarten vorliegt. Mikroskopisch gleicht der Typ Rabalsmellen dem Typ Rognslifjell und soll deshalb nur cursorisch beschrieben werden. Ausser diesen drei Sparagmit-Typen finden sich innerhalb des Valdres-Sparagmites noch drei charakteristische Konglomeratzüge, die ebenfalls besonders ausgegliedert wurden und sich jeweils durch ihre Komponenten voneinander unterscheiden. Es handelt sich dabei um das Konglomerat 1, das die Typen Rognslifjell und Rundemellen trennt und im wesentlichen aus Quarzgeröllen und Feldspatbruchstücken besteht, das Konglomerat 2 mit Vulkaniten, welches innerhalb des Typs Rundemellen anzutreffen ist, und das Konglomerat 3, das mit einem Tillit grosse Ähnlichkeiten hat. Dieses letztere Konglomerat ist besonders interessant und bildet den sedimentären Abschluss des gesamten Valdres-Sparagmites. Zum näheren Verständnis der stratigraphischen Situation wurden im Anhang eine stratigraphische Tabelle und mehrere Profile angefügt, unter denen besonders auf das Profil 2, Tafel 1, hingewiesen werden soll, das die gesamte stratigraphische und tektonische Situation des Mellane-Gebietes sofort erkennen lässt.

### Typ Rabalsmellen

Die ältesten Anteile des Valdres-Sparagmites, die infolge der überkippten Lagerung im N des Untersuchungsgebietes zu finden sind, werden wahrscheinlich durch den Typ Rabalsmellen repräsentiert. Diese Annahme gründet sich auf die Beobachtungen, die im Profil 2 b, Tafel 1, festgehalten sind. Dort wird die Abfolge von Rundemellen nach N kontinuierlich älter, wobei die Schichten mehr oder weniger senkrecht stehen oder nach N einfallen und etwa E-W streichen. Man gelangt so von der Mellsenn-Gruppe über das Konglomerat 3, den Typ Rundemellen, das Konglomerat 2 und 1 zum Typ Rognslifjell mit seinen zahlreichen Konglomeratlagen. Bis zum N-Ende des Typs Rognslifjell ist ein sedimentärer Zusammenhang mit den jüngeren Schichten garantiert. Weiter nach N wird dieser Zusammenhang etwas unsicher. Es besteht aber zumindest die Möglichkeit einer weiteren sedimentären Fortsetzung nach N, da die Schichten vorwiegend ihre Streichrichtungen beibehalten, so dass die Sparagmitvorkommen bei Rabalsmellen tatsächlich die ältesten Anteile darstellen können. Gegen diese Argumentation kann angeführt werden, dass die tektonische Beanspruchung nach N hin allmählich zunimmt und dass die Schichten durch die Überschiebung in etwa 50 m Tiefe abgeschnitten werden und damit ein sedimentärer Zusammenhang mit dem Typ Rognslifjell unwahrscheinlich ist. Eine Störung oder Überschiebung konnte aber zwischen dem Typ Rognslifjell und dem Typ Rabalsmellen nicht gefunden werden. Auch die Ergebnisse aus den Luftbildern sprechen eher für eine tektonische Einheit als für mehrere Einheiten, so dass hier an einen sedimentären Zusammenhang gedacht werden soll.

Der Typ Rabalsmellen stellt wohl die allgemeine Erscheinungsform des Valdres-Sparagmites in den südlichen Bereichen von Östre Slidre dar. Auch die Vorkommen bei Grönsennknipa ähneln ihm sehr. Er ist meist massig ausgebildet, wechselt häufig von groben zu feinen Lagen und besitzt eine Farbe, die grüne, rosa und graue Töne annehmen kann. Konglomerate wurden in diesem Sparagmit-Typ bei Mellane niemals beobachtet. Öfters sind dunkle Linien im Gestein zu erkennen, an denen Schwerminerale, vor allem Erze, angereichert sind. Über die Mächtigkeit lassen sich nur sehr vage Angaben machen. Sie gründen sich auf die Beobachtungen bei Rabalsmellen selbst, wo unter der Voraussetzung, dass keine grösseren tektonischen Komplikationen vorliegen, mit etwa 1000 m gerechnet werden kann. Da die mikroskopische Untersuchung keine nennenswerten Unterschiede zum Typ Rognslifjell erkennen liess, werden diese Ergebnisse im nächsten Kapitel gemeinsam mit den Beobachtungen im Typ Rognslifjell mitgeteilt.



### Typ Rognslifjell

Dieser Sparagmit-Typ kommt an zwei verschiedenen Stellen vor; einmal nördlich Rundemellen innerhalb der Rundemellen-Schuppe und zum anderen in einem breiten Streifen innerhalb der Skarvemellen-Schuppe, der sich von Melletjernet über Rognslifjell bis zum NW-Ende der Karte und weiter nach N hinzieht. Er stellt die mittlere lithostratigraphische Einheit des Valdres-Sparagmites bei Mellane dar, führt häufig Konglomerate, ist überhaupt generell grobkörnig und repräsentiert den in der Literatur unter dem Namen «Tricolorsparagmit» bezeichneten Valdres-Sparagmit, da er eine grünliche Matrix führt, in der grosse Bruchstücke von violetter oder rosa Feldspat und weissem Quarz liegen. Aber das ist nur eine besonders auffällige Ausbildung. Die Farben schwanken sonst zwischen grünlich, dunkelgrau und rosa und können auch stellenweise ein kräftiges Rot erreichen wie z.B. nördlich Rundemellen. Die Schichtung ist vorwiegend gut ausgebildet (Bankdicke ca. 1 m), so dass sich recht genaue Angaben über die Mächtigkeit machen lassen. Am besten überblickt man die Stratigraphie dieses Typs an Hand von Profil 1. Dort kommt man bei der Berechnung der Mächtigkeit auf mindestens 1350 m, auch die analoge Abfolge in der Rundemellen-Schuppe (s. Profil 2 b, Tafel 1) liefert etwa denselben Wert.

*Mikroskopie:* Typ Rabalsmellen und Typ Rognslifjell (quantitative Angaben s. S. 45):

*Gefüge:* Die Gesteine weisen stets eine sehr schwachgradige Metamorphose auf, die in einer Neubildung von Serizit und in der Andeutung einer Paralleltexur vor allem in den matrixreichen Varianten zum Ausdruck kommt. Die klastische Struktur ist immer ganz deutlich zu erkennen. Der Bindemittelgehalt schwankt sehr stark, so dass die grösseren Körner entweder in einer etwas deformierten Matrix aus vorwiegend Quarz und Serizit, daneben auch aus Feldspat und Chlorit schwimmen, oder von einem schmalen Saum aus Quarz und Serizit allseitig umgeben sind, wobei sie sich nur selten direkt berühren.

Die Matrix selbst ist ein Umwandlungsprodukt aus den ehemaligen, detritischen Verwitterungsprodukten der Feldspäte. Eine quarzitische Textur unter Ausbildung suturierter Korngrenzen ist manchmal vorhanden. Der Abrundungsgrad ist unterschiedlich, wobei die grösseren Körner immer besser gerundet sind als die kleinen. Ein Unterschied hinsichtlich der Abrundung bei Quarz und Feldspat besteht nicht. Ab und zu kommen elliptisch deformierte Körner vor. Die Klassierung, worunter im folgenden die Korngrößenverteilung verstanden wird, ist ebenfalls sehr unterschiedlich. Im Typ Rabalsmellen trifft man öfter ganz gut klassierte Gesteine an, wobei die mittlere Korngrösse etwa bei 0.6 mm liegt. Sonst schwankt die Korngrösse in allen möglichen Schattierungen zwischen



0.03 und 1 cm oder mehr. Die Sortierung, die sich auf den Kornbestand bezieht, ist immer schlecht ausgebildet, da meist 15 oder mehr verschiedene Mineral- und Gesteinskomponenten am Aufbau beteiligt sind. Generell kann man sagen, dass Abrundungsgrad, Klassierung und Sortierung schlecht sind und dass der Gesteinscharakter einen ausgesprochenen heterogenen Eindruck macht.

*Quarz:* zeigt generell undulöse Auslöschung, daneben auch öfters eine «Mörtelstruktur» (W. E. Tröger 1955, S. 123), die sich durch unregelmässige, das ganze Korn netzartig überziehende Spaltrisse bemerkbar macht. Als Einschlüsse kommen die bekannten linearen Flüssigkeitseinschlüsse vor, daneben Feldspat, Muskovit, Biotit, Zirkon, Apatit und Rutil in langen dünnen Nadeln, die besonders schön im Auflicht zu beobachten sind. Sekundär bildet sich Quarz aus der ursprünglich detritischen Matrix und randlich an den Korngrenzen grösserer Körner, wobei er grössere Areale eines quarzitisches Mosaiks bilden kann. Er kommt auch in Quarzadern und den verschiedensten Gesteinsresten vor.

*Mikroclin:* Die Erscheinungsformen des Mikroklins unter gekreuzten Nicols können sehr verschieden sein. Am häufigsten treten die Gitterzwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz in den verschiedensten Grössenordnungen auf, die je nach Schnittlage ca. 90° oder kleinere Winkel einschliessen. Daneben kommen relativ häufig Verzwillingungen mit parallel angeordneten Spindeln vor, die keinen Reliefunterschied aufweisen und eine besondere Schnittlage der normalen Gitterzwillinge (etwa parallel a) darstellen. Ausserdem finden sich parallel angeordnete keilförmige Zwillinge, die an einem Ende rechtwinklig begrenzt sind, am anderen Ende spitz zulaufen und seitlich unregelmässig, häufig rechtwinklig ausgebuchtet sind. Oft zeigt der Mikroclin auch eine undulöse, verschwommene Auslöschung, die durch submikroskopische Zwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz hervorgerufen wird. Diese Mikroklone können Übergänge zu einer gröberen Gitterstruktur zeigen. Die Kristalle sind meistens frisch, seltener längs Spaltrissen serizitisiert. An Einschlüssen wurden mit Serizit und Hämatit verunreinigte Quarze, reine Quarze, Muskovit, Chlorit und vor allem Hämatit, beobachtet, der als feiner Staub dem Mikroclin die rötliche Farbe gibt. Häufig ist der Mikroclin zerbrochen und mit Quarzadern wieder verheilt.

*Unverzwillingter Kalifeldspat:* kommt selten vor. Grundsätzlich besteht die Gefahr, ihn in ungeätzten Schliften mit unverzwillingtem Plagioklas zu verwechseln, der öfters nachgewiesen werden konnte. Ob Orthoklas oder Mikroclin vorliegt, wurde nicht näher untersucht. Der Serizitierungsgrad ist unterschiedlich. Die Kristalle können mit einzelnen, grösseren Seriziten besetzt oder auch völlig zersetzt und mit Hämatit bestäubt sein.

*Perthite:* Die Vielfältigkeit der verschiedenen Perthitsorten ist ein besonderes Charakteristikum für diese Gesteinsgruppe innerhalb des Valdres-Sparagmites. Dabei soll gleich zu Anfang hervorgehoben werden, dass die oft zitierten, spindelförmigen Mesoperthite, die für die Jotun-Eruptiva kennzeichnend sind, ganz untergeordnet vorkommen, so dass sie also in keiner Weise als einziges Indiz für die Herkunft des Materials verwandt werden dürfen. Als Wirtsfeldspat für die verschiedenen Plagioklaseinlagerungen kommen die oben genannten Mikroklinsorten mit Ausnahme der keilförmig verzwillingten Mikroklone vor und unverzwillingte Kalifeldspäte. Diese unverzwillingten

Kalifeldspäte wurden nicht näher bestimmt. Die verzwilligten und unverzwilligten Kalifeldspäte halten sich bei den einzelnen Perthit-Typen in der Häufigkeit etwa die Waage. Grössenordnungsmässig finden sich Mikroperthite ( $5-100\mu$ ) und Perthite ( $100-1000\mu$ ) (L. Van der Plas 1966, S. 42). Die Mikroperthite überwiegen dabei. Die kleinsten Entmischungskörperchen bilden kleine Tröpfchen, die entweder alleine oder auch mit grösseren Flecken gemeinsam auftreten. Die Breite dieser Tröpfchen schwankt zwischen 0.002 und 0.015 mm, die Länge zwischen 0.01 und 0.30 mm. Eine der häufigsten Entmischungserscheinungen sind die spindelförmigen Einlagerungen in allen möglichen Variationen in Breite (0.005 bis 0.03 mm) und Länge (0.02 bis 0.3 mm). Die Spindeln können serizitisiert sein und entweder vereinzelt im Kalifeldspat vorkommen oder auch dicht geschart, so dass Übergänge zu Mesoperthiten gebildet werden. Schnurförmige Körperchen sind ziemlich selten (Breite um 0.03 mm, Länge um 0.4 mm). Die Fleckenperthite sind neben den Spindelperthiten am häufigsten vertreten. Es gibt auch hier wiederum grosse Schwankungen in Breite (0.04—0.5 mm) und Länge (0.1—1 mm). Flecken finden sich kombiniert mit Tröpfchen und Spindeln, auch bilden sie öfters Übergänge zu Adern. Interessant ist bei diesen Fleckenperthiten, dass sie entweder unverzwilligte Plagioklasflecken oder verzwilligte führen, die entweder aus scharfen, schmalen Lamellen nach dem Albitgesetz bestehen oder aus keilförmigen Lamellen. Innerhalb dieser keilförmigen Lamellen liegen stellenweise Partien, die ein Karomuster aufweisen und somit dem Schachbrettalbit gleichen. Manchmal sind die Flecken serizitisiert. Sie treten vereinzelt oder zu mehreren im Kalifeldspat auf, können aber auch fast die Hälfte des ganzen Feldspats ausmachen, so dass wiederum Übergänge zu Mesoperthiten (s.u.) vorliegen. Die Reliefunterschiede sind nicht immer deutlich, manchmal sogar überhaupt nicht vorhanden.

Als nächste Gruppe von Einlagerungen lassen sich aderförmige Bildungen (Breite 0.04 bis 1.5 mm und mehr, da der Längenmessung durch die Korngrösse natürliche Grenzen gesetzt sind) nennen, die durch Übergänge mit Flecken verbunden sind. Auch hier können wieder unverzwilligte und verzwilligte Adern unterschieden werden, die feine Plagioklasleisten nach dem Albitgesetz aufweisen. Sie können Schwärme bilden oder auch vereinzelt den Wirtsfeldspat durchziehen und kommen manchmal kombiniert mit kleinen Tröpfchen vor. Die Reliefunterschiede der Adern sind nicht immer deutlich zu erkennen. Wenn mehrere Adern oder Spindeln zusammenwachsen, können sich flammenförmige Plagioklaseinlagerungen ergeben. Der letzte, ziemlich selten vorkommende Perthit-Typ ist ein Perthit mit grossen Plagioklaseinschlüssen, die kombiniert mit Flecken oder Spindeln auftreten können. Diese als einzelne Kristalle vorkommenden Plagioklaseinschlüsse sind gemessen an den anderen Plagioklaseinlagerungen relativ gross (Breite 0.07—0.2 mm, Länge 0.15—0.4 mm). Sie können verzwilligt oder unverzwilligt sein, weisen im letzteren Fall häufig einen serizitisierten Kern auf und haben eine angenähert rechteckige oder auch unregelmässige Begrenzung. Teils löschen sie mit dem Mikroklin-Kristall gemeinsam aus, teils verschieden. Die verzwilligten Plagioklaseinschlüsse können entweder mit der Spur von (010) parallel zu einer Richtung des Mikroklin-Gitters oder auch schräg dazu angeordnet sein. Es liegen reine Albite vor (Auslöschungsschiefe X gegen (010)  $16^{\circ}-18^{\circ}$ , Z = spitze Bisektrix), soweit das bei den verzwilligten Plagioklaseinschlüssen ausgemessen werden konnte. Diese Albite könnten den poikilitischen Albiten von O. A. Andersen



(1928, S.153) entsprechen. Auch die unverzwilligten Plagioklaseinschlüsse sind anorthitarm, da die Reliefunterschiede zum Mikroklin sehr gering sind.

Ausser diesen normalen Plagioklaseinschlüssen wurden in den Perthiten noch Einschlüsse von Quarz, Muskovit und Hämatitstaub beobachtet. Die Perthite sind häufig zerbrochen und mit Quarzadern wieder verheilt (vgl. Tafeln, Abb. 1—3).

*Mesoperthite*: Unter einem Mesoperthit versteht man nach P. Michot (1961, S.213) ein spezielles Zwischenglied in der Reihe Mikroperthit-Antiperthit, bei dem Plagioklas und Kalifeldspat in fast gleichen Proportionen vorhanden sind. Dabei wird an spindelförmige Mesoperthite gedacht, die von P. Michot im Egersund-Gebiet gefunden worden sind, oder an entsprechende Perthite aus den Jotun-Eruptiva, die von V.M. Goldschmidt (1916 a, Tafel III) erwähnt werden. Da diese feinspindeligen Mesoperthite oft als Indiz für die Herkunft des Materials des Valdres-Sparagmites herangezogen und dabei die Jotun-Eruptiva als Liefergebiet genannt werden (T. Strand 1938, S.47), soll hier betont werden, dass der echte spindelförmige Mesoperthit in den Valdres-Sparagmitvorkommen von Mellane eine grosse Seltenheit darstellt. Die anderen Perthitsorten sind weithaus häufiger. Es wurden bei der Mikroskopie von über 20 Dünnschliffen aus den Typen Rabalsmellen und Rognslifjell vielleicht etwa 10 Mesoperthite mit dichtgescharten Spindeln gefunden, während in jedem dieser Schlitze andere Perthite vorkommen, die in der Häufigkeit bis über 15 % des gesamten Mineralbestandes ausmachen können.

Ausser diesen feinspindeligen Mesoperthiten gibt es auch noch andere Mesoperthite, die unregelmässige Flecken, Übergänge zwischen Flecken und Adern, breite Bänder oder schwarmartig angeordnete, unregelmässige, kleine Adern aufweisen können. Bei all diesen verschiedenen Typen kann nicht mehr entschieden werden, welche Feldspatphase die andere einschliesst, so dass es sich nach der Definition auch hierbei um Mesoperthite handelt (vgl. Tafeln, Abb. 4, 5).

*Anti-Perthit*: kommt als sehr grosse Ausnahme vor. Entweder ist es unverzwilligter oder nach dem Albit-Gesetz verzwilligter Plagioklas, der unregelmässige Flecken von Kalifeldspat enthält, oder keilförmig verzwilligter Plagioklas (Schachbretalbit) mit wenig Kalifeldspateinschlüssen (vgl. Tafeln, Abb. 6, 7).

*Plagioklas*: Der Plagioklasgehalt ist überraschend niedrig (s. S. 46). Es finden sich unverzwilligte oder verzwilligte Typen. Die unverzwilligten Plagioklase zeigen verschiedene Serizitisierungsgrade und liegen in ihrer Lichtbrechung unter derjenigen des Quarzes bzw. weisen etwa dieselbe Lichtbrechung wie der Canadabalsam auf, so dass demnach saure Plagioklastypen vorliegen. Die verzwilligten Plagioklase sind meistens nach dem Albitgesetz in scharfen Leisten entwickelt, selten gleichen sie den keilförmigen Zwillingen des Schachbretalbits (vgl. Tafeln, Abb. 8). Sie sind unterschiedlich stark serizitisiert. Manchmal kommen Körner mit verbogenen Zwillingslamellen vor.

Zur näheren Bestimmung der Plagioklase wurde entweder die Methode nach Michel-Levy oder die Zonenmethode nach Rittmann oder eine vollständige Aufnahme eines Stereogramms auf dem U-Tisch herangezogen. Generell ist die Bestimmung dieser Plagioklase schwierig, da sie erstens selten sind und deswegen eine geeignete Schnittlage senkrecht (010) ohne Verwendung des U-Tisches nur manchmal zu finden ist. Zweitens handelt es sich ausschliesslich um saure Plagioklase, bei denen die Doppeldeutigkeit der



Auslöschungsschiefe X' gegen (010) sehr stört. Eine Unterscheidungsmöglichkeit für das Vorzeichen der Auslöschungsschiefe fehlt meist, weil Spaltrisse nach der Basis selten und kombinierte Zwillinge nach dem Albit- und Karlsbader-Gesetz niemals vorkommen. Auch die Beobachtung der Lichtbrechung gegenüber Quarz oder Canadabalsam ist nur manchmal möglich, weil wegen der Seltenheit nur manche Körner am Rande des Schliffes liegen, so dass als Bezugspunkt der Canadabalsam verwendet könnte, und weil die Plagioklase fast immer von einem mehr oder weniger breiten Bindemittelsaum aus Serizit umgeben werden, der die Beobachtung der Becke-Linie gegenüber Quarz unmöglich macht. Als einzige exakte Möglichkeit kann im Dünnschliff entweder bei dem Vorhandensein von Spaltrissen nach (001) die Zonenmethode nach Rittmann oder bei Fehlen der Spaltrisse die Einmessung von drei optischen Richtungen und der Zwillings-ebene auf dem U-Tisch verwandt werden. Zu diesen Schwierigkeiten kommt hinzu, dass diese Gesteine nicht etwa wie Eruptiva nur eine enger begrenzte Variationsbreite der Plagioklase, sondern rein theoretisch alle möglichen Plagioklase enthalten können, so dass niemals von einer kleinen Anzahl eingemessener Individuen auf den durchschnittlichen Anorthitgehalt geschlossen werden kann, sondern jedes Messergebnis nur für den jeweils eingemessenen Kristall selbst gilt. Die Messergebnisse lassen darauf schliessen, dass nur Albite und Oligoklase vorkommen. Andesin oder noch basischere Plagioklase konnten nicht gefunden werden. Die Auslöschungsschiefe X' gegen (010) schwankt zwischen 6° und 18°. Z ist immer spitze Bisektrix. Die Lichtbrechung liegt niemals höher als die des Quarzes und kann niedriger oder höher als die des Canadabalsams sein. X' liegt in den wenigen Fällen, wo das beobachtet werden konnte, im stumpfen Winkel zwischen der Spaltbarkeit nach (001) und der Zwillings-ebene nach (010), so dass es sich hierbei um Plagioklase mit 0 bis 15 An handelt. Auch der optisch positive Charakter der Kristalle (Z = spitze Bisektrix) liefert dasselbe Ergebnis.

*Serizit:* findet sich eng verwachsen mit Quarz im Bindemittel. Er ist öfters grünlich gefärbt, was sicher auf einen gewissen Fe-(II)-Gehalt zurückzuführen ist. Eine andere Erklärungsmöglichkeit für diese Grünfärbung wäre die Annahme, dass winzige Chlorit-schüppchen mit beigemischt sind. Die Interferenzfarben sind aber meist zu hoch für Chlorit. Die einzelnen Serizitschüppchen können parallel ausgerichtet oder auch diffus angeordnet sein. Sie wurden aus der ursprünglich tonigen Matrix, die durch die Verwitterung der Feldspäte entstand, sekundär gebildet.

*Muskovit:* kommt vereinzelt als klastischer Rest vor, der manchmal ebenfalls grünlich gefärbt ist.

*Biotit:* Eine Erscheinungsform des Biotits sind klastische Schuppen, die stark verwittert und mit Hämatitkörnchen längs Spaltrissen eng besetzt sind. Er wurde nur manchmal beobachtet und zeigte einen eigenartigen Pleochroismus: X blass, hellbraun, rötlich — Y/Z dunkelbraun, graubraun, bläulich braun. Diese grauen und bläulichen Farbtöne werden durch den Hämatitgehalt hervorgerufen. Ganz selten wurde Biotit als radialstrahliger Einschluss in Mikroklin gefunden.

*Zoisit:* kleine Porphyroblasten mit hohem Relief und Grau I als Interferenzfarbe.

*Chlorit:* konnte vereinzelt im Bindemittel nachgewiesen werden. Pleochroismus: X blass, hellgrün — Y/Z grün, öfters anomale braune und violette Interferenzfarben.

*Turmalin:* Selten, bis 0.4 mm grosse Fragmente, teils auch eingewachsen in Quarz. Pleochroismus: X gelblichgrün — Z dunkeloliv oder auch blaugrün. Es handelt sich demnach um Schörl.

*Titanit:* Ab und zu grössere Kristalle mit Spaltbarkeit und feinlamellarer Verzwilligung, Pleochroismus farblos — bräunlich; auch kleine Körnchen oder Säulchen, die in Quarz eingewachsen sind.

*Leukoxen:* kommt relativ häufig vor. Es sind im Durchlicht feinkörnige bis pulverige, bräunliche Massen, die im Auflicht weiss gefärbt sind. Wahrscheinlich sind das Zersetzungsprodukte des Ilmenits, der als häufiger Entmischungskörper im Hämatit anzutreffen ist (s.u.). Leukoxen umrandet oft Erzkörner und ist an Schwermineral-Linien angeordnet. Die nähere Natur des Leukoxens (Anatas, Rutil oder Titanit) wurde nicht untersucht.

*Rutil:* bildet manchmal lange, nadelige Einschlüsse in Quarz (s.o.).

*Zirkon:* Am häufigsten liegen relativ grosse Kristalle vor (0.15 bis 0.6 mm), die öfters idiomorph ausgebildet sind und dann eine Spaltbarkeit parallel dem Prisma erkennen lassen (vgl. Tafeln, Abb. 9). Daneben wurden kleine Körnchen gefunden, die sich von ähnlichen Titanit-Bildungen durch die niedrigeren, leuchtenden Interferenzfarben unterscheiden.

*Apatit:* ganz selten, kleine Bruchstücke.

*Erze:* Es wurden Hämatit, Ilmenit und Brauneisen nachgewiesen. Der Hämatit tritt entweder als feine, rot durchleuchtende Körnchen im Bindemittel und als Bestäubung von Mineralkörnern und Gesteinsresten oder an Schwermineral-Linien angereichert zusammen mit Titanit, Zirkon und Leukoxen auf, wobei er oft auffallend gut gerundet ist und bis 0.7 mm Durchmesser erreichen kann. Im Durchlicht sind die grösseren Kristalle opak, leuchten aber randlich rot durch. Sie zeigen öfters einen durchscheinenden, bräunlichen Kern, der aus Brauneisen besteht. Da die opaken Komponenten relativ häufig vorkommen, wurden sie auch im Auflicht untersucht. Dabei stellte sich heraus, dass Hämatit bei weitem überwiegt und Ilmenit nur als Entmischungskörper im Hämatit und Brauneisen als Zersetzungsprodukt auftritt. Andere Erze wurden nicht gefunden. Beim Hämatit können folgende Ausbildungsarten unterschieden werden:

1. Grobkristalline Aggregate mit Entmischungskörperchen von Ilmenit. Die Ilmenitkristalle sind dunkler und zeigen einen deutlichen Reflexionspleochroismus. Ihre Form ist schräg-dreieckig, keilförmig, disken- oder nadelförmig. Die «Nadeln» sind Querschnitte durch Ilmenittafeln. Sie können sich unter verschiedenen Winkeln, manchmal in drei Systemen unter  $60^\circ$  kreuzen. Gangarteinschlüsse und blutrote Innenreflexe treten ab und zu auf.
2. Kristalle mit einer feinverzahnten Verwachsung von zwei, seltener drei Lamellensystemen, die häufig Gangarteinschlüsse und blutrote Innenreflexe aufweisen. Diese Lamellensysteme können besonders gut in Öl beobachtet werden, sonst sind sie etwas schwierig zu erkennen. Sie schneiden sich unter Winkeln von  $60^\circ$  bis ca.  $90^\circ$ . Ein schwacher Reflexionspleochroismus lässt die Lamellensysteme auch bei der Beobachtung mit nur einem Nicol gerade noch hervortreten. Wahrscheinlich liegen hierbei Pseudomorphosen nach Magnetit vor, so dass die verschiedenen Hämatit-Lamellen den (111)-Flächen des Magnetits entsprechend angeordnet sind. Reste von Magnetit wurden allerdings nie gefunden. Selten wurden bei dieser Ausbildung, die wesentlich häufiger als die zuerst genannte ist, schmale, lange Ilmenittafeln als Entmischungskörper angetroffen.
3. Eine Kombination zwischen diesen beiden obigen Typen liefert folgendes Bild: Innen findet sich Hämatit in der ersten grobkristallinen Ausbildung, und aussen herum ein Kranz von Hämatit mit zwei oder drei sich eng verzahnenden Lamellensystemen.



4. Öfters ist der Hämatit zu Brauneisen (wahrscheinlich Nadeleisenerz) verwittert, das an dem geringeren Reflexionsvermögen und den zahlreichen hellen bis rotbraunen Innenreflexen zu erkennen ist und die Körner meist von der Mitte her beginnend und konzentrisch nach aussen weitenwachsend oder auch streifenförmig durchsetzt. (vgl. Tafeln, Abb. 10—12.)

*Gesteinsreste:* Am auffälligsten sind Vulkanitreste, die aus feinkörnigen Quarz-Feldspat-Aggregaten bestehen. Der Quarz- und Feldspatgehalt dieser Aggregate kann schwanken. Es lässt sich eine mehr oder weniger starke Bestäubung durch feinkörnigen Hämatit und öfters eine Serizitisierung der Felspäte beobachten. Die Verwachsung zwischen Quarz und Feldspat ist mikrographisch oder selten auch sphärolithisch. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um Bruchstücke der entglasten Grundmasse von sauren Vulkaniten oder auch um deren Tuffe. Eine genauere Unterscheidung der Feldspäte wurde nicht vorgenommen, da sie sämtlich unverzwilligt und öfters stark serizitisiert sind. Es liegen entweder Kalifeldspäte oder saure Plagioklase vor, da die Lichtbrechung immer niedriger als die des Quarzes ist. In den geätzten Schlifften konnte festgestellt werden, dass überwiegend Kalifeldspäte vorhanden sind und Plagioklase nur untergeordnet vorkommen, so dass es sich demnach um Rhyolite handeln würde. Ausser diesen Vulkanitresten wurden noch Reste von folgenden Gesteinen beobachtet: Tonschiefer, reine Quarzite unterschiedlicher Körnung, Muskovit-Quarzite mit wenig Mikroklin, Serizit-Quarzite mit wenig Hämatitstaub, Quarzite mit gröberkristallinem Erz und Biotit, Quarzite mit idiomorphen Quarzhexaedern, die von Quarzporphyren stammen, Gangquarze und Mikroklingranite. Daneben konnte ein fraglicher Kristalltuff gefunden werden, der aus feinerkörnigen Partien mit Feldspat und Quarz besteht, ausserdem grössere Kristalle von Kalifeldspat und saurem Plagioklas führt und mit Hämatit bestäubt ist. Die Struktur passt weder für einen Plutonit, noch für ein Ganggestein, noch für einen echten Vulkanit. Selten treten Quarz-Feldspat-Verwachsungen nach Art des Myrmekits auf.

*Ergebnis:* Je nach dem Gehalt der Matrix müssen die Gesteine als Arkosen oder feldspätische Grauwacken bezeichnet werden. Sie sind generell etwas deformiert und fallen besonders durch die vielen verschiedenen Perthit-Sorten, den teils recht hohen Hämatitgehalt und die oben genannten Vulkanitreste auf. Die Heterogenität wird durch den raschen Korngrößenwechsel und durch die vielen Mineral- und Gesteinskomponenten, die sich in fast jedem Dünnschliff in etwa gleich hoher Anzahl finden lassen, hervorgehoben.

#### Konglomerat 1

Der Typ Rognslifjell, der nach unten allmählich feinkörniger wird, geht nach oben in einen etwa 10 bis 30 m mächtigen Konglomeratzug über, der sich von der Strasse bei Kleivi bis etwa an das E-Ende der Karte über eine Entfernung von ca. 7 km verfolgen lässt. Sporadisch tritt er noch einmal nördlich Rundemellen und am Gipfel von Skarvemellen auf. Er stellt ein sehr gutes Leitniveau innerhalb des Valdres-Sparagmites von Mellane dar und trennt den

Typ Rognslifjell vom Typ Rundemellen. Die Komponenten sind bis faustgrosse, weisse Quarzgerölle und rötliche Feldspatbruchstücke, die in einer grünlichen Matrix liegen. Stellenweise wird das Konglomerat violett oder rot gefärbt durch den hohen Hämatitgehalt. Wie die mikroskopische Untersuchung ergab, führt dieses Konglomerat genau das gleiche Material wie der Typ Rognslifjell. Lediglich ein Quarzdiorit konnte noch gefunden werden, der aus dem Typ Rognslifjell unbekannt war. Nur Turmalin, Apatit und Chlorit wurden nicht beobachtet, die aber im Typ Rognslifjell nur sehr selten vorkommen. Das Konglomerat ist etwas deformiert, was durch eine Paralleltexur des Serizits und durch die Deformation der Gangquarze zum Ausdruck kommt. Selten tritt Quarz mit einem feinen Streifensystem auf, das durch die dynamische Beanspruchung entstanden ist. Der Bindemittelgehalt liegt meist unter 15 %, und der Feldspatgehalt über 25 %, so dass von einer konglomeratischen Arkose gesprochen werden kann.

#### Typ Rundemellen

Der nächst jüngere Horizont ist ein feinkörniger, heller, schwach rosa oder grünlich gefärbter Sparagmit, der sich deutlich von den beiden vorher genannten Sparagmittypen unterscheidet. Dieser Sparagmit wurde von T. Strand (1959) für eine besondere Fazies des Mellsenn-Quarzitites (s. S. 34) angesehen und auf der Skizze (S. 189) als «sandsten i den övre del av Mellsenn-formationen» bezeichnet. Hier soll dennoch der Oberbegriff des Valdres-Sparagmites beibehalten werden, weil es sich hierbei um einen Sparagmit handelt und dieser Sparagmit weite Teile in der Umgebung von Mellane einnimmt, die seinerzeit von T. Strand (1938, 1951) auch als «Valdres-Sparagmit» auf den geologischen Karten «Slidre» und «Nordre Etnedal» vermerkt wurden. Der Typ Rundemellen bildet die ganze Südflanke des Bergzuges von Bergo über Bollstadtjernet bis nach Skarvemellen und westlich Turrsjøvatn. Ein zweites Mal kommt er am Rundemellen selbst vor, wo er eine auffallend rote bis violette Farbe besitzt. Die Mächtigkeit wird etwa 650 m betragen, wie das aus Profil 1 zu ersehen ist. Die Abfolge bei Skarvemellen und bei Rundemellen dürfte tektonisch etwas reduziert sein, denn dort liegen nach Profil 2 a und 2 b nur etwa 450 bzw. 500 m vor. Diese tektonische Reduktion lässt sich auch im Gelände wahrscheinlich machen. Denn das Konglomerat 1, das am Gipfel von Skarvemellen ansteht, zeigt an seiner östlichen Untergrenze eine Mylonitisierungszone (vgl. Abb. 4) und der Valdres-Sparagmit bei Rundemellen ist gefaltet und gestört, was besonders gut von E her zu beobachten ist (vgl. Abb. 5). Der Typ Rundemellen ist im Gegensatz zum Typ Rognslifjell feinkörnig und eintönig ausgebildet. Er ist gut gebankt (Bankdicke ca. 1 m) und



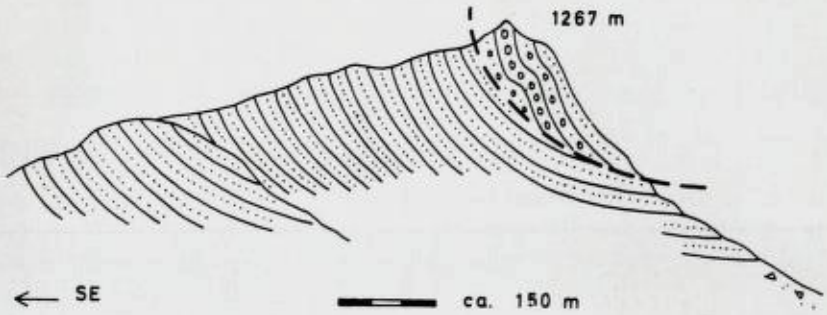


Abb. 4. Skarvemellen von ENE.

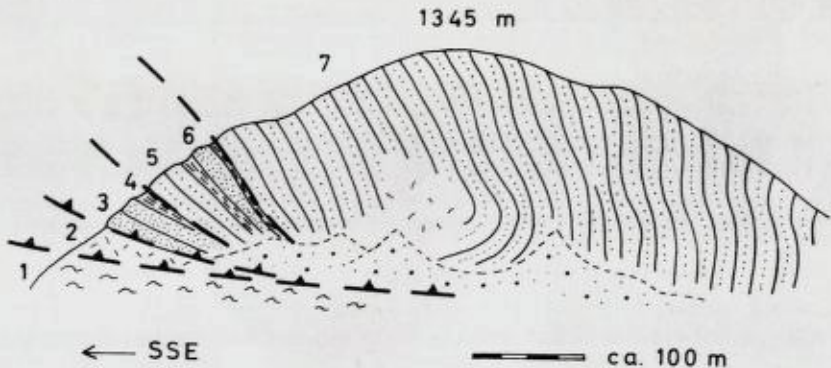


Abb. 5. Rundemellen von ENE.

1 Phyllit, 2 mylonitisierter Valdres-Sparagmit (Typ Rognslifjell), 3 Mellsehn-Quarzit, 4-6: Übergang zwischen Mellsehn-Quarzit und Valdres-Sparagmit (4 violette Schiefer, 5 rosa Sparagmit, 6 Quarzit und Schiefer). 7 Valdres-Sparagmit (Typ Rundemellen).

zeigt öfters eine grobe Kreuzschichtung. Ab und zu führt er violettbraune, einige Zentimeter dicke, sandige Schieferlagen. Ungefähr in der Mitte der Abfolge konnte ein ca. 2 m mächtiges Konglomerat (Konglomerat 2 s.u.) gefunden werden. Sonst ist dieser Sparagmit konglomeratfrei und zeigt nur manchmal einige eingestreute Gerölle. Er kann manchmal sehr feldspatarm werden, so dass er wie ein Quarzit aussieht.

#### Mikroskopie:

Gefüge: Die Gesteine sind generell matrixärmer als im Typ Rognslifjell. Entweder berühren sich die Körner direkt unter Ausbildung von suturierten Korngrenzen, oder sie sind durch einen schmalen Film aus Serizit voneinander getrennt. Nur selten schwimmen die Körner in der Matrix. Das Bindemittel

besteht meist aus einem rekristallisierten Quarzmosaik mit wenig Serizit. Der Serizit kann aber auch innerhalb des Bindemittels den Quarz in manchen Dünnschliffen überwiegen. Die Korngrösse schwankt zwischen 0.03 und 2 mm, meist liegt sie zwischen 0.3 und 0.5 mm. Dabei kann die Klassierung ganz gut sein. Auch die Sortierung ist besser als im Typ Rognslifjell, da dieser Sparagmit vorwiegend aus Quarz und Mikroklin besteht. Der Abrundungsgrad variiert. Öfters treten deformierte, längliche, eckige Körner auf, die mit ihrer Längsachse eingeregelt sind. Hinsichtlich Quarz und Mikroklin besteht kein Unterschied in der Abrundung. Der Typ Rundemellen ist wesentlich eintöniger und homogener als der Typ Rognslifjell.

Da der Mineralbestand fast derselbe wie im Typ Rognslifjell und nur die Verteilung der einzelnen Komponenten wesentlich anders ist, soll hier nur stichwortartig auf die einzelnen Komponenten eingegangen und dagegen auf die Unterschiede zum Typ Rognslifjell aufmerksam gemacht werden.

*Quarz:* undulös, Mörtelstruktur, häufig als feines Mosaik im Bindemittel, auch als Sekundär-Quarz in Zwickeln zwischen grösseren Körnern, die ehemaligen Korngrenzen sind an den Verunreinigungen zu erkennen, Einschlüsse von Muskovit, ovalen Zirkonkörnchen, Apatit und Rutilnadeln.

*Mikroklin:* meist frisch, selten serizitisiert auf Spaltrissen, Gitterverzwillingung verschiedener Grössenordnungen, unscharfe Spindeln, submikroskopische Verzwillingung mit verschwommenem Muster, auskeilende Lamellen.

*Unverzwillingter Kali-Feldspat:* Unterschiedliche Serizitisierung, mit Hämatit bestäubt, manchmal deformiert, nur vereinzelt vorkommend.

*Perthit:* Die Perthite sind längst nicht so formenreich wie im Typ Rognslifjell. Sie treten auch zahlenmässig hinter dem Mikroklin stark zurück. Die Kalifeldspäte können verzwillingt oder auch unverzwillingt sein. Kleine Tröpfchen (Breite 0.002 mm, Länge 0.01 mm); feine Spindeln (Breite 0.005 - 0.03 mm, Länge 0.02 bis 0.2 mm); Schnüre (Breite 0.002, Länge 0.15 mm); Flecken (Breite 0.07 bis 0.2 mm, Länge 0.07 bis 0.2 mm); auch feine Tröpfchen und grössere Flecken nebeneinander in demselben Kristall; die Plagioklase der Fleckenperthite können verzwillingt sein, entweder leistenförmig nach dem Albitgesetz oder auch keilförmig (Schachbrettalbit); Flecken mit Übergängen zu Adern; Adern (Breite 0.03, Länge 0.3 mm), auch z. T. mit verzwillingten Plagioklasen. Perthite mit poikilitischen Albiten fehlen.

*Plagioklas:* sehr selten. Manchmal unverzwillingte Plagioklase. Anorthitgehalt gering, Auslöschungsschiefe  $X'$  gegen (010) zwischen  $4^\circ$  und  $17^\circ$ , nach der Zonenmethode von Rittmann und den stereographischen Projektionen nur Albit oder Oligoklas. Bisweilen Zonargebaut mit innen  $4^\circ$  und aussen  $7^\circ$  Auslöschungsschiefe. Meist einfache Zwillinge nach dem Albitgesetz, selten keilförmige Zwillinge (Schachbrettalbit).

*Mesoperthit:* sehr selten, nur als Fleckenperthit entwickelt.

*Antiperthit:* fehlt.

*Serizit, Muskovit,* wie bei Typ Rognslifjell.

*Chlorit:* fehlt.



*Turmalin:* öfters in den stratigraphisch hangenden Lagen dieses Sparagmites. X farblos, blassgrün, gelblich, bläulichgrau — Z olivgrün, grünblau, dunkelgrün-schwarz, Schörl.

*Titanit:* Keine grossen Kristalle, sondern wahrscheinlich nur im Leukoxen vorhanden, der öfters auftritt und an Schwerminerallinien angereichert ist.

*Zirkon:* bis 0.25 mm grosse Kristalle, öfters idiomorph und mit Spaltbarkeit.

*Apatit:* eingewachsen in Quarz, auch grössere Bruchstücke, sehr selten.

*Erze:* Hämatit ist fast immer als feinkörniges Pigment im Bindemittel, auf Feldspäten und Gesteinsresten zu finden. Bei Rundemellen treten extrem rote Gesteine auf, die einen hohen Hämatitgehalt aufweisen. Feine Erzlagen, die für die Typen Rognslifjell und Rabalsmellen so charakteristisch sind, fehlen im Typ Rundemellen beinahe ganz. Die wenigen Erzkörner, die im Auflicht untersucht werden konnten, zeigen dieselben Erscheinungsformen wie im Typ Rognslifjell. Es ist Hämatit mit Entmischungskörperchen von Ilmenit, teils Pseudomorphosen nach Magnetit, öfters Zersetzung zu Brauneisen.

*Gesteinsreste:* Quarzite, Tonschiefer, Gangquarze, und wieder zahlreiche, saure Vulkanitreste (Quarz-Feldspat-Aggregate, die mit Hämatit bestäubt sind und eine mikroskopische Verwachsung aufweisen, meist Rhyolite). In den Fällen, wo die Aggregate nur aus Plagioklas bestehen, könnten Dazite vorliegen. Daneben wurde als einzelnes Geröll ein eigenartiges Gestein gefunden, das makroskopisch eine typische Vulkanitstruktur mit grossen Einsprenglingen und einer Grundmasse zeigt. Mikroskopisch beobachtet man grosse, gut gerundete Quarzeinsprenglinge, die manchmal Resorptionsbuchten zeigen, und eine Grundmasse aus überwiegend Quarz, daneben Feldspat. Aber die Verwachsung der beiden Komponenten ist nicht mikroskopisch, sondern relativ grob kristallin, wobei sich die Körner nur manchmal verzahnen. Der Feldspat ist unverzwilligt, hat dieselbe Lichtbrechung wie Canadabalsam (Albit) und ist etwas serizitisiert. Als Akzessorien treten Zirkon, Hämatit und Leukoxen auf. Es ist nicht zu erkennen, ob das Gestein ein Vulkanit ist oder ein Sedimentgestein. Die Struktur spricht für einen Vulkanit, der hohe Quarz-Gehalt (über 50 %) dagegen. Wahrscheinlich handelt es sich hier um ein pyroklastisches Sediment.

*Ergebnis:* Da das Bindemittel zurücktritt, liegen manchmal feldspatische Sandsteine vor. Sonst treten Arkosen und relativ matrixarme feldspatische Grauwacken auf.

Auffallend ist im Unterschied zum Typ Rognslifjell das fast völlige Fehlen der Plagioklase, das Zurücktreten der Perthite und der Matrix und der höhere Quarzgehalt (s. S. 46). Daneben kennzeichnen die Vulkanitreste und das rötliche Pigment des Hämatits den Typ Rundemellen sehr gut.

## Konglomerat 2 (mit Vulkaniten)

Mitten in der Abfolge des Typs Rundemellen findet sich ein 1 bis 2 m mächtiger Konglomeratzug. Dieses Konglomerat kann von der Strassenkurve bei Bergo im W der Skarvemellen-Schuppe bis an deren E-Ende verfolgt werden und gibt einen sehr schönen Anhaltspunkt für die ungestörte Lagerung der Skarvemellen-Schuppe in diesem Teil. Ein zweites Mal wurde das Konglomerat bei Rundemellen beobachtet, wo es von W über den ganzen Berg bis etwas südlich des Gipfels und danach weiter nach E verläuft und vielleicht den besten Beweis für die Wiederholung der Schichtfolge bei der Rundemellen-Schuppe liefert. Es führt verschiedene Quarzite und Gangquarze von weisser, rosa oder violetter Farbe, die bis 5 cm Durchmesser erreichen können, daneben kommen aber auch dunkelrote, dichte Gesteine vor, die makroskopisch wie Jaspis aussehen, aber unter dem Mikroskop als Vulkanitreste erkannt werden können. Sie sind durch Hämatit stark rot gefärbt und zeigen eine enge Verwachsung zwischen Quarz und Feldspat. Diese Quarz-Feldspat-Aggregate sind zu grösseren Feldern mit einheitlicher Auslöschung des Quarzes zusammengefasst und bilden dadurch untereinander ein grobkristallines Gefüge. In diesem grobkristallinen Gefüge befinden sich einzelne Einsprenglinge aus Quarz, die rundlich geformt sind und manchmal Resorptionsbuchten zeigen, und ein tafelförmiger, etwas mit Serizit und Hämatit bestäubter Kali-Feldspat. Das Gestein ist ein Rhyolit (vgl. Tafeln, Abb. 13). Ausser diesen Vulkaniten gibt es noch andere saure Vulkanite.

Es sind Rhyolithe, die eine Grundmasse aus einer mikrographischen oder radialstrahligen Verwachsung von Quarz und Feldspat und Einsprenglinge aus Quarz (Resorptionsbuchten) und einem Feldspat zeigen, der eine dem Mikroklin ähnelnde Verzwilligung aufweist. Wahrscheinlich ist dieser Feldspat eine Anorthoklas. Als Akzessorien finden sich Hämatit, Zirkon und Leukoxen in wechselnder Menge. Diese Rhyolite kommen auch sonst als kleine Gesteinsreste im Valdres-Sparagmit vor (vgl. Tafeln, Abb. 14).

Die Matrix des Konglomerates 2 gleicht in ihrer Zusammensetzung dem Valdres-Sparagmit vom Typ Rundemellen.

## Konglomerat 3 (? Tillit).

Die gesamte, etwa 3000 m mächtige Abfolge des Valdres-Sparagmites wird im Hangenden durch ein eigenartiges Konglomerat begrenzt, das 0.5 bis 3 m mächtig werden kann und stellenweise durch seinen besonders hohen Matrix-Gehalt an einen Tillit erinnert (vgl. Abb. 6). Es ist der einzige Horizont des gesamten Valdres-Sparagmites, in dem Plutonite in grösserer Anzahl vorkommen.





Abb. 6. Konglomerat 3 (? Tillit). Nordöstlich Valdres-Schieferbruch.

Am besten ist dieses Konglomerat oberhalb des Valdres-Schieferbruches aufgeschlossen. Dort ist die Ähnlichkeit mit einem Tillit besonders deutlich, da die einzelnen Gerölle ganz lose verstreut in einer grünlichen Matrix liegen und in ihrer Grösse ausserordentlich schwanken (wenige Millimeter bis 45 cm). Aber auch sonst kann der tillitähnliche Charakter an vielen Stellen beobachtet werden. Das Konglomerat 3 tritt immer in demselben stratigraphischen Niveau auf, lässt sich in der SkarvemellenSchuppe über eine Entfernung von ca. 8 km verfolgen und ist auch südlich Rundemellen in einem analogen Niveau zu sehen. Es handelt sich demnach um einen wichtigen stratigraphischen Horizont, der für regionale Vergleiche verwendet werden kann. Auf der geologischen Karte (s. Anhang) ist dieses Konglomerat nur dort eingezeichnet, wo es im Gelände nachgewiesen werden konnte.

#### *Mikroskopie:*

Es liegen Komponenten vor, die z.T. aus dem Valdres-Sparagmit von Mellane unbekannt sind:

Mikroklingranite mit Chlorit, Apatit und Erz; Plagioklasreiche Granite oder Granodiorite mit Spindelperthiten, Mikroklin, gebleichtem Biotit, Apatit, Zirkon und Erz; Granodiorite mit kalzitisierten, keilförmig verzwilligten Plagioklasen (Schachbretalbit), Quarz, Apatit und Biotit, der chloritisiert ist und violette oder braune, anomale Inter-

ferenzfarben zeigt; Granodiorite mit echten spindeligen Mesoperthiten; grobkörnige Syenite mit vielen verschiedenen Perthitsorten (u.a. auch Spindelperthite mit Übergang zu Mesoperthiten): aplitische Syenite mit viel serizitisierem Kali-Feldspat, daneben serizitisierem Plagioklas, Quarz, Apatit, Muskovit und Erz (?Eruptivgang), ausserdem die bekannten mit Hämatit bestäubten Vulkanitreste (Quarz-Feldspat-Aggregate), Kristalltuffe, die teilweise Grundmasse mit enthalten, Tonschiefer, verschieden körnige Quarzite (teils mit Turmalin) und Gangquarze. Die Matrix besteht vorwiegend aus Serizit, führt manchmal bis 1.4 mm lange, klastische, chloritisierte Biotite mit anomalen, violetten oder braunen Interferenzfarben und liefert, da die einzelnen grösseren Quarz- und Feldspatkörner und die Gesteinsreste sehr lose gepackt sind, ein tillitähnliches Aussehen. Sonst kann sie Ähnlichkeiten mit einem bindemittelreichen Sparagmit aufweisen. Klassierung und Sortierung sind sehr schlecht (vgl. Tafeln, Abb. 15).

Mit diesem Konglomerathorizont ist die Abfolge des Valdres-Sparagmites abgeschlossen.

#### Der Übergang zwischen dem Valdres-Sparagmit und der Mellsenn-Gruppe

Im Grenzbereich zwischen dem Valdres-Sparagmit und der Mellsenn-Gruppe treten mehrere Horizonte auf, die im Gelände schwierig zu finden sind, da sie nur an wenigen Stellen aufgeschlossen sind, in ihrer Mächtigkeit schwanken und auch tektonisch reduziert sein können. Sie wurden auf der geologischen Karte nur dort eingezeichnet, wo sie im Gelände angetroffen wurden. Am besten sind diese Horizonte in der Skarvemellen-Schuppe nordwestlich Nervatn oder auch oberhalb des Valdres-Schieferbruches (s. Profil 3 und 4) und in der Rundemellen-Schuppe südlich Rundemellen (s. Profil 2b) zu sehen. Auf das Konglomerat 3 folgen dort in stratigraphischer Reihenfolge: ein grüngraues, sandiges Schieferband (3-? 10 m), ein weisser Quarzit (10 m), der dem Mellsenn-Quarzit gleicht, ein grüngraues Schieferband (12-15 m), ein rosa, teils feinkonglomeratischer Sparagmit mit violetten Schieferlagen (10-20 m), der dem Valdres-Sparagmit (Typ Rundemellen) ähnlich sieht, und zuletzt ein violetter, sandiger Schiefer (6 m), an den sich der eigentliche Mellsenn-Quarzit anschliesst (s. stratigraphische Tabelle im Anhang). Die Gesamtmächtigkeit dieser Übergangshorizonte beträgt ca. 50 m. Durch eine genaue Kartierung lässt sich beweisen, dass diese Abfolge systematisch ist.

Die Kontakte sind sedimentär, nur ab und zu, so z.B. südlich Rundemellen, tektonisch überprägt und lassen an einer sedimentären Verknüpfung zwischen dem Valdres-Sparagmit und der Mellsenn-Gruppe keine Zweifel erscheinen.



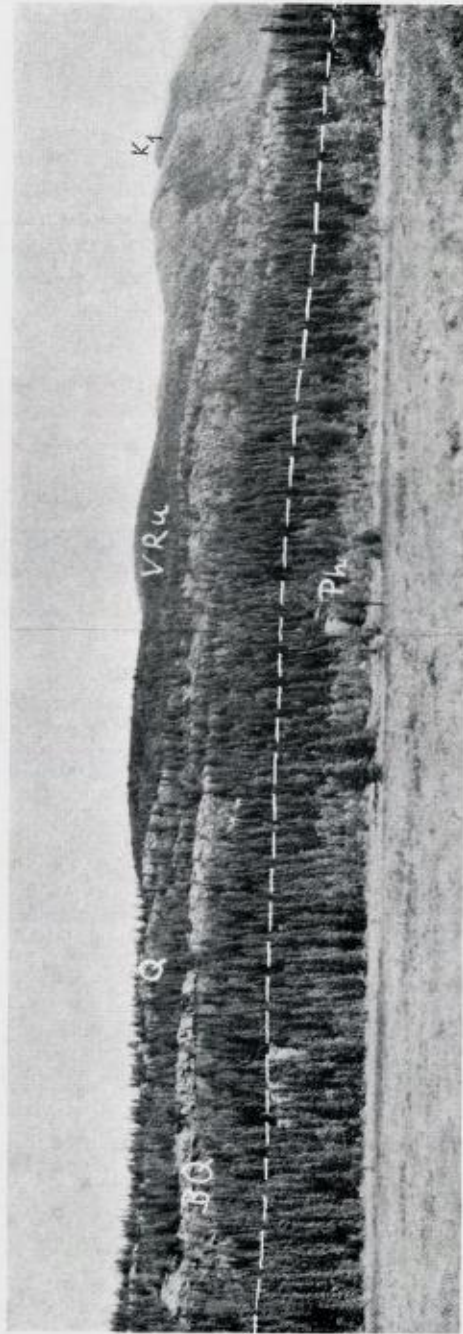


Abb. 7. Melisenn-Gruppe und Valdres-Sparagmit südwestlich von Skarvemellen.  
 Ph Phyllite, BQ Melisenn-Blauquarz, Q Melisenn-Quarzit, VRu Valdres-Sparagmit  
 (Typ Rundemellen), K<sub>1</sub> Konglomerat 1. Gestrichelte Linie: Überschiebung. (Der Melisenn-Schiefer und der Melisenn-Dachschiefer sind durch Wald verdeckt.)

*Mikroskopie:*

Der weisse Quarzit ist im Vergleich zum Mellsenn-Quarzit (s. S. 34) relativ bindemittel- und plagioklasreich. Der rosa Sparagmit ähnelt dem Valdres-Sparagmit (Typ Rundemellen) und ist nur etwas plagioklasreicher. Die Schieferbänder wurden nicht mikroskopiert.

## Die Mellsenn-Gruppe

Der Name «Mellsenn-Formation» wurde von T. Strand (1938, S. 24) in die Literatur eingeführt. Damit sind Quarzite und Schiefer gemeint, die über den ordovizischen Phylliten und unter dem Valdres-Sparagmit liegen. Da in dieser Gesteinsgruppe mehrere Formationen auftreten, die alle eine grössere Selbständigkeit besitzen und zu regional-geologischen Vergleichen herangezogen werden können, wird hiermit vorgeschlagen, den Namen «Mellsenn-Formation» durch den Namen «Mellsenn-Gruppe» zu ersetzen. Die Mellsenn-Gruppe wird in vier Formation unterteilt. Es sind dies der «Mellsenn-Quarzit», der «Mellsenn-Dachschiefer», der «Mellsenn-Blauquarz» und der «Mellsenn-Schiefer». Sie treten im Arbeitsgebiet in zwei grundsätzlich verschiedenen tektonischen Positionen auf. Einerseits sind sie sedimentär mit dem Valdres-Sparagmit verknüpft. Das trifft für die Vorkommen in der Skarvemellen-Schuppe zu, wo sie als schmale Bänder und topographisch tiefste Abteilung den Valdres-Sparagmit begleiten (vgl. Abb. 7). In vergleichbarer Position ist eine Formation (Mellsenn-Quarzit) zusammen mit den Übergangsschichten zwischen dem Mellsenn-Quarzit und dem Valdres-Sparagmit auch südlich Rundemellen zu finden (vgl. Abb. 8). Andererseits werden die Glieder der Mellsenn-Gruppe tektonisch vom Valdres-Sparagmit überfahren und von ihm durch eine Überschiebung getrennt. Dieser Fall ist besonders gut westlich Rabalsvatn entwickelt (vgl. Abb. 9).

Die Mellsenn-Gruppe wird dort von den ältesten Anteilen des Valdres-Sparagmites tektonisch überlagert und bildet einen bei der Faltenbildung und Überschiebung des Valdres-Sparagmites hängengebliebenen Schubfetzen. Analoge Schubfetzen sind westlich Turrsjö-Seter, unmittelbar bei dem Gehöft Kleivi und auch ausserhalb des kartierten Gebietes am NW-Ende von Vangsjön und nördlich Rennsenn-Seter zu finden. Es muss deshalb bei einer tektonischen Deutung, die sich auf die Mellsenn-Gruppe bezieht, jeweils untersucht werden, ob sie in sedimentärem Zusammenhang mit dem Valdres-Sparagmit steht oder von ihm durch eine Überschiebung getrennt ist. Die Mellsenn-Gruppe liegt in der Skarvemellen-Schuppe und auch in der Rundemellen-Schuppe oder westlich Rabalsvatn überkippt (vgl. R. P. Nickelsen), so dass die im Anschliessenden beschriebene stratigraphische Reihenfolge vom Mellsenn-



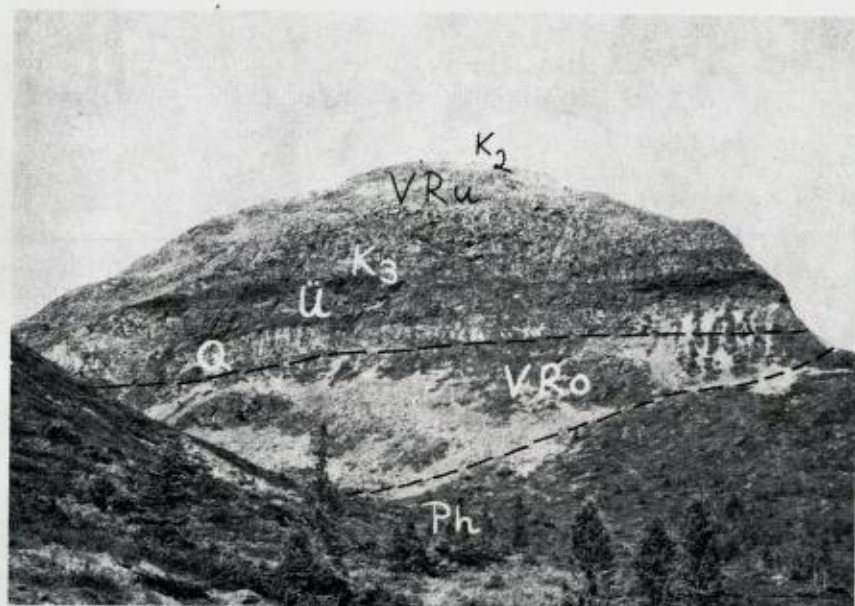


Abb. 8. Rundemellen von SE. Ph Phyllite. VRo Valdres-Sparagmit (Typ Rognslifjell), Q Mellsenn-Quarzit, Ü Übergangsschichten zwischen Mellsenn-Quarzit und Valdres-Sparagmit, K<sub>3</sub> Konglomerat 3, VRu Valdres-Sparagmit (Typ Rundemellen), K<sub>2</sub> Konglomerat 2. Gestrichelte Linie: Überschiebung.

Quarzit, über den Mellsenn-Dachschiefer, den Mellsenn-«Blauquarz» bis zum Mellsenn-Schiefer verläuft. Die Profile 3 und 4 auf Profil-Tafel 2 geben einen Überblick über diese Sequenz.

#### Mellsenn-Quarzit

An die violetten Schiefer, die das jüngste Glied der Übergangshorizonte zwischen dem Valdres-Sparagmit und der Mellsenn-Gruppe darstellen, schließt sich der Mellsenn-Quarzit an. Zwischen dem Valdres-Schieferbruch und Nervatn besteht er aus zwei gut gebankten Quarzitlagen (30 bzw. 10-18 m) und einem dazwischengelagerten, grauen Schieferband (6 m). Die ältere Quarzitlage bildet den morphologisch so markanten Höhenzug südlich Bollstadtjerner und ist für die Mellsenn-Gruppe besonders charakteristisch, da sie eine weisse Farbe besitzt und auch in stark gefalteten Gebieten meist anzutreffen ist, während die anderen Glieder der Mellsenn-Gruppe häufig ausgequetscht werden. Die jüngere Quarzitlage kann weisse, grünlichgraue oder auch rosa Farbtöne tragen.

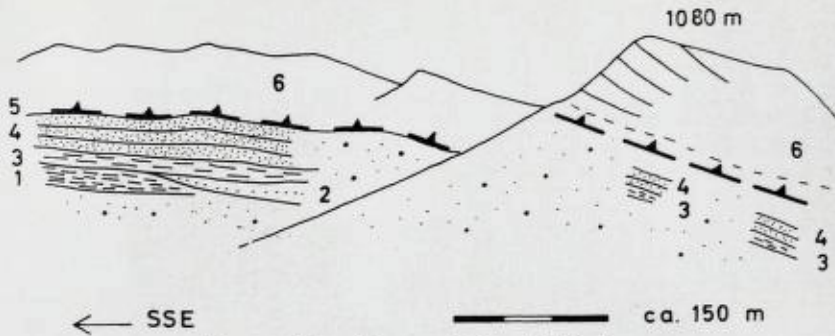


Abb. 9. Rabalsmellen von ENE mit Mylonitzzone.

1 Mellsenn-Schiefer, 2 Mellsenn-«Blauquarz», 3 Mellsenn-Dachschiefer, 4 Mellsenn-Quarzit, 5 Überschiebung mit Mylonitzzone, 6 Valdres-Sparagmit (Typ Rabalsmellen).

#### *Mikroskopie:* Quarzitlagen.

*Gefüge:* Klastisch, etwas deformiert, die Quarzkörner sind etwas gelängt, Bindemittel fast nur aus sekundär gewachsenem Quarz, der die Zwickele zwischen den grösseren Körnern ausfüllt, ehemalige Korngrenzen sind an Verunreinigungen zu erkennen, Serizit nur als schmaler Film an den Korngrenzen, die häufig suturiert ausgebildet sind, guter Abrundungsgrad, Korngrösse 0.06-1.5 mm, meist um 0.5 mm, Klassierung und Sortierung gut.

*Quarz:* 80-90 %, undulös, Mörtelstruktur, manchmal auch feines Streifensystem, das durch die Deformation entstanden ist, häufig Rutil-Einschlüsse, daneben Flüssigkeitseinschlüsse und Einschlüsse von Zirkon, Biotit und Muskovit.

*Kalifeldspat:* Manchmal bis 15 %, als Mikroklin, der Gitterzwillinge, spindelige oder keilförmige Zwillinge zeigt oder auch submikroskopisch verzwilligt ist, auch als Perthit entwickelt mit Spindeln, Schnüren und Flecken, daneben unverzwilligter Kalifeldspat.

*Plagioklas:* vereinzelt, meist mit Zwillingen nach dem Albit-Gesetz, ausserdem keilförmige Zwillinge (Schachbrettalbit), auch unverzwilligt, geringer Anorthit-Gehalt (Albit-Oligoklas).

*Serizit:* vereinzelt als kleine Schüppchen an den Korngrenzen.

*Turmalin:* selten, X farblos-grünlich, Z gelblichgrün. Schörl.

*Zirkon:* selten, grössere Körner, oder kleine Körnchen eingewachsen in Quarz.

*Erz:* selten, opak, einzelne Körner.

*Gesteinsreste:* Vulkanitreste (mikrographische Quarz-Feldspat-Verwachsungen mit Hämatit), Quarzite und Gangquarze.

*Ergebnis:* Gut gerundeter, feldspätischer Quarzit mit guter Klassierung und guter Sortierung.





Abb. 10. Valdres-Schieferbruch. DS Mellsenn-Dachschiefer, Q Mellsenn-Quarzit,  $K_3$  Konglomerat 3, VRu Valdres-Sparagmit (Typ Rundemellen).

#### Mellsenn-Dachschiefer

Auf den Mellsenn-Quarzit folgt der bekannte Valdres-Dachschiefer. Er ist grün oder rötlich gefärbt und wird bis 60 m mächtig. In größeren, abbauwürdigen Mengen ist er nur in der Skarvemellen-Schuppe vorhanden (vgl. Abb. 10). Er tritt aber auch in den Schubfetzen westlich Rabalsvatn auf. Am Valdres-Schieferbruch enthält er eine etwa 0.5 m dicke, gelbliche Kalkbank, die ungefähr in der Mitte des Dachschiefers zu finden ist.

*Mikroskopie:*

Es seien zwei Dünnschliffe als Beispiele angeführt.

1. *Rötlicher Schiefer:* Er zeigt eine feine Paralleltextur und führt Serizit, Chlorit, Quarz und Hämatit. Der Chlorit hat anomale, blaue, braune und violette Interferenzfarben und ist deutlich grün gefärbt und pleochroitisch (blassgrün-grün). Er liegt in grösseren Schlieren und in feinst verteilten Schüppchen vor. Quarz wird in einzelnen Körnern bis 0.04 mm gross und ist sonst als winziges Aggregat mit Serizit und Chlorit eng verwachsen. Kleine blutrote Nadeln und Täfelchen von Hämatit geben dem Schiefer die rötliche Farbe. Das Mengenverhältnis dieser Mineralkomponenten ist schwer zu schätzen. Serizit überwiegt bei weitem.

*Ergebnis:* Serizit-Chlorit-Schiefer mit neugebildeten, kleinen Hämatit-Täfelchen.

2. *Grüner Schiefer:* Ein Parallel-Gefüge ist angedeutet durch feine, dunkle Linien, an denen Erz angereichert ist. Die Serizit-Schüppchen liegen vorwiegend schräg nach einer Richtung zu diesen Linien, können aber auch parallel oder schräg nach einer anderen Richtung liegen, die dann in etwa senkrecht auf der erstgenannten Richtung der Serizit-Schüppchen steht. Die dunklen Linien deuten die primäre Schichtung an, während die beiden anderen Richtungen Schieferungsrichtungen sind.

*Mineralbestand:* Serizit, Quarz, Chlorit, Muskovit, Turmalin, Erz. Serizit ist am häufigsten unter diesen Mineralen vertreten. Quarz (0.005 - 0.07 mm) ist eng mit Serizit verwachsen. Chlorit bildet vereinzelt grüne Schüppchen, Muskovit selten grössere (gerade beginnende Muskovit-Neubildung). Turmalin kommt vereinzelt vor, ist säulenförmig entwickelt und weist einen deutlichen Pleochroismus auf: X blass, gelblich grün - Z dunkelblau, olivgrün (Schörl). Diese Turmalin-Mikrolithe sind sicher keine klastischen Reste, sondern Neubildungen, die auf den  $B_2O_3$ -Gehalt des Schiefers zurückzuführen sind (vgl. W. E. Tröger 1955, S. 211).

*Ergebnis:* Serizit-Chlorit-Schiefer mit Turmalin-Mikrolithen.

#### Mellsenn-«Blauquarz»

Als nächste lithostratigraphische Einheit folgt eine Gesteinsserie mit drei verschiedenen Gesteinstypen. Nacheinander schliessen sich an den Mellsenn-Dachschiefer an: ein grauer, gut gebankter Quarzit (30 - 40 m), ein graugrünlischer Schiefer, der sehr viele helle, 1 - 2 mm dicke, sandige Lagen enthält (12 - 20 m), und ein dunkelgrauer, manchmal auch bläulicher, feinkonglomeratischer Quarzit (6 m).

Der graugrünlische Schiefer führt nicht bestimmbare Biohieroglyphen (Ausgüsse von Bauten), die als tropfen- oder unregelmässige bandförmige Erheb-



ungen auf den Schichtunterflächen zu sehen sind. Der feinkonglomeratische Quarzit zeigt bis 0.5 cm grosse Quarzgerölle und schwarze, bis 4 cm lange Chert-Fragmente. Der Name Mellsenn-«Blauquarz» wurde deshalb gewählt, weil diese Quarzite im Gegensatz zum Mellsenn-Quarzit dunkel sind und der feinkonglomeratische Quarzit manchmal einen bläulichen Schimmer zeigt. An und für sich ist dieser Name nicht sehr geeignet, es lässt sich aber damit der Unterschied zu dem weissen Mellsenn-Quarzit gut ausdrücken.

#### *Mikroskopie:*

##### 1. *Grauer, gut gebankter Quarzit:*

*Gefüge:* Das Bindemittel besteht meist aus Serizit und einem feinen Quarzmosaik, untergeordnet treten Calcit und Chlorit auf. Korngrösse: 0.03 - 2 mm, meist um 0.3 mm. Die Klassierung ist meistens schlecht, während die Sortierung manchmal ganz gut sein kann, da die Gesteine bis zu 90 % aus Quarz bestehen können. Der Abrundungsgrad ist meist schlecht, nur die grösseren Körner sind gut gerundet. Häufig sind die Körner elliptisch ausgezogen. Suturierte Korngrenzen finden sich öfters. Dieser Quarzit ist heterogener als der Mellsenn-Quarzit aufgebaut.

*Quarz:* 80 - 90 %, undulös, Mörtelstruktur, öfters streifenförmige Zerlegung der Kristalle.

*Kalifeldspat:* selten, als Mikroklin mit Gitter-Zwillingen oder auch unverzwilligt, dann etwas serizitisiert.

*Pertbit:* selten, Spindeln.

*Plagioklas:* selten, Albit-Oligoklas, auch unverzwilligt.

*Serizit:* bis 10 %, wechselnder Gehalt.

*Biotit:* als Einschluss in Quarz und Mikroklin. In Mikroklin radialstrahlig angeordnet.

*Muskovit:* einzelne, klastische Reste, manchmal in Lagen.

*Chlorit:* vereinzelt im Bindemittel oder geldrollenartig eingewachsen in Quarz (Helminthstruktur).

*Calcit:* vereinzelt im Bindemittel.

*Turmalin:* einzelne Körner, Pleochroismus X blassgelb - Z goldgelb (Dravit) oder X gelblichgrün - Z tief olivgrün (Schörl).

*Zirkon:* einzelne Körnchen.

*Erz:* opake Körnchen.

*Leukoxen:* braune, pulverige Massen, im Auflicht weiss.

*Ergebnis:* Unreiner Quarzit.

Der Übergang zu dem nächsten Gesteinstyp, einem graugrünligen Schiefer, wird durch chloritreiche Quarzitbänkchen gebildet.

## 2. Graugrünlischer Schiefer:

Feine Wechsellagerung zwischen hellen, quarzreichen und dunkleren, grünlichen serizitischen Lagen.

*Quarz*: Korngrösse um 0.04 mm.

*Serizit*: in Lagen zusammen mit einem feinem Erzpigment. Quarz und Serizit machen über 90 % der Mineralkomponenten aus.

*Muskovit*: einzelne, klare Porphyroblasten.

*Turmalin*: X blassgrün - Z olivgrün, neugebildete, säulenförmige Mikrolithe.

*Zirkon*: kleine Körnchen in den quarzreichen Lagen.

*Erz*: winzige Körnchen, teils Fe-Hydroxyde oder Hämatit.

## 3. Dunkelgrauer, feinkonglomeratischer Quarzit:

*Gefüge*: Sehr wenig Bindemittel aus Serizit, Quarz, ?Zoisit und etwas Calcit, häufig suturierte Korngrenzen, Abrundungsgrad meist gut, Korngrösse 0.06 - 3.5 mm, meist um 1 mm.

*Quarz*: 90 %, undulös, Mörtelstruktur.

*Kalifeldspat*: 5 %, Mikroklin (Gitterzwillinge, submikroskopisch verzwillingt), Perthit (Spindeln und Flecken).

*Mesoperthit*: feine Spindeln.

*Plagioklas*: unverzwillingt, Albit, sehr selten.

*Serizit*: selten, an den Korngrenzen.

*?Zoisit*: zusammen mit Quarz und Serizit im Bindemittel.

*Zirkon*: selten, kleine Körnchen.

*Erz*: opake Körnchen, an den Korngrenzen.

*Gesteinsreste*: Chert-Fragmente.

*Ergebnis*: feinkonglomeratischer Quarzit mit verschiedenen Feldspattypen und Chert-Fragmenten.

## Mellsenn-Schiefer

Die jüngste lithostratigraphische Einheit der Mellsenn-Gruppe umfasst drei Schieferhorizonte. Auf den Mellsenn-«Blauquarz» folgt zuerst ein schwarzes Schieferband (4 m), danach ein dunkelgrauer Schiefer, der einige Zentimeter dicke Kalkknollen und Kalkbänke enthält (5 - 8 m), und zuletzt ein dunkelgrauer, monotoner Schiefer (12 - 12 m), in dem K. O. Björlykke (1905, S. 466) Graptolithen gefunden hatte, die altersmässig der Stufe 4a im Oslo-Feld entsprechen. In einer Schutthalde, die sich nordwestlich Mellsenn-Seter direkt unterhalb einer Felswand mit diesen drei Schieferhorizonten befindet, wurden Brachiopoden gefunden. Da zwei Schieferstücke ausser den Brachiopoden auch



Kalkknollen enthalten, wird angenommen, dass die Brachiopoden aus den Schieferen mit Kalkknollen stammen. Herr Professor Dr. Nils Spjeldnæs (Aarhus/Dänemark) teilt hierzu freundlicherweise mit, dass es sich meist um Orthiden handelt und dass ein Exemplar der Brachiopoden eine wirkliche *Orthis* (s.s.) zu sein scheint, die nicht mit Sicherheit in Lagen gefunden wurde, die gleichalt oder jünger als die Graptoliten von K. O. Björlykke (1905) sind. Diese Tatsache ist ein weiterer Hinweis, dass die Mellsenn-Gruppe und der Valdres-Sparagmit überkippt liegen.

#### *Mikroskopie:*

Die Schiefer wurden nicht mikroskopiert. Die Kalke aus dem mittleren Schiefer zeigen unter dem Mikroskop eine feinkristalline Struktur aus Calcit (Korngrösse 0.005-0.5 mm), daneben einzelne Quarzsplitter. Fossilien konnten darin nicht beobachtet werden.

Damit ist die Abfolge der Mellsenn-Gruppe, die insgesamt bis ca. 210 m mächtig werden kann, abgeschlossen. Im Anhang ist eine stratigraphische Tabelle zu finden, die eine schnelle Orientierung über die Stratigraphie des Valdres-Sparagmites und der Mellsenn-Gruppe ermöglicht.

### Die Phyllite

Die Unterlage für alle vorhergenannten Gesteinsserien wird durch ordovizische Phyllite gebildet. Dabei kann entweder der Valdres-Sparagmit oder die Mellsenn-Gruppe auf den Phylliten liegen. Die Phyllite wurden nicht näher untersucht. Unter dem Mikroskop erkennt man eine stark gefaltete Wechselagerung zwischen feinsandigen und schiefrigen Lagen. Sekundäre Quarzsprünge, die schräg zur Schichtung verlaufen, sind auch noch gefaltet.

*Quarz:* in den sandigen Lagen um 0.03 mm, sonst feiner.

*Serizit:* teils dicht mit Quarz verwachsen, teils eigene Lagen bildend. Zusammen mit Quarz über 90 % der Mineral-Komponenten.

*Chlorit:* vereinzelt, gelblichgrüne Schüppchen mit hellblauen Interferenzfarben.

*Fe-Karbonat:* Kleine Rhomboeder, die teils gänzlich von Fe-Hydroxyden aufgebaut werden (Pseudomorphosen von Fe-Hydroxyden nach Fe-Karbonat, verwitterte Fe-Karbonat-Porphyroblasten).

*Erz:* wohl Fe-Hydroxyge, entweder als kleine Körnchen, oder in feinen, dünnen Schlieren, ca. 5 %.

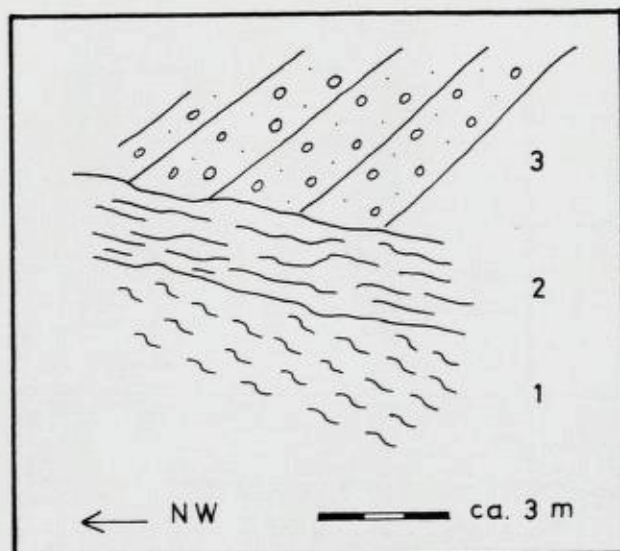


Abb. 11. Tektonischer Kontakt zwischen Valdres-Sparagmit und Phylliten. Östlich Skattebu. 1 Phyllite, 2 Mylonitzone, 3 Valdres-Sparagmit (Typ Rognslifjell).

### Mylonite, tektonische Kontakte und Überschiebungen

An vielen Stellen innerhalb des Untersuchungsgebietes treten Mylonite auf, die eine weitreichende Überschiebung an der Untergrenze des Valdres-Sparagmites bzw. der Mellsenn-Gruppe kennzeichnen. Diese Überschiebung hat eine regionale Bedeutung und erteilt dem Valdres-Sparagmit und der Mellsenn-Gruppe dort, wo sie mit dem Valdres-Sparagmit sedimentär verknüpft ist, eine eindeutig allochtone Position. Dabei liegt der Valdres-Sparagmit im westlichen Teil des Arbeitsgebietes nördlich von Rogne diskordant auf den Phylliten und im nordöstlichen Teil in der Umgebung von Rabalsmellen diskordant auf dem Mellsenn-Quarzit bzw. dem Mellsenn-«Blauquarz», während südlich von Skarvemellen die Mellsenn-Gruppe konkordant, aber tektonisch die Phyllite überlagert. Im einzelnen lässt sich diese Überschiebung durch folgende Kontakte belegen:

1. Östlich Skattebu zwischen den Phylliten und dem Typ Rognslifjell (1617 II, 6757.5 - 506.7). Die Abbildung 11 zeigt eine deutliche tektonische Diskordanz und eine etwa zwei Meter breite Mylonitzone.
2. Direkt bei dem Gehöft Kleivi zwischen dem Typ Rundemellen und einem Quarzit (?Mellsenn-«Blauquarz») der Mellsenn-Gruppe (1617 II; 6774.1 - 507.7).



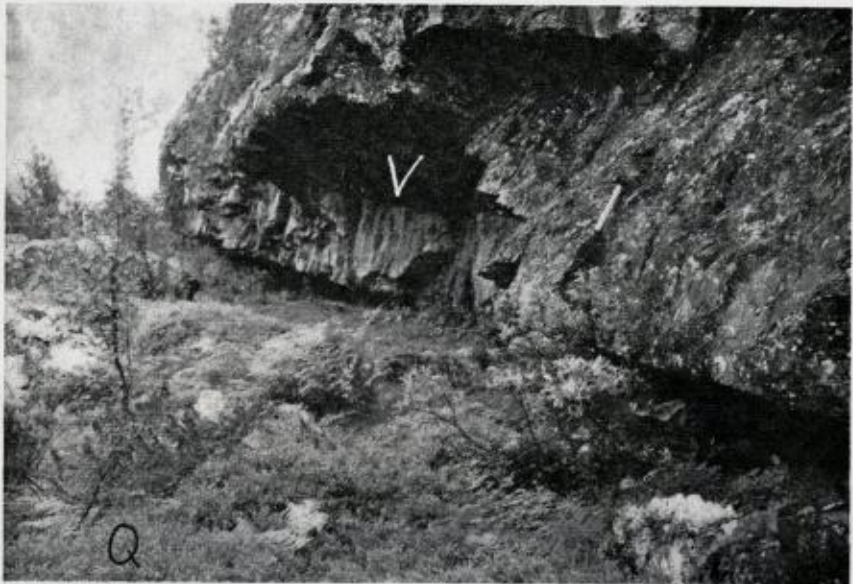


Abb. 12. Überschiebung zwischen Mellsenn-Quarzit (Q) und Valdres-Sparagmit (V) am NW-Ende von Vangssjöen.

3. Westlich Turrsjö-Seter zwischen dem Typ Rognslifjell und dem Mellsenn-«Blau-Quarz» (1717 III; 6774.4 - 514.2).
4. Südlich Rundemellen an zwei Stellen. Einmal zwischen dem Typ Rognslifjell und den Phylliten und zum zweiten wenige Meter oberhalb dieses Kontaktes zwischen dem Mellsenn-Quarzit und dem Typ Rognslifjell (1717 III; 6774.7 - 513.9). Diese Verhältnisse sind in Profil 2b, Tafel 2 dargelegt.
5. An zahlreichen Stellen westlich Rabalsvatn zwischen dem Typ Rabalsmellen und dem Mellsenn-Quarzit (vgl. Abb. 9).  
Ausserhalb des auf der geologischen Karte wiedergegebenen Areals lassen sich noch folgende tektonische Kontakte nennen:
6. Nordöstlich Kobbeset-Seter zwischen dem Typ Rognslifjell und dem Mellsenn-Schiefer (1617 II; 6777.8 - 506.2).
7. Am NW-Ende von Vangssjöen zwischen dem Valdres-Sparagmit und dem Mellsenn-Quarzit (1617 II; 6780.5 - 511.1). Dies ist vielleicht der eindrucksvollste Kontakte von allen, da dort die Überschiebung, die den Valdres-Sparagmit messerscharf abschneidet, auf ca. 100 m Länge aufgeschlossen ist (vgl. Abb. 12 und 13).
8. Nördlich Rennsenn-Seter zwischen dem Valdres-Sparagmit und dem Mellsenn-Quarzit (1617 II; 6781.1 - 509.9).

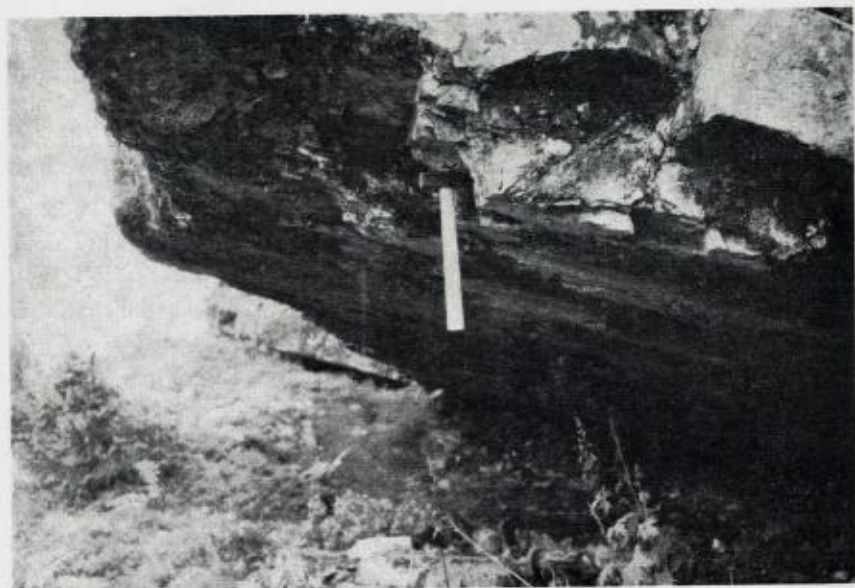


Abb. 13. Blick von unten auf die Überschiebungsfäche der Abbildung 12.

Diese Überschiebung, die mehr oder weniger horizontal verläuft, lässt sich demnach rund um die halbinselförmige Ausstülpung des Valdres-Sparagmites bei Mellane verfolgen und ist nur am S-Abhang von Skarvemellen zwischen den Phylliten und dem Mellsenn-Schiefer nicht zu sehen. Dass aber auch dort eine Überschiebung liegen muss, geht aus der geologischen Karte hervor. Es lässt sich nämlich ganz klar beweisen, dass die verschiedenen Horizonte des Valdres-Sparagmites nordöstlich von Rogne schräg abgeschnitten werden und dass somit eine Überschiebung zwischen den Phylliten und dem Valdres-Sparagmit bzw. der Mellsenn-Gruppe in diesem Bereich verlaufen muss. Eine zweite Überschiebung trennt die Skarvemellen-Schuppe von der Rundemellen-Schuppe. Das geht eindeutig aus der Wiederholung der Stratigraphie bei Rundemellen hervor. Der genaue Verlauf der Überschiebungen kann auf der geologischen Karte und auf den Profilen 2a und 2b erkannt werden. Diese Darstellungen beziehen sich allerdings nur auf das eigentliche Gebiet von Mellane.

Die Mylonite selbst sind unterschiedlich ausgebildet:

1. Wo der Valdres-Sparagmit auf kompetente Gesteine, z.B. den Mellsenn-Quarzit überschoben wurde, bildet sich ein Mylonit, der ein glasiges Aussehen und einen spröden Bruch hat. Diese Mylonite des Valdres-Sparagmites haben violette, gelbe oder grüne Farben und zeigen eine unregelmässig schlierige Textur:



*Mikroskopie:*

Feines unregelmässiges Mosaik aus Quarz (0.005 - 0.4 mm) und sehr feinschuppigem, diffus angeordnetem Serizit, in dem grössere Quarzkristalle (bis über 1 mm) liegen. Selten Reste einzelner grösserer Feldspäte (über 1 mm), die verbogen oder zerbrochen und mit Quarz wieder verheilt sind. Das Gestein wird von einer staubigen, bräunlichen oder rötlichen Substanz schlierenartig durchzogen, die im Auflicht weiss oder auch rötlich ist (wahrscheinlich Leukoxen und Fe-Hydroxyde). Idiomorphe Pyritkristalle, kleine Hämatitkörnchen oder auch grössere, opake Erzkörner sind öfters vorhanden. Ab und zu kleine Zirkonkörnchen. Eine ursprüngliche Schichtung ist nicht mehr zu erkennen (vgl. Tafeln, Abb. 16).

2. Der Mellsenn-Quarzit, der westlich Rabalsmellen unter der Überschiebung liegt, zeigt eine stark ausgesprägte Parallel-Textur und stellenweise ebenfalls ein glasiges Aussehen.

*Mikroskopie:*

Die Quarze sind elliptisch ausgezogen und bilden zum grössten Teil ein feinkörniges Mikromosaik (0.005 - 0.7 mm). Größere und feinere Partien gehen ineinander über, manchmal liegen auch einzelne, grössere Quarzkörner in dem feinen Mosaik. Die Feldspäte sind nicht so stark deformiert, sie haben oft ihre Form behalten, können aber auch zerbrochen sein. Sie bilden die grossen klastischen Relikte, während bei den Quarzen die ursprünglich klastische Struktur nur noch selten zu sehen ist. Daneben wenig Serizit als schmaler Film an den Korngrenzen. Titanit, Zirkon. Es ist ein stark mylonitisierter Quarzit, dessen kleinere Quarzkörner eine überwiegend polygonale Begrenzung und dessen grössere Quarzkörner eine Mörtelstruktur zeigen.

3. In den Fällen, in denen der Valdres-Sparagmit tektonisch auf den Phylliten liegt, bilden sich nicht diese glasigen, spröden Mylonite, sondern lediglich schiefrige Sparagmite, die eine deutliche Paralleltextur und ein quarzitisches Gefüge zeigen, deren Kornstruktur aber noch besser erhalten ist.

*Mikroskopie:*

Die Quarze sind teilweise schon in ein feines, polygonales Mosaik zerlegt, besitzen aber häufig auch noch ihre ursprüngliche Grösse. Die Feldspäte sind weniger deformiert als in den glasigen Myloniten. Diese Gesteine sehen aus wie etwas deformierte, feldspätführende Serizitquarzite, in denen sich Muskovit gerade neu zu bilden beginnt.

Daraus geht hervor, dass das Aussehen der Mylonite abhängig von dem mechanischen Verhalten der übereinandergleitenden Gesteine ist. Es ist deshalb auch verständlich, dass an der S-Seite des Bergzuges zwischen Rognsaasen und Skarvemellen in der Nähe der Überschiebung keine grösseren tektonischen Phänomene zu beobachten sind, denn dort sind die Mellsenn-Schiefer über die Phyllite geschoben worden, die sich beide inkompetent verhalten, so dass keine grosse Reibung zwischen beiden Gesteinskomplexen vorhanden ist und somit auch kein Grund zu einer breiteren Mylonitisierungszone vorliegt. Ab und zu sind dort natürlich Gesteinspakete weggequetscht, so z.B. nordöstlich Mellsenn-Seter, wo zwischen dem Mellsenn-Schiefer und dem Mellsenn-Quarzit der Dachschiefer und der «Blauquarz» fehlen.

#### Quantitative Angaben über den Valdres-Sparagmit

Um innerhalb der drei verschiedenen Gesteinstypen des Valdres-Sparagmites zu einer Vorstellung über die quantitative Verteilung der Mineralkomponenten zu kommen, wurden 21 Dünnschliffe nach dem Punktzählverfahren ausgezählt, 15 flammenphotometrische Analysen zur Bestimmung des  $\text{Na}_2\text{O}$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehaltes und 12 röntgenspektrographische Analysen zur Bestimmung des Gehaltes von  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (total) und  $\text{CaO}$  vorgenommen.

Die Ergebnisse verhalten sich wie folgt:

##### 1. *Tabelle I:*

Die Genauigkeit dieser Zählungen dürfte bei den Werten, die über ca. 20 % liegen, etwa  $\pm 5$  % (relativ) betragen. Bei den kleineren Werten ist der relative Fehler höher. Die Zählfehler sind aber auf jeden Fall kleiner als die Schwankungen innerhalb einer Gesteinsart. Es wurden im Durchschnitt pro Schliff etwa 1000 Punkte ausgezählt. Wenn man die drei Gesteinsarten miteinander vergleicht, so lässt sich unschwer erkennen, dass der Typ Rabalsmellen und der Typ Rognslifjell keine wesentliche Unterschiede aufweisen, während der Typ Rundemellen sich eindeutig durch seinen höheren Quarzgehalt, durch den etwas niedrigeren Matrix- und Feldspat-Gehalt und das fast völlige Fehlen von Plagioklas von den anderen Typen abhebt. Auffallend ist in manchen Gesteinen der relativ hohe Anteil an Akzessorien (meist Erz). Aus dieser Aufstellung geht auch sehr gut hervor, dass der Typ Rundemellen ein feldspätischer Sandstein, eine Arkose oder eine feldspätische Grauwacke sein kann, wobei die Grauwacken nur etwas mehr als 15 % Matrix enthalten, während der Typ Rabalsmellen und der Typ Rognslifjell zwischen Arkose und matrixreicher, feldspätischer Grauwacke schwanken. Generell ist für diese beiden letz-



Tabelle 1

Ergebnisse des Punktzählverfahrens (Angaben in Vol. %)

## 1. Typ Rabalsmellen:

Schliff — Nr.	222	224	226	239	240	252	253
Quarz	43	45	30	38	43	44	38
Kalifeldspat und Perthit	26	24	26	37	28	25	29
Plagioklas	7	8	7	4	3	2	6
Matrix, Glimmer und Chlorit	16	14	27	14	25	27	27
Akzessorien	5	7	7	3	1	2	+
Gesteinsreste	3	2	3	4	+	—	+

Lokalität: Rabalsmellen.

## 2. Typ Rognslifjell:

Schliff — Nr.	602	603	604	605	606	607	608
Quarz	45	32	45	37	36	38	34
Kalifeldspat und Perthit	14	27	35	38	29	25	37
Plagioklas	4	5	3	3	6	3	7
Matrix, Glimmer und Chlorit	33	30	15	20	19	17	19
Akzessorien	2	6	2	2	4	17	3
Gesteinsreste	2	+	—	+	6	+	+

Lokalität: Rognslifjell.

## 3. Typ Rundemellen:

Schliff — Nr.	35	37	595a	595b	596	597	658a
Quarz	64	58	58	75	55	44	52
Kalifeldspat und Perthit	20	19	17	19	25	26	27
Plagioklas	—	—	—	—	+	+	1
Matrix und Glimmer	11	17	19	4	13	22	17
Akzessorien	2	3	3	1	7	3	3
Gesteinsreste	3	3	3	1	—	5	+

Lokalität: Probe Nr. 35—597 westlich Skarvemellen.

Probe Nr. 658a Rundemellen.





Tabelle II

Na<sub>2</sub>O- und K<sub>2</sub>O-Gehalt bestimmt durch flammenphotometrische Analysen (Angaben in Gew. %).

## 1. Typ Rabalsmellen:

Probe — Nr.	224	226	239	240	253
Na <sub>2</sub> O	1.9	1.8	1.0	1.5	1.6
K <sub>2</sub> O	3.8	5.4	3.4	5.6	5.6

Lokalität: Rabalsmellen.

## Typ Rognslifjell:

Probe — Nr.	602	603	604	605
Na <sub>2</sub> O	1.5	2.7	2.4	1.7
K <sub>2</sub> O	3.3	3.7	4.4	5.0

Lokalität: Rognslifjell.

## 3. Typ Rundemellen:

Probe — Nr.	33	34	35	37	595a	595b
Na <sub>2</sub> O	0.2	0.7	0.1	0.1	0.1	0.1
K <sub>2</sub> O	2.8	4.2	3.8	3.0	5.2	2.8

Lokalität: westlich Skarvemellen.

Resultat lieferte schon das Punktzählverfahren. Die Ergebnisse sind in Abbildung 15 zusammengefasst, wobei sie mit den durchschnittlichen Werten für eine Arkose und eine Grauacke nach F. J. Pettijohn (1963) und den durchschnittlichen Werten für den Bröttum-, Moelv- und Vardal-Sparagmit nach K. O. Björlykke (1963) verglichen werden.

## 3. Tabelle III:

Die im Vergleich zu vollständigen Analysen fehlenden Komponenten MnO, MgO, H<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> und CO<sub>2</sub> dürften ca. 2 % ausmachen, da keine Minerale im Valdres-Sparagmit vorhanden sind, die diese Oxyde in nennenswerter Menge enthalten könnten. Die Summe würde sich demnach jedes Mal um ca. 2 % erhöhen. Daraus geht hervor, dass der absolute Gesamtfehler bei den einzelnen Analysen zwischen ± 1 % und ± 5 % liegen wird. Im einzelnen dürften die relativen Fehler bei SiO<sub>2</sub> etwa ± 3 %, bei Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ± 10 %, bei Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ± 10 %, bei TiO<sub>2</sub> ± 5 % und bei CaO ± 5 % betragen. Diese hohen relativen Fehler beziehen sich aber im Falle von Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> und CaO auf

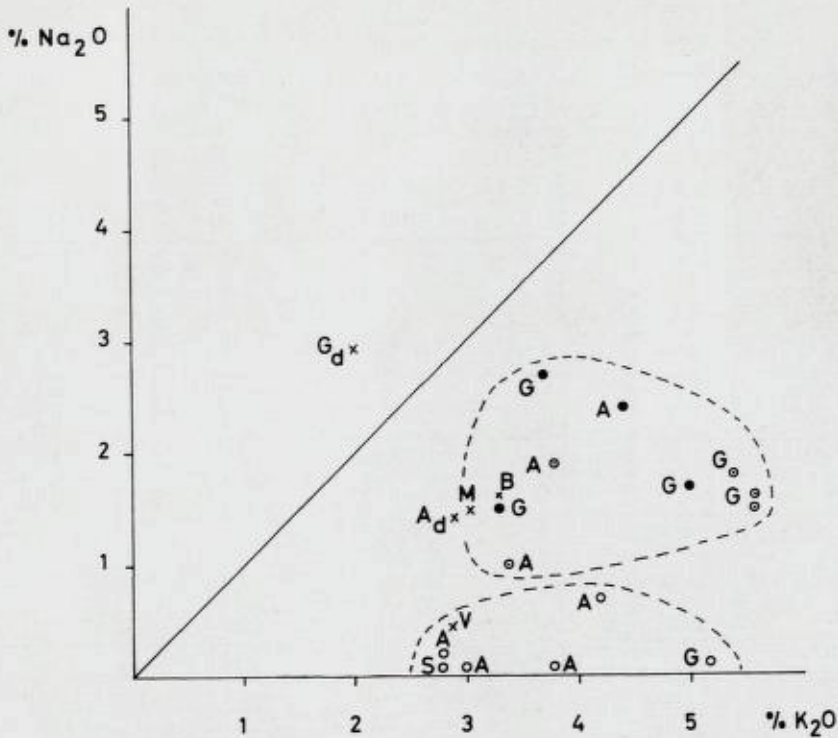


Abb. 15.  $\text{Na}_2\text{O}$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalt bestimmt durch 15 flammenphotometrische Analysen. Einfache Ringe: Valdres-Sparagmit (Typ Rundemellen). Dicke Punkte: Valdres-Sparagmit (Typ Rognslifjell). Ringe mit Punkt: Valdres-Sparagmit (Typ Rabalsmellen). A Arkose, G Grauwacke, S Feldspätischer Sandstein. Ad, Gd Durchschnittliche Werte für eine Arkose bzw. Grauwacke nach F. J. Pettijohn (1963). B, M, V Durchschnittliche Werte für den Bröttrum-, bzw. Moelv- und Vardal-Sparagmit nach K. O. Björlykke (1963).

geringe Beträge, so dass der absolute Fehler in annehmbaren Grenzen bleibt. Obwohl daher die Analysen bei weitem nicht die Genauigkeit nass-chemischer Analysen erreichen, so lassen sie sich doch zu einem groben Überblick heranziehen. Die Ergebnisse des Punktzählverfahrens und der Flammenphotometrie spiegeln sich in diesen Analysen wieder. Der Typ Rundemellen hebt sich deutlich durch den höheren  $\text{SiO}_2$ - und den niedrigeren  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalt und den extrem niedrigen  $\text{CaO}$ -Gehalt von den anderen beiden Typen ab. Der generell niedrige  $\text{CaO}$ -Gehalt bestätigt die bisherigen Beobachtungen hinsichtlich der Plagioklase. Sie müssen sehr selten sein, sind im Typ Rundemellen so gut wie nicht vorhanden und sonst allgemein albitreich. Die Proben 226, 240 und 253 haben eine ähnliche Zusammensetzung wie ein Granit. Allerdings ist der  $\text{Na}_2\text{O}$ - und  $\text{CaO}$ -Gehalt etwas zu niedrig und der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt etwas zu



Tabelle III

Quantitative Bestimmung von  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (total) und  $\text{CaO}$  mit Hilfe des Röntgen-Fluoreszenz-Spektrographen (Angaben in Gew. %. Die Werte für  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  sind als Ergänzung hinzugefügt).

## 1. Typ Rabalsmellen:

Probe — Nr.	224	226	240	253
$\text{SiO}_2$	84	71	73	75
$\text{TiO}_2$	0.14	0.53	0.38	0.52
$\text{Al}_2\text{O}_3$	10.7	15.5	15.2	14.4
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ (total)	1.4	3.3	3.1	2.9
$\text{CaO}$	0.17	0.14	0.05	0.13
$\text{Na}_2\text{O}$	1.9	1.8	1.5	1.6
$\text{K}_2\text{O}$	3.8	5.4	5.6	5.6
Summe	102.11	97.67	98.83	100.15

Lokalität: Rabalsmellen.

## 2. Typ Rognslifjell:

Probe — Nr.	602	603	604	605
$\text{SiO}_2$	82	76	81	78
$\text{TiO}_2$	0.25	0.50	0.13	0.50
$\text{Al}_2\text{O}_3$	11.1	12.2	11.7	12.8
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ (total)	2.9	4.2	1.8	3.2
$\text{CaO}$	0.28	0.12	0.12	0.10
$\text{Na}_2\text{O}$	1.5	2.7	2.4	1.7
$\text{K}_2\text{O}$	3.3	3.7	4.4	5.0
Summe	101.33	99.42	101.55	101.30

Lokalität: Rognslifjell.

## 3. Typ Rundemellen:

Probe — Nr.	34	35	37	595a
$\text{SiO}_2$	87	88	91	77
$\text{TiO}_2$	0.13	0.15	0.54	1.65
$\text{Al}_2\text{O}_3$	9.6	8.8	7.2	14.4
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ (total)	1.3	1.2	1.4	3.2
$\text{CaO}$	0.07	0.05	0.04	0.02
$\text{Na}_2\text{O}$	0.7	0.1	0.1	0.1
$\text{K}_2\text{O}$	4.2	3.8	3.0	5.2
Summe	103.00	102.10	103.28	101.57

Lokalität: westlich Skarvemellen.

Tabelle IV

Normberechnung für Quarz, Kali-Feldspat und Albit aufgrund der flammenphotometrischen Analysen. Angaben in Gew. %.

## 1. Typ Rabalsmellen:

Probe — Nr.	224	226	240	253
Quarz	58.4	39.9	43.0	44.0
Kali-Feldspat	22.3	31.8	32.9	33.3
Albit	16.3	15.3	12.7	13.7
Summe	97.0	87.0	88.6	91.0

Lokalität: Rabalsmellen.

## 2. Typ Rognslifjell:

Probe — Nr.	602	603	604	605
Quarz	60.7	46.0	49.9	48.8
Kali-Feldspat	19.5	21.8	26.2	29.5
Albit	12.7	23.1	20.5	14.7
Summe	92.9	90.9	96.6	93.0

Lokalität: Rognslifjell.

## 3. Typ Rundemellen:

Probe — Nr.	34	35	37	595 a
Quarz	66.4	72.9	79.0	56.5
Kali-Feldspat	25.0	22.4	17.9	30.6
Albit	6.3	1.0	0.6	1.0
Summe	97.7	96.3	97.5	88.1

Lokalität: westlich Skarvemellen.

hoch. Die anderen Proben weichen mehr oder weniger von einer granitischen Zusammensetzung ab, wobei der Typ Rundemellen die stärksten Abweichungen aufweist.

Abschliessend soll noch eine Tabelle (vgl. Tabelle IV) über den normativen Mineralbestand gegeben werden. Es werden dabei Quarz, Kali-Feldspat und Albit mit Hilfe der  $\text{SiO}_2$ -,  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$ -Werte der Analysen ausgerechnet.

Interessant ist hierbei, dass sechs Proben weniger als 50 % Quarz führen, und dass der Albitgehalt in den Typen Rognslifjell und Rabalsmellen viel höher als der mit dem Punktzählverfahren festgestellte Plagioklas-Gehalt ist. Der hohe Albit-Gehalt ist ein Zeichen für die Häufigkeit der Perthite. Dagegen fällt

Tabelle V

Berechnung des modalen Mineralbestandes aufgrund der flammenphotometrischen und röntgen-spektrographischen Analysen und der mikroskopischen Untersuchungen (Bestimmung von Quarz, Kalifeldspat, Albit, Serizit und Akzessorien). Angaben in Gew. %.

## 1. Typ Rabalsmellen:

Probe — Nr.	224	226	240	253
Quarz	58.4	39.9	43.0	44.0
Kalifeldspat	16.0	19.0	20.1	20.1
Albit	16.3	15.3	12.7	13.7
Serizit	9.2	18.4	18.4	18.4
Akzessorien	0.1	7.4	5.8	3.8

Lokalität: Rabalsmellen.

## 2. Typ Rognslifjell:

Probe — Nr.	602	603	604	605
Quarz	60.7	46.0	49.9	48.8
Kalifeldspat	7.7	12.4	20.1	21.9
Albit	12.7	23.1	20.5	14.7
Serizit	16.7	13.5	8.3	10.9
Akzessorien	2.2	5.0	1.2	3.7

Lokalität: Rognslifjell.

## 3. Typ Rundemellen:

Probe — Nr.	34	35	37	595 a
Quarz	66.4	72.9	79.0	56.5
Kalifeldspat	21.4	17.2	11.9	18.4
Albit	6.3	1.0	0.6	1.0
Serizit	5.0	7.5	8.3	17.6
Akzessorien	0.9	1.4	0.2	6.5

Lokalität: westlich Skarvemellen.

beim Typ Rundemellen der manchmal extrem niedrige Albit-Gehalt auf. Die Mikrokline müssen demnach in diesem Sparagmit ziemlich rein und Na-arm sein. Der Kalifeldspat-Gehalt ist generell zu hoch angegeben, da der Serizit-Gehalt bei der Berechnung nicht mit berücksichtigt wurde.

Einen Überblick über die Häufigkeit dieser beiden Minerale gewinnt man am besten aus der Tabelle V. Dort wird der modale Mineralbestand angegeben, wobei zur Verteilung des  $K_2O$ -Gehaltes zwischen Kalifeldspat und Serizit der Serizit mit  $\frac{2}{3}$  des Gehaltes von Matrix und Glimmer aus Tabelle I angenommen wurde. Die Akzessorien entsprechen der Differenz zwischen der Summe der anderen Minerale und 100.



## HERKUNFT DES MATERIALS UND ABLAGERUNGSRAUM DES VALDRES-SPARAGMITES

Die Frage nach der Herkunft des Materials, das den Valdres-Sparagmit aufbaut, wurde von mehreren Autoren behandelt. V. M. Goldschmidt (1916b) macht für die Vorkommen von Dokkvatn eine sedimentäre Verknüpfung zwischen den Eruptiva von Rossjökollan und Espedalen mit dem Valdres-Sparagmit wahrscheinlich. Auch B. Dietrichson (1952) glaubt, dass diese Eruptiva das Material für den Valdres-Sparagmit geliefert haben. T. Strand (1938, 1951b und 1959) betont, dass der Valdres-Sparagmit Perthite vom Typ der «Jotun-Perthite» führt, und vermutet, dass die Jotun-Eruptiva als Sedimentspender für den Valdres-Sparagmit in Frage kommen. Für die Vorkommen der Konglomerate von Grönsennknipa nennt V. M. Goldschmidt (1916b) als Herkunfts-Gebiet Telemark, die Hochgebirgs-eruptiva, das Kambrosilur und das Präkambrium. O. Holtedahl (1959) stellt in seiner Arbeit über diese Konglomerate lediglich fest, dass sie nicht aus der unmittelbaren Umgebung von Grönsennknipa stammen können. Für die Herkunft der Quarzite in den mächtigen Konglomeraten von Bygdin und der grossen Mikrokline in den südlichen Teilen des Valdres-Sparagmites hat man keine Anhaltspunkte (T. Strand, 1938). Aus dieser Aufstellung geht hervor, dass je nach der geographischen Lage die Schüttungsrichtungen und die petrographische Beschaffenheit des sedimentliefernden Hinterlandes verschieden gewesen sein können, und dass zumindest nicht alles Material zur Bildung des Valdres-Sparagmites von den Jotun-Eruptiva stammen muss. Grössere Fazies-schwankungen innerhalb des Valdres-Sparagmites sind sehr wahrscheinlich, da er ursprünglich wohl ein Areal von ca. 7000 km<sup>2</sup> (V. Goldschmidt 1916b) eingenommen hat und die umliegenden Gesteine, die Sediment geliefert haben könnten, sehr stark wechseln. Da die Sparagmitvorkommen von Mellane nicht in der Nähe eines Eruptivgesteinskomplexes liegen wie z.B. die Sparagmite von Dokkvatn, ist die Beantwortung der Frage nach der Herkunft des Materials natürlich schwierig. Die Jotun-Eruptiva können nicht den überwiegenden Anteil des Materials geliefert haben, da die feinspindeligen Mesoperthite nur selten auftreten und nur ein dünner Horizont innerhalb der gesamten Abfolge des Valdres-Sparagmites von Mellane echte Jotun-Eruptiva als Geröllkomponenten führt. Dieser Horizont ist das Konglomerat 3, das ohnehin durch seinen hohen Matrixgehalt und sein tillitähnliches Aussehen aus dem Rahmen fällt. Sonst führt der Valdres-Sparagmit granitisches Material mit vielen verschiedenen Perthit-Typen, die aber meistens keine Mesoperthite sind, daneben verschiedene Quarzite, Tonschiefer, Gangquarze und vor allem Vulkanitreste, die aus Jotunheimen unbekannt sind. Diese Vulkanitreste sind

besonders wichtig in diesem Zusammenhang, da sie eine spezifische Gesteinsgruppe umfassen, die man aus der näheren Umgebung nur von Telemark, Numedal und Hallingdal her kennt.

Wie ein mikroskopischer Vergleich mit Dünnschliffen von verschiedenen sauren Vulkaniten von Telemark, die mir freundlicherweise von Herrn Konservator J. A. Dons zur Verfügung gestellt wurden, ergab, zeigen diese Gesteine z.T. grosse Ähnlichkeiten mit den sauren Vulkaniten, die bei Mellane gefunden werden konnten. Gemeinsam ist vielen Schliffen die mikrographische Verwachsung von Quarz und Feldspat in der Grundmasse und die Bestäubung mit feinen Erzpartikeln (teils sicher Hämatit). Unterschiede stellen sich bei den Einsprenglingen, den Akzessorien und dem Serizitisierungsgrad ein. Auch Dünnschliffe von Porphy-Geröllen von Grönsennknipa aus der Sammlung von V. M. Goldschmidt, die mir ebenfalls durch die Hilfe von Herrn Konservator J. A. Dons zugänglich waren, zeigen grosse Übereinstimmungen mit den Rhyolitgeröllen von Mellane. Dass genau dasselbe Gestein in einigen Schliffen vorliegt, ist natürlich schwer zu sagen, da sich immer Unterschiede finden lassen und die ursprüngliche Ausbildung dieser sauren Laven auch sehr verschieden gewesen ist (D. Wyckoff 1933). Es ist aber dennoch die beste Annahme, bei der Herkunft der Rhyolitgerölle von Mellane an die Serien von Telemark zu denken, da sonst in der näheren Umgebung des Valdres-Sparagmites keine sauren Vulkanite vorkommen. Auch das häufige Auftreten von Quarzitgeröllen bei Mellane unterstützt diesen Gedankengang, da in dem Gesteinskomplex von Telemark (Seljord-Gruppe, J. A. Dons in O. Holtedahl 1960) sehr häufig weisse und rote Quarzite zu finden sind und diese Quarzite weite Gebiete in Telemark, Numedal und Hallingdal einnehmen. Auch die Tonschieferreste könnten aus der Seljord-Gruppe stammen.

Da nach V. M. Goldschmidt (1916 a, S.46) in den sauren Gesteinen des Bergen-Jotun-Stammes der herrschende Feldspat ein «Mikroperthit» (=Mesoperthit) ist, dieser Mesoperthit aber nur selten im Valdres-Sparagmit von Mellane vorkommt, müssen hinsichtlich der Feldspäte andere Möglichkeiten der Herkunft diskutiert werden. Als Sedimentlieferant kommen lediglich granitische oder gneisartige Gesteine in Frage. Als Möglichkeit bietet sich das südnorwegische Präkambrium an, das sich in den beiden Fenstern von Slidre (Slidrefjord und Öyangen — Fleinsendin) und weiter im S zwischen Hallingdal und Randsfjord findet. In diesem Zusammenhang ist es interessant, dass S. B. Smithson (1963) in seiner Arbeit über den Flå-Granit Beobachtungen über die Feldspäte mitteilt, die sich teilweise mit eigenen Beobachtungen im Valdres-Sparagmit decken. So werden u. a. folgende Feldspattypen aus den Gneisen, Graniten und Pegmatiten erwähnt: verschiedene Formen von Mikro-



klin-Perthiten, die sehr häufig vorkommen (Spindeln, Flecken, Flammen, Adern. Die Adern sind polysynthetisch verzwilligt), Mikroklin mit undeutlicher Verzwilligung und verschwommener Auslöschung, bis 2 cm grosse, rosa Mikrokline, Mikrokline mit grossen Plagioklaseinschlüssen, Antiperthite, Mesoperthite (fleckenförmig, Abb. Tafel 4, Fig. 2), Plagioklase mit verbogenen Zwillinglamellen, Myrmekit. Für eine Sedimentschüttung aus diesem Teil des Präkambriums sprechen vor allem die Häufigkeit und die Formenmannigfaltigkeit der Mikroklin-Perthite und die Grösse der Mikrokline. Dagegen spricht, dass die meisten Plagioklase aus dem Gebiet des Flå-Granites basischer sind (selten weniger als 25 An) und das Fehlen von spindelförmigen Mesoperthiten. Auch die Mikrokline mit den grossen Plagioklaseinschlüssen scheinen nicht dieselben zu sein wie im Valdres-Sparagmit bei Mellane. Denn es handelt sich im Valdres-Sparagmit, wie die stereographischen Projektionen ergaben, um fast reine Albite, während S. B. Smithson für diese charakteristischen Plagioklaseinschlüsse An 30 angibt (S.127).

Das Fehlen der basischen plagioklase bei Mellane könnte mit Verwitterungsvorgängen erklärt werden, die nur den beständigsten Plagioklasen (Albit-Oligoklas) einen längeren Transport ermöglichten. Sie kommen ohnehin nur sehr selten im Valdres-Sparagmit vor. Dass die spindelförmigen Mesoperthite im Gebiet des Flå-Granites nicht erwähnt werden, liegt vielleicht daran, dass sie eventuell in der näheren Umgebung, die noch nicht so eingehend bearbeitet worden ist, auftreten. Immerhin deutet das Vorkommen von fleckenförmigen Mesoperthiten darauf hin, dass grundsätzlich derartige Perthite in dem Präkambrium zwischen Hallingdal und Randsfjord zu finden sind. Natürlich können die spindelförmigen Mesoperthite auch von den Jotun-Eruptiva stammen oder auch von den Gesteinen, die V. M. Goldschmidt (1916 a) als «Decken granitischer Gesteine zwischen Ryfylke und Hemsedal» bezeichnet, da auch dort «Gesteine mit dem typischen Mikroperthit der Bergen-Jotun-Granite unter den granitischen Deckmassen nicht selten vertreten sind» (S.117).

Weitere Minerale, die Hinweise auf die Herkunft des Materiels des Valdres-Sparagmites geben könnten, sind die Schachbrettalbite, die grossen, langprismatischen, idiomorphen Zirkone, die Turmaline, Titanite, Quarze und die vielen Hämatitkörner, die an Schwerminerallinien angereichert sind. Schachbrettalbite werden in den Gesteinen von Telemark von D. Wyckoff (1933) als Bestandteile von Porphyren (Typ 2 und 3) und von Graniten erwähnt. Diese Schachbrettalbite sind aber mit Serizit gefüllt, während die Schachbrettalbite von Mellane ganz klar sind. Bei der Mikroskopie von einigen Dünnschliffen aus dem Präkambrium des Kartenblattes «Aurdal», die mit freundlicherweise von Norges Geologiske Undersökelse zu Verfügung gestellt wur-



den und die aus der Dünnschliff-Sammlung von T. Strand stammen, konnten in Schlifften vom Flå-Granit, grosse, langprismatische Zirkone und radialstrahlige Einschlüsse von Biotit in unverzwilligten Feldspäten und Mikroklinperthiten selten beobachtet werden (Schliff F 32v 586 und 592). Diese radialstrahligen Biotiteinschlüsse sind auch von Mellane bekannt, z.B. in Mikroklinen des Valdres-Sparagmites (Typ Rognslifjell) und des Mellsenn-«Blauquarzes». Die langprismatischen Zirkone, die bei Mellane auftreten, müssen von magmatischen Gesteinen (Graniten ?, Quarz-Porphyren ?) stammen, da für Metamorphite allgemein rundliche Formen charakteristisch sind (G. Hoppe 1963). Der Turmalin gibt Hinweise auf saure Plutonite und Pegmatite, während der Titanit, soweit es sich um grössere Kristalle handelt, von intermediären bis sauren Plutoniten stammen dürfte. Die kleinen Titanitkörnchen, die in Quarze eingewachsen sind, rühren vielleicht von Metamorphiten her, da Titanit in diesen Gesteinen vorwiegend kleine Körner bildet. Ein Mineral, das ebenfalls in diesem Zusammenhang Auskunft geben könnte, ist der Quarz. Hierbei sind vor allem die Einschlüsse wichtig. Bei Mellane wurden Einschlüsse von Feldspar, Biotit, Muskovit, Zirkon, Apatit, Rutilnadeln und Flüssigkeits-Einschlüsse beobachtet. Nach W. Mackie (1896) sind davon Quarze mit Glimmer, Zirkon und Apatit typisch für Metamorphite, während Rutilnadeln und Flüssigkeits-Einschlüsse auf saure Plutonite schliessen lassen. Der Aussagewert ist hierbei aber beschränkt, da sich die einzelnen Gesteinsgruppen nur durch relative Häufigkeits-Unterschiede der Einschlüsse trennen lassen. Das Fehlen von basischen Plagioklasen, Pyroxenen und Hornblenden im Valdres-Sparagmit von Mellane schliesst, soweit man dafür nicht Verwitterungsvorgänge verantwortlich machen will, als Herkunftsgebiete sämtliche basischen Eruptiva, Amphibolite und Anorthosite aus. Ebenfalls werden Gneise ausgeschlossen, die Epidot oder Granat führen, da auch diese Minerale bei Mellane fehlen und wegen ihrer Beständigkeit gegen Verwitterungseinflüsse als Schwer-Mineralie auftreten müssten.

Diese Beobachtungen können wegen der Unvollständigkeit der Untersuchungen keine Lösung der Fragen herbeiführen, sondern sollen lediglich zeigen, dass die Möglichkeit der Materialschüttung aus dem südnorwegischen Präkambrium stärker diskutiert werden muss als das bisher der Fall war. Denn auch das häufige Vorkommen von Hämatit, der teilweise Pseudomorphosen nach Magnetit darstellt und Ilmenit-Entmischungskörperchen enthält, lässt an diese Möglichkeit denken, da Titanomagnetit generell häufig im Präkambrium vorkommt und dort auch einige bauwürdige Lagerstätten bildet. Von Telemark sind z.B. die Vorkommen von Söftestad bekannt. Die Gesteine, die zur Bildung des Valdres-Sparagmites von Mellane Material geliefert haben,

müssen sehr erreich gewesen sein, da die an Schwer-Minerallinien angereicherten Hämatite ein auffallendes Kennzeichen besonders für die Typen Rognslifjell und Rabalsmellen sind. Um zu genaueren Angaben gelangen zu können, müssten vor allem die Zirkone eingehend untersucht werden, da der Zirkon ein wichtiges Hilfsmittel bei der Klärung derartiger Fragen darstellt. Die Unsicherheits-Faktoren werden dennoch ziemlich gross bleiben, da das Präkambrium sehr heterogen und teils noch nicht näher bekannt ist und ausserdem die weitreichenden tektonischen Bewegungen des Valdres-Sparagmites als weitere Komplikationen hinzutreten.

Für das Konglomerat 3, das die gesamte Abfolge des Valdres-Sparagmites abschliesst, ist die Deutung der Herkunft des Materials noch schwieriger als für den Valdres-Sparagmit selbst, da dort neben den bekannten Komponenten (Quarzite, Vulkanite, Mikroklingranite, Tonschiefer, Gangquarze) auch Jotun-Eruptiva mit typischen Mesoperthiten, aplitische Syenite und Granodiorite auftreten, die sonst im Valdres-Sparagmit fehlen. Es müssen hier andere Transport-Verhältnisse vorgelegen haben als sonst. Diese Tatsache stützt vielleicht die Annahme, dass hier ein tillitähnliches Sediment und nicht ein normales Konglomerat vorliegt.

Im Vergleich zu eigenen Beobachtungen von Mellane könnte noch einmal auf die Arbeit von V.M. Goldschmidt (1916 b) aufmerksam gemacht werden, da die Vorkommen von Grönsennknipa grosse Ähnlichkeiten mit dem Valdres-Sparagmit von Mellane aufweisen. Wie ein mikroskopischer Vergleich mit einigen Dünnschliffen von Grönsennknipa, die mir freundlicherweise von R. P. Nickelsen zum Studium überlassen wurden, ergab, ähneln diese Sparagmite den Typen Rognslifjell bzw. Rabalsmellen. Ein wichtiger Unterschied ist das Auftreten von Epidot. Auch fällt ab und zu ein Reichtum von grossen Titaniten auf. Meist liegen etwas deformierte, feldspätische Grauwacken vor, da die Proben oft reich an ehemals detritischer Matrix sind. Die häufigsten Gerölle werden dort nach V.M. Goldschmidt von Quarziten und sauren Vulkaniten gebildet, für die V.M. Goldschmidt als Herkunfts-Gebiet Telemark diskutiert. Typische Jotun-Eruptiva fehlen fast ganz, lediglich ein Quarzyenit erinnert an diese Gesteine. Über die Herkunft der Granitgerölle kann V. M. Goldschmidt keine näheren Angaben machen, er schliesst jedoch die Hochgebirgs-eruptiva als Herkunfts-Gebiet dafür nicht aus. Die Kalksandsteine sollen wahrscheinlich vom Kambrosilur herkommen. Das ist nach den heutigen Kenntnissen unmöglich, da der Valdres-Sparagmit eokambrischen Alters ist (vgl. S. 60). Dagegen können die Kalksandsteine ebenfalls aus Telemark kommen, da nach J. A. Dons (in O. Høltedahl 1960, S.51) innerhalb der Seljord-Gruppe Kalksandsteine auftreten. Die basischen Gerölle von Grönsenn-



knipa haben nach V. M. Goldschmidt eine unbekannte Herkunft und der Granat-Gneis gehört wahrscheinlich zum Grundgebirge. Aus dieser Aufstellung geht hervor, dass wiederum das südnorwegische Präkambrium als Herkunftsgebiet für die Konglomerate in den Vordergrund tritt.

Hinsichtlich der Stellung des Valdres-Sparagmites im kaledonischen Orogen wurde von verschiedenen Autoren behauptet, dass es sich hierbei um ein Flysch-Sediment handeln solle. Diese Ansicht geht auf die Untersuchungen von V. M. Goldschmidt (1916 b) bei Grönsennkipa und Dokkvatn zurück, wo jeweils Konglomerate des Valdres-Sparagmites von Eruptiva des Bergen-Jotun-Stammes überfahren werden. Es wurde demnach die tektonische Situation als Grundlage für einen Vergleich mit Flysch-Ablagerungen aus den Alpen herangezogen. Da aber der Begriff «Flysch» nicht nur tektonische, sondern auch paläontologische, sedimentologische und petrographische Kriterien umfasst, müssen bei einer Stellungnahme zu dieser Frage alle Gesichtspunkte berücksichtigt werden. Die tektonische Lage lässt an einen Vergleich mit Flysch-Sedimenten denken, da der Valdres-Sparagmit über weite Strecken hin in die Faltung mit einbezogen worden ist. Auch die Monotonie der Serien, die über grössere Entfernungen hin konstante Mächtigkeit, die nur langsam erfolgenden Fazieswechsel, das Auftreten von Grauwacken und das ausschliesslich detritische Material sprechen für ein Flysch-Sediment.

Gegen diese Auffassung kann angeführt werden, dass die für Flysch-Sedimente so charakteristischen Phänomene wie «graded bedding», «flute casts», «load casts», «convolute laminations» etc. fehlen, dass dagegen Kreuzschichtung im grösseren Stil auftritt, die für Flysch-Sedimente untypisch ist. Es fehlen auch die in Flysch-Sedimenten häufig vorkommenden Brekzien und Mergellagen. Ausserdem sprechen die Arkosen und die feldspätischen Sandsteine des Valdres-Sparagmites gegen ein Flysch-Sediment. Auch lassen sich keine Hinweise auf die Tätigkeit von «turbidity currents» erkennen, die in Flysch-Sedimenten eine häufige, wenn auch umstrittene Rolle spielen sollen.

Von der Paläontologie her können keine Anhaltspunkte bei dieser Frage gewonnen werden, da der Valdres-Sparagmit auf Grund seines eokambrischen Alters (vgl. S. 60) nur ganz primitive Fossilien enthalten könnte. Flysch-Sedimente führen an und für sich häufig Spuren-Fossilien, vor allem Weidespuren von Gastropoden und Bauten von Würmern, während Körper-Fossilien selten sind und wenn überhaupt vorhanden entweder resedimentiert sind oder primitive, agglutinierte Foraminiferen darstellen.

Die petrographischen und sedimentologischen Gegebenheiten des Valdres-Sparagmites legen den Gedanken an molasseartige Sedimente nahe, wenn auch hierbei manche Dinge stören, da z.B. rasche Fazieswechsel, die im Valdres-



Sparagmit fehlen, für Molasse-Sedimente typisch sind. Das wichtigste Argument aber, das gegen ein Molasse-Sediment spricht, ist die tektonische Situation des Valdres-Sparagmites, da Molasse-Sedimente zwar gefaltet und überschoben werden können, aber nicht selbst deckenartig das Vorland eines Orogens überlagern, wie das bei dem Valdres-Sparagmit der Fall ist. Es ergibt sich aus diesen Gedankengängen, dass der Valdres-Sparagmit weder ein Flysch noch ein Molasse-Sediment sein kann.

Am besten lässt sich die Situation so verstehen, dass man den Valdres-Sparagmit in Analogie zu den anderen Sparagmit-Vorkommen Süd-Norwegens als miogeosynklinale Sedimentfüllung der kaledonischen Geosynklinale auffasst. Dabei wurde das Material in littoralen bis neritischen Bereichen abgelagert und wahrscheinlich bei Mellane und Grönsennknipa von S geschüttet. Der Transportweg dürfte dabei nicht allzu lang und die Schüttung relativ rasch gewesen sein. Der Sedimenttrog war wahrscheinlich durch Störungen von dem sedimentliefernden, präkambrischen Festland getrennt, wurde später in die Faltung mit einbezogen und auf das präkambrische Vorland überschoben.

#### VERGLEICHENDE STRATIGRAPHIE UND ALTERSFRAGEN

Da die einzigen Fossilien, die bei Mellane gefunden wurden, aus dem Mellenschiefer stammen, der aufgrund der Graptolithenfunde von K. O. Bjørlykke (1905) bis zur Stufe 4a hinaufreicht, können sich die Betrachtungen über das Alter des Valdres-Sparagmites und der Mellens-Gruppe nur auf diese Fossilfunde, auf stratigraphische Vergleiche und auf die tektonischen Beobachtungen, die von R. P. Nickelsen gemacht wurden, beziehen. Die überkippte Lagerung des S-Profiles von Skarvemellen wird von R. P. Nickelsen durch tektonische Überlegungen bewiesen. Das Auftreten einer *Orthis* (s.s.) in dem Schiefer mit Kalkknollen (vgl. S. 40) und stratigraphische Vergleiche mit den Sparagmitvorkommen vom oberen Mjösa-See können diese Gedankengänge stützen. Denn bei einem Blick auf die stratigraphische Tabelle (s. Anhang) wird eine annähernd parallele Entwicklung zwischen den Vorkommen von Mellane und denjenigen am oberen Mjösa-See sehr wahrscheinlich. Der wichtigste Horizont dabei ist das Konglomerat 3, das einem Tillit sehr ähnlich sieht und mit dem Moelv-Tillit parallelisiert werden könnte. Daraus ergeben sich stratigraphische Vergleiche sowohl nach unten als nach oben, die in der Tabelle VI wiedergegeben sind und mit Chr. Oftedahl und R. P. Nickelsen häufig diskutiert wurden.

Unterschiede im Vergleich zum Gebiet des Mjösa-Sees sind natürlich vorhanden. So ist die Abfolge des Valdres-Sparagmites z.B. grobklastisch, während die Sparagmite am Mjösa-See durch Kalke und Schiefer unterbrochen werden,

Tabelle VI

Stratigraphischer Vergleich zwischen dem Valdres-Sparagmit und der Mellsenn-Gruppe bei Mellane und den Sparagmitvorkommen am oberen Mjøsa-See bzw. Sedimenten der Hardangervidda.

Mellsenn-Schiefer	Schiefer mit Graptolithen Schiefer mit Kalkknollen und Brachiopoden Schwarzer Schiefer	(4a) (? 3c)	? Orthoceras-Kalk, ? Kalk der Hardangervidda
Mellsenn-Blauquarz	(? U-Ordovizium)		? Quarzit der Hardangervidda
Mellsenn-Dachschiefer	(? Kambrium / ? Ordovizium)		? Kambrische Schiefer
Mellsenn-Quarzit			? Ringsaker-Quarzit
Übergang zwischen Mellsenn-Quarzit und Valdres- Sparagmit	Rosa Sparagmit Grüngrauer Schiefer mit Quarzitlagen	(? Eokambrium)	? Vardal-Sparagmit ? Ekre-Schiefer
Konglomerat 3			? Moelv-Tillit
Valdres-Sparagmit (Typ Rundemellen) und Konglomerat 2			? Moelv-Sparagmit
Konglomerat 1		(Eokambrium)	? Biri-Konglomerat
Valdres-Sparagmit (Typ Rognslifjell)			? Brötum-Sparagmit



die aber auch teils begrenzt sind und grosse Fazies-Schwankungen zeigen. Als Stütze für eine Parallelisierung zwischen der Abfolge vom Bröttum-Sparagmit bis zum Ringsaker-Quarzit und der Abfolge vom Typ Rognslifjell bis zum Mellsenn-Quarzit können petrographische und chemische Daten mit herangezogen werden. Aus den Arbeiten von K. O. Björlykke (1963), G. C. Grender (1962) und B. Löberg (1965) geht hervor, dass sich die petrographische Zusammensetzung der Sparagmite grob gesehen von unten nach oben mit einer Tendenz ändert, die auch im Valdres-Sparagmit und im Mellsenn-Quarzit verfolgt werden kann. So nimmt der Quarzgehalt von unten nach oben zu und damit verbunden der Kalifeldspat-, Plagioklas- und Matrix-Gehalt von unten nach oben ab. Abgesehen von den Sparagmiten, die von K. O. Björlykke beschrieben sind und wegen des geringen Matrix-Gehaltes Arkosen darstellen, ist der Bröttum-Sparagmit eine Grauwacke, der Moelv-Sparagmit schwankt zwischen einer Grauwacke und einer Arkose, der Vardal-Sparagmit ist meist eine Arkose oder ein feldspätischer Sandstein, und der Ringsaker-Quarzit ist ein feldspätischer Quarzit oder ein reiner Ortho-Quarzit. Eine analoge Tendenz lässt sich in der Abfolge vom Typ Rognslifjell bis zum Mellsenn-Quarzit feststellen. Der Typ Rognslifjell ist quarzarm und meist ein Grauwacke. Der Typ Rundemellen schwankt zwischen Grauwacke, Arkose und feldspätischem Sandstein. Der rosa Sparagmit zwischen dem Typ Rundemellen und dem Mellsenn-Quarzit ähnelt dem Typ Rundemellen. Der Mellsenn-Quarzit zeigt ein quarzitisches Gefüge und nur einige Feldspatkörner. Parallel damit geht von unten nach oben die Abnahme des  $\text{Na}_2\text{O}$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehaltes beider Gesteinsgruppen (vgl. Abb. 14 und Abb. 15). Inwieweit diese Feststellungen wirklich repräsentativ sind, müssen spätere Untersuchungen zeigen.

Weitere Gemeinsamkeiten zwischen beiden Abfolgen kommen darin zum Ausdruck, dass die Untergrenze des Biri-Konglomerates bzw. des Konglomerates 1 keine scharfe Grenze, sondern einen allmählichen Übergang darstellt. Der konglomeratische Charakter des Bröttum-Sparagmites nimmt nach K. O. Björlykke (1963) und B. Löberg (1965) nach oben hin zu und kumuliert in der Schüttung des Biri-Konglomerates. Dasselbe gilt für den Typ Rognslifjell und das Konglomerat 1. Gegen diese Parallelisierung spricht, dass im Valdres-Sparagmit sedimentäre Strukturen fehlen, die auf die Tätigkeit von turbidity currents schliessen liessen (graded bedding, flute casts, load casts etc.) und die im Bröttum- und Moelv-Sparagmit beobachtet werden können.

Die mineralogische Zusammensetzung beider Abfolgen scheint keine grossen Abweichungen aufzuweisen. Im Bröttum- und Moelv-Sparagmit gibt es z.B. neben Quarz und Mikroklin verschiedene Perthit-Sorten (Flecken-, Schnur-, Spindel- und Flammen-Perthit), auch die Plagioklase zeigen dieselbe Zusam-

mensetzung wie bei Mellane (Albit-Oligoklas). Serizit, Muskovit und Chlorit können in ihrem Auftreten miteinander verglichen werden, während Mesoperthite, Antiperthite und Schachbrettalbite im Bröttum- und Moelv-Sparagmit nicht erwähnt werden. Auch die Akzessorien sind etwas unterschiedlich, da im Bröttum-Sparagmit nach K. O. Bjørlykke (1963) Granaten auftreten und der Bröttum-Sparagmit nach B. Löberg (1965) auch Pyrit und Graphit enthält und nach G. C. Grender (1962) einen beträchtlichen Limonit-Gehalt aufweisen kann, während die für den Typ Rognslifjell so typischen grossen, gerundeten Hämatit-Körner im Bröttum-Sparagmit nicht beschrieben sind. Unterschiede sind auch in der Korngrösse vorhanden, da der Typ Rognslifjell oft sehr grobkörnig werden kann. Zu grosse Übereinstimmungen wären allerdings auch unwahrscheinlich, da mit verschiedenen Schüttungsrichtungen, unterschiedlichen Sedimentationsverhältnissen und einer verschiedenen petrographischen Zusammensetzung der sedimentliefernden Ausgangsgesteine gerechnet werden muss.

Weiter zum Hangenden werden stratigraphische Vergleiche schwieriger. Wenn man die Parallelisierung zwischen dem Mellsenn-Quarzit und dem Ringsaker-Quarzit akzeptiert, dann muss der Mellsenn-Quarzit das jüngste eokambrische Sediment der Abfolge von Mellane sein. Die jüngeren Schichten müssen demnach zwischen der Obergrenze des Eokambriums und der Stufe 4 a liegen. Der Mellsenn-Dachschiefer könnte eventuell kambrischen Schiefem entsprechen. Bei der Parallelisierung des Mellsenn-«Blauquarzes» ergeben sich Schwierigkeiten, weil er drei verschiedene Gesteine enthält, deren regional-geologische Bedeutung unbekannt ist, und weil im Mjösa-Gebiet das Kambrium und Ordovizium meist kalkigschiefrig ist. Quarzite gibt es in diesem Niveau auf der Hardangervidda. Der Mellsenn-«Blauquarz» könnte demnach mit dem Quarzit der Hardangervidda verglichen werden und eventuell eine Unruheperiode anzeigen (Trysilhebung), da er in seinen höchsten Lagen einen Konglomerathorizont führt. Der schwarze Schiefer, der auf diesen Konglomerathorizont folgt, hat kein Äquivalent in den Sedimenten der Hardangervidda. Man könnte hierbei eventuell an den unteren Didymograptus-Schiefer denken. Die kalkknollenführenden Bänke des Mellsenn-Schiefers wären dann mit dem Orthoceras-Kalk oder dem Kalk der Hardangervidda zu vergleichen, worauf als letzte Serie der Graptolithenschiefer der Stufe 4 a folgt.

Aus diesen Überlegungen geht hervor, dass das Profil bei Mellane eine fazielle Entwicklung zeigt, die westlich des Mjösa-Gebietes zu suchen wäre und den Übergang zwischen den Sedimenten des Mjösa-Gebietes und der Hardangervidda darstellen könnte. Da die Abfolge von Mellane eine miogeo-



synklinale Ausbildung zeigt, muss die eugeosynklinale Zone der kaledonischen Geosynklinale weiter im NW gelegen haben.

Obwohl für diese Parallelisierung mit Ausnahme der Graptoliten von K. O. Björlykke und der neu gefundenen Brachiopoden keine paläontologischen Beweise erbracht werden können, so sind doch die Abfolge der verschiedenen Sparagmite, Konglomerate, Quarzite und Schiefer und die dazugehörigen Mächtigkeiten so charakteristisch, dass ein solcher stratigraphischer Vergleich sehr nahe liegt und ein eokambrisches Alter für den Valdres-Sparagmit von Mellane angenommen werden kann (vgl. O. Kulling 1961).

### LITERATURVERZEICHNIS

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

N.G.T. Norsk Geologisk Tidsskrift.

- Alling, H. L.*, 1932. Perthites. *Amer. Miner.* 17, 2. S. 43-65.
- Andersen, O.*, 1928. The genesis of some types of feldspar from granite pegmatites. *N.G.T.* 10, S. 116-208.
- Bailey, E. H. and Stevens, R. E.*, 1960. Selective staining of K-feldspar and plagioclase on rock slabs and thin sections. *Amer. Min.* 45, S. 1020-1025.
- Barth, T. F. W.*, 1938. Progressive metamorphism of sparagmite rocks of southern Norway. *N.G.T.* 18, S. 54-65.
- 1952. *Theoretical petrology.* John Wiley and Sons, New York. Chapman and Hall, London. 387 S.
- Björlykke, K. O.*, 1891. Graptolitførende skifere i vestre Gausdal. *N.G.U.* 1, S. 1-10.
- 1893. Gausdal. *N.G.U.* 13, 36 S.
- 1894. Höifjeldskvartens nordøstligste udbredelse. *N.G.U.* 14, S. 60-75.
- 1905. Det centrale Norges fjeldbygning. *N.G.U.* 39, S. 1-595.
- 1910. «Fjeldsproblemets» stilling i Norge og Sverige ved utgangen av 1909. *N.G.T.* 2, S. 1-20.
- Björlykke, K.*, 1963. Sedimentologi og tektonikk i sparagmittbergartene i Rena-området. Upublisert hovedfagsoppgave i mineralogi og petrografi, Oslo Univ. 129 S.
- Broch, O. A.*, 1961. Quick identification of potash feldspar, plagioclase, and quartz for quantitative thin section analysis. *Amer. Min.* 46, S. 752-753.
- Brøgger, W. C.*, 1882. Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristiania-Gebiet. Universitetsprogram for 2. Semester. Kristiania (Oslo). 376 S.
- 1893. Lagfølgen på Hardangervidda og den såkaldte «höifjeldskvarts». *N.G.U.* 11, 142 S.
- Bugge, C.*, 1939. Hemsedal og Gol. *N.G.U.* 153, 84 S.
- 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, Guggenbühl und Huber, Zürich. S. 624-654.
- Carozzi, A. V.*, 1960. *Microscopic sedimentary petrography.* John Wiley and Sons, New York and London. 485 S.

- Chayes, F.*, 1956. Petrographic modal analyses. John Wiley, New York. 113 S.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J.*, 1963. Rock-forming minerals. Vol. 4. Framework silicates. Longmans, London. 435 S.
- Dietrichson, B.*, 1945. Sedimentene på det undre skyvedekke i Gudbrandsdalen. N.G.T. 25. S. 53-69.
- 1945. Geologiske undersøkelser i Espedalen. N.G.U. 163, 46 S.
- 1950. Det kaledonske knuteområde i Gudbrandsdalen. N.G.T. 28, S. 65-143.
- 1952. Pseudotachylit fra de kaledonske skyvesoner. N.G.U. 184, S. 23-70.
- 1957. Valdres-sparagmittene og det såkalte gabbrokonglomerat i Sjødalen. N.G.U. 200, Årbok, 1956. S. 8-41.
- Foslie, S.*, 1925. Syd-Norges gruber og malmförekomster. N.G.U. 126, 89 S.
- Freund, H.*, 1955. Handbuch der Mikroskopie in der Technik. B. IV, Teil 1. Mikroskopie der Gesteine. Umschau Verlag, Frankfurt am Main. 796 S.
- Gjelsvik, T.*, 1947. Anorthositkomplekset i Heidal. N.G.T. 26. S. 1-58.
- Goldschmidt, V. M.*, 1916 a. Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des Südlichen Norwegens (IV). Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. Vid. Selsk. Skr. I. Math. Naturv. Kl., No. 2. 140 S.
- 1916 b. Konglomeraterne inden höifjeldskvartsen. N.G.U. 77. 61 S.
- Grenner, G. C.*, 1962. A petrographic study of some Eocambrian sedimentary rocks from the Lake Mjøsa Area, Southern Norway, and the Tanafjord Area, Northern Norway. N.G.T. 42, 1. S. 103-142.
- Henningsmoen, G.*, 1961. Remarks on stratigraphical classification. N.G.U. 213, Årbok 1960, S. 62-92.
- Holmsen, P. og Oftedahl, Cbr.*, 1956. Ytre Rendal og Stor-Elvdal. N.G.U. 194. 173 S.
- Holtedahl, O.*, 1944. On the Caledonides of Norway. Vid. Akad. Skr. No. 1. 31 S.
- 1959. Noen iakttagelser fra Grønsennknipa. N.G.U. 205, Årbok 1958. S. 90-106.
- 1960. Geology of Norway. N.G.U. 208. 540 S.
- Hoppe, G.*, 1963. Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen. Abh. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Nr. 1. Kl. Bergbau etc., Akademie Verlag Berlin. 130 S.
- Kautsky, G.*, 1948. Gibt es in den skandinavischen Kaledoniden Flysch? Geol. Fören. Förhandl. 70, H. 2. S. 279-294.
- Kjerulf, Th.*, 1879. Udsigt over det sydlige Norges geologi. Christiania. W. C. Fabricius. 262 S.
- Krumbein, W. C. and Sloss, L. L.*, 1963. Stratigraphy and sedimentation. W. H. Freeman and Company, San Francisco and London. 660 S.
- Kulling, O.*, 1955. Den kaledoniska fjällkedjans berggrund inom Västerbottens län. Sveriges Geol. Unders. Ser. Ca. 37. S. 101-296.
- 1961. On the age and tectonic position of the Valdres sparagmite. Geol. Fören. Förhandl. 83, H. 2, S. 210-214.
- Landmark, K.*, 1948. Geologiske undersøkelser Luster-Böverdalen. Universitetet i Bergen, Årbok. Naturv. rekke, Nr. 1, 57 S.
- Löberg, B.*, 1965. Undersøkelser av sparagmitt-gruppens bergarter i Gausdal Vestfjell. Upublisert hovedfagsoppgave i mineralogi og petrografi. Oslo Univ. 141 S.



- Mackie, W.*, 1896. The sands and sandstones of Eastern Morey. Trans. Edinburgh geol. soc., Bd. 7. S. 148.
- Miebot, P.*, 1961. Struktur der Mesoperthite. N. Jb. Min. Abh., 96. S. 213-216.
- Milner, H. B.*, 1962. Sedimentary petrography Vol. I and II. George Allen and Unwin. London.
- Nickelsen, R. P.*, 1968. The structure of Mellene and Heggeberg, Valdres. N.G.U. 243c.
- Oftedahl, Chr.*, 1943. Om sparagmiten og dens skyvning innen kartbladet Övre Rendal. N.G.U. 161, 65 S.
- 1950. Petrology and geology of the Rondane area. N.G.T. 28, S. 199-225.
- 1961. On the genesis of the gabbroic rock bodies of the Norwegian Caledonides. Bull. Geol. Inst. Uppsala, Vol. 40. S. 87-94.
- Oftedahl, I.*, 1948. Oversikt over Norges mineraler. N.G.U. 170. 48 S.
- Pettijohn, F. J.*, 1954. Classification of sandstones. Journ. Geol. 62, S. 360-365.
- 1949, 1957. Sedimentary rocks. Harper and brothers. New York.
- 1963. Chemical composition of sandstones - excluding carbonate and volcanic sands. U.S. Geol. Survey Profess. Papers, 440 S. 21 S.
- Ramdohr, P.*, 1960. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie Verlag Berlin. 1089 S.
- Rekstad, J.*, 1914. Fjeldstrøket mellem Lyster og Böverdalen. N.G.U. 69. 43 S.
- Reusch, H.*, 1884. Geologiske optegnelser fra Valdres. Mag. for Naturv. 28. S. 153-160.
- 1894. Mellem Bygdin og Bang. N.G.U. 14. S. 15-50.
- 1901. Høifjeldet mellem Vangsmjøsen og Tisleia (Valdres). N.G.U. 32. S. 45-88.
- Rittmann, A.*, 1929. Die Zonenmethode. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 9, 1. S. 1-46.
- 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, Årbok, Naturv. rekke Nr. 10. 67 S.
- Skjeseth, S.*, 1952. On the lower Didymograptus Zone (3b) at Ringsaker, and contemporaneous deposits in Scandinavia. N.G.T. 30, S. 138-182.
- 1962. Trysilhevningen. Kambroordovisisk stratigrafi i Femundtraktene. N.G.U. 215, S. 101-112.
- 1963. Contributions to the geology of the Mjøsa districts and the classical sparagmite area in southern Norway. N.G.U. 220. 126 S.
- Smithson, S. B.*, 1963. Granite studies: II. The Precambrian, Flå granite, a geological and geophysical investigation. N.G.U. 219. 212 S.
- Starkey, J.*, 1959. Chess-board albite from New Brunswick, Canada. Geol. Mag. 96, 2. S. 141-145.
- 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.
- 1943. Et gneis-amfibolit kompleks i grunnfjellet i Valdres. N.G.U. 159. 56 S.
- 1951 a. The Sel and Vågå map areas. N.G.U. 178. 117 S.
- 1951 b. Slidre. N.G.U. 180. 54 S.
- 1956. Gabbrokonglomeratet i Sjodalen. N.G.U. 195. Årbok 1955. S. 43-56.

- 1959. Valdres-sparagmittens stratigrafiske stilling. N.G.U. 205, Arbok 1958, 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-dekker og Valdres-gruppen i strøkene langs Böverdalen og Leirdalen. N.G.U. 228, S. 280-288.
- Törnebohm, A. E.*, 1891. Om högfjällsquartsiten. Geol. Fören. Förhandl. 13, S. 37-44.
- 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.
- Van der Plaas, L.*, 1966. The identification of detrital feldspars. Developments in sedimentology 6. Elsevier, Amsterdam - London - New York. 305 S.
- Vogt, Th.*, 1928. Den norske fjellkjedes revolusjonshistorie. N.G.T. 10. S. 97-115.
- Winchell, A. N.*, 1951. Elements of optical mineralogy II. John Wiley and Sons, New York. 551 S.
- Wyckoff, D.*, 1933. Geology of the Mt. Gausta region in Telemark, Norway. N.G.T. 13, S. 1-72.



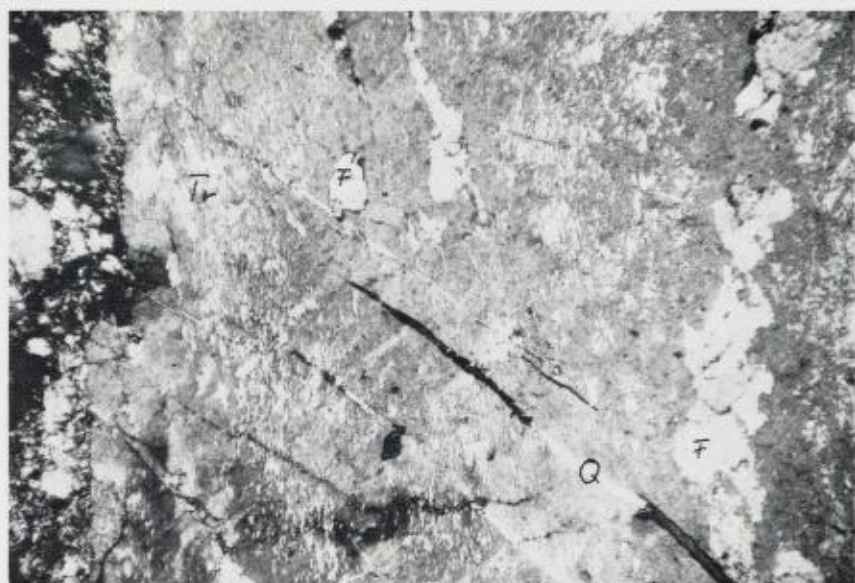


Abb. 1: Perthit mit kleinen, tropfenförmigen Flecken (Tr) und grösseren Flecken (F)  
 Q Sprünge, die mit Quarz verheilt sind. Konglomerat 1, Gipfel von Skarvemellen  
 Gekreuzte Nicols. Vergrößerung: 40 fach.

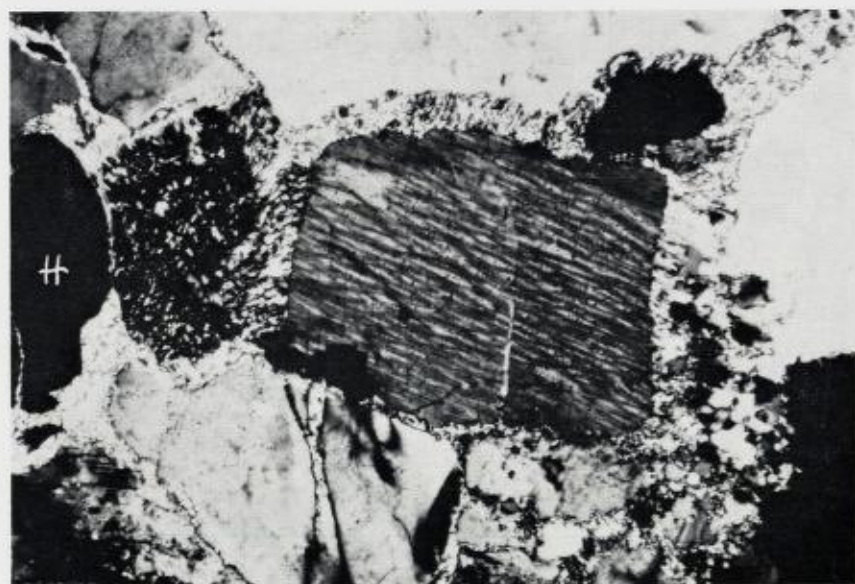


Abb. 2. Spindel-Perthit aus dem Valdres-Sparagmit (Typ Rognslifjell) nördlich Rundemellen. H gut gerundetes Hämatitkorn.  
 Gekreuzte Nicols. Vergrößerung: 90 fach.



Abb. 3. Flecken-Perthit mit verzwilligten Flecken aus dem Valdres-Sparagmit (Typ Rognslifjell), nördlich Rundemellen. K Kalifeldspar, A nach dem Albit-Gesetz verzwilligter Albit, Q Sprünge, die mit Quarz verheilt sind.  
Gekreuzte Nicols. Vergrößerung: 40 fach.

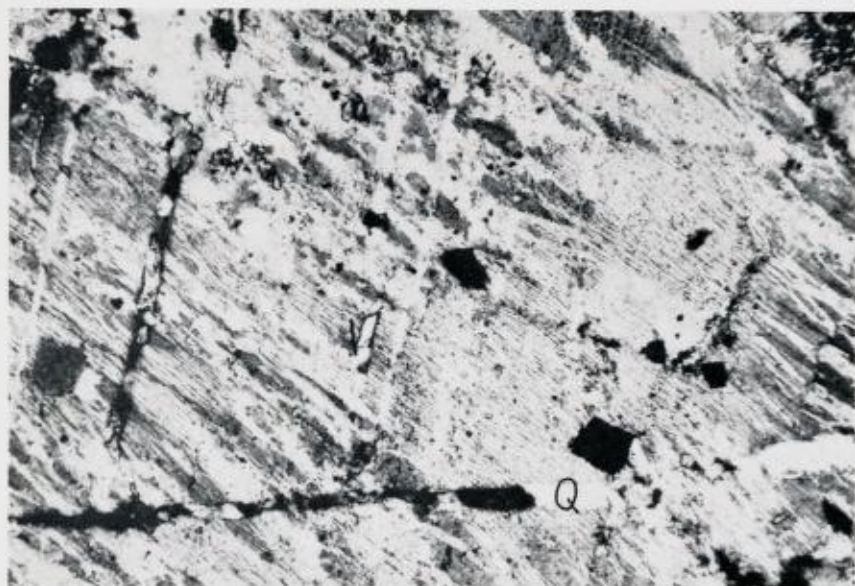


Abb. 4. Mesoperthit teils mit sehr feinen Spindeln und teils mit breiteren Bändern.  
Q Sprung, mit Quarz verheilt. Konglomerat 1, Gipfel Skarvemellen.  
Gekreuzte Nicols. Vergrößerung: 90 fach.





Abb. 5. Fleckenförmiger Mesoperthit aus dem Konglomerat 1, Gipfel von Skarvemellen. K Kalifeldspat, P Plagioklas.  
Gekreuzte Nicols. Vergrößerung: 90 fach.

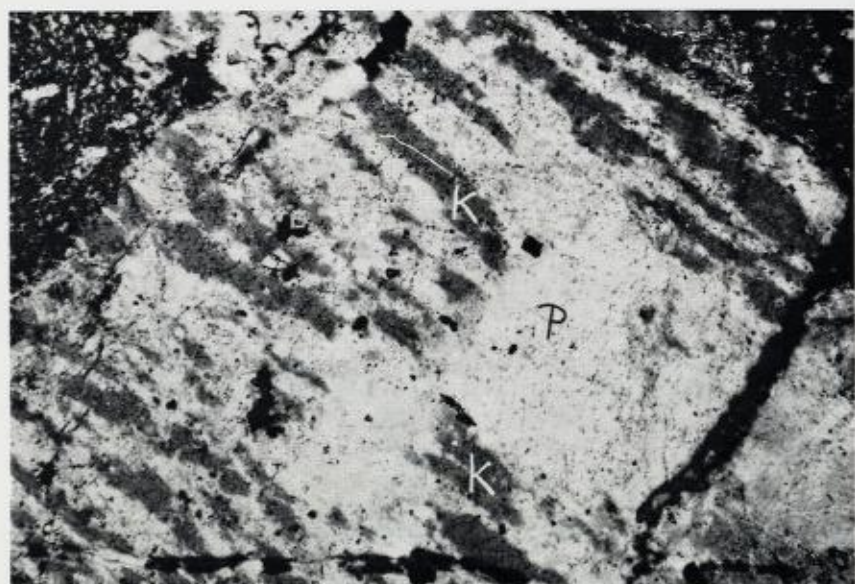


Abb. 6. Fleckenförmiger Antiperthit aus dem Konglomerat 1, Gipfel von Skarvemellen.  
K: Kalifeldspat, P: Plagioklas.  
Gekreuzte Nicols. Vergrößerung: 90 fach.





Abb. 7. Fleckenförmiger Antiperthit aus dem Valdres-Sparagmit (Typ Rabalsmellen), bei Rabalsmellen. K Kalifeldspat.  
Gekreuzte Nicols. Vergrößerung: 90 fach.



Abb. 8. Schachbrett-Albit aus dem Valdres-Sparagmit (Typ Rabalsmellen) bei Rabalsmellen.  
Gekreuzte Nicols. Vergrößerung: 90 fach.



Abb. 9. Zirkon-Kristall aus dem Valdres-Sparagmit (Typ Rognslifjell) westlich Rundemellen.  
 Nicols nicht gekreuzt. Vergrößerung: 220 fach.

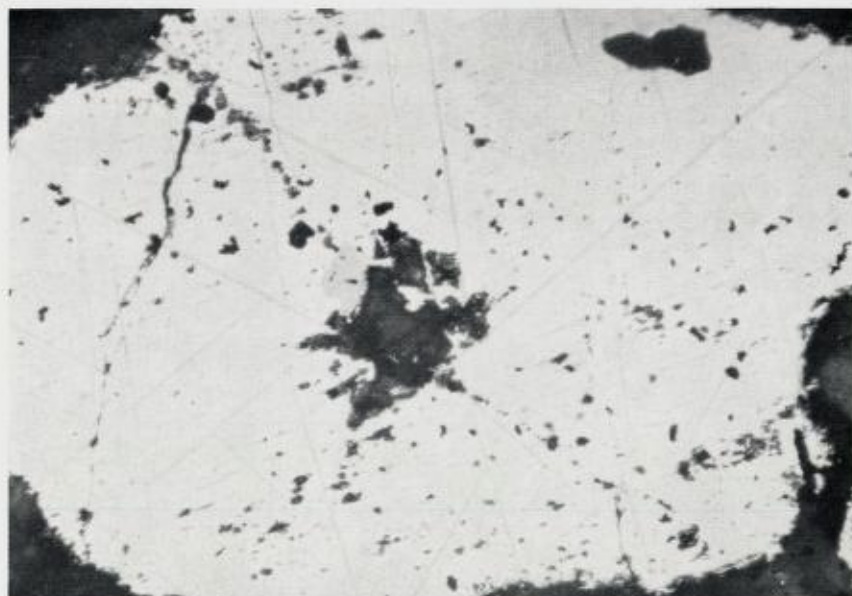


Abb. 10. Hämatitkorn mit Entmischungskörperchen von Ilmenit aus dem Valdres-Sparagmit (Typ Rognslifjell). Der Ilmenit ist entweder spindelförmig oder tafelförmig entwickelt. Westlich Rundemellen.  
 Gekreuzte Nicols. Vergrößerung: 220 fach. Ölimmersion.



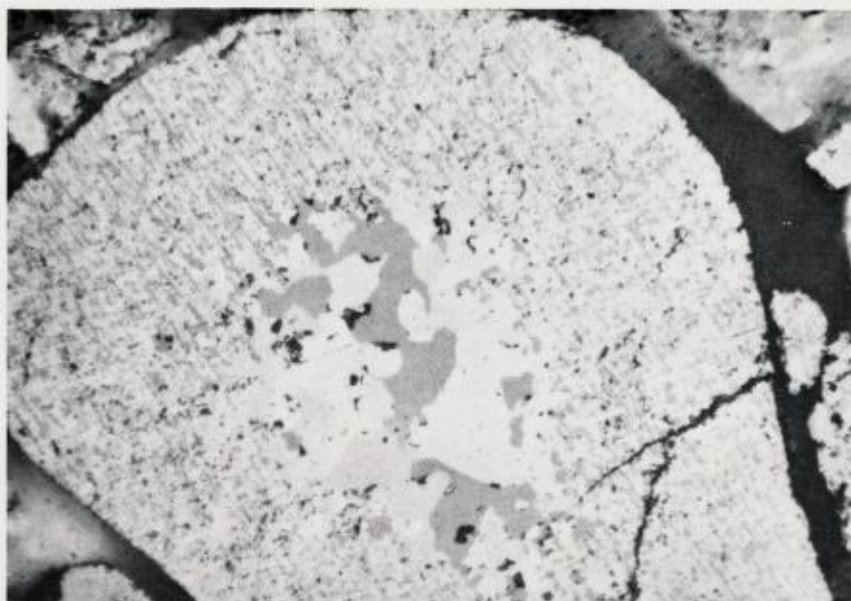


Abb. 11. Gut gerundetes Hämatitkorn aus dem Valdres-Sparagmit (Typ Rognslifjell) nördlich Rundemellen. Innen ist der Hämatit grobkristallin, aussen zeigt er eine sich eng verzahnende Verwachsung von zwei Lamellensystemen (? Pseudomorphose nach Magnetit).

Gekreuzte Nicols. Vergrößerung: 220 fach.

Ölimmersion.

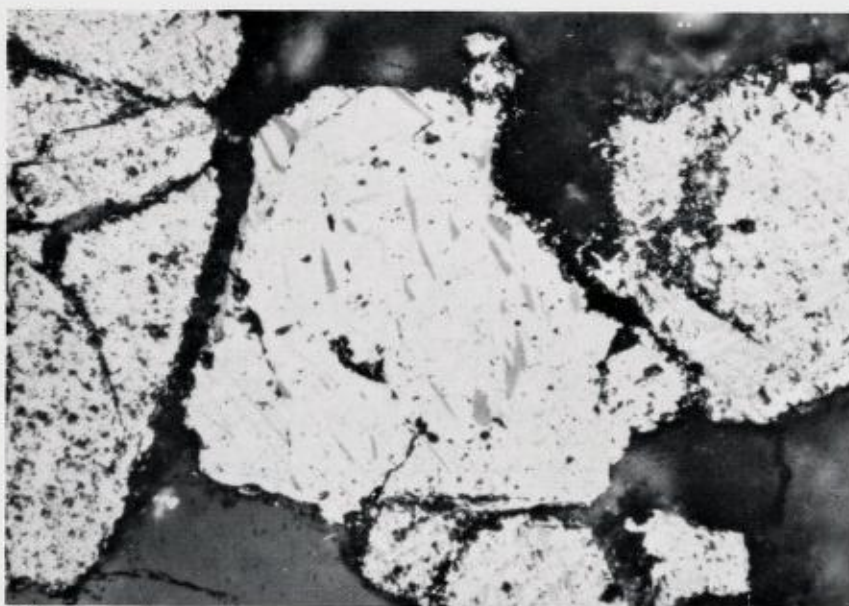


Abb. 12. In der Mitte ein Hämatitkorn mit keil- oder diskenförmigen Entmischungskörperchen von Ilmenit. Rechts und links Hämatitkörner mit zwei sich eng verzahnenden Lamellensystemen (? Pseudomorphose nach Magnetit). Valdres-Sparagmit (Typ Rognslifjell), westlich Rundemellen.

Gekreuzte Nicols. Vergrößerung: 220 fach.

Ölimmersion.

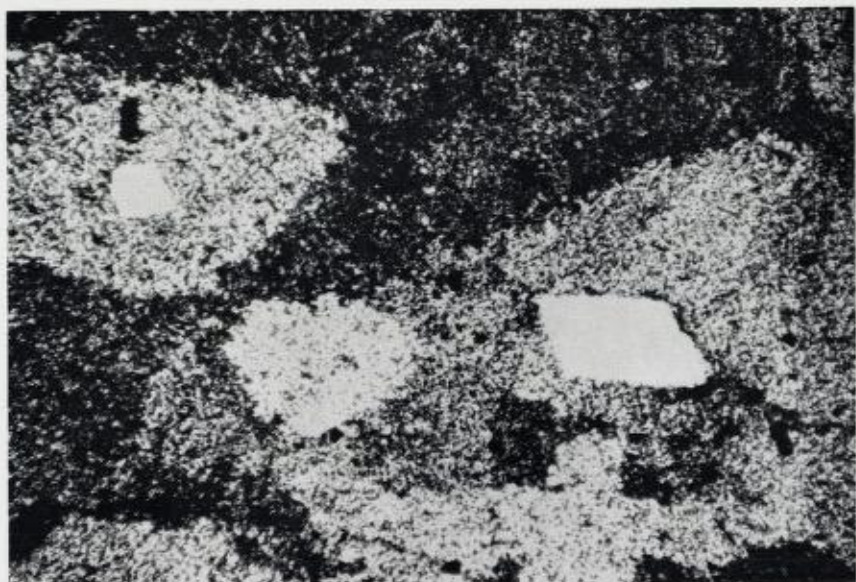


Abb. 13. Rhyolit mit Quarzeinsprenglingen. Geröllkomponente aus dem Konglomerat  
2 westlich Bollstadtjernet.  
Gekreuzte Nicols. Vergrößerung: 40 fach.

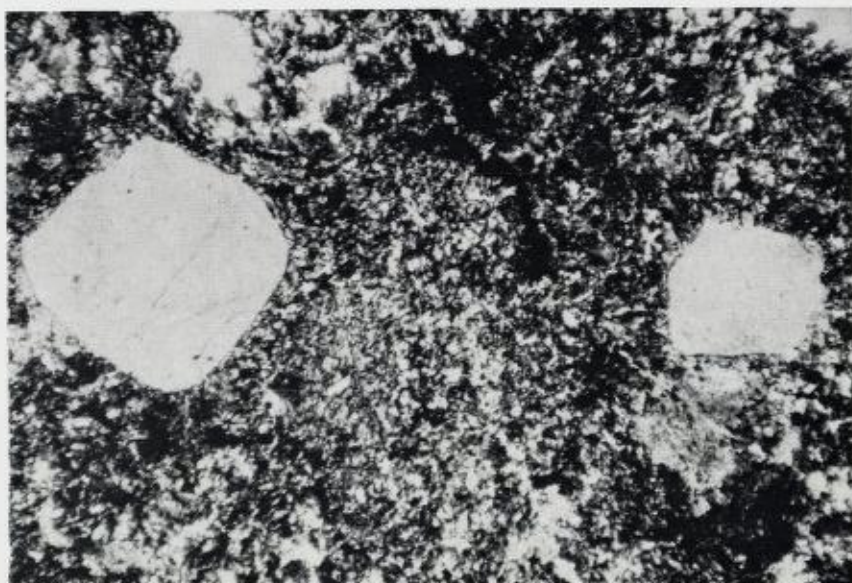


Abb. 14. Rhyolit mit Quarzeinsprenglingen. Geröllkomponente aus dem Konglomerat  
2 südwestlich Skarvemellen.  
Gekreuzte Nicols. Vergrößerung: 40 fach.



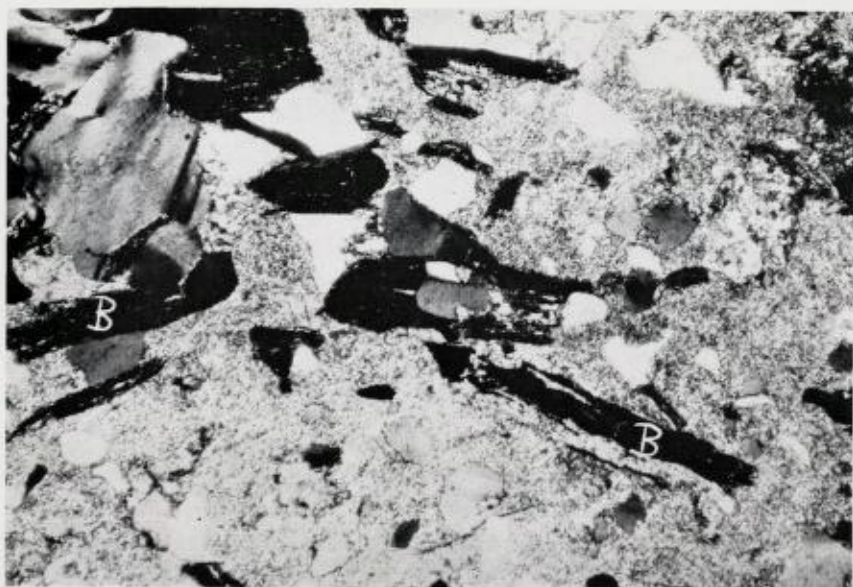


Abb. 15. Konglomerat 3 (? Tillit). B Klastischer Biotit. Lokalität: Nördlich Valdres Skiferbrudd.

Gekreuzte Nicols. Vergrößerung: 40 fach.

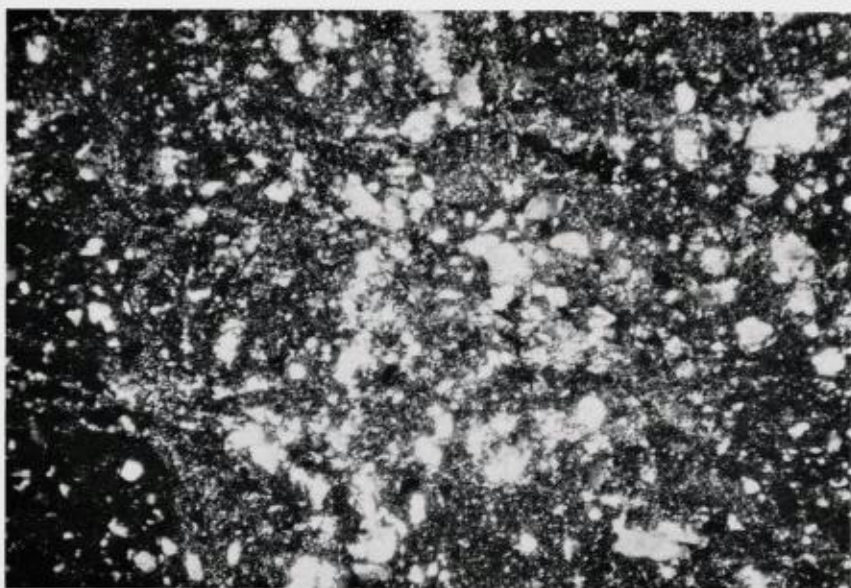
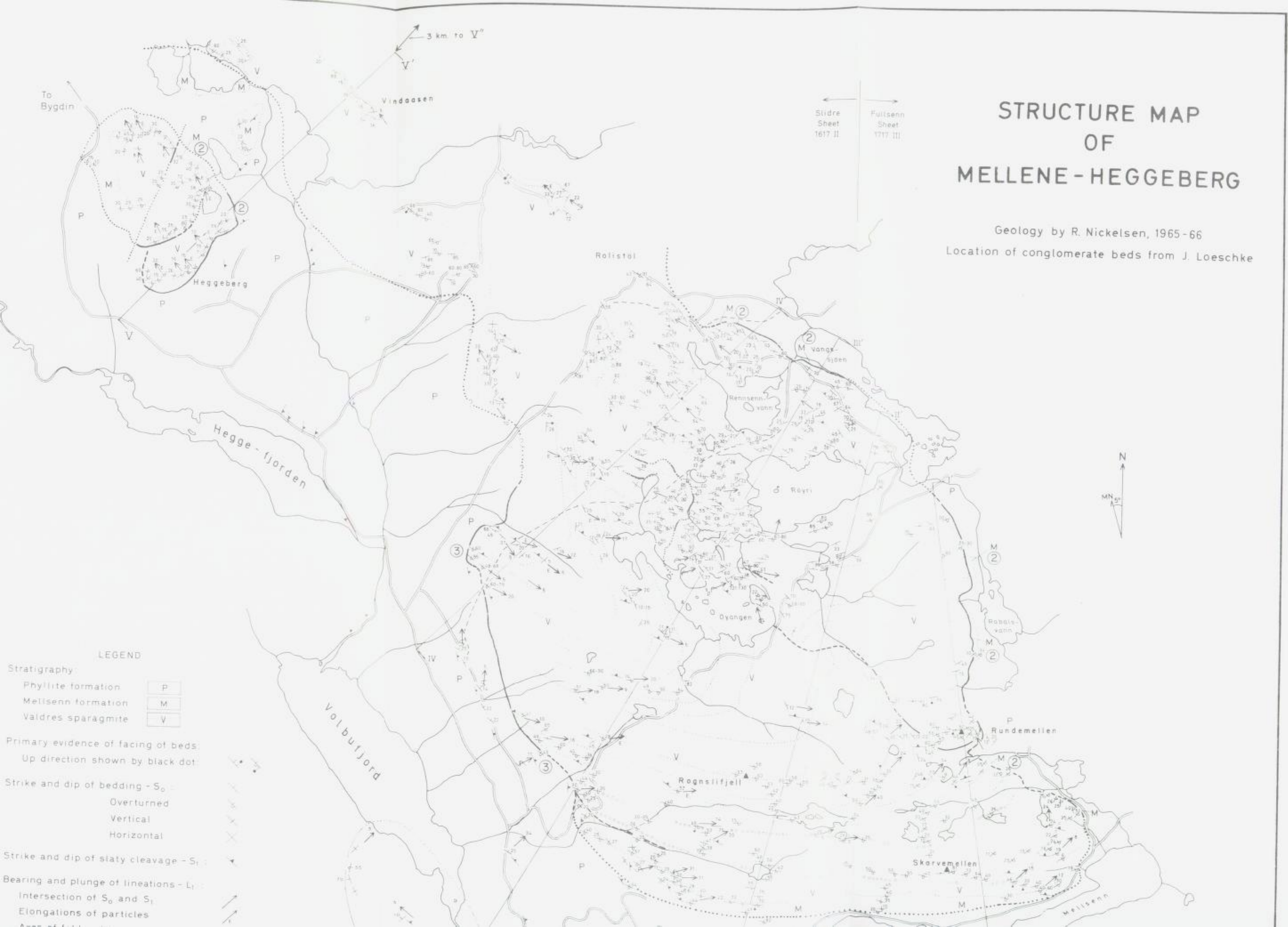


Abb. 16: Mylonitisierter Valdres-Sparagmit von der auf 100 m aufgeschlossenen Überschiebung am NW-Ende von Vangssjøen.

Gekreuzte Nicols. Vergrößerung: 40 fach.

# STRUCTURE MAP OF MELLENE-HEGGERBERG

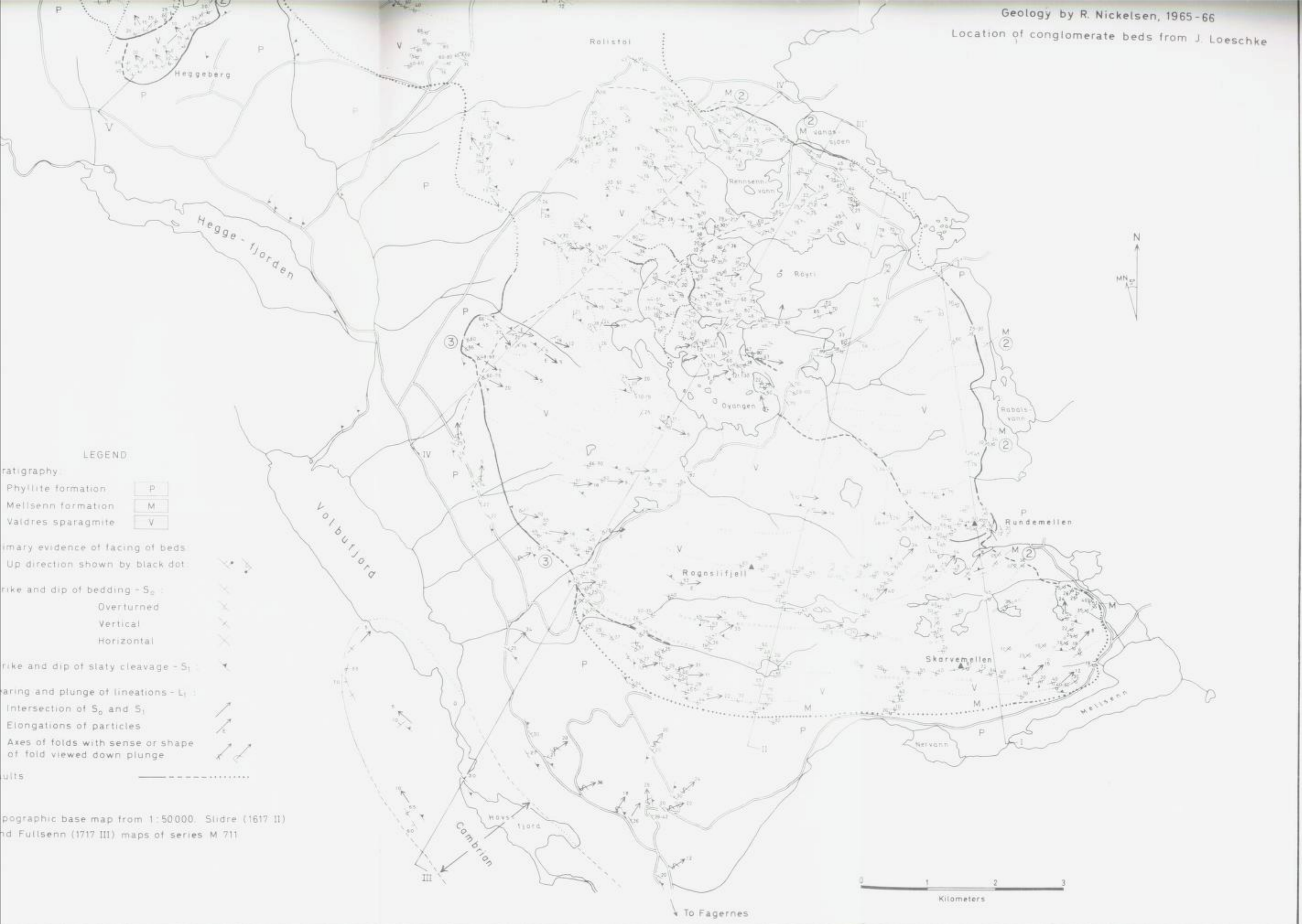
Geology by R. Nickelsen, 1965-66  
 Location of conglomerate beds from J. Loeschke



### 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 -  $S_1$ :**
- Bearing and plunge of lineations -  $L_1$ :**
- Intersection of  $S_0$  and  $S_1$ :**
- Elongations of particles:**
- App. of fold:**





LEGEND

- Stratigraphy
- |                    |   |
|--------------------|---|
| Phyllite formation | P |
| Mellsenn formation | M |
| Valdres sparagmite | V |
- Primary evidence of facing of beds  
 Up direction shown by black dot
- Dip and dip of bedding -  $S_0$  :
- Overturned
  - Vertical
  - Horizontal
- Dip 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

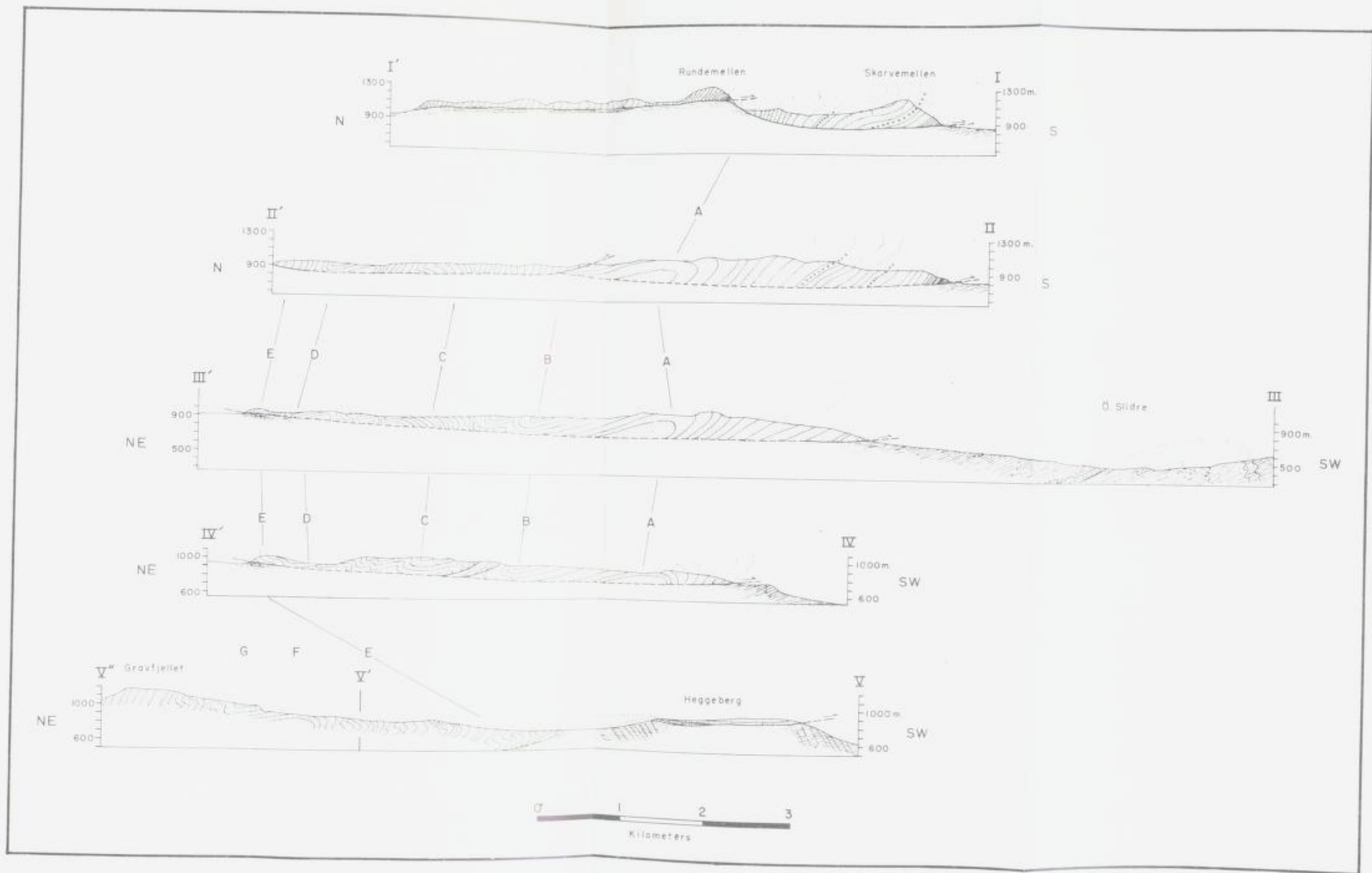


Fig. 11. Geologic structure sections (I—V)  
 Letters A—G mark folds that can be traced throughout Mellene-Heggeberg