

ORSAY
série
Nº d'ordre

THESE
présentée à
L'UNIVERSITE PARIS-SUD - CENTRE d'ORSAY -
pour obtenir le titre de DOCTEUR de 3^{ème} CYCLE
spécialité GEOLOGIE STRUCTURALE
par
JEAN-CLAUDE GUEZOU
et
MARIE-JOSEPHE POITOUT

Etude géologique de la région
de Dombås-Lesja
(Oppland - Norvège centrale)

tome II

Soutenue le 26274 devant la commission d'examen

F. ELLENBERGER President-Rapporteur
A. FAURE-MURET
B. MOINE } Examinateurs
N. SANTARELLI

4329
TRAVAUX DU LABORATOIRE DE GEOLOGIE STRUCTURALE - 91 - ORSAY

ERRATA

Tome I

Avant-propos - Avant dernière page, 19ème ligne... M.R.L.Wheeler lire⁽¹¹⁾ lire (15),

Dernière page, 4ème ligne ... parsemées des vicissitudes qu'implique...

" dernière ligne ajouter: 15 - Department of Geology, Princeton, University Princeton, N.J U.S.A.

page 12, 19ème ligne ... (Kjerulf - 1871), contraste nettement...

page 52, 20ème ligne - 1) Les sparagmites du Sud Est

page 57, 22ème ligne ... de Reindølsoetri (cf. coupe fig. 151)

page 76, 21ème ligne (cf. schéma n° 39)

page 93, 12ème ligne... variable, mais dépassent guère...

page 105, 29ème ligne... de type tuf ou cendre - idem pages suivantes

page 115, 29ème ligne (garbenschiefer)

page 118, 27ème ligne (idem) correction valable pour les pages suivantes et les Tomes II et III.

page 119, 32ème ligne ... une structure grano-nématoblastique

page 129, 7ème ligne... développée (1 à 3 m d'épaisseur)...

page 138, 3ème ligne ... mais ne possèdent aucune...

27ème ligne (clinzoïsite ou allanite ?) lire allanite page suivantes et Tomes II et III.

page 148, 17ème ligne... soit en larges cristaux pseudo-uniaxes...

page 148, 30ème ligne... fins, blancs et beiges;

page 149, 22ème ligne... dans la région de Tungbekk

page 171, 10ème ligne... n'est distinguable

page 174, 2ème ligne-lire 4 à 6 mm de long

page 179, 1ère ligne ... coule sur la sparagmite

23ème ligne... en continuité aux faciès gabbroïques

page 182, 2ème ligne ... des amphibolites noirâtres

page 186, 6ème ligne... comme l'amphibole a dû recristalliser...

Tome II

page 14, 7ème ligne... est matérialisée dans ces plans

page 18, 12ème ligne... déformations visibles de la foliation stratiforme

page 19, 21ème ligne... au bombement, et à l'avancée...

page 20, 6ème ligne... avec le socle, et installation...

7ème ligne... de la linéation régionale puis enroulement des éléments...

page 21, 6ème ligne... très beaux plis ogivaux...

page 25, 26ème ligne... et de gneiss leptitiques sont plissées...

page 27, 14ème ligne... de l'Andbergshöi
16ème ligne..., la dissymétrie...
page 28 : lire (fig.160) 9ème ligne
et (fig. 160) 24ème ligne
page 42, 16 ème ligne : lire ... sa bordure septentrionale...
page 68, 12ème ligne... nous pensons synchrones dans les différents...
page 69, 13ème ligne... succédant probablement à la précédente...
page 72, 16ème ligne : lire bordure orientale au lieu de bordure occidentale
page 75, 22ème ligne... plurikilométrique édifiée lors de...
page 75 (2) Thèse : soutenue à l'Université de Mayence en 1972 (-non publiée-)
page 77, 4ème ligne... passer le niveau de sparagmite...
page 78, 26ème ligne : lire... de la bordure occidentale un rejetu du à l'équilibration
page 79 bis, 14ème ligne ... au S par le jeu de failles...
page 80, 14ème ligne ... (gneiss œillés, Servy, Sève)
page 80 bis, 5ème ligne ... que les zones de métamorphisme...
7ème ligne... la carte zonéographique de...
12ème ligne... de l'étage tectonique superficiel (...
18ème ligne... du socle calédonisé...
24ème ligne... à notre avis sa liaison étroite...
page 81, 34ème ligne... de dégager dans notre étude...
page 81 bis, 13ème ligne... de Støren et de Hovin,...
32ème ligne... en évidence irréfutable.
page 87, 34ème ligne, ... la signification thermodynamique...
page 89, 6ème ligne... l'allanite (s.s.) et suivantes
page 92, 16ème ligne... (cf. fig.134)
18ème ligne... de Fokstua Nonshöi. supprimer (kélyphitisation)
page 94, 13ème ligne... et semblent être des cristaux anciens...
page 104, 11ème ligne... l'amphibole pouvait donc être, soit :
page 104, 24ème ligne... sur les échantillons, coexistent parfois...
page 111, 29ème ligne... métriques d'axes NNW .
page 112, 11ème ligne... au contact des porphyroclastes de...
page 115, 19ème ligne... par l'exsudation tardive de "filons" pegmatitiques...
page 117, 34ème ligne... par la "mobilisation" du socle...
page 118, 11ème ligne... à la foliation à biotite...
15ème ligne... discordants sur la foliation...
22ème ligne : lire chlorite
page 120, 3ème ligne... entre les niveaux basiques...
12ème ligne... déformée et "altérée" par...
page 121, 12ème ligne... constituées par les minéraux de ces paragenèses...
page 122, 13ème ligne..., albite ou chlorite...
page 124, 30ème ligne... du métamorphisme de "contact" par...

page 126, 7ème ligne... (chloritoschistes) ne présentent qu'une...
32ème ligne... nous n'avons observé...
page 127, 22 ème ligne... entièrement altéré en chlorite et epidote...
page 130, 22ème ligne : lire Grubenmann et Niggli
page 131, 16ème ligne... de texture porphyrique de lave...
page 135, 7ème ligne... pour chaque type de lithologie...
page 140, 6ème ligne : lire Diopside ...
page 141, 1ère ligne... à penser que cette phase...
13ème ligne... la présence de Biotite...
page 142, 19ème ligne... du point triple : la cristallisation de ce...
page 144, 18ème ligne... D'après Deer et Zusmann (1972)...
page 146, 18ème ligne... (à andalousite ?) nous semblent...
page 157, 32ème ligne : lire $350 > \text{Si} > 300$, pour les métakératophyres $\text{Si} > 450$
page 168, 22ème ligne : lire Pendant l'Ordovicien se serait déposée la suite de
la série...
page 170, 17ème ligne... oligoclase-grenat, s'est donc effectuée dans un climat...
page 173, 6ème ligne... généraux aux Calédonides scandinaves...

ORSAY
série :
N° d'ordre :

THESE

présentée à

l'UNIVERSITE PARIS-SUD - CENTRE d'ORSAY -

pour obtenir le titre de DOCTEUR de 3^{ème} CYCLE

spécialité GEOLOGIE STRUCTURALE

par

JEAN-CLAUDE GUEZOU

et

MARIE-JOSEPHE POITOUT

Etude géologique de la région
de Dombås-Lesja
(Oppland - Norvège centrale)

tome II

Soutenue le _____ devant la commission d'examen

F. ELLENBERGER Président-Rapporteur

A. FAURE-MURET
B. MOINE
N. SANTARELLI } Examinateurs

TRAVAUX DU LABORATOIRE DE GEOLOGIE STRUCTURALE - 91 - ORSAY

ANALYSE STRUCTURALE

REMARQUES INTRODUCTIVES

Les grandes interprétations mégastructurales du bassin de Trondheim ont été succinctement exposées dans l'introduction historique. Les travaux effectués dans le sud du bassin ont précisé, d'une part la structure de nappe du second genre du "complexe de Trondheim", d'autre part l'existence probable d'unités tectoniques internes à cette nappe. Il est curieux de remarquer qu'aucun des auteurs ayant suggéré ou démontré cette structure en nappe, n'ait essayé de représenter sur une coupe schématique les rapports entre la nappe et son substratum, et, ceux du plan de charriage avec les structures internes de la nappe.

"Ces rapports peuvent être appréhendés dans les zones où les éléments structuraux s'élèvent en l'air, soit à la faveur d'une culmination axiale, soit aux extrémités de la nappe" comme le faisait remarquer WEGMANN (1959).

L'étude structurale de la terminaison SW de la nappe de Trondheim doit donc envisager d'abord la géométrie des grands volumes structuraux que sont les unités lithostructurales.

La découverte de l'arrangement spatial et de l'architecture de ces volumes fut considérablement entravée par les dépôts glaciaires et par une lithologie souvent monotone. C'est pourquoi l'essentiel du travail a consisté en un levé cartographique précis, mené conjointement avec le "débrouillage" lithostratigraphique.

Les déformations successives affectant les unités lithostructurales dans leur substance interne, et fixant leurs déplacements relatifs globaux, ne sont appréhendées que de manière fragmentaire par l'analyse de la microtectonique et petite tectonique, et sont déconnectées de la tectonique d'ensemble des unités lithostructurales.

.../...

La chronologie relative des divers évènements de l'histoire tectonique régionale pourra être approchée par l'utilisation simultanée des méthodes de la pétrographie métamorphique, de la cartographie et par la comparaison des divers styles tectoniques ; un chapitre spécial traitera des rapports chronologiques entre l'histoire tectonique et le métamorphisme.

Si la stratigraphie est en grande partie masquée par le métamorphisme, il reste que ce dernier phénomène constitue un fil conducteur appréciable dans l'histoire structurale.

I - LES GRANDES UNITES LITHOSTRUCTURALES

Le secteur étudié recoupe successivement d'ouest en est, au niveau de la vallée de la Lågen, 4 grandes unités structurales correspondant aux quatre complexes lithostratigraphiques étudiés précédemment. Il s'agit :

- Du socle gneissique de More-Romsdal
- Du "plastron" sparagmitique
- Du complexe intermédiaire de l'Andbergshöi
- De la nappe de Trondheim.

Au S.E. du secteur, une autre unité structurale apparaît moins nettement : le champ sparagmitique du massif des Rondane.

Ces ensembles sont structuralement originaux tant du point de vue du style des déformations que sur le plan de l'évolution métamorphique.

Le trait dominant du secteur étudié est l'existence de contacts anormaux majeurs séparant ces diverses unités. (Fig. 9)

Le plus important de ceux-ci sépare l'ensemble cambro silurien métamorphique de la "nappe de Trondheim" de son sous-basement de sparagmites claires du Jöndal au sud et du complexe de l'Andbergshöi au N.W. Ce contact tronque toutes les structures internes du complexe cambro silurien. Bien que pouvant être plat (plongement de 30° vers le nord au niveau de Dovre dans la vallée de la Lågen), il peut ailleurs se redresser ; ainsi à l'extrême W. du terrain, le long du Veslskjervedal, ce contact anormal présente un fort pendage vers l'est (70 à 75°) : C'est ici le prolongement méridional du phénomène de flexuration axiale décrit par Wegmann dans la vallée de la Driva (1959).

Au N.W. et à l'E. du secteur, l'unité intermédiaire de l'Andbergshöi s'intercale entre le tégument sparagmitique couvrant les gneiss de Kjølen et le complexe de Trondheim. Elle est limitée à sa base, donc au N.W., par un contact anormal majeur et à son sommet par le contact de base de la nappe de Trondheim. Localement le contact de la nappe de Trondheim est repris par une série d'accidents subverticaux jalonnés par

.../...

une longue bande de mylonites de 50 m d'épaisseur environ.

D'autres contacts anormaux, sub-horizontaux ou non, correspondent à des chevauchements internes au sein des séries du complexe de Trondheim : ils sont eux-mêmes tronqués par le grand contact anormal basal de cet ensemble.

L'unité structurale supérieure constituée par le complexe cambro-silurien de Trondheim est recoupée entièrement par le secteur étudié, dont elle constituait au départ le principal sujet d'étude. La géométrie de cet ensemble apparaît le long de la vallée de la Lægen entre Dombås et Dovre : il s'agit d'un vaste synforme déversé vers le S.E. sur le champ sparagmitique des Rondane. Au N.W. les foliations deviennent verticales et accusent la dissymétrie de la structure d'ensemble.

Nous verrons en détail la complexité de la structure de la nappe de Trondheim lors de développement de ce chapitre.

1°) - MISE EN EVIDENCE DES GRANDES UNITES LITHOSTRUCTURALES

Dans la région de Dombås les directions structurales des formations cambro siluriennes de la nappe de Trondheim s'incurvent de l'E.NE vers l'W. pour venir en contact avec le domaine des gneiss de More Romsdal. Nous décrirons les différentes unités en suivant une coupe allant de la région de Lesja au NW vers Dovre au SE.

. Les gneiss de Lesja qui affleurent bien le long de la route E 69 reliant Lesja à Dombås, peuvent être considérés comme un complexe précambrien métamorphisé et granitisé, repris lors de l'orogénèse calédonienne. Des datations géochronologiques effectuées ces dernières années ont levé les derniers doutes. Les rapports intimes qui lient le socle aux ensembles lithologiques supérieurs sont marqués dans le découpage de la bordure occidentale du complexe cambro silurien :

Dans la région de Lesja, les gneiss s'invaginent vers l'E. au niveau de la vallée de la Lægen ; il ne s'agit pas d'un simple dégagement

du socle gneissique par l'érosion glaciaire, mais d'une structure semblable à celle de "l'anticlinal de Lomskollen" (KO.Bjørlykke 1905) sur lequel est établi le lac Våga, au S. du secteur étudié.

La foliation à biotite, qui marque les plans d'aplatissement des gneiss, est d'abord dirigée SW.NE au sud de la vallée de la Lågen, puis au nord de celle-ci, la foliation s'infléchit vers l'W. pour prendre une direction NW.SE sur la ligne de crêtes occupant la rive gauche de la vallée de la Lågen. Les foliations plongent régulièrement vers l'E. en se verticalisant sensiblement vers le massif de l'Andbergshøi (pendage de 30 à 60° vers l'E.) Sur cette voûte gneissique, digitée dans la vallée de la Lågen, se moule le complexe des quartzites verts en dalles (sparagmites).

Comme les gneiss, ce complexe des sparagmites présente une lithologie assez caractéristique pour être identifiée rapidement sur le terrain. Dans la partie la plus occidentale du terrain, des quartzites verts en dalles plongent régulièrement vers l'E. de 45 à 50° environ. Les affleurements sont particulièrement dégagés dans le Gravdalén, au sud de la Skjerva, et immédiatement au nord sur la retombée Est des monts du Kjølen. L'épaisseur des sparagmites est de l'ordre de 400 à 500 m dans cette région ; or, nous n'avons jamais pu observer de tels quartzites sur la retombée nord du Kjølen, dans la vallée de la Lågen, alors que les cartes régionales mentionnent une bande continue de sparagmites depuis le lac Våga jusqu'au nord de Lesja. En suivant minutieusement ces quartzites depuis le sommet du Knatthøi dominant le Veslaskjervedal vers l'est, nous avons pu observer une réduction d'épaisseur très rapide à mesure que l'on avance vers le nord ; cette réduction est accompagnée par un changement de faciès des quartzites, qui passent progressivement à un gneiss grossier hololeucocrate, puis à un gneiss micacé. Ces faciès très particuliers qui contrastent avec les gneiss oeillés de Lesja et les micaschistes du complexe de l'Andbergshøi à l'Est, ont été suivis régulièrement jusqu'à la vallée de la Lågen au niveau de Bottheim. Sur la route E 69, en rive gauche de la vallée, le liseré sparagmitique disparaît pour réapparaître au dessus de Hakastad au pied du massif de l'Andbergshøi. Nous avons pu remonter vers le N.NW cette mince bande dont l'épaisseur, assez constante, est de 20 à 50 m environ jusqu'au sommet Nosi, sur les crêtes dominant Lesja vers le sud.

.../...

Plus vers le NW, nous raccordons ce liseré sparagmitique à celui tracé par W. Scott sur les crêtes de Horungen. Nous excluons par les observations que nous avons faites un rattachement de ce niveau de quartzites mylonitiques au domaine sparagmitique du Snøhetta par un diverticule traversant la vallée de la Jora en direction du N.NE vers Reindolsoetri, ainsi que les travaux de Tørnebohm (1896) et G. Muret (1960) semblaient l'indiquer.

La très grande monotonie lithologique de cet ensemble se prête peu au déchiffrage de sa géométrie interne. Le seul repère lithologique est constitué par le niveau des sparagmites à yeux feldspathiques roses. Ce niveau semble indiquer dans cette région méridionale le sommet structural de la masse des sparagmites claires. On peut observer ces niveaux en affleurement dans le Skjervedal, et quelques pointements isolés dans le Vesleskjervedal, avant que les affleurements ne s'interrompent vers la boucle de l'unité de l'Andbergshøi.

Ce niveau réapparaît en deux points :

- Le premier est situé à 2 km à l'ouest du petit sommet Kvitingshøi, dans la mince bande de quartzites mylonitiques; ce niveau cartographiable, d'une épaisseur de 15 à 20 m, est étiré et biseauté par les contacts de l'orthogneiss du Kjølen et de l'unité de l'Andbergshøi.

- Le second point est situé dans la zone de contact entre la Trondhjemite du complexe de Trondheim et l'unité de l'Andbergshøi. Malgré un écrasement important, il est possible d'identifier ce niveau isolé tectoniquement des unités encadrantes.

Les biseautages cartographiques révèlent des discordances structurales entre l'ensemble sparagmitique et le complexe de l'Andbergshøi, au moins à l'échelle de la carte. Une discordance entre le socle orthogneissique et la couverture sparagmitique peut être aussi mise en évidence, malgré l'accordance générale des plans de foliation des deux unités à l'échelle de l'affleurement.

. L'unité lithostructurale de l'Andbergshøi repose géométriquement sur les précédentes unités. Ses caractères lithologiques l'individualisent nettement parmi les quatre unités principales.

Dans une série de micaschistes et amphibolites dont les faciès sont très voisins de ceux du complexe de la nappe de Trondheim, nous observons l'imbrication de lames de roches analogues, voire identiques aux unités inférieures précitées. Ces lames d'orthogneiss et de sparagmites écrasées sont noyées dans des gneiss oeillés à très gros yeux, comparables à ceux qui jalonnent la bordure occidentale et sud-orientale de la nappe de Trondheim. Le développement de tendances migmatiques dans les amphibolites ou micaschistes périphériques confère une originalité remarquable à cette unité s'ouvrant vers le N.NW. Cet ensemble se moule sur la convexité du bombement du socle gneissique puis s'encapuchonne vers le S.SW. dans le plastron sparagmitique au niveau du Vesleskjervedal, sur la retombée Est des monts du Kjølen.

Structuralement nous distinguons quatre zones d'intérêt particulier quant au style et à l'ampleur des déformations.

Au N.NE., dans la région de Reindolsoetri, le passage du domaine sparagmitique et gneissique du Snøhetta à l'unité de l'Andbergshøi se fait par un brusque changement lithologique, les plans de foliation restant parallèles de part et d'autre de ce contact. En traversant la rivière Jora vers le sommet Andbergshøi, ce contact est régulièrement jalonné de copeaux, de lames mylonitiques de gneiss et sparagmites souvent discordantes sur les structures visibles dans les micaschistes et amphibolites du groupe de Bottheim. Nous pensons que les niveaux de quartzites feldspathiques et gneiss leptitiques observés sur la retombée orientale du massif de l'Andbergshøi, puis directement au contact de l'intrusion trondhjemite et des micaschistes du complexe de Trondheim, représentent la poursuite méridionale du domaine structural du Snøhetta. Ceci n'est qu'une hypothèse, car la discontinuité des affleurements, l'effacement progressif de la lithologie par le développement de faciès oeillés contrarient toute interprétation mégastructurale.

Le massif de l'Andbergshøi recèle toutes les viscidités de l'histoire tectonique de l'unité du même nom ; le centre du massif est occupé par des gneiss oeillés noyant des lames orthogneissiques concordantes. Sur cette structure s'ordonnent les bancs d'amphibolite et de micaschistes formant le rebord W. du massif, tandis qu'à l'E. les alternances lithologiques du groupe de Bottheim sont recoupées par les gneiss oeillés.

Immédiatement au sud de la vallée de la Lägen, cette structure disparaît par remontée des axes de plissement. Le complexe est alors réduit au seul groupe de Bottheim, dont les faciès portent la marque d'un sévère laminage depuis le hameau de Bösoetri jusqu'à Vesleskjervedal. Ce laminage entraîne une réduction d'épaisseur des différents termes. Nous remarquons ici le parallélisme géographique et géométrique de ce phénomène dans les deux unités superposées : celle des Sparagmites et celle de l'Andbergshöi.

L' Obliquité des directions de plissement à l'échelle cartographique sur les structures méridiennes de l'édifice calédonien peut être relevé dans cette zone, tandis qu'au nord, ou immédiatement au sud, l'accordance des plans de foliation et des mésostructures est une règle générale.

Nous avons pu suivre la terminaison méridionale de ce complexe dans la dépression glaciaire du Vesleskjervedal ; les repères lithologiques (banc de marbre) associés aux bancs d'amphibolite décrivent une structure synforme, lobée, pincée et laminée vers le N.E. La couverture morainique ne permet pas d'observer le point de jonction entre l'unité sparagmitique, l'unité de l'Andbergshöi, et la nappe de Trondheim ; tout laisse supposer, à la vue de l'affleurement de sparagmites oeillés le plus septentrional, que l'unité des sparagmites encapuchonne l'unité de l'Andbergshöi à l'W. et au SE.

Il faut remarquer que le complexe de l'Andbergshöi est traversé par de nombreuses failles verticales qui, en morcellant ses limites, rendent la cartographie de cette région particulièrement ardue.

. Vers l'E.S.E., immédiatement au contact du complexe de l'Andbergshöi, nous trouvons l'ensemble lithostructural supérieur : la nappe de Trondheim : lithologiquement différenciée comme nous l'avons vu lors des descriptions lithostratigraphiques, cette unité se caractérise sur le terrain par l'aspect moins cristallin de ses micaschistes ou quartzites. Ce caractère fut particulièrement utile dans la délimitation de la bordure occidentale, depuis la vallée de la Skjerva jusqu'à la rivière Lägen. Dans

cette partie occidentale médiane, le groupe de Fokstua-Nonshøi comporte exclusivement des séricitoschistes et schistes quartzitiques qui contrastent avec les micaschistes feldspatiques du complexe de l'Andbergshøi ; Mais l'argument le plus décisif de la nature tectonique du contact de base de la nappe de Trondheim est la discordance structurale avec les unités sous-jacentes. La direction générale des structures de la nappe de Trondheim est toujours E.NE-W.SW : celles-ci viennent affronter orthogonalement les structures sensiblement méridiennes des unités sous-jacentes. Un des aspects les plus spectaculaires de cette discordance peut être observé au nord du secteur sur les crêtes du Svartdalsfjell, en rive gauche de la vallée de la Jora : la direction des bancs de micaschistes sur ces crêtes est NE-SW et leur pendage est voisin de 70°, tantôt vers le NW, tantôt vers le SE. Vers le SW, dans le prolongement de ces bancs micaschisteux, les surfaces structurales des gneiss oeillés mylonitiques qui forment le flanc du sommet Andbergshøi, jusqu'à la gorge du torrent Jora, sont orthogonales aux plans de foliation des micaschistes.

Un autre exemple de ce type peut être décrit à partir du sommet du Grønshøi (sud), en regardant vers la dépression du Vesleskjervedal et les monts du Kjølen à l'W.

Notons rapidement l'aspect du contact tel que nous l'avons observé au niveau du massif intrusif de Trondhjemite sur le mammelon Sønstebjøhovda à l'aplomb du hameau de Kjøremsgrenda situé dans la vallée de la Lågen. Les roches sont fortement écrasées et étirées selon le plan de contact, entrecoupées de cassures verdies. Localement nous observons une importante quartzitification du contact, qui apparaît alors comme un plan de faille subvertical. La mylonitisation est générale en bordure de la nappe ; localement le contact est repris par des accidents subverticaux parfois quartzifiés.

A la limite méridionale du secteur, la nappe de Trondheim repose par le groupe de Musadal sur le champ sparagmitique des Rondane. Les deux unités sont souvent en accordance directionnelle, mais une discordance angulaire de pendage de l'ordre d'une dizaine de degrés souligne la limite entre les deux ensembles.

.../...

. Le champ sparagmitique des Rondane plonge monoclinalement vers le N.NW. Des lambeaux externes* de la nappe de Trondheim, pincés dans les sparagmites, indiquent la présence de replis E.W.

A sa limite méridionale, la nappe de Trondheim repose sur des sparagmites claires dont les faciès (quartzites verts en dalles et quartzites à yeux feldspathiques roses) sont identiques à ceux de la couverture sparagmitique para-autochtone de l'orthogneiss sur le secteur W. Un raccord hypothétique entre les deux formations sparagmitiques pourrait exister dans la région de Vågå, sous le remplissage quaternaire et autres dépôts lacustres.

Pour terminer cette présentation générale des unités lithostructurales, nous préciseront les rapports qui unissent ces unités dans le bati calédonien.

2°) - RAPPORTS MEGATECTONIQUES ENTRE GRANDES UNITES LITHOSTRUCTURALES

Comme nous l'avions déjà noté lors de la présentation générale, la superposition géométrique des diverses unités était acquise pour de nombreux auteurs. Nous apportons toutefois des précisions sur la position des unités intermédiaires entre le socle et la nappe de Trondheim, ainsi que sur la nature des contacts qui les unissent.

Le plastron sparagmitique de l'W. repose en discordance tectonique sur l'orthogneiss de Lesja et du Liafjell. Vers le NW, ce dernier est intégré dans la tectonique complexe due à la reviviscence calédonienne du socle orthogneissique. L'angle de discordance entre les deux unités tectoniques est presque effacé par la tectonique calédonienne.

L'unité de l'Andbergshögl occupe une position intermédiaire entre le substratum et sa couverture cambrosilurienne allochtone. L'angle de discordance entre cette unité et les unités sous-jacentes reste marqué localement. Le style de ses déformations et les manifestations migmatiques montrent une nette évolution vers le domaine infrastructural.

* externes si l'on tient compte de la polarité de la chaîne calédonienne.

L'unité supérieure de l'édifice, la nappe de Trondheim, recoupe les unités inférieures sous un angle ouvert. Le contact de base tronque toutes les structures NW-SE de la nappe et montre ainsi son caractère cisaillant. L'effet tardif de cassures à rejets subverticaux peut être surimposé à cette structure primaire.

Cartographiquement, cette disposition structurale apparaît sur la coupe de Lesja à Dombås, nous voyons l'accordance générale des foliations de direction subméridienne décroître progressivement d'W. en E., depuis les gneiss du socle, jusqu'au massif de l'Andbergshøi. Au passage, dans le complexe de Trondheim, nous avons observé que les foliations prennent une direction E.NE-W.SW transversale à l'allongement de la chaîne.

Le bombement du socle a "enroulé" l'unité des sparagmites, puis l'unité intermédiaire de l'Andbergshøi, mais ses effets sur l'unité supérieure de Trondheim ont été beaucoup plus limités dans le secteur nord. Nous verrons qu'au sud, dans la région de Dovre, les terrains de l'unité supérieure ont subi des déformations qui reprennent les directions de flexurations sub-méridiennes, qui affectent la bordure occidentale de la nappe de Trondheim.

II - ETUDE DES DEFORMATIONS INTERNES DES UNITES LITHOSTRUCTURALES

Introduction

Dans le précédent chapitre, nous avons présenté les grandes unités lithostructurales à l'échelle régionale ; nous aborderons maintenant une étude détaillée des structures reconnues aux diverses échelles d'observation. Ces observations n'ont pu être effectuées qu'au hasard des affleurements et dans un temps relativement court. Nous ne donnerons qu'un aperçu synthétique du style des déformations et de leur superposition dans le temps et dans l'espace avec toutes les réserves que comporte ce genre de reconstitution. Le manque d'affleurements, davantage que l'absence de stratigraphie précise, nuit à la reconnaissance des formes structurales, principalement à l'échelle kilométrique.

Le degré de certitude des interprétations que nous donnons est lié, la plupart du temps, à la densité des affleurements. Nous essayerons avant tout de mettre nos interprétations en accord avec la cartographie, afin de rester le plus près possible de la réalité géologique régionale. Bien des informations fournies à l'échelle de l'affleurement ne peuvent prendre toute leur signification dans l'état actuel du déchiffrement tectonique de la chaîne calédonienne. Sans faire un catalogue de descriptions monographiques, nous essayerons d'illustrer le style et l'ampleur des différents événements tectoniques observés ou soupçonnés.

La datation relative de ces événements les uns par rapport aux autres reste difficile. Celle-ci n'est possible qu'à l'intérieur de l'échelle d'observation considérée. Les recoupements entre les différentes échelles ont été tentés lorsque les affleurements et la lithologie furent particulièrement favorables à ces reconstitutions.

Nous décrirons successivement les faits aux trois grandes échelles d'observation : échelle cartographique, échelle de l'affleurement ou de l'échantillon, échelle microscopique. Nous résumerons brièvement ces observations pour chaque unité, selon leur chronologie relative.

.../...

Les différents styles de déformation (souple et cassante) seront abordés simultanément selon leur importance dans l'histoire tectonique du secteur. Une étude statistique des directions des éléments structuraux, pour l'ensemble des unités, sera abordée à titre d'illustration des informations recueillies sur le terrain.

1°) LES GNEISS DE L'OUEST OU DE MORE-ROMSDAL

a) La structure planaire remarquable : la néofoliation

A l'échelle de la carte, ces gneiss se présentent en une masse homogène constituée par l'orthogneiss acide du Liafjell et de Lesja. Ce massif est marqué par une structure planaire dominante : la foliation à biotite et épidoze ; Cette foliation suit régulièrement la base des unités sujacentes (Sparagmites et Andbergshøi). Du S.SW au N.NE, le pendage varie de 40° au-dessus de Lesja, à 55° vers les crêtes du Kjølen. Vers l'W. la foliation s'incline vers l'horizontale, dessinant ainsi une voûte anticlinale à plongement accentué vers l'E. Macroscopiquement, dans l'orthogneiss de Lesja-Liafjell, à la hauteur de Bøsoetri, sur la route conduisant de Lesja à Vågå, nous pouvons distinguer deux structures planaires. L'une constitue la foliation générale des gneiss au contact des unités supérieures, l'autre, plus atténuée, représente surtout un plan d'aplatissement des yeux feldspathiques mono ou polycristallins. Dans ces plans, les minéraux (quartz-feldspath) ont souvent un aspect saccharoïde ou granulé qui sont les marques d'une intense déformation mécanique. Dans cette zone, la direction de ces structures oscille de l'W.NW au N.NW, avec un pendage plus fort que la foliation principale à biotite. Vers Lesja, nous retrouvons difficilement cette deuxième structure planaire ; par contre N. Santarelli (1971) a insisté sur les rapports géométriques et cinématiques de ces deux foliations : à l'W., et légèrement au sud du secteur que nous étudions, les deux foliations ont des directions orthogonales. La plus ancienne, de direction sensiblement W-E, à pendage subvertical, est recoupée par la foliation à biotite et épidoze de direction N-S qui pend très peu vers l'Est et structure le socle gneissique selon une direction méridienne, effaçant ainsi la discordance cartographique régionale avec ses couvertures, para-autochtones et allochtones, sujacentes. La foliation à biotite-épidoze a donc valeur de néofoliation dont la signification est une mise en accord avec tardive entre le socle orthogneissique et sa couverture sparagmitique.

Cette néofoliation d'accordance représente l'élément structural dominant dans la région de Lesja. C'est donc par rapport à celui-ci que nous avons pu réorganiser l'histoire des autres éléments structuraux : linéation et axes de plis.

b) La linéation régionale au contact des couvertures allochtones

La linéation régionale de l'orthogneiss s'appuie sur les plans de néofoliation. Cette linéation est matérialisée dans les plans, par des cannelures millimétriques à centimétriques et une disposition un peu oblique des lamelles de biotite sur la néofoliation. Nous n'avons jamais pu observer de linéation par microplissement des surfaces micacées. Toutefois, il faut noter que les cristaux de biotite sont un peu cannelés. L'azimut de cette linéation tourne de 60° à 90° (NG) selon que l'on se déplace du N. vers le S. ; le plongement (environ 40°) reste assez constant sur la zone bordière du contact oriental.

On peut donc penser que ces éléments ont subi un gauchissement pénécontemporain de l'infexion vers l'E. du massif gneissique au niveau de Lesja. Les structures plicatives peuvent être regroupées en deux périodes, l'une antérieure et contemporaine de l'acquisition de la néofoliation, l'autre postérieure à celle-ci.

c) Les déformations plicatives antérieures ou contemporaines de la néofoliation

Les structures plissées anciennes sont observables grâce aux "filons intrusifs" dans l'orthogneiss. D'un point de vue chronologique, les filons de type aplithe paraissent les plus anciens. Les traces de discordance structurale sont encore visibles à l'affleurement (fig. 14 et 15). La superposition des déformations conduit à des structures complexes souvent difficiles à déchiffrer. L'amplitude de ces déformations ne dépassent pas le mètre.

Une phase de plis aigus, d'axe NW-SE, étirés selon la néofoliation, paraît avoir été précédée par une phase de plis de style identique, très aplatis, d'axe E-W et dont le plongement vers l'W est très faiblement incliné par rapport à l'horizontale. A l'intérieur de ces plis, les minéraux et les veines feldspathiques sont réorganisés selon la néofoliation (fig. 17). La géométrie variable de ces structures a été compliquée par les intenses

laminages et étirements contemporains de la naissance de la néofoliation à biotite.

Les filons basiques constituent également des témoins précieux de l'histoire tectonique. Nous en avons cartographié quelques uns afin de montrer leur rigoureuse concordance avec la foliation générale.

Nos observations nous permettent de penser qu'il n'existe probablement qu'une seule phase de mise en place de filons basiques. Les traces de discordance originelle sont beaucoup plus effacées que pour les filons aplitiques : ceci peut laisser supposer que la mise en place des filons basiques a été préorientée par la présence de grands axes structuraux. Cette supposition peut être faite si l'on admet que les filons basiques sont plus récents que les filons aplitiques.

La différence de compétence entre l'orthogneiss et les filons basiques a conduit à des figures de plissements disharmoniques très complexes qui perturbent sur quelques mètres la foliation régulière des gneiss. Plusieurs exemples de ce type ont été observés sur la route conduisant de Lesja au rebord W du massif de l'Andbergshögl (fig. 16 bis) : les filons basiques forment des lanières imbriquées dans les gneiss et entraînés dans des plis à charnières hypertrophiées ; les flancs disparaissent presque entièrement dans la masse amphibolitique ; en outre, ces affleurements sont débités par de nombreuses diaclases reprenant très souvent les contacts entre filons et gneiss. Il est difficile d'expliciter ces structures de manière cohérente. Nous avons simplement noté la grande fréquence d'étirement entraînant un boudinage des gneiss plissés avec les filons : ces étirements se font selon les plans de néofoliation.

d) Déformations plicatives postérieures à l'établissement de la néofoliation

Les plis engendrés par cette phase tardive peuvent atteindre une amplitude décamétrique. Ils sont localisés immédiatement au contact du liseré de sparagmite écrasée entre Bøsoetri au sud de la Lågen et les crêtes de Nosi au nord de la Lågen. Le repli du liseré sparagmitique,

.../...

juste au-dessus de la route nationale E.69 vers le lieu-dit Hådi, doit être attribué à cette phase de plissement. Il s'agit de plis ogivaux légèrement anisopaques, déversés vers l'W-NW ; le plan axial pend de 40° au 24 Ng. Ces plis sont dépourvus de schistosité de plan axial. Ils déforment la foliation à biotite -épidote, ainsi que la linéation statistique régionale des gneiss, au 80 Ng. Des crénulations millimétriques apparaissent dans les charnières, constituant localement une seconde linéation contemporaine de cette phase plicative.

e) Les événements tardifs

Au compte des événements tardifs, nous pouvons ajouter les effets d'une tectonique discontinue induisant de nombreux plans de cisaillements sans épaisseur qui débitent la roche. Lorsque ces cisaillements affectent des filons aplitiques accordant à la foliation (fig.16), on peut évaluer l'amplitude du déplacement à quelques décimètres: ils ont fonctionné en compression, le mouvement s'effectuant vers le NW avec un amortissement rapide. Ces accidents sont symptomatiques de la dynamique qui s'exerçait alors sur la bordure occidentale de la nappe de Trondheim. Nous reviendrons sur ces observations dans le paragraphe consacré au style tectonique, dans lequel nous envisagerons le rôle du bâti précalédonien, lors des déformations tardives.

f) Résumé synthétique

Nous distinguons trois grandes coupures chronologiques correspondant aux grandes étapes de déformation.

. La première se situe antérieurement à l'acquisition de la néofoliation : les filons aplitiques sont déformés en plis isoclinaux très serrés, d'axe E-W ou NW-SE. Les filons basiques se seraient mis en place lors de ces mouvements (ils peuvent en être affectés).

. La seconde étape est marquée par un intense laminage du bâti orthogneissique, surtout en bordure de la "dépression" du Trondheim.

.../...

L'acquisition de la néofoliation d'accordance suit immédiatement cet écrasement avec installation de la linéation régionale. La culmination axiale avec flexuration de la retombée orientale (E.Wegmann 1959) doit accompagner et suivre la naissance des éléments structuraux (planaire et linéaire) régionaux.

. La dernière étape inégalement développée géographiquement, variable dans son style, peut-être imputée aux derniers réajustements dynamiques de l'ensemble du bâti calédonien. Le rôle et l'influence de la superstructure constituée par les couvertures allochtones du complexe de Trondheim et du complexe intermédiaire de l'Andbergshøi sont sans doute prépondérants dans la dernière étape de déformation. De telles structures (plis au N.30 à plans axiaux pendant faiblement vers le S-SE, et cisaillements en compression vers le NW) sont des réactions aux translations générales des masses charriées vers le S-SE, selon la polarité de la chaîne.

2°) LES UNITES DE SPARAGMITES

Lors de la présentation des unités lithostructurales, nous avons séparé le "plastron" sparagmitique formant la couverture allochtone de l'orthogneiss du Liafjell-Lesja, du champ sparagmitique du massif des Rondane. Les relations entre ces deux domaines structuraux restent toujours hypothétiques. La position structurale de ces deux unités est identique : inférieure à la nappe de Trondheim, peut-être même inférieure au complexe de l'Andbergshøi. Nous allons cependant étudier les déformations de ces deux domaines en deux paragraphes distincts.

a) Le plastron "sparagmitique" occidental

Nous désignons ainsi la bande de sparagmites, s'amincissant vers le nord, qui constitue la couverture allochtone du socle orthogneissique, comme cela a été précisé par N. Santarelli (1972).

Dans la région du Vesleskjervedal, à l'W-SW du secteur, les sparagmites épaisses de 400 m environ sont régulièrement rubanées.

• Le rubanement lithologique et la "foliation stratiforme"

Les alternances lithologiques claires et sombres ne présentent pas de plans de schistosité décelables. Toutefois, nous avons lieu de penser qu'il s'agit non d'un simple rubanement lithologique, mais d'une foliation métamorphique "stratiforme" : nous avons trouvé dans ce rubanement des plis isoclinaux très étirés, les axes de ces plis plongent de 45° environ vers l'E-SE et répètent les plans de la "foliation stratiforme" à mica blanc. La linéation imprimée dans ces plans correspond à un étirement de la roche selon un plongement de 40 à 50° du 90 au 115 Ng.

Quelques ondulations décamétriques affectent l'ensemble approximativement selon une direction méridienne. Ce sont les seules déformations visibles.

. La linéation régionale

Vers le NW, en direction de la vallée de la Skjerva, le laminage et l'écrasement des quartzites en dalles effacent les structures. Seule une linéation marquée par des ondulations millimétriques reste constante et plonge de 30° au 80 Ng. Au fur et à mesure du déplacement vers le NW, on constate une accentuation du plongement jusqu'à 50°. La direction reste toujours à peu près constante vers l'est. Cette linéation constante plongeant vers l'Est, imprimée dans deux types lithologiques (quartzites en dalles et quartzites laminés), possède des caractères différents. Dans les quartzites en dalles, il s'agit d'un étirement avec alignement de mica, dans le second cas de canelures de microplissement, nous pensons que ces deux éléments linéaires sont apparus lors d'une même phase qui correspondrait à la mise en accordance avec le socle orthogneissique sous-jacent.

Les plis plats isoclinaux appartiendraient ainsi à une phase de déformation antérieure à la mise en accordance.

Une partie de la réduction d'épaisseur des quartzites en dalles serait également antérieure à l'acquisition de la linéation.

. Les effets tardifs de la tectonique calédonienne

Un dernier épisode postérieur à la mise en accordance, s'imprime à l'échelle macroscopique et microscopique, uniquement dans

le mince liseré laminé séparant l'orthogneiss de Lesja de l'unité de l'Andbergshöi. Il s'agit de petits plis flexuraux centimétriques à axe méridien, avec début de clivage selon les flancs étirés. Ce mécanisme produit une ébauche de foliation parallèle à la foliation d'accordance, mais verticalisée. Les nouveaux plans pendent de 60 à 70° vers l'E. Cette déformation tardive tend à prouver l'existence de rejeux vers l'W. des plans de contact de l'empilement d'unités. Il est vraisemblable que ces mouvements discontinus à l'échelle macroscopique, se manifestent à l'échelle cartographique par une nouvelle réduction d'épaisseur du liseré sparagmitique. A grande échelle, la structure dominante est constituée par l'encapuchement du complexe de l'Andbergshöi dans les quartzites sous-jacents.

La troncature sommitale de l'unité des quartzites en dalles est particulièrement effacée sur la retombée E. des monts du Kjølen ; les quartzites en dalles décrivent un enroulement d'axe sensiblement W-E à plongement de 50° vers l'E. Cette direction paraît affectée d'une déformation d'axe N-NW produisant un bombement tardif de l'ensemble. Le niveau repère constitué par les arkoses à yeux feldspathiques roses a permis d'une part de reconnaître la troncature sommitale et, d'autre part, de penser que la direction de ce niveau a été enroulée en hélice autour d'un axe approximativement NS. Ces déformations sont sans doute antérieures ou pénécontemporaines au bombement, et "l'avancée" du socle vers l'E., due à la mise en accordance, puisque l'unité susjacente de l'Andbergshöi subi le même étirement et laminage que l'unité des sparagmites sous-jacente. La réapparition de niveaux arkosiques en pincées discontinues entre l'unité de l'Andbergshöi et la nappe de Trondheim, doit-être imputée, selon nous, aux mouvements tardifs de rétroécaillage vers l'W. qui sont imprimés par des déformations de style et d'échelle différents dans l'ensemble infra-structural.

. Conclusion

La phase de déformation ayant produit l'empilement de plis serrés répétant les interfaces lithologiques, semble être la phase la plus ancienne. Cette phase de déformation est souvent considérée par les auteurs comme contemporaine de la translation des sparagmites vers l'E.-SE. (T. Strand

.../...

et Kvale). Pour A. Prost, ces plis sont vraisemblablement antérieurs au déplacement des unités quartzitiques. Immédiatement après cette première étape de déformation, nous avons la mise en place des grandes structures d'axe E.W., associées à un premier étirement et laminage de la couverture allochtone des quartzites feldspathiques. Dans une troisième étape, péné-contemporaine de la seconde, il y a mise en accord avec le socle, puis installation de la linéation régionale et enroulement des éléments structuraux antérieurs sur le bombement du socle à plongée axiale vers l'E. Enfin, les plis d'axe N. affectent l'ensemble du bâti avec, à petite échelle, un "strain slip cleavage" qui tend à verticaliser les plans de néofoliation. A grande échelle, ces mouvements entraînent un nouvel amincissement du liseré sparagmitique. La réapparition de pincées quartzitiques écaillées à la partie supérieure de l'unité de l'Andbergshöi peut-être contemporaine de ces mouvements tardifs en compression.

b) Le champ sparagmitique méridional (Massif des Rondane)

Nous n'avons pu observer cet ensemble quartzites vert-pâle, à débit en dalles, que sur un kilomètre au front de la nappe de Trondheim. Quelques observations ont été effectuées dans le Gudbrandsdal, au S. de Dovre jusqu'à Sel, puis de Sel à Vågå, afin de se rendre à l'évidence de la monotonie de ces quartzites arkosiques.

. Les rapports entre les interfaces lithologiques et les déformations plicatives

La foliation stratiforme de cet ensemble monotone pend régulièrement vers le N-NW, de 40 à 50°. Cette foliation à mica blanc-verdâtre, porte une linéation de microplissement de direction constante au 105 Ng. Cette direction structurale se retrouve, à l'échelle de l'affleurement, comme direction axiale de plis très serrés répétant la stratification dans le même style que les plis anciens notés dans le plastron sparagmitique qui couvre l'orthogneiss du Liafjell-Lesja. Nous n'avons observé ces plis qu'en un seul point, près du hameau de Jøn au S. du secteur, à l'entrée de la vallée de la Musa. Ces déformations ont déjà été décrites dans la région N. de Ringuebu dans le Gudbrandsdal, par A. Prost (1970), (sur la

.../...

nature et la délimitation des nappes de charriage dans la partie nord de la région sparagmitique de Norvège méridionale), et J.R. Hossack dans les quartzites du Valdres .

Au débouché de la gorge du Jónadal, dans le Gudbrandsdal, sur le petit chemin reliant Jón à Dovre, nous avons pu observer, immédiatement au contact de la nappe de Trondheim, de très beaux plis ovigaux, faiblement anisopaques, d'amplitude métrique (fig.20). Ces plis forment un empilement sur 7 à 10 m. d'épaisseur, jusqu'à la zone écrasée, immédiatement au contact de la nappe de Trondheim. Ces plis plongeant de 18 à 20° au 85 Ng, portent une schistosité de flux à mica blanc en éventail dans le plan axial. En fait, cette schistosité est bien développée dans les lits et interbancs micacés : elle est alors parallèle au plan axial du pli, puis après une réfraction dans le banc quartzitique, les plans de schistosité se répartissent tangentiellellement à l'apex du banc dur, puis convergent à nouveau vers le plan axial. Cette disposition a déjà été observée et reproduite expérimentalement (Mukhopdyay - Lecorre)(Fig.20 bis) Cette schistosité de plan axial pend statistiquement de 30° au 300 Ng. Cette schistosité détermine sur les plis une linéation d'intersection parallèle aux axes des plis orientés au 85 Ng. Or nous pouvons observer les mêmes directions axiales avec schistosité de plan axial micacée dans les formations de séricitoschistes ou amphiboloschistes susjacentes au plan de contact de la nappe de Trondheim. Nous avons pu suivre cette association de part et d'autre du contact jusqu'au petit hameau d'Oyas, au centre du Jónadal.

L'enveloppe des plis dans les quartzites est actuellement subverticale, aucun indice de mouvements différentiels n'ayant été observé dans les alternances quartzitiques. Ces plis peuvent avoir été induits plus ou moins directement par les mouvements et la charge de l'unité (ou les unités) supérieure, plutôt que par de simples effets de gravité.

. Les déformations tardives

Comme nous l'avons déjà précisé en introduction, il s'agit du bord "libre" (ou externe du point de vue de la polarité de la chaîne) de la nappe de Trondheim. Son extension vers le S-SE a laissé quelques "témoins" pincés au S. de la vallée de la Grimsa, et à l'E-SE de Dovre. Ces "lambeaux" ont été conservés dans des plis synclinaux, de style flexural,

à direction transverse (azimut au 100-110 Ng). Ce sont des déformations d'amplitude kilométrique. Ces plis, qui affectent la région immédiatement au S. de notre secteur, s'alignent sur la direction régionale des culminations axiales ou plutôt des zones élevées du socle précambrien (non calédonisé), depuis la région de Vågå jusqu'à la frontière suédoise, sur la bordure méridionale et orientale de la nappe de Trondheim.

Les éléments structuraux, dont les directions tournent depuis l'E-SE jusqu'à l'E. et l'E-NE, peuvent onduler selon des axes N-NW à faible pendage. Nous verrons que ces directions sont imprimées dans l'unité structurale supérieure : la nappe de Trondheim.

Tardivement par rapport à ces déformations, nous observons fréquemment de petits plis en genou et des plis en kink. Les axes de ces plis sont généralement orientés de part et d'autre du nord géographique (au 30 Ng ou au 340 Ng). Sans doute existe-t-il un système conjugué admettant la direction du nord géographique comme bissectrice de l'angle formé par les deux directions axiales de plis.

En outre, le style de ces plis, proche du style cisaillant, caractérise bien la nature tardive de ces déformations.

Tout laisse supposer, comme les évènements tectoniques tardifs décrits dans les gneiss de l'ouest l'indiquaient, que le bâti calédonien se situait déjà totalement dans l'étage tectonique superficiel.

. Conclusion

Nous distinguons, à l'échelle de l'affleurement, trois épisodes principaux de déformation. Ces épisodes peuvent être groupés en deux évènements de tectonique continue majeurs :

Les plis serrés répétant la stratification ainsi que la linéation associée ayant pour direction l'E. ou l'E-SE, sont probablement antérieurs ou contemporains des grands écaillages, soit de la mise en place des "nappes sparagmitiques".

.../...

La déformation produisant des plis ogivaux déversés vers le S-SE avec la linéation d'intersection associée, peut être en rapport avec les mouvements de l'épisode majeur, puis de la mise en place de la nappe de Trondheim sur cette unité, puisque l'on trouve une grande analogie dans les mesostructures du groupe de Musadal situé juste au-dessus du contact de la nappe de Trondheim.

Enfin, les petits plis en genou et en kink conjugués sont à rapporter aux déformations ultimes de l'ensemble de l'édifice structural calédonien.

3°) L'UNITE DE L'ANDBERGSHØI

Introduction : Le trait dominant du style tectonique de cette unité réside dans la nature discontinue des déformations qui l'ont affectée au cours de son histoire.

Des conditions d'affaiblissement et d'accèsibilité particulièrement favorables, nous ont permis de découvrir et de relever cartographiquement des structures compliquées, dont le déchiffrement constituerait à lui seul un travail long et minutieux.

Nous livrerons donc les faits observés, en essayant de les organiser de manière cohérente autour d'hypothèses indispensables à toute reconstitution tectonique.

A l'échelle plurikilométrique, cette unité est marquée par deux grandes structures : Il s'agit d'abord, au N-NE de Lesja, des répétitions de micaschistes et d'amphibolites qui ceinturent un cœur constitué d'orthogneiss et de gneiss œillés. Au S. de Lesja, nous observons la "fermeture" de cette unité dans un pli polydéformé en forme de boucle plurikilométrique. Enfin, au N. de la vallée de la rivière Jora, à la limite du secteur étudié, nous voyons apparaître la base d'une nouvelle unité constituant le domaine du Snøhetta.

a) Le Massif de l'Andbergshøi

- Un synforme à cœur gneissique et migmatitique

C'est la structure qui apparaît au premier abord si l'on s'entient aux directions des plans de foliation, tant du cœur gneissique que des micaschistes et amphibolites adjacents (Fig. 24). Le rubanement lithologique, toujours parallèle à la foliation générale des divers niveaux, pend de 45 à 50° vers l'E., sur le bord occidental, jusqu'à 70° environ vers le contact de la nappe de Trondheim. Sur la limite occidentale de l'unité de l'Andbergshøi, en dépit de petits décrochements induits par des failles tardives, les alternances de micaschistes et

.../...

d'amphibolites du groupe de Bottheim suivent approximativement la convexité des unités inférieures.

Dans le massif de l'Andbergshöi, nous pensons qu'il existe deux grandes structures soulignées par les micaschistes et amphibolites du groupe de Bottheim. A l'W. du massif, les bancs d'amphibolites et de micaschistes gneissiques semblent se "boucler" au niveau de l'ensellement topographique entre le massif de l'Andbergshöi et les crêtes de Nosi à l'W. : la fermeture se fait immédiatement à l'E. de la route à péage empruntant ce petit col, avant de plonger sur la vallée de la Jora au N., vers Reindölsöetri. Tout laisse supposer que cette charnière s'enroule autour des gneiss oeillés orthogneissiques, des leptites, et des quartzites roses longeant la route de Reindölsöetri. Une partie des bancs d'amphibolite sont laminés et disparaissent totalement dans cette charnière. Cette discontinuité entre les formations du groupe de Veslfjell (orthogneiss, gneiss migmatitiques, leptites) doit être accentuée par les effets tardifs de la tectonique cassante, mais nous avons toujours été conduits à penser qu'il existait une discontinuité tectonique ancienne entre les micaschistes du groupe de Bottheim, et la formation du Veslfjell. Une autre charnière peut exister également, immédiatement au S.W. du sommet Andbergshöi, et fermerait ainsi le synclinorium occupé par la vallée de la Jora. Les micaschistes et les amphibolites pendent monoclinalement vers le N-NE d'une quarantaine de degré. Nous avons pu observer également, au niveau de cette fermeture, partiellement envahie par les gneiss migmatitiques, un laminage intense des niveaux d'amphibolite et de micaschiste.

Les lames orthogneissiques et les gneiss leptitiques sont plissées avec les deux types de formation qu'elles isolent. Vers le S., le cœur gneissique disparaît sur la rive gauche de la Lägen, par un biseau verticalisé, noyé dans des amphibolites.

- Influence de la retombée axiale du socle orthogneissique

Une coupe effectuée sur les rives de la Lägen, au pied du massif de l'Andbergshöi, montre une verticalisation rapide des structures depuis la surface topographique du massif, où les bancs plongent en moyenne de 40° vers l'E., pour atteindre 60 à 70° au niveau de la vallée de la Lägen (Fig.).

.../...

Les directions et plongements des structures décrites précédemment sont influencés par la retombée axiale du socle orthogneissique. L'axe autour duquel s'effectue cette verticalisation des structures, correspond vraisemblablement aux axes de flexuration N.NW - S.SE qui ont été évoqués par E. Wegmann (1959).

Ces plis N.NW - S.SE , à plongement axial peu incliné, verticalisent toutes les structures antérieures, principalement les grands plis affectant le cœur gneissique du massif de l'Andbergshöf, de telle sorte, que nous n'observons actuellement qu'une coupe oblique aux plans axiaux des mégaplis.

Les plis de grande amplitude doivent être associés aux plis d'échelle microscopique dont les directions axiales ont un plongement accentué de 60 à 80° vers le N. (Fig. 27 et 27 bis). Nous avons pu relever à l'affleurement, des plis d'amplitudes métriques à décimétriques, très serrés, dont les plans axiaux pendent vers l'E. selon le pendage général des bancs. Exceptionnellement, sur le rebord occidental du massif, nous avons remarqué un déversement des petits plis vers l'W. (Fig. 29). Ces petits plis isoclinaux sont déformés postérieurement par des plis de style variable, plus ouverts, parfois ogivaux, à plongement constant de 25 à 35 ° du 40 au 60 Ng (Fig. 30).

En faisant abstraction de la verticalisation tardive d'axe NW-SE, il apparaît que les axes des megastructures devaient plonger faiblement dans le secteur E.

b) Les difficultés de l'analyse structurale de l'Andbergshöf :
Associations lithologiques et tectonique discontinue

L'interprétation précédente peut être contestable au regard de la lithostratigraphie.

- L'utilisation des bancs d'ortho-amphibolite comme repères lithologiques à grande échelle, dans des régions polydéformées, doit être faite avec précaution : ces niveaux peuvent varier considérablement dans leur géométrie (anastomose de bancs représentant d'anciens sills), et être répétés dans plusieurs niveaux stratigraphiques.

.../...

- Les associations pouvant servir de repères structuraux

L'association des niveaux de marbre, zoisitite, gneiss fins, peut être considérée comme un bon repère lithostratigraphique. Il faut remarquer dans ce cas, l'absence de relation simple entre l'association du versant occidental de l'Andbergshöi et la même association, suivie sur le versant oriental, à la hauteur du tunnel de Bottheim. Il est acquis que ces deux niveaux ne se rejoignent pas dans la vallée de la Lägen au lieu dit du tunnel de Bottheim ; par contre nous retrouvons cette association, avec quelques modifications, dans le Vesleskjervedal.

- La dissymétrie dans la position géographique des quartzites rubannés

Les quartzites rubannés développés sur la partie orientale de l'unité de l'Andbergshöi, principalement sur la rive droite de la Lägen, près du hameau de Bottheimsoetri, sont totalement absents sur le versant occidental du massif de l'Andbergshöi.

Nous voyons qu'à l'échelle des structures observées et décrites précédemment, la dissymétrie et l'incertitude de la répartition spatiale des repères lithologiques complique singulièrement l'interprétation tectonique du massif de l'Andbergshöi.

Ajoutons à ces "discontinuités" lithostratigraphiques la (ou les) discontinuité tectonique qui réunie le groupe de Veslfjell aux micachistes et amphibolites du groupe de Bottheim.

- Les discontinuités tectoniques

L'hétérogénéité du groupe gneissique de Veslfjell résulte, en grande partie, d'une imbrication tectonique de faciès de "gneiss de l'ouest" ou d'arkoses métamorphiques du type sparagmite.

Nous pensions que ces faciès étaient cantonnés au nord de la vallée de la Lägen, or l'examen microscopique et les analyses chimiques mettent en évidence la présence d'un faciès voisin d'une monzonite, au sud de la Lägen, près de Bottheimsoetri. Ce faciès est indiqué sur la carte par une mince pincée de diorite dans la zone hachée par des failles de Bottheimsoetri.

.../...

Cette pincée appartient au groupe de Veslfjell, mais il est impossible d'établir une relation spatiale entre les deux versants de la Lagen, sinon en admettant l'existence de cisaillements et d'écaillages de ces roches, au sein du groupe de Bottheim. Ces plans de cisaillement ont été totalement suturés et effacés par des déformations et des phases de métamorphisme postérieures. Des rapports de style discontinu doivent être envisagés dans les relations unissant le domaine du Snøhetta, au nord du secteur, et la bordure orientale du massif de l'Andbergshøi. Dans ce dernier cas, le développement migmatitique oblitère toute discontinuité primaire (fig.).

Ces objections nous ont conduits à faire une interprétation d'ensemble de l'unité de l'Andbergshøi, depuis la vallée de la Jora, jusqu'à sa terminaison méridionale, ce qui simplifie beaucoup sans doute la réalité géologique.

Le massif de l'Andbergshøi montre une tête de pli à cœur gneissique, dont l'axe est fortement redressé par la flexuration axiale tardive du socle. Cette structure apparaît actuellement comme un synforme à cœur gneissique. Les amphibolites et micaschistes, formant la retombée orientale de cette structure, représentent le flanc supérieur de ce pli décakilométrique.

Au sud de la vallée de la Lagen, jusqu'au Vesleskjervedal, l'unité de l'Andbergshøi est représentée par un flanc supérieur étiré et décroché selon une direction N.NE - S.SE. La "fermeture" des bancs d'amphibolite, dans le Vesleskjervedal, s'effectue dans le flanc supérieur encapuchonné par les sparagmites claires. La direction axiale de cet encapuchonnement plonge de 30 à 40° à l'E.NE (fig.).

Cette interprétation de l'extrémité méridionale du complexe n'invalide pas l'interprétation précédente du massif de l'Andbergshøi. On peut concilier ces deux interprétations, si l'on admet que les structures méga-scopiques sont moulées sur la déformation du cœur gneissique au cours de la mise en place de l'ensemble de l'unité, puis sur les mouvements plus tardifs de remontée du socle orthogneissique.

.../...

c) Les déformations plicatives à l'échelle de l'affleurement

- Les plis d'amplitude métrique à décamétrique de direction axiale régionale E.NE à E.SE (Fig. 27, 29)

Nous rencontrons ces plis sur toute la surface occupée par l'unité de l'Andbergshöi. Leur direction axiale tourne autour de la convexité de socle depuis le 100-110 Ng au nord de la vallée de la Lägen, jusqu'au 70-80 Ng au sud, dans le Veslakjervedal. Le plongement axial de 40 à 50° est constant vers l'Est. Les plis sont isoclinaux de type semblable. Le plan axial est matérialisé par une schistosité de flux à biotite (néofoliation).

Au sud de la vallée de la Lägen, les plans axiaux des plis pendent de 40 à 45° vers l'Est. Au nord de la vallée de la Lägen et sur la bordure occidentale de l'unité, les plans axiaux sont plus redressés vers l'Est. Certaines observations montrent l'existence de plans axiaux ayant un pendage ouest. Les directions axiales tournent vers l'E.SE - 100 à 110 Ng, au fur et à mesure que l'on se déplace vers l'ensellement du massif de l'Andbergshöi. Les plis deviennent moins serrés qu'au sud de la vallée de la Lägen (Fig. 27).

L'examen géométrique de cette rotation montrerait que ces plis d'axe E.NE auraient été enroulés par un vaste pli de style concentrique d'axe sensiblement N.S. dont le plongement est peu prononcé. Une telle déformation enroule les éléments linéaires en "hélice" autour de l'axe du pli N.S.

Ce plissement, de style concentrique, correspond au phénomène de flexuration décrit par E. Wegmann : les plis régionaux d'axe E.NE sont donc antérieurs à celle-ci, et sont probablement contemporains de la mise en place des grandes unités structurales.

Une linéation minérale (à biotite) formant parfois des canelures est associée aux plis isoclinaux serrés d'axe E.NE. Cette linéation est déformée par des plis parfois anisophaques, de style disharmonique, que l'on rencontre sur le regard ouest de la falaise de l'Andbergshöi (fig. 30). Le plongement axial est de 25 à 30° au 60 Ng. Ces plis possèdent une

.../...

schistosité de plan axial en éventail. Cette schistosité peut être de flux (à cristaux de biotite et muscovite), ou, le plus souvent, de fracture (fig. 30). Les flancs des plis précités portent une fine linéation de crénulation coaxiale aux plis. Lorsque les plis sont absents (ou non observés), la crénulation millimétrique marquée dans les lits micacés, affecte les plans axiaux des plis isoclinaux de direction régionale.

La phase de déformation ayant donné naissance à ces plis doit représenter un des épisodes tardifs de l'histoire tectonique. La schistosité associée aux plis est toujours naissante, et non accompagnée de cristallisation, sauf très localement dans le massif de l'Andbergshöi. Les variations de direction des éléments structuraux dans le secteur N.NE, sont généralement caractéristiques des phases tardives de déformation dans l'histoire tectonique régionale de la nappe de Trondheim (D. Roberts, J. Peacey, T. Strand).

d) Les déformations de style discontinu, deux échelles mésoscopique et mégascopique, dans l'unité de l'Andbergshöi

Ces déformations peuvent illustrer la complexité des structures décrites précédemment.

- Le boudinage :

Le rebord occidental et méridional du massif de l'Andbergshöi offre de multiples exemples de boudinage.

Ce phénomène affecte des niveaux centimétriques d'amphibolite, récurrents dans les micaschistes, et les bancs décimétriques de zoïsitite.

D'après la direction d'allongement des boudins et leur géométrie, nous distinguons deux styles de déformation appartenant probablement à des épisodes tectoniques différents.

Aux déformations les plus anciennes, nous rapportons des structures boudinées (banc de zoïsitite et bancs d'amphibolite) dont l'axe d'allongement

.../...

plonge de 60 à 70° au nord géographique. Ces boudins ont été formés par cisaillement puis étirement, selon une structure planaire de la roche (généralement selon les plans du rubanement de la roche).

Aux déformations plus tardives correspondent des structures de boudinage dont l'axe d'allongement est approximativement parallèle aux axes de plis tardifs plongeant faiblement vers le N.NE. A l'affleurement l'axe des boudins est parallèle à la linéation de crénulation qui plonge au 50 Ng. Ces boudins paraissent formés en une seule étape : le niveau amphibolitique (5 à 6 cm) est débité par des joints de tension légèrement oblique sur les épontes, par accentuation de la contrainte, on obtient des figures de joints sigmoïdes.

Les filonnets quartzofeldspathiques des gneiss du groupe de Bottheim sont affectés de ce style de déformation.

Un exemple spectaculaire de tectonique discontinue ancienne suivie de "glissements couche sur couche" a été noté dans le Vesleskjervedal (fig. 28). Dans un gneiss rubané à lits amphibolitiques, des cisaillements en distension découpent les bancs leucocrates. Ces cisaillements paraissaient s'amortir très rapidement vers la base structurale. Les bancs ainsi tronqués subissent un étirement laminaire accompagné sans doute de recristallisation, qui efface totalement les sutures dans les niveaux mésocrates. Au cours de cet étirement, les bancs leucocrates, plus rigides, ont été légèrement pliés.

- Les écaillages sommitaux de l'unité de l'Andbergshøi

Nous reviendrons sur ces cisaillements tardifs qui affectent la bordure occidentale de la nappe de Trondheim lors de l'interprétation tectonique régionale.

. La mylonitisation associée au contact de base de la nappe de Trondheim

Au microscope, nous avions reconnu deux types de mylonites : des "mylonites schisteuses" paraissent être les plus anciennes. Des mylonites ayant l'aspect de pseudo-tachylites ont été cimentées par les recristallisations abondantes du quartz selon les plans de la fracturation tardive.

.../...

A l'affleurement nous retrouvons ces deux types d'écrasement que nous rattachons à des épisodes de déformations métachrones. L'épisode ayant produit les mylonites schisteuses peut être contemporain de celui ayant engendré l'étirement et le laminage intense qui marque toutes les structures de l'unité de l'Andbergshöi.

Sur la bordure orientale du massif de Trondhjemite, nous avons pu observer au contact de la nappe de Trondheim et de la formation de Bottheim, des pincées de gneiss écrasés, ainsi que des lanières de quartzites verdies. La zone du contact proprement dite est occupée par un banc de quartz de quelques mètres d'épaisseur. Le plan de contact pend de 70° environ vers l'E.SE, et suit la courbure du contact de la nappe.

Vers le N. du massif de l'Andbergshöi, l'absence d'affleurement ne permet pas de suivre ces pincées de quartzites et de gneiss : toutefois, les gneiss oeillés sur la retombée septentrionale du sommet Andbergshöi, sont fortement cataclasés : une multitude de microcassures disposées en "toile d'araignée" sont cimentées par des recristallisations de quartz.

Cette fracturation intense est suivie d'une abondante recristallisation de quartz, et marque vraisemblablement une des ultimes déformations du bâti calédonien sur le secteur de Lesja.

Nous pensons que ces déformations discontinues, tardives, étroitement associées aux zones de contact des grandes unités structurales, témoignent d'un rétroécaillage des unités supérieures vers le N.NW. Ces mouvements sont souvent d'une ampleur très limitée, mais l'une de leur particularité est leur association étroite avec les plans de contact des unités.

Sur les secteurs étudiés par Scott W. et Wheeler R., l'ensemble des quartzites claires de type sparagmite et de gneiss oeillés constituant le domaine du Snøhetta, est tronqué par un contact tectonique pendant faiblement vers l'E. Ce contact, dont la nature cisaillante et tardive apparaît très nettement cartographiquement, tend à se verticaliser au fur et à mesure que l'on s'approche des bombements du "socle" constitués de gneiss de l'W : il en est ainsi sur la terminaison méridionale de ce

.../...

"domaine" immédiatement au N. du massif de l'Andbergshøi, et sur la bordure septentrionale, dans la région de la vallée de la Stala.

En remontant la vallée de la Jora sur le NW (région des lacs Aursjoen et de Nysoeter), cet écaillage vient recouvrir totalement le groupe de Sjong (constitué de micaschistes et amphibolites) et qui constitue le prolongement septentrional du complexe de l'Andbergshøi.

Au N.N.E. de Nysoeter, le déplacement vers l'W. du domaine du Snøhetta atteind 5 à 6 km.

Cet écaillage illustrerait donc, à grande échelle, l'importance d'une tectonique tardive cisailante, se manifestant à l'affleurement par de multiples failles inverses, localisée à une zone couvrant la bordure occidentale de la nappe de Trondheim.

Ces rétroécaillages paraissent prendre un maximum d'ampleur entre les zones de flexuration du socle calédonisé. Dans les zones affectées par les bombements du socle, le phénomène ne paraît être alors qu'un peu de failles tardives.

Seule la région du Snøhetta paraît offrir les conditions les plus favorables à la mise en évidence des phénomènes de rétroécaillage.

- La tectonique cassante tardive

. Les failles "coulissantes" Ouest-Est

Ces accidents recoupent l'empilement des unités d'W. en E., au S. de la vallée de la Lægen.

Ils sont absents au nord de la vallée

Nous avons pu constater à plusieurs reprises, sur l'affleurement, qu'il s'agissait de coulissemens dextres déplaçant faiblement vers l'E. le compartiment septentrional. Ces mouvements souvent d'amplitude modeste à petite échelle, apparaissent très nettement à l'examen des levés cartographiques.

.../...

Ces accidents transversaux, par rapport à la direction axiale de la chaîne calédonienne, paraissent localisés à ce secteur.

Les bandes de mylonites traversant l'unité de l'Andbergshöi au S. de Bottheimsoetri, suivent approximativement le tracé de ces accidents. Ces accidents semblent donc marquer la survivance d'une zone structurale dont la direction paraît étrangère aux directions calédoniennes.

. Le système de failles "conjuguées"

Il existe, d'après nos observations et l'analyse des photographies anciennes locales, deux grandes familles de cassures. Les plans de ces cassures paraissent conjugués par rapport à un plan méridien.

Les cassures à direction S.SW - N.NE débloquent le regard occidental du massif de l'Andbergshöi. Il est aisé d'en faire l'inventaire, puisque ces accidents "remontent" vers le N.NE des "coins" d'orthogneiss acides de Lesja-Liafjell.

Les plans conjugués aux précédents ont une direction N.NW-S.SE. Certains de ces accidents pendent très faiblement vers le NE. Mais ces derniers sont plus difficiles à mettre en évidence cartographiquement. Nous avons pu cependant noter leur présence.

- Conclusion

L'unité de l'Andbergshöi, par sa position intermédiaire entre le socle et la nappe de Trondheim, révèle une histoire tectonique compliquée.

Nous admettons d'abord l'existence d'écaillage de lames de socle orthogneissique et de sparagmite dans une unité allochtone constituée de micaschistes et d'amphibolites semblables à ceux du complexe de Trondheim.

.../...

Cet ensemble rocheux a été déformé en vastes plis isoclinaux, véritables nappes du premier genre (selon P. Termier), qui ont effacé partiellement les discontinuités tectoniques primaires.

Une seconde phase de plissement, orientée sensiblement au 80 Ng, affecte les mégastructures précédentes, en produisant des plis isoclinaux serrés d'échelle moyenne. Cette phase de déformation a pu entraîner le développement de structures complexes autour du cœur gneissique (gonflement des charnières, boudinage et étirement laminaire).

Cet événement doit être pénécontemporain de l'acquisition de la néofoliation d'accordance dans le socle orthogneissique et de la linéation régionale plongeant à l'E.NE.

La "flexuration axiale" redresse les directions axiales antérieures, et enroule les éléments structuraux (linéaires et planaires) selon un "pli" de style concentrique dont l'axe est orienté selon une direction N.NW-S.SE. Tardivement, on note l'apparition de plis caractérisés à l'échelle de l'affleurement par un style variable : il s'agit parfois de plis semblables faiblement anisopaques et de plis de style disharmonique, montrant une schistosité de plan axial naissante de flux ou de fracture, dont les plans pendent régulièrement au NW.

La direction de ces plis oscille du 50 au 60 Ng, avec un plongement de 30° en moyenne.

Des plis "en genou" ou "en chevron" et plis en kink (toujours orientés dans le secteur N.) marquent l'épisode de déformation le plus tardif.

Les phénomènes de "rétrécailages" du contact basal de la nappe de Trondheim et de l'unité du Snøhetta peuvent être contemporains ou postérieurs aux déformations plicatives les plus tardives.

4°) LA NAPPE DE TRONDHEIM

Présentation

Dans l'introduction, nous n'avons fait que limiter cette unité lithostructurale en précisant sa position structurale dans le bâti calédonien.

Dans l'étude lithostratigraphique du complexe de Trondheim (t I), nous avons mentionné qu'une partie des groupes lithostratigraphiques constituait également des unités structurales avec leurs histoires tectonique et métamorphique propre.

Sur la carte, nous pouvons distinguer deux domaines structuralement différents : ils apparaissent de part et d'autre d'une ligne fictive de direction W.SW-E.NE, partageant le complexe de Trondheim en son milieu (cette direction est la direction structurale majeure du complexe de Trondheim).

- Le domaine nord comprend le groupe de Svardalsfjell avec son intrusion trondhjémite, et le groupe de Fokstua-Nonshöpi. Il est constitué par un ensemble de formations disposées en bandes régulières, apparemment tranquilles, allongées E.NE-W.SW. Vers l'E., nous avons constaté dans le groupe de Fokstua-Nonshöpi, le biseautage progressif des niveaux lithologiques rencontrés dans la partie occidentale de la nappe. Le pendage général des couches est très redressé vers le N.NW.

- Le domaine Sud s'oppose très nettement à cette série monoclinale du domaine nord. Cette opposition est visible d'abord dans les contours lithostratigraphiques "ondulants" ; les couches moins redressées accusent un pendage moyen de 45° vers le NW. A la variété lithologique s'ajoute une structure complexe, résultat du "mélange" d'une tectonique de plis souples et d'écaillages. Cette dualité tectonique naît au contact des groupes de Stakahöpi et de Musadal, dans deux "lobes" d'axe NW-SE. L'un d'entre eux constitue à lui seul une unité tectonique : l'unité du Skardshöpi, situé au SW du secteur.

.../...

Une coupe N.NW-S.SE allant de Svartdalsoetri à Dovre montre une structure en synforme dissymétrique : le flanc N est redressé, tandis que le flanc S, reposant sur le champ sparagmitique des Rondane, pend faiblement vers le N. Le cœur de cette structure est occupé par le groupe de Stakahpi (équivalent de la Gula). La verticalisation maximum du flanc septentrional se situe immédiatement au sud de Dombås. Cette structure synformale est matérialisée par la néofoliation régionale (voir chapitre suivant).

La structure de la terminaison SW de la nappe de Trondheim avait déjà été décrite comme une vaste aire synclinoriale par K.O. Bjørlykke (1905), puis T. Strand (1951). Cette géométrie mégastructurale tend à effacer ou parfois harmoniser les éléments structuraux primaires dont l'architecture précise ne peut encore être reconstituée de façon satisfaisante.

Dans l'analyse structurale détaillée du complexe de Trondheim, nous avons distingué cinq ensembles majeurs ; ce sont du N.NW vers le S.SE :

- Une série monoclinale complexe à pendage stratigraphique vers le NW qui comprend la formation du Grønhøi (équivalente du groupe de Stakahpi) et la formation de Svartdalsoetri (équivalente de la formation de Fokstua-Nonshøi). L'intrusion trondhjémítique foliée constitue la limite méridionale de ce monoclinal. Cette série monoclinale est séparée du synclinorium de Fokstua-Nonshøi par un contact tectonique reprenant la bordure méridionale de l'intrusion trondhjémítique.

- Le synclinorium de Fokstua-Nonshøi : c'est la structure la plus évidente à l'échelle de la carte. Sa terminaison périclinale domine à l'W. la dépression du Velskjervedal. Vers l'E, au-delà de Dombås, le synclinorium longe au S la route conduisant vers Trondheim. Les plans de foliations se redressent progressivement vers le S.SE. Accusant une dissymétrie d'ensemble, la structure se complique de replis et de cisaillements sur son flanc méridional, près de son contact avec le groupe de Stakahpi.

- Le complexe tectonique médian du groupe de Stakahpi. Ce complexe comprend 2 parties qui sont de l'W. vers l'E. :

....

• Une structure monoclinale écaillée allongée selon une direction WE. La zone septentrionale de ce monoclinal pend de 60 à 70° vers le N.NW, s'enfonçant sous la structure synclinoriale de Fokstua-Nonshøi. La partie méridionale pend faiblement vers le N., et épouse les structures souples des unités tectoniques sous-jacentes.

• Une structure synclinoriale complexe qui apparaît au delà de la vallée du Gudbrandsdal vers l'E. Ce synclinorium occupe du N. au S. les crêtes de Hardbakken et Nysoeterhøi. Sa limite méridionale coïncide approximativement avec la vallée de l'Einbugga, torrent affluent de la rive gauche de la Løgen. Vers l'E., cette structure s'ouvre avec un plongement axial constant de 40 à 50° au 80° Ng. La formation des gneiss de Åteigen s'intègre dans cet édifice tectonique dont elle représente le flanc inférieur méridional à pendage N. Le cœur de ce synclinorium chevauche largement son flanc S.

Avec cet ensemble tectonique oriental du groupe de Ståkåhøi, nous abordons les structures souples du domaine méridional du complexe de Trondheim.

Le passage à l'unité sous-jacente des "roches vertes" du groupe de Musadal se fait par une zone largement chevauchante vers le S. qui met en évidence deux "lobes" avancés de micaschistes à silicates d'alumine soulignés par les "festons" du conglomérat de Skardshøi.

- La zone tectonique mettant en contact le groupe de Ståkåhøi (équivalent des micaschistes de la Gula) avec le groupe de Musadal (équivalent des roches vertes de Støren). Cette zone de direction NE-SW s'élargit d'E. en W. A l'E., près de l'agglomération de Dovre, cette zone tectonique mettant en contact les micaschistes de Skardkollen (Ståkåhøi), et des chloritoschistes (Musadal), est marquée par des pincées laminées de conglomérat du Skardshøi. Sur le versant occidental du Gudbandsdal, ce contact se suit sur les sommets surplombant Dovre : Sjøberget, Nonshøi, Merefstashøi, dessinant ainsi un premier lobe tectonique.

A l'W. de la vaste dépression de la Musa creusée dans les amphibolites du groupe de Musadal, se dessine un second lobe tectonique couronnant les crêtes du Skardshøi, Storhamnfjell, Raudberg. Il s'agit d'une

.../...

véritable unité tectonique coincée structuralement sous la retombée méridionale du monoclinal du complexe tectonique du Ståkåhøi : il s'agit de l'unité tectonique du Skardshøi qui domine vers l'E. puis vers le S. l'ensemble du Musadal.

- La série monoclinale de Musadal : elle forme la base structurale de la nappe de Trondheim. Cette unité disparaît en partie vers le S.W. du secteur sous l'unité du Skardshøi. Ce monoclinal à pendage moyen de 35 à 40° vers le N. représente vraisemblablement un empilement de plis couchés kilométriques à déversement S.SE privés de leur charnière, soit par l'érosion, soit par le recouvrement tectonique susjacent. Cette unité apparaît alors comme une série monoclinale simple.

Examinons donc en détail chacun de ces cinq ensembles tectoniques du complexe de Trondheim.

a) La série monoclinale complexe du Svartdalsfjell

Cette série monoclinale regroupe les formations de Svardalsoetri et du Grønhøi dont la lithologie n'offre pas de niveaux repères susceptibles de mettre en évidence les effets des déformations plicatives. Si nous ajoutons à cela la faible densité des affleurements, cette zone septentrionale du secteur ne se prête guère aux reconstitutions tectoniques.

- A l'échelle de la carte nous observons des bandes régulières de micaschistes quartzitiques et graphiteux immédiatement au N. de l'intrusion trondhjémite (formation du Grønhøi). Au N., ces roches côtoient un niveau de chloritoschistes puis des micaschistes gris (formation de Svardalsoetri). Au contact de ces deux formations, il existe une zone d'intense écrasement particulièrement marquée sur le bord de la vallée de la Jora : la foliation à biotite des micaschistes disparaît localement dans une bande de roche mylonitique noirâtre très ébouleuse. Cette zone mylonitique a été retrouvée au NE, au pied du mammelon Brennhøi, dans une position structurale identique. Nous concluons à l'existence d'un contact tectonique pendant de 60 à 70° au SE, isolant la formation de Svardalsoetri au N., de celle du Grønhøi au S. Ce contact tectonique en apparence tardif, souligne en fait une limite d'importance régionale coïncidant avec une saute de degré métamorphique et un changement brusque des caractères sédimentologiques ; il mettrait en contact des sédiments probablement ordovicien moyen (svardalsoetri) avec des

roches présumées cambriennes (Grønhøi).

Les seules structures plissées notables à l'échelle de la carte, sont matérialisées par des bancs de quartzite dans la formation du Grønhøi : nous avons pu remarquer que le niveau de quartzites du sommet Grønhøi correspondait à un pli serré décamétrique à plongement axial d'environ 40° au 80° Ng. La foliation générale des micaschistes encaissants correspond au plans axiaux de ces plis. Cette foliation générale est dirigée SW-NE, avec un pendage moyen de 60 à 70° au SE.

- A l'échelle de l'affleurement et de l'échantillon, nous avons trouvé une confirmation des faits précédents : la foliation générale correspond en effet aux plans de schistosité à biotite développée dans les plans axiaux de petits plis isoclinaux serrés. Ces plans axiaux pendent toujours vers le SE.

Les micaschistes feldspathiques pseudo-conglomératiques présentent à l'affleurement un rubanement lithologique correspondant vraisemblablement au plan de stratification. Ce rubanement d'origine sédimentaire pend de 30 à 40° au NW. Nous avons pu constater que les filons de trondhjemite recoupant les micaschistes, sont accordants à ce rubanement, tandis que la néofoliation à biotite recoupe ces plans avec un pendage inversé. L'examen des structures des pseudogalets que l'on interprète comme des charnières gonflées de plis anciens étirés selon la néofoliation (Fig 47-48) montre que nous sommes en présence d'un phénomène de convergence entre structures sédimentaires et tectoniques. Les structures correspondantes appartiennent probablement à la phase de déformation la plus ancienne de ce groupe.

Les interfaces lithologiques des bancs quartzitiques portent une linéation d'axe de microplis. Cette linéation plonge statistiquement de 40° au 110° Ng et paraît antérieure à la néofoliation.

La néofoliation régionale porte elle-même une linéation tardive d'axe de microplis plongeant au 60° Ng.

- A l'échelle de la lame mince l'ancienne foliation (rubanement lithologique) recoupée par la néofoliation à biotite, sont les seuls repères structuraux.

..../....

Le massif de trondhjemite est marqué par la néofoliation à biotite avec une linéation minérale tardive au 60° Ng. Une seconde structure planaire très floue, pendant au NW, correspond vraisemblablement à un plan ancien d'aplatissement de la roche approximativement parallèle au plan de stratification des micaschistes encaissants.

- Conclusion : La reconnaissance d'un rubanement lithologique probablement d'origine sédimentaire pendant régulièrement au NW, conduit à remarquer que le contact séparant la formation du Grónhþi de la formation de Svartdalsoetri tronque les anciennes surfaces stratigraphiques. Ce plan de contact pend actuellement en concordance avec la néofoliation biotitique qui structure les roches des deux formations.

Nous pouvons donc supposer que ce contact ne représente pas un simple écaillage tardif, mais un plan de chevauchement ancien mis en accord avec les néostructures.

Les structures plicatives sont peu évidentes ; les micaschistes pseudo-conglomératiques ont montré qu'il existe à petite échelle des plis anciens dont il ne subsiste que les charnières reliques, realignées par des plis d'axes E.NE. C'est à cette dernière phase plicative que nous rattachons la néofoliation à biotite. Deux linéations ont été observées, toutes deux d'axe de microplis : une linéation ancienne déformée plongeant vers l'E.NE, et une linéation plus récente, également imprimée dans la trondhjemite, plongeant au NE et probablement contemporaine de la néofoliation.

- Histoire tectonique de l'intrusion trondhjémítique

Il faut remarquer que l'intrusion trondhjémítique a été orientée selon la direction axiale régionale de la nappe de Trondheim (E.NE - W.SW) par la phase productrice de la néofoliation. Il semble certain que cette intrusion recèle les traces d'une déformation antérieure (plans d'aplatissement).

Les bordures de l'intrusion sont soulignées par des zones d'écrasement d'épaisseur variable (métrique à pluridécamétriques) :

.../...

. La bordure méridionale est marquée par une zone d'écrasement dans les schistes verts de Fokstua-Nonshøi correspondant à un écaillage du massif intrusif. Sur cette bordure, le réseau filonien de l'intrusion est totalement absent alors qu'au N. il est très développé. De même, nous n'avons jamais, comme au N., relevé de traces de métamorphisme de contact sur cette bordure méridionale. Le plan d'écaillage pend d'environ 60 à 70° vers le NW, et fauche la néofoliation à biotite.

. La bordure septentrionale est de tout autre nature. Les micaschistes bordiers ont subi plusieurs épisodes de déformation : nous avons noté une première phase de fracturation comblée par des exsudations quartzo-feldspathiques et sécante aux filons trondhjeméitiques probablement contemporains de la mise en place du massif. Ces exsudations sont décrochées postérieurement par de petits cisaillements également injectés de matériel quartzo-feldspathique (fig.52). Ainsi il nous paraît évident qu'aux différents événements tectoniques affectant la nappe de Trondheim, le massif de trondhjemite a réagi en développant sur sa bordure méridionale une zone de fracturation et de mylonitisation dans laquelle s'infilttrait du matériel quartzo-feldspathique.

Cette étude sommaire montre bien l'opposition existant entre les bordures N. et S. du massif de trondhjemite de Gardsenden, ce qui nous a conduits à supposer l'existence d'un contact tectonique au S.

b) Le synclinorium de Fokstua-Nonshøi

- Présentation

Cette structure d'axe E.NE-W.SW, plongeant vers l'E. affecte les terrains les plus jeunes reconnus dans le secteur (d'âge probablement ordovicien moyen) (voir t.I). La lithologie a permis de mettre en évidence une terminaison périclinale à l'W. du synclinorium. Dans le massif de Nonshøi, nous voyons au N. des bancs de quartzites rubanés pendant de 70° vers le S. Ces bancs peuvent être suivis jusque sur le flanc méridional du synclinorium où le pendage est alors vers le N.

.../...

schistosité comme nous avons pu le remarquer sur d'anciens galets vrillés par les plis régionaux. (Fig.74)

Ces observations, en dépit de leur dispersion, nous révèlent l'existence d'au moins une phase ancienne de plis souples avec schistogénèse associée. Ces plis dont les axes ont été verticalisés postérieurement, expliquent peut-être le passage lithologique entre la formation de Nonshöi à l'W. et Fokstua à l'E. ; de même, ils sont peut-être à l'origine des terminaisons orientales des bandes de quartzites rubanés et micaschistes carbonatés.

- Conclusion

Nous distinguons donc quatre épisodes principaux de déformations dans le synclinorium de Fokstua-Nonshöi :

- Des plis anciens isoclinaux mésoscopiques soupçonnés, d'axe probable N.S., responsables des passages stratigraphiques d'E. en W.
- Un second épisode à petite et grande échelles, d'axe E. NE - W.SW, auquel correspond la foliation générale.
- Un troisième épisode de type "strain-slip cleavage" marqué à petite échelle, reprenant le plus souvent les plans de foliation générale.
- Enfin un dernier épisode génératrice de plis en chevrons et de "kink-bands" associés à de petits cisaillements.

c) Le complexe tectonique médian du groupe de Ståkåhöi

- Remarques introductives

Nous n'insisterons pas en détails sur les effets de l'épisode majeur de déformation (acquisition de la foliation générale) qui sont, dans le groupe de Ståkåhöi, très semblables à ceux des groupes de Svartdalsfjell et Fokstua-Nonshöi. Nous essayerons surtout de mettre en évidence les caractéristiques des épisodes anciens ou tardifs.

.../...

- L'épisode tectonique majeur

Nous rapportons à cet épisode les deux structures majeures de ce complexe tectonique : la structure monoclinale occidentale prolongée vers l'E. par une structure synclinoriale.

Ces deux structures sont alignées selon la direction de plissement majeur régional ($70-80^\circ$ Ng).

A l'échelle de l'affleurement et de la lame mince, les roches du monoclinal occidental sont structurées par des plis décimétriques isoclinaux serrés et par la néofoliation associée à cet épisode. Une linéation minérale accompagne le plissement. Les effets de cet épisode sont très intensément marqués par la réorganisation planaire totale des roches de ce monoclinal occidental.

Vers l'E., le synclinorium est aligné selon les directions morphologiques E.W. des crêtes de Hardbakken et Nysoeterhøi. La réorganisation planaire selon la néofoliation est peu marquée, aussi bien à l'échelle de la carte qu'à celle de l'affleurement. Les petits plis à plongement axial au 70° Ng, déforment les exsudats de quartz des micaschistes graphiteux et feldspathiques. Les bandes de quartzites rubanés s'alignent selon cette direction de plissement à l'échelle de l'affleurement. Cependant, à l'échelle de la carte, les effets de cet épisode sont masqués par des déformations anciennes très marquées et par des écaillages tardifs.

Le flanc inférieur de ce synclinorium, représenté par les gneiss de Ateigen et en partie par la formation de Skardkollan, montre de nombreux plis isoclinaux serrés d'axe plongeant de 40 au 80° Ng. La néofoliation de plan axial de ces plis est peu marquée ; par contre, l'ancienne foliation est étirée selon la direction de foliation générale. (Fig. 111, 108, 109).

.../...

- Les épisodes tectoniques anciens

Nous avons reconnu deux phases de plissement antérieures à l'épisode tectonique majeur.

A l'E. de la vallée de la Lägen, sur les crêtes du Nysoeterhöpi et dans la dépression s'étendant vers le N. presque jusqu'aux crêtes de Hardbakken, nous avons cartographié des bancs de quartzites rubanés dont la géométrie peut représenter la trace de vastes plis couchés kilométriques ; leurs plans axiaux auraient été redressés durant l'épisode majeur d'axe E.NE-W.SW. Les directions axiales de ces plis paraissent plonger vers l'E. ou l'E.SE. Il n'est pas possible de préciser actuellement si les petits plis intrafoliaux replissés par les plis régionaux sont associés à ces grandes structures. A l'échelle de l'affleurement, les deux déformations superposées semblent être coaxiales. (Fig. 83, 94, 110).

Une seconde phase de déformation antérieure à l'épisode majeur est imprimée dans les gneiss de Ateigen et les micaschistes gris feldspathiques des crêtes de Nysoeterhöpi. Ces plis sont marqués par les directions d'une foliation métamorphique à grande échelle (Nysoeterhöpi) ou par des replis complexes dans les gneiss de Ateigen. On peut estimer que la direction axiale de ces structures plonge dans le secteur N. La caractéristique de cette déformation réside dans le fait que le rubanement lithologique tronque fréquemment ces structures (Nysoeterhöpi). La néofoliation à mica blanc et amphibole de l'épisode majeur recoupe cette foliation ancienne sans que l'on puisse préciser leurs rapports cinématiques mutuels.

Cette phase de déformation apparaît dans la vallée de la Skjerva au SW du secteur, dans la formation de Skardkollan : nous y observons des plis isoclinaux serrés dont les plans axiaux pendent faiblement au NW. Les directions axiales tournent du 340° Ng au 30° Ng. Il faut noter que les charnières sont généralement courbes et sont reprises par les petits plis de l'épisode majeur de déformation. Les flancs de ces plis anciens sont recoupés par la néofoliation générale. (Fig. 84.).

Une linéation minérale d'axe NS ou N.NW-S.SE paraissant contemporaine de cette phase tourne autour des charnières de plis isoclinaux dissymétriques de l'épisode majeur. Les variations directionnelles de ces éléments

structuraux peuvent s'expliquer non seulement par la réorganisation profonde concomitante de l'épisode majeur, mais surtout par une déformation tardive dominante dans le S. du secteur étudié.

- L'épisode tectonique tardif

Cette déformation tardive se manifeste par des bombements kilométriques à axe plongeant de 20 à 40° au NW. Les axes de ces bombements s'envoient rapidement vers le N. sous le complexe tectonique de Fokstua-Nonshöi.

Les conséquences de ces bombements se traduisent dans le complexe tectonique du Ståkahöi par des écaillages tardifs qui affectent les formations de Nysoeterhöi à l'E. et Grönbakkan à l'W.

A l'E., juste sur le sommet Grönshöi sud, un écaillage d'ampleur limitée fait chevaucher vers le S. des quartzites rubanés sur la formation de Skardkollan ; cet écaillage suturé par un filon de quartz tronque les intrusions de type dioritique.

Un second écaillage tronque la formation de Grönbakkan vers l'E. Le plan de contact pend d'abord fortement vers le N., puis il s'inverse vers le S. avant de disparaître sous le contact basal des micaschistes de Einbu, eux-mêmes écaillés sur la formation de Nysoeter en rive gauche du Gudbrandsdal. La position structurale de la bande des micaschistes de Einbu paraît acquise tardivement lors des écaillages transversaux décrits précédemment. Toutefois, pétrographiquement, l'histoire de ces micaschistes reste complexe : il s'agit d'une roche mylonitique polydéformée recristallisée tardivement. (Fig. 77, 78, 79).

D'autres écaillages mineurs existent sur le sommet Hardbakkan et sont généralement cantonnés à la zone de contact entre les micaschistes graphiteux et les micaschistes feldspathiques dans la formation de Nysoeter.

.../...

La bordure méridionale du synclinorium oriental chevauche les gneiss de Ateigen. Ce chevauchement tronque les plans de foliation des gneiss et développe une zone d'écrasement parfois quartzifiée.

Cette série d'écaillage est fortement influencée par la lithologie du groupe de Ståkåhøi. Les plans d'écaillages naissent surtout au contact des quartzites rubanés et des gneiss de Ateigen avec la série graphiteuse. Ces écaillages tendent à "expulser" le cœur synclinoriel sur les formations sous-jacentes à l'E. de la vallée du Gudbrandsdal, tandis qu'à l'W., la structure synclinoriale se pince en une structure monoclinale écaillée. (Fig. 95-96).

Les structures plicatives tardives sont moins marquées au fur et à mesure que l'on se déplace vers l'E. Toutefois, nous reconnaissons des petits plis en chevrons formant des fronces sur les plans de néofoliation et plongeant de 20° environ tantôt au S.SW, tantôt au N.NE. (Fig. 86).

Le phénomène de "strain-slip cleavage" marqué dans les différentes unités lithostructurales de la nappe de Trondheim paraît moins développé dans ce complexe tectonique, sauf dans sa partie occidentale. (Fig. 85, 93, 87, 88).

Les failles qui affectent l'ensemble sont dirigées selon deux directions : l'une N.S., l'autre NE-SW. Leur rejet horizontal et vertical est difficile à apprécier, compte tenu des déformations superposées. Toutefois, il semble que le compartiment le plus oriental soit régulièrement relevé par rapport au compartiment occidental.

- Conclusion

Nous distinguons trois épisodes tectoniques principaux qui peuvent comporter plusieurs phases de déformations :

- l'épisode ancien comprenant une phase de déformation en grands plis couchés sensiblement d'axe EW visibles dans le synclinorium

.../...

oriental, et une phase de différenciation métamorphique associée. d'orientation NS, ces deux phases semblent séparées par une discordance cartographique des directions structurales : s'agit-il d'une ancienne discordance tectonique partiellement réaccordée ?

- l'épisode majeur pendant lequel a eu lieu l'acquisition des grandes structures : le synclinorium oriental et le monoclinal occidental. Cet épisode est marqué à l'échelle mésoscopique et microscopique par des plis synschisteux d'axe au 70 à 80° Ng. La schistosité associée à ces plis constitue la néofoliation générale de cette région. Une linéation minérale régionale est également contemporaine de cette phase.

- l'épisode tardif marqué d'abord par l'apparition de petits plis en chevrons et par la crénulation de la foliation. Puis eurent lieu les grands bombements d'axe N.NW et S.SE qui peuvent avoir pour conséquence la surrection du noyau synclinoriel entraînant une série d'écaillages vers le S. Vers l'W., ces écaillages ont affecté également le monoclinal.

Ces épisodes tectoniques sont suivis par l'apparition de failles NS et NE-SW à faibles rejets horizontaux, et à compartiments orientaux relevés.

d) La zone des contacts tectoniques : l'unité tectonique du Skardshøi et le lobe tectonique du Sjøberget

- Présentation

Cette zone tectonique occupe les massifs et mammelons dominant au S., la vallée de la Musa et la gorge du Jøndal, à l'W. la vallée de la Skjerva et à l'E. la vallée du Gudbrandsdal.

.../...

Cette zone tectonique et les unités tectoniques délimitées sont caractérisées par l'imbrication de micaschistes à silicates d'alumine de la formation de Skardkollan, de conglomérat du Skardshøi, et de métasédiments et orthoamphibolites du groupe de la Musa ou de la formation de Tverrai. (voir coupes interprétatives).

Du point de vue structural, cette zone revêt un intérêt à l'échelle de la nappe de Trondheim.

Immédiatement à l'W. de Dovre, sur les sommets Sjøberget, Nonshøi et Skardkollan, nous avons constaté que la formation de Skardkollan (micaschistes à staurotide, disthène et orthoamphibole) est en contact avec des chloritoschistes de la formation de la Musa. Ce chevauchement couronne les mammelons en décrivant deux demi-fenêtres sur le sommet Sjøberget. Le conglomérat de Skardshøi interstratifié dans les amphibolites est tronqué par ce contact (Fig. 106, 107).

Vers l'W., l'absence d'affleurement dans la dépression de Musadal ne permet pas de se prononcer sur le tracé exact de ce contact ; vu son faible pendage vers le nord, le plan de contact doit suivre approximativement la topographie.

Nous avons retrouvé ce chevauchement sur le flanc E. de la crête de Stakahøi. Nous l'avons suivi jusqu'à la vallée de la Skerva où il est remonté et décalé par une faille N.S.

En tous les points du chevauchement, nous avons pu constater que le conglomérat du Skardshøi restait tantôt solidaire des amphibolites (lobe du Sjøberget), tantôt des micaschistes à silicates d'alumine (Stakahøi).

Localement, sur le flanc E. de la crête du Stakahøi, le contact recoupe orthogonalement la direction structurale du gabbro rubané du groupe de Musadal. A cette exception près, le chevauchement s'effectue par recouvrement de série en presque parfaite accordance structurale.

.../...

Le contact ne révèle aucune trace de broyage des roches. Seul un étirement très sévère des galets du conglomérat et des amphibolites marque le mouvement de translation.

Les micaschistes à silicates d'alumine des sommets Storhamnfjell et Raudberg au S. du secteur, en discordance structurale sur les amphibolites et le conglomérat, représentent des klippes, témoins méridionaux du chevauchement du groupe de Ståkahöi sur le groupe de Musadal. (Fig.105).

- Le lobe tectonique du Sjöberget

Limité à l'E. par la vallée du Gudbrandsdal et à l'W. par la dépression de la Musa, cette région affleure très peu, excepté sur les sommets.

Cette zone est constituée par une avancée de la formation de Skardkollen (groupe de Ståkahöi) sur les "roches vertes" du groupe de Musadal. Elle est découpée par des fenêtres et demi-fenêtres tectoniques.

Les amphibolites associées au conglomérat du Skardshöi affleurant dans l'échancrure d'un torrent à quelques kilomètres au N. du Sjöberget, peuvent représenter soit une fenêtre tectonique, soit une structure complexe analogue à celle de l'unité du Skardshöi. Les mauvaises conditions d'affleurement aux alentours autorisent toutes les hypothèses et ne permettent pas de trancher. (Fig.119-120, 121, 122).

A l'échelle de la carte, la déformation la plus ancienne est constituée par le chevauchement des deux groupes lithostratigraphiques. Le plan de chevauchement a été ensuite repris par des plis kilométriques dont l'axe plongeait vers le NE ; puis il a acquis sa structure actuelle consécutive aux bombements tardifs N.NW-S.SE. (Fig.136-129).

La plasticité des roches sous-jacentes au chevauchement initial engendra, lors des déformations, des plis souples disharmoniques (Fig.139, 109) ou des structures étirées en fuseau selon des plans de glissements secondaires (fig.140).

A petite échelle, les plis sont de type semblable, isoclinaux plus ou moins serrés, régulièrement déversés vers le SE. Les axes plongent statistiquement de 60 à 20° au 60-70° Ng. La néofoliation générale est de plan axial de ces plis et porte fréquemment deux linéations. Une linéation formée par des axes de microplis est dûe à un phénomène de "strain-slip cleavage" (elle plonge de 10 à 25° au 50° Ng). Une linéation plus ancienne d'alignement de cristaux de mica et parfois d'amphibole, plonge de 25 à 50° au 80-100° Ng.

L'épisode tectonique majeur est exprimé à la fois aux échelles mésoscopique et microscopique.

L'épisode tectonique tardif marqué par des bombements N.NW-S.SE, est sans doute à l'origine du pli dessiné par le conglomérat sur le sommet Nonshöi. Les contours lithologiques suivent cette direction jusqu'à la limite méridionale des gneiss de Ateigen.

A l'échelle de l'affleurement, nous avons observé un réseau planaire débitant la roche en dalles de 20 à 40 cm d'épaisseur. Cette schistosité de fracture peut être liée aux bombements tardifs, l'amplitude des structures est à peu près de même ordre : plurihectométrique à kilométrique. (Fig. 106, 119).

- L'unité tectonique du Skardshöi

A l'échelle de la carte, nous voyons apparaître du nord au sud, plongeant faiblement sous le chevauchement du groupe de Stakahöi :

• Le lambeau du Tverrai (fig.136).

Ce lambeau, constitué par la base de la formation du Tverrai, est "emballé" tectoniquement dans le conglomérat du Skardshöi. Nous avons pu suivre assez régulièrement ce contact tectonique.

• Une zone méridionale de plis couchés surmontés par les klippen du Raudberg et de Storhamnfjell.

.../...

• Le lambeau du Tverrai

Géographiquement, ce lambeau est limité à l'E. par les crêtes du Skardshöi et Ståkåhöi, à l'W. il est entaillé par la vallée de la Skjerva, au S., sa limite passe approximativement par la dépression s'étendant au N. des crêtes du Raudberg et Storhamnfjell.

Toutes les observations du contact montrent que celui-ci est d'origine tectonique : les structures du lambeau dessinées par les bancs amphibolitiques sont discordantes sur la direction d'étirement du conglomérat du Skardshöi. (Fig. 138).

Des glissements accompagnés de plis disharmoniques accidentent la limite orientale du lambeau du Tverrai. (Fig. 137, 138).

La zone nord montre sous les micaschistes à silicates d'alumine, chevauchant vers le S., une bande de conglomérat d'épaisseur variable, recouvrant tectoniquement les amphibolites et micaschistes du Tverrai.

Vers le S., près du chalet de Lefinli, les amphibolites et micaschistes chevauchent le conglomérat. Le plan de chevauchement pend de 40° environ au N.

A l'E., le conglomérat qui repose alors tectoniquement sur le gabbro saussuritisé, vient localement recouvrir le lambeau du Tverrai vers l'W. Ceci nous conduit à penser que le conglomérat du Skardshöi a pu envelopper totalement la série des micaschistes et amphibolites.

Dans cette zone orientale, le plan de contact du conglomérat sur le gabbro pend de 30 à 40° vers l'W.

Les déformations plicatives apparaissent à l'échelle de la carte grâce aux repères lithologiques que constituent les amphibolites. Les plis d'amplitude pluridécamétrique ont une géométrie complexe, liée à la nature lithologique des roches amphibolitiques et carbonatées. Nous distinguons trois phases de plissement.

Une phase ancienne a produit des structures plissées isoclinalement à déversement constant vers le S.S.E ; la direction axiale de ces plis plonge statistiquement de 20° au 30 Ng. Ces plis marquent surtout la zone orientale du lambeau tectonique. Ils affectent le massif de gabbro, le conglomérat du Skardshöi et les formations sus-jacentes.

Une linéation minérale doit être associée à ces plis. Cette phase de plissement paraît postérieure aux chevauchements ayant mis en place les unités, puisque ceux-ci sont affectés par le plissement dans la zone orientale.

La phase majeure de plissement reste surtout visible à l'échelle de l'affleurement. Il s'agit de plis isoclinaux assez ouverts admettant dans leur plan axial la néofoliation générale à amphibole et muscovite. La disharmonie des structures (chevauchement des plis au 30 Ng) ainsi que les torsions des charnières de plis au 30 Ng, peuvent être contemporaines de cet épisode majeur.

A petite échelle, les déformations tardives gardent la même qualité que dans les unités précédentes.

A l'échelle de la carte, les bombements tardifs sub-méridiens semblent responsables du relèvement des structures vers l'E.

A l'échelle de l'affleurement, nous avons observé en plusieurs points des plis en "blague à tabac" étirés et sectionnés par des plans de glissement plongeant au SW ou à l'E. (fig. 140).

Les directions axiales des plis en "blague à tabac" plongent régulièrement de 30 à 40° au 150-160 Ng. Nous pensons qu'il s'agit de plis d'entraînement formés lors du bombardement dans un matériel particulièrement plastique (amphibolites, chloritoschistes ou talcschistes). Ces bombardements peuvent entraîner une reprise d'anciens plans de glissements ou en engendrer de nouveaux, selon des directions méridiennes ; ainsi les glissements locaux de la zone de contact entre conglomérat, gabbro et série du Tverrai, ont pu prendre naissance lors de ces bombardements tardifs. Les translations se font latéralement d'E. en W.

et d'W. en E.

. La zone méridionale des plis couchés ; les klippes du Raudberg et du Storhamnfjell

Les repères lithologiques que constituent le marbre à fuschite, le conglomérat du Skardshøi, les amphibolites massives et les niveaux de brèches d'éclatement d'amphibolites, ont permis de mettre en évidence cartographiquement une série de plis synclinaux et anticlinaux, kilométriques, déversés vers le S. et partiellement recoupés par le groupe du Jónndalen.

Les structures les plus évidentes apparaissent sur les crêtes du Raudberg, en bordure de la route de Lesja à Vågå (fig. 105) (panorama). Vers l'E., un laminage tectonique réduit considérablement les niveaux repères et interdit toute reconnaissance précise des structures.

* Mise en évidence des plis couchés

Deux faits laissent supposer qu'une tectonique importante en plis couchés plurikilométriques affecte ce domaine méridional.

+ Les niveaux d'amphibolites sont étirés et sans doute répétés tectoniquement dans les séries de séricitoschistes argentés et de type garbenschieffer, comme en témoignent les pincées et lentilles de talcschistes ou de schistes amphiboliques qui jalonnent les contacts "lithologiques".

+ Des micaschistes de faciès identiques à ceux des klippes du Raudberg et Storhamnfjell réapparaissent entre le conglomérat du Skardshøi et le gabbro lité près du sommet Raudnebb. Ces micaschistes sont biseautés par des contacts tectoniques qui affectent également les séricitoschistes sous-jacents.

Il paraît donc possible d'envisager des répétitions par plis couchés kilométriques antérieurement aux écaillages tardifs qui découpent toutes les structures de l'unité du Skardshøi. Les rapports entre cette zone de plis couchés et le lambeau du Tverrai reste énigmatique : l'absence

.../...

d'affleurement continu entre les deux zones tectoniques autorise toutes les hypothèses, mais il paraît indispensable de combiner une tectonique continue de plis kilométriques et une tectonique discontinue d'écaillage.

Les directions axiales des plis couchés plongent dans le secteur E. de 20° au 80-110 Ng.

Ces directions axiales n'ont été observées que dans l'unité tectonique du Skardshøi et le monocinal du Musadal, et paraissent caractéristiques de toute la bordure méridionale de la nappe de Trondheim.

Une linéation d'alignement minéral peut être associée à cet épisode.

Les différents épisodes tectoniques déjà envisagés lors des précédents paragraphes présentent peu de variations dans l'orientation et le style des différents éléments structuraux. Notons cependant l'apparition, lors d'une phase tardive de l'épisode tectonique récent (générateur du strain slip cleavage), d'une schistosité de flux à chlorite dans les séricitoschistes et micaschistes carbonatés du Jønndalen. Cette schistosité pend dans le secteur N.NE. Du point de vue de la chronologie des événements, cette structuration planaire correspond à la phase de strain slip cleavage.

* Les klippes du Raudberg et Storhamnfjell

Nous avons mis en évidence ces klippes par l'étude pétrographique des micaschistes et par comparaison des petites structures de ces micaschistes et des séricitoschistes sous-jacents.

+ La klippe du Raudberg

Dans le paysage et à l'affleurement, il existe une discordance entre les "garbenschieffer" sous-jacents qui pendent de 20 à 30° au 80 Ng et la foliation des micaschistes (type à silicates d'alumine) qui pend de 70 à 80° tantôt au N., tantôt au S. Le contact de base de cette klippe est affecté de plis déversés au S. dont l'axe plonge faiblement de 8 à 10° au 95 Ng.

+ La klippe du Storhamnfjell

Les caractères pétrographiques diffèrent un peu des micaschistes de la klippe du Randberg. Cette roche a été probablement affectée par un métamorphisme de contact (fines structures soulignées par de petits cristaux de mica, roche massive avec reliques de cristaux d'andalousite).

Les structures plissées sont peu apparentes, mais discordent toujours sur les directions structurales environnantes. Le niveau repère constitué par la brèche d'éclatement d'amphibolite à débit permet de mettre en évidence le plissement de la surface de contact selon des plis d'axe plongeant au 30 Ng. (Fig. 116).

. Conclusions sur les déformations et la structure de l'unité tectonique du Skardshöi.

Cette région est essentiellement marquée par la dualité de deux styles tectoniques au cours de l'histoire des déformations :

* une tectonique de style souple

Cette tectonique affecte l'unité au cours de quatre phases de plissement qui sont, selon un ordre chronologique probable :

- une phase de grands plis couchés déversés vers le S.S.E.
- une phase de plis isoclinaux assez ouverts, d'amplitudes pluridécamétrique à métrique, dont les axes plongent statistiquement de 20 à 40° au 30 Ng.
- l'épisode majeur décrit dans les différentes unités lithostructurales paraît moins marqué ici. Les structures plissées que nous rapportons à cet épisode ne sont fréquemment visibles qu'à l'échelle de l'affleurement et semblent affectées par les bombements tardifs dans leur direction. Les axes plongent tantôt à l'W.SW, tantôt à l'E.NE de 20 à 40°.
- enfin les bombements tardifs d'axe N.NW-S.SE engendrent à petite échelle des plis souvent disharmoniques en "blague à tabac" ou en champignons, dont les axes plongent faiblement au S.S.E.

.../...

* Une tectonique de style cisailant

Cette tectonique affecte probablement la région méridionale lors d'un épisode précoce antérieur aux grands plis couchés. La mise en place de la zone de contact et de l'unité du Stakahóí peut être en relation avec cet évènement tectonique de grande ampleur.

Nous n'observons cette discontinuité tectonique qu'en de rares endroits (région des klippes, lambeau du Tverrai, lobe tectonique du Sjøberget).

Le second épisode de tectonique discontinue entraînant probablement des glissements de faible ampleur, doit être consécutif aux bombements tardifs d'axe N.NW-S.SE. Ces glissements engendrent des translations vers l'W. ou vers l'E. avec une reprise probable d'ancienne surface de discontinuité tectonique.

e) La série monoclinale de Musadal

Cette unité constituée en majorité d'orthoamphibolites, de micaschistes amphibolitiques, est entaillée par la vallée du Gudbrandsdal à l'E., de la Musa vers l'W. Enfin, au S., la gorge de Jón nous montre le contact basal de nappe de Trondheim sur les sparagmites claires.

Ces coupes naturelles montrent une superposition régulière des alternances lithologiques du S. vers le N., les bancs pendant en moyenne de 40° au N.

Le détail lithostratigraphique suggère l'existence de répétitions tectoniques, dans la polarité des séries métasédimentaires, mais aucune observation ne permet de mettre clairement en évidence la nature des déformations.

Les amphibolites constituent de meilleurs repères dans la tectonique souple d'amplitude kilométrique.

.../...

Nous avons décrit dans la lithostratigraphie deux bancs d'amphibolite à niveaux de kératophyre fréquemment boudinés. Ces deux bancs sont isolés par une bande de garbenschieffer qui s'amincit vers l'W. dans la dépression de la Musa, avant de disparaître sous la partie orientale de l'unité tectonique du Skardshöi. Les rares affleurements du fond morainique de la rivière Musa montrent toujours des amphibolites à filonnets kératophyriques. Nous avons été conduits à interpréter cette structure comme un grand pli couché déversé au S.SE, recouvert tectoniquement par la zone de contact précédemment décrite. (Fig.128,129,157).

A petite échelle, le boudinage des bancs de métakératophyres peut être syncinématique de la formation de grands plis couchés. L'allongement des boudins serait alors parallèle aux axes de plis. Mais les plis postérieurs, et la qualité des affleurements ne permettent pas de préciser la direction d'allongement des boudins.

- L'épisode majeur de déformation de la série monoclinale du Musadal

Les plis produits par cette déformation sont recoupés par la gorge du Jónndal. Ce sont des plis isoclinaux assez ouverts à déversement fréquent vers le SE. Une schistosité de plan axial associée représente la néofoliation générale du secteur.

Ces plis dont l'amplitude peut atteindre le décamètre (fig.129), ont un plongement axial de 45 à 50° au 35 Ng dans la zone septentrionale, tandis qu'au S., dans la gorge du Jónndal, le plongement axial s'infléchit vers l'E. Près des chalets de Oya, dans le Jónndal, nous voyons les amphibolites et les micaschistes à amphiboles (garbenschieffer) remonter vers le N. en direction des crêtes du Skardshöi.

Dans un pli plurihectométrique dont l'axe plonge faiblement vers le N.NE, dans la gorge de Jóndal, le petit massif du "Trondhjemite" est allongé approximativement selon cette direction axiale.

.../...

- L'épisode tectonique tardif

A grande échelle, comme dans l'unité tectonique du Skardshöi, les effets des bombements d'axe N.NW-S.SE, se manifestent par des glissements et des cisaillements locaux (Fig. 120, 139).

Les contacts qui suivent le massif de gabbro puis la limite des amphibolites à grenat et de l'intrusion de "trondhjemite" dans le Jønndal, datent probablement de cet épisode.

Un phénomène de même style doit être envisagé pour expliquer les rapports géométriques entre les formations plongeant monoclinalement au N. dans la vallée de la Musa et la direction N.S. des formations comprenant le gabbro lité sur le flanc E. des crêtes du Skardshöi.

Cet accident de style cisaillant s'amortit dans les micaschistes dits "garhenschieffer" sur les crêtes du Veslhörn au S. Dans ce cas, la translation s'effectue vers l'E.NE.

A petite échelle, les déformations tardives sont identiques à celles des unités lithostructurales précédentes.

- Conclusion sur la structure de la série monoclinale de la Musa

Nous distinguons trois grandes étapes de déformations :

. Au premier épisode nous rapportons les répétitions des séries lithologiques par des plis couchés plurikilométriques. A l'échelle de l'affleurement, le boudinage des bancs de métakératophyres, ainsi que le développement d'une structure linéaire grossière, soulignent les directions axiales de ces plis (plongement faible, tantôt vers l'E., tantôt vers l'W.).

.../...

. L'épisode majeur reprend les structures précédentes dans des plis isoclinaux de plus faible amplitude, déversés vers le SE. Le plongement axial est assez constant de 40 à 50° au 35 Ng. L'apparition de la néofoliation dite à garbenschieffer date de cet épisode.

. L'épisode tectonique tardif est représenté à petite échelle par des plis en chevrons et des kink-band. Le phénomène de strain slip cleavage imprime sur la néofoliation une linéation régionale au 50 Ng.

A grande échelle, les bombements d'axe N.NW-S.SE influencent les directions axiales de l'épisode tectonique majeur. Des glissements ou de véritables cisaillements se produisent à proximité de l'unité tectonique du Skardshöi. Ces glissements peuvent s'effectuer à la faveur de discontinuités tectoniques anciennes ayant pris naissance lors du chevauchement du complexe tectonique du Stakahöi sur le groupe des roches vertes du Musadal.

III - ASPECT STATISTIQUE DE L'ORIENTATION SPATIALE DES ELEMENTS STRUCTURAUX

INTRODUCTION

Nous allons présenter les mesures d'éléments structuraux (axes de plis, linéations, surfaces) essentiellement faites à l'échelle mésoscopique.

Nous avons reporté les pôles de plans, axes de plis et linéations sur des diagrammes de projection. Le type de projection utilisé est la projection polaire (hémisphère inférieur) en raison du faible nombre et de la disparité des mesures.

Les limites des zones d'égale densité ont été tracées à partir du diagramme équiaréal de P. Collomb (1967).

1°) REMARQUES SUR L'INTERPRETATION DES DIAGRAMMES DE PROJECTION

L'emploi de ces diagrammes permet de visualiser rapidement les directions régionales des divers éléments structuraux. La mise en évidence de directions de plissement ou de linéations anciennes, uniquement par les méthodes statistiques des directions, reste douteuse pour plusieurs raisons :

a) Il est difficile, au cours d'un travail d'exploration, de consacrer beaucoup de temps au relevé de ces directions ; or une étude statistique doit reposer sur un nombre de mesures très important (supérieur à 400), de manière à mettre en évidence des concentrations secondaires dans les zones de dispersion des points.

b) Les observations faites sur les affleurements montrent que les éléments structuraux tardifs apparaissent toujours de prime abord, les traces des déformations anciennes doivent d'abord être reconnues, puis recherchées avec beaucoup de minutie. Ceci explique pourquoi les trois-quarts des mesures de directions structurales sont à rapporter aux dernières phases de déformation.

c) Enfin, il est nécessaire de connaître les différentes marques de la tectonique superposée, afin de pouvoir les différencier du point de vue chronologique et géographique. Afin d'essayer d'utiliser le caractère de visualisation synthétique qu'offrent les représentations graphiques, nous avons groupé les mesures relevées sur l'ensemble du terrain dans quatre diagrammes (fig.162 à 165). Des symboles ont été employés sur les diagrammes de foliation et d'axe de plis pour différencier respectivement la nature des éléments structuraux mesurés (stratification, foliation, schistosité) et la localisation lithostructurale des mesures (unité de l'Andbergshøi, unité lithostructurale de la nappe de Trondheim).

2°) LE DIAGRAMME GENERAL DES SURFACES (Fig.162)

Ce diagramme regroupe 410 mesures effectuées sur l'ensemble du secteur cartographié.

On remarque immédiatement la disposition des points en une guirlande N.S., avec deux maxima dont l'un est plus marqué (concentration dans la moitié S.).

Ces deux maxima soulignent la structure en synclinorium dissymétrique de la nappe de Trondheim. Le domaine N. est redressé et pend vers le S., tandis que le domaine S. pend faiblement vers le N.

Une seconde guirlande formant une amorce de couronne périphérique correspond aux mesures effectuées dans l'unité de l'Andbergshøi et les gneiss de l'W. de la région de Lesja. Elle représente approximativement la virgation des plans de foliation du NW au SW, avec un plongement accentué dans le secteur E.

La position de la guirlande principale montre d'ailleurs que les plans tendent à plonger vers l'E., ce qui correspond effectivement à la structure de la nappe de Trondheim. On notera la correspondance entre les pôles des plans de foliation et les pôles de schistosité. Ceci est en accord avec les observations de terrain, qui montrent que la néofoliation générale correspond en fait à une schistosité de plan axial.

.../...

Les pôles de stratification sont trop peu nombreux pour que l'on puisse tirer des conclusions.

3°) LE DIAGRAMME GENERAL DES SCHISTOSITES (Fig. 163)

Ce diagramme regroupe 130 mesures de plan de schistosité. On voit immédiatement une dispersion plus grande des zones d'égale densité. Ceci découle principalement du nombre de mesures très inférieur à celui du diagramme précédent.

Les deux principaux maxima sont disposés selon la guirlande des foliations commentée précédemment. Toutefois les diagrammes des pôles de plan, ainsi que le diagramme des zones de densité, font apparaître une seconde disposition selon un axe NW-SE ; cette disposition peut correspondre soit aux pôles de plans de schistosité à biotite (néofoliation) des gneiss de l'W. qui pendent de 45 à 60° vers l'E., soit aux plans de schistosité tardifs à chlorite observés dans la partie méridionale de la nappe de Trondheim.

On voit ici l'importance de la localisation des observations, et l'influence des rapports chronologiques des différents éléments structuraux dans des régions polydéformées.

4°) LE DIAGRAMME GENERAL DES LINEATIONS

La figure 164 présente le diagramme des axes de linéation groupant près de 250 mesures effectuées sur l'ensemble du terrain ; les points sont assez dispersés, et ne forment pas de guirlandes nettement individualisées. Le quadran NE montre une concentration relativement importante malgré l'étalement des points. Cette concentration regroupe deux directions régionales de linéation qui sont :

- une direction de linéation minérale plongeant de 30 à 50° au 80-90 Ng. dans les gneiss de l'W., les sparagmites et l'unité de l'Andbergshöi

- une direction de linéation marquée par des axes de micro-plis plongeant plus faiblement au 70 Ng., dans la nappe de Trondheim. Le maximum statistique correspond à une seule concentration étalée du 90 Ng. au 60 Ng.

Les concentrations secondaires du quadran SW indiquent qu'il existe des variations dans le sens de plongement de la linéation régionale de la nappe de Trondheim. Les autres concentrations alignées NS à N.NE-SW correspondent probablement, d'après les observations de terrain, aux directions des fines crénulations tardives, associées aux plis en chevrons, dues au phénomène de strain slip cleavage.

- Remarque : On notera ici les limites de l'interprétation de ces représentations graphiques lorsque les observations de terrain ne permettent pas d'identifier la nature de la mesure effectuée.

5°) LE DIAGRAMME GENERAL DES AXES DE PLIS

Le dernier diagramme (fig. 165) présente environ 250 mesures d'axe de plis mésoscopiques. Nous avons différencié par des symboles les mesures effectuées dans les différentes unités lithostructurales.

Contrairement au diagramme précédent, nous obtenons une répartition plus simple des courbes d'égale densité : on peut noter deux guirlandes :

- la guirlande principale occupe le secteur E., et porte une forte concentration correspondant à des axes plongeant de 20° au 90 Ng.

- la seconde guirlande, constituée par un alignement de zones de moyenne densité, passe par le maximum de densité au 90 Ng.

Cette seconde guirlande correspond en fait à la répartition spatiale des axes de plis de l'épisode majeur de déformation ayant conduit à la structure synclinoriale de la nappe de Trondheim.

Ceci peut être illustré en superposant le diagramme principal des foliations à celui des axes de pli. On constate en effet que les pôles de plans de foliation coïncident avec les pôles d'une schistosité de plan axial en éventail dans des plis d'axe EW à E.NE-W.SW.

On remarquera que les projections des mesures effectuées dans le synclinorium de Fokstua-Nonshöi (structure caractéristique de l'épisode de plissement majeur) s'alignent parfaitement selon cette direction.

Parmi les concentrations moins marquées, nous noterons les alignements N.NE-S.SW qui reflètent en partie les axes de plis plongeant au 30 Ng. ou en sens inverse, et un pôle isolé révélant des axes dirigés au 160 Ng. ; de tels axes peuvent apparaître lors des bombements tardifs accompagnant la flexuation submérienne de l'infrastructure (unités des gneiss de l'ouest, des sparagmites, et de l'Andbergshöi). Les axes montrant une dispersion très importante, ont été relevés dans l'unité de l'Andbergshöi et l'unité lithostructurale de Ståkahöi, ceci nous conduit à voir là les effets des superpositions de plissement, sans pouvoir conclure quant aux directions de ces plissements.

6°) CONCLUSION

Du point de vue statistique, l'utilisation des diagrammes de projection permet de visualiser rapidement la position spatiale des éléments structuraux régionaux majeurs : par exemple, la comparaison de ces diagrammes entre le secteur de Dombås Lesja, et le secteur du lac Savalen (J.M. Quenardel 1972), montre immédiatement une virgation des structures régionales linéaires du N.NE (lac Savalen) à l'E.NE (région de Dombås).

La comparaison des diagrammes de linéation et d'axe de plis indique une concordance directionnelle avec "la phase" de plissement régional au 80 Ng. (E.NE). L'examen par superposition des diagrammes des pôles de foliation et de schistosité avec les diagrammes d'axes de plis, montre qu'il existe des rapports géométriques bien définis entre le plissement d'axe E.NE et la néofoliation générale dans les formations de la nappe de Trondheim : la néofoliation générale est confondue avec la schistosité de plan axial des plis E.NE.

L'interprétation des concentrations secondaires et la mise en évidence de directions anciennes de plissement restent totalement subordonnées aux observations de terrain (monographies d'affleurements et cartographie détaillée).

IV - CHRONOLOGIE RELATIVE DE L'HISTOIRE TECTONIQUE : LES GRANDS ÉPISODES TECTONIQUES

INTRODUCTION

Nous reprendrons succinctement dans ce paragraphe les différentes phases de déformations rencontrées dans les unités structurales décrites précédemment. A titre de clarification, nous avons essayé d'articuler les évènements tectoniques selon l'échelle du temps.

La période recouverte par les différents évènements tectoniques de l'orogénèse calédonienne, s'étend probablement de l'ordovicien au dévonien inférieur (la littérature reste très évasive à ce sujet). Il n'existe, à notre connaissance, aucune phase tectonique au cambrien, quoique des âges radiométriques de 500 à 600 MA aient été trouvés dans les gneiss de l'ouest en particulier.

Nous nous sommes efforcés de grouper en grands épisodes tectoniques les déformations que nous pensons synchrones aux différentes unités lithostructurales. Dans cet "arrangement" chronologique de la tectonique, comme dans l'étude précédente des déformations, seuls les épisodes les plus récents peuvent être identifiés, puis replacés, dans l'histoire tectonique de manière assez satisfaisante.

Le regroupement de certains évènements en un épisode ancien, et les subdivisions de ce même épisode, restent très hypothétiques.

1°) LES "ÉPISODES ANCIENS"

Nous avons été contraints, compte tenu du caractère parcellaire des études portant sur les déformations dans les calédonides centrales et de la disparité de nos observations, de distinguer un épisode ancien dans le socle orthogneissique et les deux unités immédiatement susjacentes : (l'unité des sparagmites et l'unité de l'Andbergshöf), des déformations anciennes de la nappe de Trondheim.

.../...

a) Le socle orthogneissique, l'unité des sparagmites et l'unité de l'Andbergshöi

- Les déformations "anciennes" de 1ère génération

Les filons "aplitiques" de l'orthogneiss de Lesja Liafjell sont déformés en plis isoclinaux serrés.

Une structuration planaire du bâti précambrien peut être accompagnée d'un laminage intense des gneiss de l'ouest.

La présence d'éléments structuraux planaires guide probablement la mise en place de filons basiques. Nous ne possédons aucune information sur l'orientation des éléments structuraux, seules des suppositions peuvent être faites ; les deux directions éocalédoniennes connues sont soit N.S., soit E.W.

- Les déformations "anciennes" de 2^{nde} génération

Nous groupons dans cette génération, succédant probablement la précédente dans le temps, des déformations dont le style est entièrement différent.

Nous pensons que les premiers écaillages, véritables troncatures, puisqu'ils entraînent des copeaux de socle orthogneissique et de sparagmites dans les micaschistes de l'unité de l'Andbergshöi, suivent les premiers épisodes de tectonique continue.]

Les plis d'échelle mésoscopique, qui répètent la stratification des sparagmites et la linéation d'axe de pli plongeant dans le secteur E. (au 100-110 Ng.) peuvent être attribués à cet épisode.

L'unité de l'Andbergshöi peut être individualisée en tant qu'unité tectonique originale dès cette époque. Les mégastuctures (grands plis couchés isoclinaux à axes plongeant fortement vers le N.) qui affectent les lames orthogneissiques doivent suivre les premiers écaillages.

.../...

Si l'on tient compte de l'âge des micaschistes de l'unité de l'Andbergshöi (très certainement cambro-ordovicien), la seconde génération de déformation se place déjà à la fin de l'ordovicien et apparaît comme une phase calédonienne.

Les grandes translations des écailles de quartzites feldspathiques constituant les unités moyennes de l'édifice structural calédonien, peuvent donc déjà avoir lieu lors de la fin de cet épisode "ancien".

b) La nappe de Trondheim

Les structures les plus anciennes relevées dans les différents groupes lithostructuraux du complexe de Trondheim, montrent qu'elles sont antérieures aux contacts tectoniques qui limitent le groupe de Ståkåhöi des séries de Musadal et de Fokstua Nonshöi.

Les plis les plus anciens (et les plus évidents) possédaient certainement une direction méridienne. Ce sont les plis intrafoliaux à axes verticalisés par l'épisode majeur de déformation.

La mise en évidence de structures plissées anciennes est rendue très difficile par la surimposition du plissement de la phase majeur de déformation. Nous avons la certitude cependant, que les contacts qui séparent les différents groupes lithostructuraux sont antérieurs à l'épisode majeur.

Les plis isoclinaux de grande amplitude, déversés vers le S.S.E., dont les axes oscillent dans le secteur E. à E.S.E., ont probablement repris des discontinuités préexistantes entre les groupes lithologiques, comme cela apparaît dans la partie méridionale du secteur.

Dans ce cas, les discontinuités majeures entre les différents groupes lithostructuraux seraient antérieures aux plis d'axe E.S.E.-W.N.E et à fortiori des plis de l'épisode majeur de déformation.

.../...

Ces structures sont de toute évidence antérieures à la mise en place de la nappe de Trondheim dans son aire géographique actuelle, puisqu'elles sont tronquées par le contact de la nappe.

Ces déformations anciennes de la nappe de Trondheim sont sans aucun doute contemporaines en partie de celles des unités sous-jacentes. Si l'on tient compte de la disposition spatiale occupée par les différentes unités dans l'édifice "éocalédonien", du fait que des formations cambro-ordociennes (unité de l'Andbergshöi) étaient déjà engagées dans la tectonique, les déformations envisagées pour l'unité de l'Andbergshöi s'étalent donc durant une période fini-ordovicienne.

2^e) L'EPISODE MAJEUR

Nous désignons ainsi l'épisode tectonique qui structura le secteur méridional de la nappe de Trondheim selon des directions régionales. C'est également l'épisode de déformations qui a laissé les traces les plus indélébiles dans le bâti calédonien.

Dans le socle orthogneissique, cet épisode débute par un intense laminage des structures précédemment acquises, avec réorganisation des filons basiques selon des plans qui préfigurent la néofoliation d'accordance.

L'unité des quartzites feldspathiques (sparagmites) moulant le socle, subit déjà une intense lamination et acquiert la linéation régionale d'alignement minéral qui plonge de 30 à 50° au 80° Ng.

Dans l'unité de l'Andbergshöi, cet épisode se traduit par des plis isoclinaux serrés avec développement d'une néofoliation dans leur plan axial. La linéation minérale régionale est bien imprimée, comme dans les unités sous-jacentes. Cette phase de déformation a provoqué des structures complexes dans les métasédiments, autour du cœur gneissique, dans le massif de l'Andbergshöi (boudinage, étirement laminaire).

.../...

Les directions axiales et la linéation plongent de 20 à 50° vers l'E.NE.

La nappe de Trondheim est déformée par des plis pluridécamétriques à décamétriques dont la schistosité de plan axial constitue la néofoliation régionale en éventail de la nappe. Actuellement, les directions axiales de ces structures plongent de 40 à 50° au 70° Ng ; une linéation contemporaine marquée par un fin étirement du tissu rocheux, ou parfois par un microplissement, plonge de 30° environ au 80-90° Ng.

Après cet épisode majeur de déformations continues, la nappe de Trondheim se met en place dans la "dépression" qu'elle occupe actuellement. Puis vers la fin de cette phase tectonique discontinue, ont lieu les phénomènes d'accordance dans l'infrastructure, qui se poursuivront durant l'épisode tectonique tardif.

3°) L'EPISODE TECTONIQUE TARDIF

Nous distinguons deux phases principales :

a) 1ère génération de déformations tardives

La bordure occidentale du socle orthogneissique est localement verticalisée dans un pli flexural d'axe N.NW-S.SE, entraînant une déformation et un redressement des structures antérieures. Le plastron sparagmitique subit une nouvelle réduction d'épaisseur associée à petite échelle à un phénomène de strain slip cleavage.

L'unité de l'Andbergshöi montre à l'échelle de l'affleurement des plis de style variable (concentriques ou disharmoniques), avec naissance d'une schistosité de fracture dans le plan axial de ces plis.

Dans la nappe de Trondheim, nous notons le replissement des plans de néofoliation par un fin strain slip cleavage formant une linéation d'axe de plis dans la néofoliation (plongement 10 à 20° au 60-70° Ng).

.../...

Le domaine S. de la nappe de Trondheim ne montre que des bombements d'amplitude kilométrique reprenant les structures antérieures selon une direction N.NW-S.SE. Ces bombements entraînent, dans le matériel plastique du groupe de Musadal, des structures plissées disharmoniques et une reprise d'anciens contacts cisailants qui conduit à de faibles translations vers l'E.NE ou l'W.SW.

b) La seconde génération de déformations tardives

Quelle que soit la position structurale des unités dans le bâti calédonien, le style reste à peu près constant. Il s'agit de plis en chevron, de kink bands dans les formations du Trondheim, de plis en kink accompagnés de glissement, selon les surfaces de ruptures, parfois observés dans les gneiss et les unités "sparagmitiques".

Les axes de ces plis plongent régulièrement de 10 à 20° au N.NW ou au N.NE.

Localement, en bordure du contact des unités supérieures et du socle orthogneissique, nous avons noté des plis de style concentrique dans l'orthogneiss de Lesja. Les axes mesurés montrent une direction identique à celles des axes de plis en kink.

Dans le même temps, la bordure occidentale de la nappe de Trondheim subit un rejet en compression selon le plan de contact initial qui conduit localement à un rétroécaillage (vers le NW) (terminaison pérисynclinoriale de Fokstua Nonshøi). Ces translations peuvent être importantes, par exemple à la base du champ sparagmitique du Snøhetta.

La fracturation tardocalédonienne produit des cassures dont le rejet paraît toujours assez faible. Nous distinguons deux orientations, l'une N.NW-S.SE, l'autre N.NE-S.SW.

Nous groupons les déformations calédoniennes intéressant le secteur que nous avons étudié en trois grands épisodes tectoniques que l'on pourrait classer en : - éocalédonienne,
- calédonienne,
- tardocalédonienne.

Ces trois grands épisodes ont été subdivisés en phases tectoniques ou générations de déformation. Comme les déformations se chevauchent partiellement dans l'histoire tectonique, il paraît arbitraire et hasardeux de faire entrer les différentes phases tectoniques dans une classification rigoureuse.

Dans ce sens, nous distinguons :

- Le premier épisode avec deux générations de déformations, qui correspondent à la différenciation des grandes unités lithostructurales s'achevant par les premiers écaillages des unités inférieures, et probablement internes à la nappe de Trondheim.

- Le second épisode n'est pas subdivisé ; il groupe approximativement les déformations structurant les différentes unités du complexe de Trondheim, juste avant leur mise en place dans leur aire géographique actuelle.

- Le troisième épisode est divisé en deux phases.

. La première phase regroupe les déformations qui accompagnent la flexuration axiale, et qui suivent immédiatement l'installation des nappes dans la dépression de Trondheim.

. La seconde phase traduit essentiellement les réajustements dynamiques de l'infrastructure, consécutivement aux grands charriages calédoniens.

V - CORRELATIONS ET INTERPRETATION TECTONIQUE REGIONALE

Les corrélations que nous avons établies ont été rendues possible grâce au travail mené dans toute la région du Dovrefjell et de Folldal, par les différentes équipes chargées des levés géologiques de la partie méridionale de la nappe de Trondheim (1). Les travaux de H. Heim (2), synthétisant les connaissances les plus récentes de cette partie méridionale de la nappe, n'ont pas encore fait l'objet d'une publication en dehors du mémoire de thèse auquel nous nous référons dans nos interprétations.

1°) LE SOCLE ORTHOGNEISSIQUE DE LESJA-LIAFJELL

Cette masse se présente dans la région de Lesja, sous le faciès d'orthogneiss acide de Liafjell. L'intensité du laminage subi par la roche, et la structuration planaire la plus marquée, paraissent localisées à la bordure occidentale des unités susjacentes, depuis la région de Lesja jusqu'au lac Vågå.

Il est à remarquer que la structuration planaire principale épouse, dans cette région, les directions structurales subméridiennes des unités susjacentes, tandis que vers l'W., en direction des fjords, cette néofoliation s'estompe rapidement.

Dans la région étudiée, il est difficile, à cause du faciès assez constant que présentent ces gneiss, de reconnaître de grandes structures. Par contre, en remontant vers le NW en direction des crêtes de Horungen, puis du lac Gautsjöen, W. Scott a relevé une structure anticlinale plurikilométrique diffusée lors de l'histoire tectonique calédonienne.

.../...

(1) Voir chapitre consacré à l'historique des travaux dans la région du Dovrefjell (T.1)

(2) Thèse :

L'auteur ne donne aucun renseignement sur la présence éventuelle de la néofoliation à biotite, mais on peut constater que les structures décrites s'accordent avec la structure régionale de l'unité susjacente représentant la poursuite septentrale de l'unité de l'Andbergshöi.

2°) LE "PLASTRON SPARAGMITIQUE" PARA-AUTOCHTONE

Si l'appartenance de cette formation de quartzites verts à débit en dalles, au groupe des sparagmites claires, n'est plus à démontrer (dès 1905, K.O. Björlykke avait fait cette constatation), l'allochtonie de ces quartzites de type sparagmites, n'est pas encore entièrement acquise. Des arguments peuvent être obtenus à partir d'un levé minutieux de faciès particuliers, tels, le niveau oeillé et le niveau conglomératique : on note des discordances cartographiques entre ces niveaux lithologiques et les directions structurales de l'orthogneiss du Liafjell.

L'étude de la petite tectonique et du style des déformations a permis d'émettre l'hypothèse de l'allochtonie à partir d'une comparaison avec les déformations, comme dans les gneiss bordiers (N. Santarelli).

On peut donc admettre, comme nous le faisons, cette hypothèse, en attendant plus de détails sur ce problème de l'étude que mène N. Santarelli, depuis la région de Vågå jusqu'à Lesja. L'histoire de cette unité au cours de l'orogenèse calédonienne n'est pas encore éclaircie.

La réduction d'épaisseur (de l'ordre de 300 à 350 m. environ) qui affecte les quartzites arkosiques, entre la région du Vesleskjervedal au S., et Lesja au N., ne peut être expliquée simplement par une déformation "monophasée". Qu'il y ait eu un étirement laminaire intense dans la région de Lesja lors du bombement du socle orthogneissique de l'W. paraît indiscutable. Mais ceci n'explique pas le brusque changement de style tectonique entre la région méridionale du Vesleskjervedal et le domaine situé au N. de Lesja. Si l'on tient compte des levés de W. Scott dans la région du lac Aursjöen, et d'après nos investigations personnelles, le liseré des sparagmites écrasées s'engage vers le N.NW dans les plis

.../...

de style pennique mis en évidence cartographiquement par W. Scott. Cette continuité avec le domaine complexe situé au NW de notre secteur s'oppose à l'interprétation de G. Muret, admise implicitement par plusieurs géologues dont H. Heim, qui faisait passer de niveau de sparagmite au domaine du Snøhetta, un peu à l'W. du groupe d'habitations de Reindølsoetri.

3°) CONTINUITE MERIDIONALE DU PLASTRON "SPARAGMITIQUE : RELATION HYPOTHETIQUE AVEC LE CHAMP SPARAGMITIQUE DES RONDANE

Le plastron sparagmitique forme le soubassement de la nappe de Trondheim, depuis la vallée de la Skerja, jusqu'à la petite ville de Vågå.

A ce niveau, le champ sparagmitique des Rondane à l'E., n'est séparé que par quelques kilomètres du plastron sparagmitique à l'W.

L'extension du lac Vågå interdit toute observation continue entre les deux unités de sparagmites, mais autorise de nombreuses hypothèses.

L'identité de faciès des quartzites feldspathiques est indiscutable, nous sommes en présence du même niveau lithologique de part et d'autre de la nappe de Trondheim. La position structurale des deux unités "sparagmitiques" est la même vis à vis de la nappe de Trondheim.

A partir de là, l'hypothèse la plus simple est d'admettre qu'il s'agit de la même unité.

Si l'on tient compte de la petite tectonique, la déformation en plis isoclinaux très étirés répétant la stratification, est présente dans les deux unités, seules les déformations tardives diffèrent. Dans le plastron sparagmitique, il s'agit surtout d'un intense laminage, tandis que dans les unités du champ sparagmitique des Rondane, il s'agit de déformations plicatives et cassantes.

Nous retrouvons ici l'importance des mouvements tardifs dans la tectonique de la région du Gudbrandsdal.

.../...

Ces mouvements dont les conséquences furent décisives dans la morphologie et la disposition géographique des unités moyennes et supérieures de l'édifice calédonien, doivent être imputés au socle précambrien.

Lorsque nous envisageons, soit les questions de continuité de l'W. vers le SE puis vers l'E., soit la dynamique des écaillages tardifs qui affectent les bordures occidentales et méridionales des "nappes moyennes", nous devons tenir compte de deux aires de gneiss précambriens, dont le comportement durant l'orogenèse calédonienne diffère radicalement.

A l'W., les gneiss précambriens ont été calédonisés (gneiss de More Romsdal) et ont enregistré les différents évènements de l'orogenèse. C'est ainsi que l'intumescence des gneiss de l'W. est responsable du modelé de la bordure occidentale de la nappe de Trondheim et des unités sous-jacentes (Wegman 1959).

Au S., les gneiss précambriens sont à peine touchés par l'orogenèse (les gneiss sont légèrement schistosés et rétromorphosés). Cette aire méridionale et orientale resta toujours assez stable au cours de l'orogenèse, et constituait une zone relativement élevée (Wegman 1959 - Prost 1970, 1963).

Entre ces deux domaines, il n'existe aucun passage progressif. Vu l'étranglement qui se produit dans la région de Vågå, Dovre, Otta, tout laisse supposer que la transition d'une aire à l'autre est rapide et marquée par une zone structurale particulièrement persistante. Cette zone de "contact" est actuellement oblitérée par la nappe de Trondheim et les unités sparagmitiques.

Il nous paraît concevable de voir dans les écaillages locaux de la bordure méridionale de la nappe de Trondheim (région méridionale de Folldal), et dans les rétroécaillages de la bordure occidentale, un repère ou une équilibration de ces deux domaines.

Pour terminer, nous préciserons que les sparagmites apparaissent sous la nappe de Trondheim dans la région de Dovre, appartenant au champ sparagmitique des Rondane, se prolongent dans l'unité de Muen décrite au NE de Otta (A. Prost 1970). Cette unité est rattachée par l'auteur à la nappe "intermédiaire" de Kvitvola (Oftedalh 1956) et la nappe de Serv en Suède (Asklund 1961).

.../...

4°) L'UNITE DE L'ANDBERGSHØI

En premier lieu, nous rappellerons que nous avons été conduits à différencier structuralement, pour la première fois, le complexe hétérogène de micaschistes et d'amphibolites occupant une position infrastructurale sur la bordure occidentale de la nappe de Trondheim.

Nos conclusions ont été étayées par les travaux menés sur cette bordure occidentale par une équipe de chercheurs américains conduite par le professeur Rodgers.

Nous avons vu que pour toute la région septentrionale de notre secteur, jusqu'à la vallée de la Støla au N. de Kongsvoll, il s'agit véritablement d'une unité structurale extraordinairement compliquée dans son architecture par la tectonique tardive des gneiss de l'W.

Nous ne reviendrons pas sur les déformations qui affectent cet ensemble et qui restent mal connues, mais de notre étude et de celle de W. Scott, il ressort que de vastes plis souples plurikilométriques (dont les axes plongent vers l'E.) déforment des micaschistes et des amphibolites, mais également des lames de gneiss et de quartzites de type sparagmites. Ces plis constituent des grandes mégastructures, au cœur desquelles apparaissent des noyaux gneissiques, tel le noyau de l'Andbergshøi et un noyau assez identique sur le terrain de R. Wheeler, à une dizaine de kilomètres au NE du massif du Snøhetta.

Cette unité semble pincée, dans la région qui nous intéresse, dans des sparagmites claires que nous rattachons à la formation de Vaugås de A. Prost. Nous avons pu observer la terminaison méridionale de cette unité, à l'W. du secteur, dans une sorte de synforme encapuchonné dans les sparagmites claires ; ce qui démontre bien qu'il s'agit d'une unité lithostratigraphique indépendante des complexes rocheux voisins. Cet encapuchonnement doit être, encore une fois, une des conséquences du "gonflement" du socle orthogneissique. L'unité de l'Andbergshøi illustre parfaitement l'intégration progressive d'un complexe de "couverture" au domaine infrastructural, selon E. Wegmann (effacement progressif des discordances tectoniques, développement de phénomènes migmatitiques).

.../...

a) Les relations problématiques avec le domaine du Snøhetta

Nous avons vu que le domaine du Snøhetta, composé en grande partie de sparagmites claires et gneiss oeillés, était écaillé sur sa bordure occidentale, et venait ainsi recouvrir, sur plusieurs kilomètres, l'unité de l'Andbergshøi. Nous n'avons que peu d'informations sur la structure de ce complexe "sparagmitique". Nous pensons cependant que de vastes structures en plis couchés doivent y exister (E. Dudresnay 1950).

Les rapports de cette unité avec les unités supérieures (nappe de Trondheim) ne peuvent encore être éclaircis.

H. Heim (1) décrit deux unités étroites séparant le complexe du Snønetta proprement dit de la nappe de Trondheim. Ce sont d'W. en E. les "nappes" de Kolla et de la Driva. La "nappe" de Kolla est composée de gneiss oeillés et de micaschistes, tandis que la nappe de la Driva contient surtout des micaschistes et des amphibolites. Ces deux "nappes" semblent disparaître au S. par le peu de failles dans la région de Reindølsoetri, un peu au N. du massif de l'Andbergshøi-Veslfjell. Nous avons constaté la complication tectonique de cette région sans pouvoir l'éclaircir, car le contact de base du complexe du Snøhetta vient également disparaître sur le flanc N. du massif de Snøhetta.

Au N., dans la région de la vallée de la Stølå et de la Driva, les rapports de ces unités ne semblent pas très évidents d'après les cartes (P. Holmsen, R.L. Wheeler, H. Heim). Dans la zone méridionale qui nous intéresse nous pensons que nous avons à faire à des phénomènes de rétroécaillages qui reprennent localement les contacts des unités. Dans les zones à fort redressement axial, ces plans de contacts apparaissent comme des failles subverticales tandis que dans les zones à faible plongement axial (région du Snøhetta), les écaillages apparaissent avec un faible pendage vers l'E.S.E.

Les roches composant les deux unités (Kolla et Driva) paraissent assez identiques à celles de l'unité de l'Andbergshøi, à la différence d'une faible abondance de gneiss oeillés dans cette dernière.

.../...

(1) Thèse non publiée (1972).

b) Les corrélations avec le S. de la nappe de Trondheim et la région suédoise

H. Heim, dont l'étude s'étend aux sparagmites claires de l'unité de Muen (de A. Prost) (probablement identique à la nappe de Sert Kvitzvolla), avait déjà étudié la bordure méridionale de la nappe de Trondheim (Diploarbeit 1967). L'auteur retrouve dans la formation de la Grimsa, des facès identiques à ceux des nappes de Kolla et de Driva. Cette formation de Grimsa comprend également des micaschistes, des gneiss oeillés et des quartzites feldspathiques. Dans cette partie méridionale, les nappes de Kolla et de Driva reposent tectoniquement sur l'équivalent de la nappe de Kvitzvolla Sert. Nous pensons, comme H. Heim, qu'il s'agit bien du même complexe, pris pour nous au sens plus large du complexe de l'Andbergshöi, qui réapparaît sur le bord méridional.

Les relations de ce complexe tectonique "infra-Trondheim", avec les nappes suédoises (gneiss oeillés, sert, sève) restent très mal connues et font l'objet de l'étude de R. Point (1). Toutefois, la position structurale du complexe de l'Andbergshöi apparaît immédiatement comme étant très comparable à celle des "schistes de sève". La lithologie des deux complexes est si semblable que Törnebohm, dès 1896, en faisait une seule et vaste nappe, depuis la région du Snøhetta Dovrefjell, jusqu'en Suède.

5°) LA NAPPE DE TRONDHEIM

La position du secteur étudié sur la terminaison S. occidentale de la nappe de Trondheim, les études entreprises depuis une dizaine d'années dans cette région méridionale de la nappe de Trondheim, nous conduisent à envisager quelques conséquences mégatectoniques sur la structure de la nappe.

Nous avons essayé d'envisager les grandes hypothèses sur la structure interne de la nappe de Trondheim, à partir des faits relevés dans la région de Dombås et de quelques unes de leurs conséquences.

a) La troncature basale de la nappe de Trondheim

La région étudiée se prête particulièrement bien à l'observation du contact de base de la nappe de Trondheim. Les différents groupes lithologiques, fortement structurés par la phase majeure de déformation, sont tronqués par le

.../...

(1) R. Point - Laboratoire de géologie - Faculté des Sciences - Reims.

contact basal de la nappe, ce fait démontre, d'une part, qu'il s'agit bien d'une nappe du second genre (selon P. Termier), d'autre part, que le contact de la nappe est postérieur à la phase majeur de déformation productrice de la néofoliation en éventail dite "à garbenschieffer".

On remarquera également que les zones de métamorphismes associées aux structures majeures, sont tronquées par le contact basal de la nappe. L'examen de la carte zonegraphique de Goldschmidt (1915), conduisait déjà à cette conclusion.

b) Nature et conséquences des déformations postérieures à la mise en place de la nappe de Trondheim

Comme nous l'avons indiqué au cours de chapitre précédent, les déformations qui affectent la nappe de Trondheim postérieurement à sa mise en place, sont celles de l'étage tectonique superficielle (prédominance de la tectonique discontinue sur la tectonique continue).

Le phénomène de "strain slip cleavage", qui tend à réorganiser les éléments structuraux planaires "anciens", paraît lié au comportement du socle calédonisé de l'W. (gneiss de More-Romsdal). Une étude de l'orientation spatiale de ces petits plis flexuraux démontrerait certainement cette liaison étroite avec les bombements du socle calédonisé. E. Wegmann (1959) insistait sur le modelage tardif de la nappe de Trondheim (sur son bord occidental) par les phénomènes de flexuration axiale. Nous pensons que l'infexion des axes structuraux du N.NE à l'E.NE, depuis le N. de la région de Folldal jusqu'à la région de Dombås et Vågå, est en partie liée aux mouvements des gneiss calédonisés de More-Romsdal. L'une des raisons majeures de la virgation de la nappe de Trondheim dans sa partie méridionale, reste à notre avis sa défonçage étroite à la zone structurale qui sépare deux domaines gneissiques précambriens, au comportement opposé durant l'orogenèse calédonienne.

c) La structure interne de la nappe de Trondheim

Les difficultés de l'étude lithostratigraphique dues aux mauvaises conditions naturelles d'affleurement, et à l'absence de repères géochronologiques indiscutables, conduisent à employer les termes de synformes ou d'antiformes, de préférence à ceux de synclinal ou anticlinal.

La nappe de Trondheim se présente donc comme un vaste synforme dissymétrique. Le cœur de la structure est occupé par des micaschistes attribués au groupe de Gula, dans lesquels nous avons mis en évidence une bande de

séricitoschistes et schistes verts appartenant probablement au groupe de Hovin inf. (ordovicien).

Cette bande, d'une largeur de 5 à 7 km, se pince vers le NE dans la région de Hjerkinn, et semble absente plus au N., sur le secteur étudié par Berthomier et Maillot.

La présence de micaschistes et de schistes du groupe de Hovin dans les micaschistes du groupe de la Gula complique singulièrement l'image classique du pli en champignon à cœur de micaschistes de la Gula, et flanqué des groupes de Støren et de Hovin.

De telles pincées s'expliquent également mal dans l'image d'un pli couché gigantesque à cœur de micaschistes de la Gula comme l'envisageait I.Rui (1972). Le seul modèle qui semble pouvoir rendre compte de la structure interne de la nappe de Trondheim doit faire intervenir nécessairement une tectonique complexe d'écaillles superposées et déformées ensembles. Ce modèle possède également l'avantage de s'accorder avec la structure en synforme de nappe. E. Wegmann proposait, dès 1925, l'hypothèse d'un lambeau de recouvrement occupant le cœur de la nappe de Trondheim. Nous avons pu observer et démontrer l'existence d'un contact tectonique important entre les groupes de Ståkåhøi (équivalent de Gula) sur le groupe de Musadal (équivalent de Støren). Ce contact tectonique complexe constitue une zone de contact tectonique méridional qui se poursuit vers l'E., au N. de la vallée de la Grimsa (P.Pinna 1973) puis, après un décrochement au S. de Folldal, ce contact peut être suivi dans la vallée du Rødal (J.M. Quenardel 1972), puis vers l'E.NE, dans la région W. de Røros (I.Rui 1971).

On ne peut expliquer une telle continuité tectonique par de simples petits écaillages tardifs se relayant de proche en proche sur une distance de près de 200 km d'W. en E. Nous pensons au contraire qu'il y a lieu de voir là le contact oriental du lambeau de recouvrement de la Gula. La bordure occidentale ayant été plus marquée par les effets des gneiss de l'W., son contact est beaucoup plus redressé à l'W. (contact entre les formations de Svartdalsfjell et du Gronhøi) et apparaît moins évident.

L'étude détaillée de la lithologie du groupe de Gula (groupe de Ståkåhøi) devait faire apparaître une originalité sédimentologique que nous avons tenté de dégager de notre étude personnelle.

Ces observations tectoniques, pétrographiques, sont des éléments qui peuvent aller dans le sens de l'hypothèse de Wegmann ; mais là encore, la démonstration reste à faire à l'échelle de la nappe.

d) Les nouvelles hypothèses

H. Heim présente dans son étude structurale de la région de Folldal Hjerkinn, une interprétation tectonique remarquable par sa hardiesse. L'auteur est convaincu que seule l'intervention d'une tectonique discontinue de grande ampleur peut expliquer les observations souvent déconcertantes de cette région méridionale : La nappe de Trondheim est constituée de deux unités superposées.

- Une unité inférieure constitue le complexe basal et est représentée par le groupe de Gula.

- Une unité supérieure, constituée de micaschistes et amphibolites attribués aux groupes de Støren et de Houvin, a été conservée en 2 nappes flanquant à l'W. et à l'E. le bombement anticinal du complexe basal. Il s'agit à l'W. de la nappe d'Elgsjø, et à l'E. de la nappe du Savalen. Les contacts de ces nappes rebroussés de part et d'autre du bombement du complexe basal, suivent rigoureusement le tracé "du lambeau de la Gula" décrit auparavant. Il nous semble que H. Heim n'a pas reconnu le tracé du contact oriental de la nappe du Savalen suffisamment vers l'W. en direction du Grimsdalen, puis de Dovre, car il interrompt ce contact juste au SW de Folldal.

Cette interprétation permet alors de donner une explication de la présence d'une bande de micaschistes du groupe de Houvin au cœur du groupe de Gula. Il s'agirait d'un repli pincé de la nappe supérieure (Elgsjø-Savalen). Nous pensons malgré tout que cette interprétation méconnait l'ampleur des phénomènes de chevauchement du groupe de Støren (ou Gula) sur le groupe des roches vertes de Støren et ses équivalents. Un tel rebroussement ou "encapuchonnement" de la nappe du Savalen suppose toujours un plissement du complexe inférieur en un vaste pli ou champignon tardif. L'étude du plissement et de la schistogénèse de la phase majeure de déformation ne traduit en rien l'existence d'une telle structure.

Pour conclure, nous sommes persuadés de l'existence d'une tectonique tangentielle de grande ampleur dans la nappe de Trondheim ; mais une lithostratigraphie encore trop fragmentaire n'en permet pas une mise en évidence inéfutable.

ETUDE PETROGRAPHIQUE

INTRODUCTION

L'étude pétrographique que nous présentons du secteur Dombås-Lesja, comportera quatre aspects, chacun d'entre eux faisant l'objet d'un chapitre.

Le premier, intitulé "Minéralogie" ne sera pas consacré à une revue systématique de tous les minéraux observés dans les diverses roches du secteur, mais à la description de quelques cas particuliers remarquables. Nous terminerons ce chapitre en exposant les principes, méthodes et résultats d'une technique nouvelle employée pour l'étude des minéraux : la microanalyse ionique.

Le second chapitre est une description des associations minérales observées dans les divers complexes présents sur le secteur. Nous essayerons pour chaque association d'en reconstituer les paragenèses successives.

Le chapitre suivant sera une synthèse sur le métamorphisme ayant affecté les roches du secteur; un essai de reconstitution des conditions thermodynamiques sera ensuite exposé et les conséquences structurales en seront déduites.

Enfin, la quatrième et dernière partie de cette étude pétrographique sera consacrée à l'interprétation des résultats d'analyses chimiques de roches, qui sera couplée pour certaines roches magmatiques, à leur description.

I - MINERALOGIE

A) PRESENTATION

Etant donné la variété et la complexité des faciès lithologiques présents sur le secteur, la revue systématique de tous les minéraux et l'examen de leurs principales caractéristiques seraient fastidieux et contribueraient à noyer dans la masse des données, des observations plus importantes. Aussi, n'envisagerons-nous que certains cas particuliers remarquables qui nous semblent les plus intéressants.

Pour étudier la majorité de nos minéraux, nous n'avons utilisé qu'un microscope optique ordinaire. Cependant, après triage au moyen de la chaîne de séparation minérale du laboratoire, nous avons effectué une analyse diffractométrique de certains minéraux. Aucune analyse chimique de minéral n'a été faite. En outre, nous avons eu la chance, pour deux échantillons, de bénéficier du prototype de microanalyseur ionique de l'Institut de Physique des Solides de la Faculté des Sciences d'Orsay : à la fin de ce chapitre nous consacrerons un paragraphe pour exposer les principes de cette méthode nouvelle ainsi que les résultats que nous avons obtenus.

Examinons donc les particularités et problèmes minéralogiques que nous avons rencontrés. ce sont :

- 1 - Les problèmes posés dans le secteur, par les "silicates d'alumine"
- 2 - La variété et la diversité des "épidotes" du secteur
- 3 - La sagénite et son utilisation structurale possible
- 4 - La distribution des feldspaths dans le secteur
- 5 - La variété des espèces de biotite et chlorite liée aux variations lithologiques
- 6 - Quelques cas particuliers remarquables dans la famille des amphiboles
- 7 - La méthode et les résultats obtenus par microanalyse ionique pour la détermination d'un mica blanc et d'une amphibole.

Ce dernier point, en raison de l'importance que nous lui avons accordée, fera l'objet d'un paragraphe spécial de ce chapitre.

B) DESCRIPTION DES CAS PARTICULIERS

1) Les problèmes posés dans le secteur par les "silicates d'alumine"

Les "silicates d'alumine" ou "silicates alumineux et ferromagnésiens", parfois appelés abusivement "silicates de métamorphisme", sont souvent considérés comme la panacée pour l'étude des conditions thermodynamiques du métamorphisme des bâtis cristallophylliens.

Dans la nappe de Trondheim, ces minéraux ont été décrits dans les micaschistes du groupe de la Gula (Kjerulf (1871), Vogt (1945), Rui (1972), Quenardel (1972),...). Dans le secteur Dombås-Lesja, nous en avons effectivement découverts dans les équivalents des micaschistes de la Gula (micaschistes du groupe de Ståkåhöi et de la formation du Grönhöi), mais également sous la nappe de Trondheim, dans les micaschistes du complexe intermédiaire de l'Andbergshöi.

Les "silicates d'alumine" ont en majorité, une histoire complexe et certains nous ont posé de sérieux problèmes de détermination. Les espèces représentées sont : le disthène, la staurotide et probablement l'andalousite.

Les cristaux de silicates dans les roches du secteur se présentent sous trois aspects :

- soit en cristaux peu altérés, ni déformés très facilement identifiables
- soit en cristaux indéterminables, entièrement transformés
- soit enfin, en larges porphyroblastes peu altérés, mais dont les caractères optiques ne correspondent pas aux normes habituellement admises pour chaque espèce minérale.

Ce sont ces deux dernières sortes de cristaux que nous allons décrire plus en détail.

a) Les cristaux très altérés.

Nous avons pu observer ce type de cristaux dans deux faciès lithologiques très localisés :

- . au N du secteur, dans les micaschistes graphiteux de la formation du Grönhöi, groupe du Svartdalsfjell (t. 1, p. 105).

. au S dans les micaschistes fins de la klippe du Storhamnfjell-Raudnebb, formation de Skardkollan, groupe de Ståkshöi (t. 1, p. 153).

Dans les deux cas, les minéraux sont visibles macroscopiquement : ils se présentent sous forme de nodules arrondis moulés par la foliation des micaschistes. Sur les surfaces d'exfoliation, ils apparaissent en relief : leur taille varie de 2 à 6 mm. A la cassure ces nodules ont une teinte claire gris bleuté. Dans les échantillons du sud, des "zones d'ombres" les prolongent parallèlement à la foliation (cf. fig. 116)

L'observation en lame mince montre que ces nodules sont essentiellement constitués de paillettes micacées (damourite) caractéristiques de l'altération des silicates d'alumine. Dans les faciès du Sud, on ne distingue aucune relique de minéral pouvant permettre de le déterminer; une grande quantité de granules minéraux opaques coexistent avec la damourite.

Au contraire, dans les micaschistes graphiteux du Nord, le centre de certains nodules contient de très petites reliques de cristaux incolores (0,2 mm) débités en prismes allongés : ces prismes sont parfois légèrement courbes et sont alors disposés en gerbes; les caractères optiques de ce minéral pourraient être ceux du disthène.

Dans la région du Gauldal, à une centaine de kilomètres au NE du secteur, T. Birkeland et O. Nielsen (1972) ont observé tous les intermédiaires entre des cristaux très altérés du type de ceux du Storhamnfjell ou du Grönshöi et des cristaux intacts d'andalousite. Comme Tilley (1935) puis I. Rui (1972) dans la région de Rörös, Birkeland et Nilsen ont constaté que certaine de ces reliques d'andalousite sont partiellement recristallisées en disthène qui apparaît en petits prismes allongés souvent disposés en gerbes.

Tant dans le Gauldal qu'à Rörös, ces minéraux sont présents dans des cornéennes associées à des gabbros qui sont intrusifs dans les micaschistes de la Gula.

Ces descriptions montrent de nombreuses analogies avec nos minéraux du Storhamnfjell ou du Grönshöi et, de plus, les micaschistes dans lesquels nous les trouvons montrent parfois des textures rappelant celles des cornéennes. L'hypothèse d'anciens cristaux d'andalousite pseudomorphosée en disthène est donc probable. Cependant dans le secteur, aucun massif de gabbro n'est intrusif ni dans les micaschistes du Grönshöi, ni dans ceux du Storhamn-

fjell.

En reprenant l'hypothèse de Nielsen et Birkeland, examinons quelles relations ont pu exister entre nos micaschistes et d'éventuels massifs de gabbro ayant provoqué la naissance d'andalousite par thermométamorphisme.

Dans la formation du Grönhöi à laquelle appartiennent les micaschistes graphiteux à "reliques d'andalousite", est intrusif le massif trondhjémitique de Gardsenden, qui, selon nous, a induit un très léger métamorphisme de contact dans les roches encaissantes; cependant, ces micaschistes graphiteux sont situés à environ 3 km à vol d'oiseau de ce massif, et aucun filon ne les traverse. Des niveaux graphiteux apparemment identiques, mais plus proches de l'intrusion, ne présentent eux, aucune relique de ce genre. Une autre hypothèse peut être envisagée : près de Fokstua, la trondhjémite est elle-même intrusive dans un massif de gabbro; ce gabbro aurait peut-être pu induire un métamorphisme de contact. Là encore, la distance nous paraît très grande. Donc pour les reliques d'andalousite du nord du secteur, aucun argument décisif ne nous permet ni d'affirmer, ni d'exclure entièrement leur origine par thermométamorphisme de contact.

Pour les micaschistes du Strohamnfjell qui forme la klippe méridionale du groupe de Ståkåhöi, l'éventuel massif intrusif ayant produit un pré-métamorphisme par contact est inconnu. La klippe repose sur le conglomérat du Skardshöi et l'ensemble éruptif du Musadal. La nature tectonique des contacts entre les micaschistes et les faciès environnants ne nous permet pas de conclure.

En conclusion, nous ne pouvons pas écarter l'hypothèse de la naissance d'andalousite par métamorphisme de contact, mais nous n'excluons pas la possibilité d'un métamorphisme ancien de type basse pression-haute température; un tel type de métamorphisme ayant déjà été décrit dans le nord des Calédonides norvégiennes par F. Béchennec et A. Hervé (1973) (île d'Arnøy-Troms).

b) Les silicates de métamorphisme en cristaux peu altérés à caractères optiques inhabituels.

Nous avons trouvé ce type de cristaux dans des micaschistes du groupe de Ståkåhöi : ce sont les micaschistes gris feldspathiques à biotite de la formation de Nysoeterhöi et les micaschistes grossiers à silicate d'aluminé de la formation de Skardkollan (t. 1, p. 140 et 156).

Dans ces faciès, les porphyroblastes de silicate d'alumine de grande taille (jusqu'à 4 mm de longueur) sont très poecilitiques. Ils sont souvent fracturés mais peu altérés : la frange damouritisée entourant ces cristaux n'excède jamais 0,2 mm d'épaisseur. Peu de ces prophyroblastes possèdent tous les caractères optiques d'une même espèce minérale; nous avons cependant trouvé :

- des porphyroblastes de disthène franc incolore soit en sections basales à clivages suborthogonaux nets, soit en section allongée dont l'angle d'extinction varie de 10 à 15°. Les figures de lumière convergente, indique toujours un minéral biaxe négatif.
- des porphyroblastes de staurotide en larges plages très poecilitiques, à pléochroïsme intense dans les jaunes, à surfaces d'aspect grumeleux, sans clivages, et biaxe positifs.

Mais la majorité des porphyroblastes reconnaissables par leur liseré damouritisé possède un mélange des caractères optiques de la staurotide et du disthène : nous avons observé :

- . des cristaux poecilitiques, à surfaces grumeleuses, sans aucunes traces de clivages évoquant la staurotide mais n'en possédant ni la couleur jaune ni le pléochroïsme.
- . d'autres porphyroblastes identiques à des sections allongées de disthène mais à extinction droite.
- . une dernière catégorie de cristaux qui présente les caractères de sections basales de disthène, à deux clivages suborthogonaux, mais ils sont colorés en jaune et présentent un pléochroïsme net.
- . Notons enfin, des cristaux de staurotide sans pléochroïsme, ainsi que des porphyroblastes de disthène biaxes positifs.

Or, il est reconnu qu'il n'existe aucune série continue entre ces deux silicates d'alumine : il n'existe donc pas de minéraux possédant des caractères intermédiaires entre ceux du disthène et ceux de la staurotide. Nous pensons avoir là, différents stades de la pseudomorphose de l'un de ces minéral en l'autre. En accord avec P. Collomb, et étant donné le contexte minéral, la pseudomorphose de disthène en staurotide nous paraît la plus probable, à l'Est de notre secteur, P. Pinna, a pu observer, macroscopiquement ce phénomène sur des cristaux de taille centimétrique.

Nous analyserons dans un prochain chapitre, la signification de

thermodynamique de cette pseudomorphose.

2- La variété des epidotes du secteur.

Le groupe des epidote (S.L.) est l'une des familles de minéraux les mieux représentées dans le secteur : en effet, quelque soit le type des roches, leur position structurale ou les transformations métamorphiques qu'elles ont subies, elles contiennent un ou plusieurs représentants de la famille des epidotes, exceptés peut-être certains marbres et quartzites.

Nous avons remarqué que chaque espèces d'épidote est très souvent spécifique d'une formation ou d'un ensemble de formations, ou parfois d'un type de roche. La nature des epidotes nous paraît donc liée à la composition chimique de la roche qui la contient ainsi qu'au type de métamorphisme les ayant engendrées. Examinons quels sont ces liens.

Dans l'éventail des représentants des epidotes nous avons distingué deux formes : les cristaux d'épidote que nous qualifions de "primaires" se présentant en grains isolés subautomorphes de taille moyenne, et les agglomérats de très petits cristaux résultant de l'altération in situ d'un certain nombre de silicates calciques.

En un premier temps, nous allons décrire les principales espèces d'épidotes "primaires" en examinant leur répartition spatiale; nous consacrerons ensuite un paragraphe aux epidotes d'altération.

a) La pistachite ferrifère, epidote spécifique du faciès carbonaté du conglomérat de Skardshöi

Dans les échantillons macroscopiques du faciès carbonaté du conglomérat du Skardshöi, nous avons observé de petits grains allongés de couleur vert-jaune, de taille atteignant 1 à 2 mm de longueur.

En lame mince, ces cristaux de très fort relief sont colorés et présentent un pléochroïsme très accentué (de jaune citron très vif à incolore légèrement jaunâtre). Les teintes de polarisation sont très vives (début du 2ème ordre). Toutes les caractéristiques optiques de ces cristaux correspondent à celles de la pistachite dont la teneur en fer (Fe 3+) serait très importante et lui confèreraient cette coloration intense rare chez les epidotes.

Nous n'avons observé ce type de pistachite que dans le faciès car-

bonaté du conglomérat. Nous pensons que cette roche réunissait effectivement tous les éléments entrant dans la composition de l'épidote : le silicium et le calcium provenant de la sédimentation carbonatée détritique, l'aluminium et le fer étant fournis par le complexe effusif basique associé au conglomérat au Skardshöi.

b) L'alanite (s.s.) caractéristique des orthogneiss mélancrates du complexe de l'Andbergshöi

Dans le groupe du Velsfjell élément du complexe de l'Andbergshöi, nous avons décrit des faciès d'orthogneiss mésocrates à mélancrates qui affleurent essentiellement dans la région entre Bottheim et Bottheimsoetri. Ces faciès contiennent une variété très particulière et spécifique d'épidote.

Au microscope, elle se présente en petits granules de forme ovoïde ou losangique de 0,3 à 1 mm de long. En lumière naturelle, ces cristaux sont zonés : le cœur rouge-brun ou rouge-orangé très vif est entouré d'une auréole plus claire jaune brunâtre. En lumière polarisée-analysée ils ont des teintes très basses (gris sombre) influencées par la couleur du minéral.

D'après leur composition minéralogique et chimique (analyse n° 863), ces gneiss à alanite semblent être d'anciens massifs de "monzonite", roches caractérisées par l'abondance de minéraux accessoires tels que l'alanite, le sphène, l'apatite...

L'alanite est une epidote riche en "terres rares" qui se substituent dans son réseau aux ions calcium. L'origine magmatique de ces roches à alanite justifierait la présence de tous ces minéraux à terres rares.

c) Clinozoïsite à cœur d'alanite, spécifique des micaschistes équivalents de ceux du groupe de la Gula.

Dans les divers faciès lithologiques de la formation du Grönköi (groupe de Svartdalsfjell) et dans ceux des formations de Nysoeter et Grönbakkán (groupe de Ståkhöi), nous avons observé une epidote caractéristique : elle se présente en petits cristaux xénomorphes allongés (de 0,2 à 0,5 mm de long), et de très fort relief. En lumière polarisée-analysée, ces minéraux d'un bleu très sombre, parfois gris (teintes du début du 1er ordre), présentent un cœur isotrope; en lumière naturelle, ils sont zonés : le centre des cristaux est orangé ou brun rougeâtre, la périphérie est incolore.

Nous pensons que ces cristaux d'épidote sont composés d'un granule d'alanite, enrobé par une enveloppe de clinozoïsite.

La présence d'alanite, donc d'une épidote à terres rares, voit une confirmation dans les halos pléochroïques qu'elle a provoqué dans les plages de biotite environnantes. Cette épidote composite est, en effet, comme le zircon, très abondante en inclusions dans la biotite.

La zonation de cette épidote implique une croissance pendant une croissance pendant une période d'évolution chimique du milieu : notre hypothèse est que l'alanite est vraisemblablement contemporaine de la mise en place des massifs platoniques (gabbro ou trondhjemite) intrusifs dans les micaschistes de la Gula; l'auréole de clinozoïsite aurait cristallisé postérieurement durant les phases postérieures de métamorphisme général (elle s'est d'ailleurs développée en même temps dans tous les autres groupes du complexe de Trondheim).

d) La clinozoïsite " primaire ".

La clinozoïsite est l'épidote la plus également répartie dans l'ensemble du secteur. Elle est plus abondante cependant que dans des faciès lithologiques "basiques" tels que les schistes verts de la formation de Fokstua et du groupe de Musadal ou certains niveaux amphibolitiques.

Elle se présente en grains subautomorphes de taille variable (de 0,2 à 0,7 mm), toujours zonés. Ses teintes de polarisation sont "anormales" du jaune grisâtre bleu violacé. En lumière naturelle elle est toujours incolore, à surface grumeleuse et très fort relief.

Les plus beaux représentants de l'espèce zoïsite sont ceux de la "pseudo-zoïsitite" de la trilogie repère du groupe de Bottheim dans le complexe intermédiaire de l'Andbergshöi (cf. fig. 34). L'épidote s'y présente en longues baguettes (atteignant 2 mm de long) qui apparaissent beige brunâtre sur les échantillons. Au microscope, en lumière polarisée-analysée, elles sont zonées; l'angle d'extinction des cristaux par rapport à leur allongement est toujours très faible (inférieur à 7°), parfois nul. Il s'agit donc d'une épidote monoclinique sub-orthorombique, qui n'est ni de la zoïsite vraie (à extinction droite), ni de la clinozoïsite caractéristique (à angle d'extinction variant de 15 à 20°).

Ce niveau de gneiss riches en clinozoïsite a été décrit par Holmsen (1960) au nord du secteur dans la région de Oppdal; nous pensons qu'il possède probablement une origine volcano détritique.

La clinozoïsite apparaît être spécifique des niveaux riches en aluminium et calcium.

e) L'épidote énigmatique du groupe de Ståkåhöi

Associé à l'épidote composite à cœur d'alanite, une autre espèce minérale que nous rattachons à la famille "épidotes", caractérise le groupe de Ståkåhöi (équivalent du groupe de la Gula).

Le contour de ces cristaux de 0,2 à 0,6 mm de long, est prismatique; leur contenu est toujours complexe : ils peuvent être composés d'un grand nombre de petites baguettes s'anastomosant plus ou moins entre elles parfois ils contiennent de très nombreuses inclusions vermiculées de quartz rappelant la texture myrmékitique des plagioclases. Ce minéral possède un très fort relief et une surface chagrinée; il est incolore en lumière naturelle et possède des teintes très basses de polarisation (gris du 1er ordre). L'angle d'extinction des cristaux par rapport à leur allongement varie de 5 à 12°. En lumière convergente, le minéral présente une très grande dispersion. Tous ces caractères se rapprochent de ceux des épidotes de type zoïsite-clinozoïsite. Seule une analyse chimique permettrait de le déterminer précisément.

Cette pseudo épidote très particulière est très spécifique des faciès lithologiques rattachés au groupe de la Gula. Nous ne l'avons jamais observée dans aucun autre groupe. C'est encore une confirmation du lien existant entre la nature des minéraux et les différents types de formations.

Avec cette revue des divers représentants "primaires" de la famille des épidotes, nous avons essayé de montrer que ces minéraux classiquement relégués dans les "minéraux accessoires" ne sont pas distribués au hasard : ils peuvent fournir des informations nouvelles sur les roches et sur les formations qui les contiennent. Des analyses chimiques et diffractométriques couplées à l'observation microscopique permettraient certainement d'affiner ces résultats et aboutiraient probablement à des conclusions intéressantes.

f) Les épidotes d'altération des silicates calciques.

"Chlorite, épidote, calcite" tels sont les trois principaux minéraux issus de la "dégradation" d'un grand nombre d'espèce minérale. Dans les roches du secteur, l'épidote est le plus fréquent et le plus abondant de ces trois minéraux.

L'épidote croît généralement sur les cristaux en voie d'altération. Elle se présente alors en fins granules (de 0,3 à 0,1 mm de diamètre) parsemés sur la surface du cristal (plagioclase) ou bien accumulés dans les fractures ou à la périphérie (amphibole, grenat). L'épidote peut être soit de type zoisite-clinozoisite (plagioclase) ou pistachite (amphibole).

Dans l'ensemble du secteur, l'épidote est générale dans l'altération des plagioclases; la quantité d'épidote croît avec la basicité du plagioclase donc avec sa teneur en calcium. Nous pensons même qu'une part importante des épidores "primaires" de type clino-zoisite provient de la libération de calcium par les plagioclases au cours des phases successives de cristallisation métamorphique (les plagioclases étant d'autant plus riches en anorthite qu'ils nous paraissent plus anciens).

L'épidotisation d'amphibole est surtout très développée dans le groupe de Musadal; elle est la plus intense dans les bancs d'amphibolite à structure résiduelle "en pillow" où les cristaux de pistachite et de zoisite soulignent les enveloppes externes des "pillows" (cf. fig.).

Enfin, la formation d'épidote associée à de la chlorite a été observée dans certains grenats du groupe de Fokstua-Nonshöi (kéliphitisation).

En conclusion, l'épidote "d'altération" nous est apparue comme l'un des minéraux typiques des paragenèses tardives décelables dans le secteur.

3) La sagénite et son utilisation "pétrostructurale" possible

Exclusivement dans les micaschistes du groupe de Ståkåhöi, en particulier dans les formations de Åteigen et Nysoeterhöi, nous avons observé des cristaux de biotite, parfois d'amphibole contenant de fines aiguilles. Ces inclusions brunâtres en lumière naturelle, disposées en un réseau ternaire, sont de rutile mâclé sagénite (cf. fig. 102 à 104).

L'expulsion de titane avec formation d'oxyde de titane (rutile) a lieu lors de la chloritisation de la biotite ou de l'amphibole : les aiguilles de rutile poussent alors en épitaxie sur les plans 001 de la biotite; il semble alors logique qu'on ne puisse observer ces inclusions en réseau ternaire que sur les sections basales de biotite.

Or, très fréquemment, nos échantillons présentent des sections allongées de biotite contenant des réseaux ternaires de rutile (angle de 60° entre les aiguilles) : notre hypothèse est alors que ces inclusions sont héritées.

tées d'anciens cristaux de biotite sur lesquels a eu lieu une néocristallisation avec orientation différente des paillettes de biotite.

Cette hypothèse peut être consolidée par d'autres observations : dans de rares cas favorables, nous avons constaté qu'un seul et même réseau de rutile se prolongeait sans interruption ni changement de direction d'une section allongée de biotite à une autre mitoyenne (fig. 102). Des inclusions de rutile ont également été observées dans du mica blanc ainsi que dans un cristal de plagioclase, les zones à sagénite étant indépendantes des limites de cristaux (fig. 103).

Tous ces faits nous ont persuadés que le rutile mâclé sagénite, disposé en réseau ternaire, est une relique témoin d'une phase ancienne de biotite qui, après un début de chloritisation, a recristallisé selon des orientations cristallographiques différentes.

Aucune étude minéralogique récente n'a été, à notre connaissance, consacrée à ce problème. Seul J. von Vultée (1959) s'est penché sur l'orientation d'inclusions de rutile dans des cristaux de quartz. Une étude systématique de ce type d'inclusions et de leur orientation par rapport au cristal hôte, serait probablement très enrichissante pour la pétrographie métamorphique et apporterait peut-être des résultats nouveaux.

4) La répartition des feldspaths dans le secteur.

Le feldspath potassique est un minéral rare dans les roches du secteur; il est surtout localisé dans les faciès gneissiques œillés des complexes inférieurs : gneiss de l'Ouest, sparagmites œillées, gneiss œillés de l'Andbergshöi. Il se présente sous forme de porphyroblastes généralement de grande taille (de 0,5 à 10 cm) qui forment les "yeux". Il s'agit de microcline parfois mésoperthitique (faciès œillés mésocrates du Velsfjell).

L'étude que nous avons menée pour quelques minéraux à la sonde ionique, a montré la présence éventuelle de feldspath potassique dans des micaschistes de la nappe de Trondheim (formation de Skardkollan, groupe de Stakåhöi); ce résultat, non confirmé au microscope optique, doit être considéré avec beaucoup de réserves (voir chapitre consacré à la sonde ionique).

Mais, en dehors de ce cas particulier discutable, nous considérons que l'une des caractéristiques du complexe de Trondheim, est l'absence de feldspath potassique, par opposition aux complexes sous-jacents.

La famille des plagioclases est beaucoup mieux représentée et est également répartie dans tous les complexes du secteur.

Dans les complexes structuralement inférieurs (gneiss de l'Ouest, Andbergshöi) d'anciens cristaux d'albite-oligoclase constituent des inclusions au cœur des porphyroblastes de feldspath potassique.

Dans l'ensemble de la nappe de Trondheim, les plagioclases sont présents dans presque tous les faciès lithologiques. Leur basicité semble liée à leur appartenance à l'un ou l'autre groupe :

- les plagioclases déterminables les plus basiques de type andésine-labrador (An 40 - 55) se trouvent dans les groupes de Svartdalsfjell (formation du Grönköi) et de Ståkåhöi, donc dans les équivalents des micaschistes de la Gula; ils sont souvent très altérés et semblent des cristaux anciens.

- Dans les groupes de Fokstua-Nonshöi et Musadal, les anciens cristaux déformés et altérés de plagioclase sont de l'oligoclase-andésine.

- Des cristaux tardifs de plagioclase sont présents dans tous les groupes et y sont abondants : ce sont généralement de petits grains ni mâclés ni altérés difficilement distinguables des cristaux de quartz si ce n'est par leur relief négatif ou nul : il s'agit d'albite-oligoclase. Dans le groupe de Musadal, on constate l'abondance de cristaux tardifs d'albite souvent hélicitiques.

Notre hypothèse est que la teneur actuelle en anorthite mesurable des cristaux de plagioclase est inférieur à leur teneur originelle : par altération, une partie du calcium et de l'aluminium entrant dans la composition de l'anorthite a été transformée en epidote zoisite; durant les phases de plus en plus récentes de cristallisation métamorphique le plagioclase aurait recristallisé avec une teneur de plus en plus faible d'anorthite.

Il nous paraît évident que les cristaux de plagioclase ont cristallisé en plusieurs étapes pendant l'évolution métamorphique du secteur, leur teneur en anorthite étant décroissante avec le temps.

5) La variété des espèces de chlorite et biotite.

a) La biotite

Goldschmidt en 1915, sur sa carte de zonéographie métamorphique,

situait la région de Dombås-Lesja dans la "zone à biotite". La biotite est effectivement abondante dans l'ensemble du secteur.

Cependant, elle ne présente pas toujours le même aspect selon les faciès lithologiques qui la contiennent : sa coloration varie en intensité ainsi qu'en nuances (brun-orangé ou brun-verdâtre).

La biotite verte est extrêmement localisée : on la rencontre essentiellement dans le complexe de l'Andbergshöi, dans les micaschistes du groupe de Bottheim et dans les gneiss mésocrates d'origine monzonitique du groupe du Velsfjell.

Dans le complexe de Trondheim, les biotites vertes sont rares : nous en avons observé quelques paillettes dans les gneiss d'Einbu et dans un niveau de "schistes verts" de la formation de Grönbakkan; ces deux faciès appartiennent au groupe de Ståkåhöi équivalent de la Gula.

Dans le reste du secteur, la biotite est brune ou brun orangé plus ou moins claire; les plus intensément colorées appartiennent au groupe de Ståkåhöi.

Ces variations de couleur reflètent les variations de composition chimique de la biotite : selon A.J. Hall (1941) et Hayama (1959), la couleur verte est essentiellement due à la teneur en ions ferriques et la couleur brune à la présence de titane. La proportion relative de fer ou titane par rapport à la teneur en magnésium influe sur l'intensité de sa coloration : plus le rapport $\frac{Mg}{Fe + Ti}$ est grand, plus la biotite est pâle. Selon Barth (1936) l'intensité de la coloration est également proportionnelle au degré du métamorphisme pendant lequel la biotite s'est développée : plus les conditions thermodynamiques sont rigoureuses, plus la biotite est colorée.

Si l'on se réfère à Barth, la distribution relative des ions fer, titane et magnésium dans la biotite est régie non seulement par la composition chimique du milieu, mais par l'intensité du métamorphisme qui l'a engendrée.

En appliquant ces hypothèses, la variété des espèces de biotite dans le secteur nous indiquerait :

- d'une part, l'originalité du complexe intermédiaire de l'Andbergshöi par rapport aux autres complexes;
- d'autre part, au sein de la nappe de Trondheim, la particularité du groupe de Ståkåhöi (équivalent du groupe de la Gula) tant du point de vue chimique que de celui des conditions thermo-

dynamiques du métamorphisme l'ayant affecté.

b) La chlorite

Comme la biotite, la chlorite est un minéral abondant dans le secteur mais qui ne présente pas les mêmes caractéristiques dans les diverses formations.

Dans la majorité des cas, la chlorite est très peu colorée, légèrement verdâtre, à pléochroïsme très discret; l'angle d'extinction par rapport à l'allongement du cristal est faible; les teintes de polarisation peuvent être basses (gris du 1er ordre) comme celles du clinochlore, ou bien anormales gris bleuté et sont alors celles plus caractéristiques de la pennine. Pour affirmer ces déterminations, il va de soi qu'une analyse chimique de ces minéraux serait indispensable; mais les méthodes optiques fournissent tout de même les hypothèses de départ.

Par contraste avec ces espèces de chlorite banales dans le secteur, certains niveaux d'amphibolites (groupe de Bottheim du complexe de l'Andbergshöi) et en particulier les grandes masses effusives basiques du groupe de Musadal (complexe de Trondheim) contiennent une chlorite remarquable : ses teintes de polarisation sont violacées (mauve à grenat) ou rougeâtre à violet cuivré; en lumière naturelle elle présente une couleur verte franche à pléochroïsme très net : ces caractères la rapproche de la prochlorite.

La prochlorite est une chlorite ferromagnésienne alors que le clinochlore et la pennine sont essentiellement magnésiennes. Dans le secteur, nous avons pu effectivement vérifier que la prochlorite est présente dans les roches les plus ferromagnésiennes comme les amphibolites.

Nous avons à nouveau constaté l'étroite relation existant entre la nature chimique des roches et les espèces cristallines qui les composent.

6) Dans la famille des amphiboles, quelques cas particuliers remarquables.

L'amphibole est un minéral très abondant dans le secteur qu'il soit un minéral "accessoire" comme dans certains micaschistes ou qu'il représente la majorité des constituants des roches (amphibolites).

En l'absence d'analyse chimique, il est très difficile de détermi-

ner les amphiboles. C'est le cas pour l'amphibole commune de ce secteur qui ne possède aucune caractéristiques optiques remarquables permettant de préciser son espèce : elle est légèrement pléochroïque en lumière naturelle, colorée plus ou moins intensément en vert ou vert bleuté; elle est souvent zonée ce qui indique une cristallisation polyphasée au cours d'une période d'évolution du milieu; l'angle d'extinction des sections allongées est commun variant de 12° à 20° : elle présente des caractères optiques intermédiaires entre ceux de la hornblende verte et ceux de l'actinote. A la fin de ce chapitre, nous exposerons les résultats obtenus par microanalyse ionique de certains cristaux de cette amphibole.

Cependant, dans quelques formations nous avons observé des espèces particulières d'amphibole possédant un ou plusieurs caractères remarquables permettant leur détermination. Il y en a trois espèces : des amphiboles orthorombiques et de la pargasite déterminées optiquement, enfin de l'édénite décelée par diffractométrie.

a) L'amphibole orthorhombique

L'amphibole orthorhombique a été observée dans le complexe de Trondheim, dans les micaschistes grossiers à silicates d'alumine de la formation de Skardkollan (groupe de Ståkåhöi). Elle est incolore en lumière naturelle; son extinction est subdroite, souvent roulante car les cristaux sont très déformés. Ses teintes de polarisation sont basses (de gris à jaune). En l'absence de toute analyse chimique, mais étant donné le caractère fortement alumineux des micaschistes la contenant, nous pensons que cette amphibole peut être de la gédrite, terme le plus alumineux des amphiboles orthorhombiques.

Ce faciès très particulier de micaschistes à orthoamphibole, staurotide, disthène et grenat est typique du groupe de la Gula : il a été décrit par de nombreux auteurs en divers endroits de la nappe de Trondheim, en particulier par le Norvégien O. Nielsen (1972) dans la région de Rödhammeren au NE de Dombås. Reprenant les hypothèses d'Eskola P. puis de Bugge, O. Nielsen pense que ces minéraux (orthoamphibole, disthène, staurotide, grenat, ainsi que de la cordiérite que nous n'avons pas observée) sont nés à la faveur d'une métasomatose de fer et de magnésium dans des sédiments pélitiques; ces éléments proviendraient de massifs intrusifs basiques.

Cette idée n'est pas partagée par tous les auteurs et a fait l'objet en 1972 de discussion : N. Olesen (Pays-Bas) comme O. Nielsen a défendu

l'hypothèse d'une métasomatose, tandis que R. Morton (Canada) penche pour une transformation isochimique de matériel provenant de l'altération de roches basiques.

Pour notre part, un fait nous frappe : la grande extension de ce faciès lithologique à l'échelle de la nappe de Trondheim. L'hypothèse d'une métasomatose, limitée à un faciès lithologique particulier, et ayant eu lieu sur plus de 100 km de long nous paraît difficilement défendable. Il nous semblerait plus probable que ce faciès à composition minéralogique si particulière soit le résultat de la transformation isochimique d'un sédiment initialement riche en fer, magnésium et aluminium. En l'absence de données géochimiques, l'hypothèse de R. Morton de sédiments issus de l'altération de roches basiques ne peut être définitivement écartée, on peut cependant également penser à des sédiments de type latéritique.

Les conditions d'apparition des amphiboles orthorhombiques sont assez mal connues : l'association d'amphibole orthorhombique avec des silicates d'alumine (disthène ou cordiérite) apparaîtrait dans des conditions thermodynamiques proches du point triple, la gédrite naissant à des pressions légèrement supérieures à celle de l'antophyllite.

b) La pargasite

Cette amphibole incolore ou légèrement verdâtre, dont l'angle d'extinction est grand (20 à 25°) est caractérisée dans les roches du secteur par son signe optique positif. Nous en avons découvert quelques rares cristaux dans les micaschistes à amphibole et silicates d'alumine du groupe de Ståkåhöi. Elle est surtout abondante dans les gneiss carbonatés de Ateigen (groupe de Ståkåhöi). Cette amphibole à sodium, calcium magnésium et aluminium ne possède un signe optique positif que si elle est riche en magnésium (Deer-Howie...).

La pargasite est généralement admise comme l'amphibole des série dolomitiques impures métamorphisées : nous avons effectivement trouvé dans les gneiss de Ateigen des cristaux de dolomite déterminée par diffractométrie. La présence de pargasite est une présomption supplémentaire en faveur d'une origine quartzo-dolomitique pour les gneiss de Ateigen.

c) L'édénite

L'édénite est une amphibole très magnésienne que nous avons déter-

minée par diffractométrie dans la zone périphérique des nodules d'amphibole-pyroxénite inclus dans les micaschistes fins de la formation de Skardkollan (groupe de Ståkåhöi).

Au microscope cette amphibole est légèrement verdâtre et présente des caractères proches de la pargasite. Seule l'analyse par diffractométrie a permis de la déterminer précisément.

L'édénite est associée au diopside. Ces deux minéraux calco-magnésiens sont associés à du labrador et de la calcite (nous y avons observé aucun minéral à teneur en fer importante). L'analyse chimique de ces nodules nous a montré leur origine sédimentaire probable (voir chapitre géochimique).

Nous examinerons la signification thermodynamique de la présence de ces espèces d'amphibole dans notre prochain chapitre.

C - ETUDE DE MINERAUX PAR MICROANALYSE IONIQUE

1) Introduction

Grâce au programme de collaboration entre les Sciences de la Terre et la Physique des Solides, nous avons eu la chance de bénéficier de séances d'utilisation du microanalyseur ionique de l'Institut de Physique des Solides de la Faculté des Sciences d'Orsay. Nous remercions M. R. Lefèvre * qui nous a initiés et familiarisés avec cette technique nouvelle, et tous ceux qui ont résolu les problèmes matériels que posaient la préparation de nos échantillons (polissage, évaporation de grilles...).

Nous avons utilisé cette nouvelle technique d'analyse minéralogique pour étudier une paragenèse minérale très fréquente sur notre secteur : la paragenèse "mica blanc - amphibole verte" ou paragenèse de "garbenschiefer", que les techniques habituelles (microscope optique et rayons X) ne suffisaient pas à déterminer.

2) Principe de la méthode

Le principe de cette méthode a été découvert et mis au point par les Professeurs Castaing et Slodzian⁽¹⁾ de l'Institut de Physique des Solides

* Laboratoires de Géologie Historique et de Géologie Structurale, Faculté des Sciences, bâtiment 504, ORSAY

(1) Castaing R. et Slodzian G; (1962) Microanalyse par émission ionique secondaire. J. Microscopie, 1, 395-410.

de l'Université Paris XI.

La microanalyse a pour but d'obtenir la composition chimique qualitative d'une très petite région d'un échantillon. Contrairement à la microanalyse par sonde électronique, qui ne donne que des renseignements ponctuels, cette méthode permet d'obtenir directement une carte de distribution des divers éléments, sans intervention d'un système de balayage.

Elle est basée sur le phénomène d'émission ionique secondaire : le bombardement d'une cible solide par un faisceau d'ions primaires d'argon ou d'oxygène de quelques kiloélectrons-volts d'énergie provoque la pulvérisation de la cible; sous l'impact des ions primaires, des atomes constituant l'objet sont arrachés et une partie de ces particules quittent la cible sous forme d'ions secondaires; ils sont caractéristiques des divers éléments présents sur surface analysée. Ce phénomène peut donc servir de base à une méthode d'analyse chimique locale : son principe consiste à utiliser cette émission ionique secondaire. Avec les moyens de spectrométrie de masse, on identifie et sélectionne les différents ions émis caractéristiques d'un élément donné; on obtient ainsi une image de répartition de cet élément. L'image ionique initiale est décomposée en autant d'images qu'il y a d'éléments ou plus précisément d'isotopes des divers éléments constitutifs de la surface bombardée.

L'image ionique filtrée est ensuite transformée en image électronique qu'on peut recevoir soit sur un écran fluorescent pour une observation directe, soit sur un film pour l'enregistrement photographique. On peut également obtenir très rapidement un spectre mettant en évidence toutes les masses existantes sur une plage donnée.

3) Limite d'application de la méthode.

Les limites de la méthode sont de deux ordres : limite technique et limite d'interprétation. Nous allons exposer succinctement les limites que nous avons ressenties nous, géologues, réservant aux spécialistes physiciens des limites plus subtiles.

a) Limite technique

Le bombardement continu d'un échantillon entraîne la détérioration progressive de sa surface ainsi que de la grille conductrice posée sur cette surface; l'analyse ne peut donc pas durer trop longtemps, ce qui souvent,

limite le nombre d'éléments étudiés. Cette limitation du temps est cruciale si l'on désire des enregistrements photographiques, les temps de pose étant d'autant plus long que l'éléments est moins abondant. Cependant la visualisation de la répartition des divers éléments apporte dans l'étude de minéraux de nombreuses informations que le spectre de détection des masses ne peut fournir. Nous en avons un exemple avec notre étude d'amphiboles.

Il appartient donc à l'utilisateur de la méthode d'avoir mûrement établi dans le détail son projet d'étude, pour connaître à l'avance quels sont les éléments clefs à sélectionner.

b) Limite d'interprétation

Ce mode d'analyse conduit donc à séparer et donner la répartition de particules de masses différentes et non pas forcément d'éléments différents.

C'est le cas lorsqu'il y a présence d'isotopes. Par exemple une image de la masse 58 peut être produite soit par les ions $^{58}\text{Ni}^+$ soit par des ions $^{57}\text{Fe}^+$. Cette indétermination peut être levée par un contrôle portant sur tous les isotopes de ces deux éléments, les abondances relatives moyennes des isotopes d'un même élément étant données par des tables, leur présence étant subordonnée les unes aux autres.

Une seconde ambiguïté peut naître : ce ne sont pas toujours des ions isolés qui sont émis secondairement mais parfois des groupements d'ions : ions polyatomiques et ions polychargés. Par exemple à la masse 39 correspond soit l'ion potassium (K^+) soit le groupement Na O^- ($23 + 16 = 39$). Mais la probabilité pour qu'il s'agisse du groupement Na O^- est nécessairement liée à la présence et à l'abondance de l'ion Na^+ : on peut donc parfois lever les indéterminations.

L'autre inconvénient majeur de cette méthode d'analyse demeure l'interprétation quantitative des résultats. Elle ne nous donne qu'un ordre d'idée de l'abondance (beaucoup, peu ou pas), mais aucune valeur précise, quoiqu'il soit permis d'entrevoir des possibilités d'analyse semi-quantitative ou de faire des contrôles et étalonnages à la microsonde électronique.

4) Technique de préparation des échantillons.

Nous n'énumérerons pas tous les détails techniques de l'appareil-

lage très complexe utilisé pour la microanalyse ionique : d'excellentes publications faites par les physiciens dissèquent cette "bête curieuse"; nous en donnerons la référence bibliographique à la fin du volume. Citons simplement que les ions primaires servant au bombardement sont de l'argon.

Nous allons décrire brièvement le mode de préparation des échantillons indispensable pour la bonne marche de l'analyse.

Le premier stade de la préparation est la confection dans la roche intéressante d'une lame mince assez épaisse (0,5 mm). Puis après repérage au microscope optique des zones à analyser on découpe de petites pastilles de 16 mm de diamètre, centrées autour du minéral à étudier. La pastille est ensuite polie (polissage métallographique à la pâte diamantée (0 à 2 μ)) très soigneusement pour obtenir une surface la plus régulière possible. Le deuxième stade consiste à évaporer sur la pastille une "grille" d'aluminium composée de deux faisceaux orthogonaux de droites parallèles. La maille élémentaire ainsi obtenue a 150 μ de côté. Cette grille forme sur la surface de la pastille un réseau conducteur qui doit évacuer les charges produites par le faisceau d'ions primaires.

La pastille ainsi préparée est introduite dans le microanalyseur.

5) Application à l'étude des minéraux et résultats

a) Présentation - localisation des échantillons.

Nous avons utilisé la méthode de microanalyse ionique pour étudier la paragenèse à mica blanc et amphibole formant la néofoliation de type "garbenschieffer", très fréquente sur notre secteur.

Deux échantillons provenant de la partie sud du secteur du groupe Stakkhöi ont été étudiés :

- un échantillon prélevé dans le Gudbrandsdal au lieu dit Tofte à 2 km au Nord de Dovre, le long de la route nationale E 6; c'est à dire dans les micaschistes fins de la formation de Skardkollan.

- un échantillon provenant de la coupe du ruisseau Tverrai près du hameau de Lefinlia au Sud Ouest du secteur, dans la formation de Tverrai.

b) Les résultats obtenus avec les méthodes traditionnelles

Cette paragenèse à mica blanc-amphibole est assez générale à l'échelle de la nappe de Trondheim.

Du point de vue de la chronologie des diverses phases de cristallisations, la naissance de cette paragenèse prend place sensiblement au milieu de l'histoire métamorphique des sédiments cambro-ordoviciens. La connaissance des conditions thermo-dynamiques régnant lors de la formation de cette paragenèse à "garbenschieffer", est donc capitale pour tracer l'évolution du climat métamorphique durant l'orogenèse calédonienne. Ces conditions peuvent être déduites de la nature des espèces minérales la composant. Il était donc important de déterminer ces deux minéraux, les conditions de formation étant différentes selon qu'il s'agit d'une paragenèse "muscovite-hornblende" ou "phengite-actinote" ou toute autre association.

Au microscope optique, la détermination de ces minéraux n'a pas été possible :

- le mica blanc présente les caractères optiques de la muscovite, mais un certain nombre de paillettes présentent, en lumière convergente des figures de minéral subuniaxe, c'est à dire à un angle d'axe petit. L'hypothèse de la présence de phengite nous apparut alors possible.
- l'amphibole possède un pléochroïsme dans le vert (vert-jaune ou vert bleuté. Les cristaux dont la couleur est bleutée possèdent un angle d'extinction faible de l'ordre de 5 à 6° : ces caractères optiques pourraient être ceux d'amphibole sodique comme le suggérait T. Strand en 1951. Les individus à pléochroïsme plus accentué dans le vert et vert-jaune, ont un angle d'extinction légèrement supérieur, variant autour de 10° : il coïncide avec les valeurs de la série trémolite-actinote. Une indétermination subsistait donc après l'observation au microscope de cette amphibole.

Le dépouillement de diffractogrammes de rayons X obtenus pour l'amphibole ne nous a pas apporté plus d'informations : de nombreux pics correspondent à ceux d'amphiboles de type trémolite-actinote, d'autres demeurent indéterminés.

Le manque d'expérience sans doute, mais aussi la pauvreté des références dont nous disposons, ne nous ont pas permis de conclure sur la nature de nos amphiboles. D'autre part, s'ajoute la difficulté à séparer ces minéraux souvent poecilitiques.

Aucune analyse diffractométrique de mica blanc n'a été effectuée dans les échantillons.

Donc avec les moyens traditionnels d'étude des minéraux nous n'a-

vons pas pu préciser cette paragenèse mica-blanc-amphibole. Examinons les résultats que nous avons obtenus avec le microanalyseur ionique.

c) Le problème posé.

Il s'agissait donc de déterminer une amphibole et un mica blanc à l'aide du microanalyseur ionique.

. Pour le mica blanc les hypothèses de départ étaient :

soit de la muscovite $[Si_3 AlO_{10} (OH, F)_2] K Al_2$

soit de la phengite $[Si_7 AlO_{20} (OH, F)_4] K_2 5(Mg, Fe) Al_3$

Donc en détectant la présence ou l'absence de fer et magnésium (Fe et Mg) il serait possible de trancher entre muscovite et phengite.

. L'amphibole pourrait donc être soit :

de la série trémolite-actinote

$[Si_4 O_{11} (OH)]_2 Ca_2 Mg_5 - [Si_4 O_{11} (OH)]_2 Ca_2 (Mg, Fe)_5$

de la hornblende verte

$[(Si, Al)_4 O_{11} (OH)]_2 Na_{0-1} Ca_2 (Mg, Fe)_{3-5} Al_{0-2}$

Du point de vue chimique, la présence des éléments sodium (Na) et aluminium (Al) permet donc de différencier ces deux types d'amphiboles.

d) Les résultats

L'analyse ionique de ces minéraux devait donc porter sur quatre éléments principaux :

- fer et magnésium pour le mica blanc;
- sodium aluminium pour l'amphibole.

Cependant, à l'intérieur d'une maille de la grille d'aluminium vaporisée sur les échantillons, ils coexistent parfois plusieurs cristaux de nature différente, surtout lorsque les cristaux sont petits ou poecilitiques. Pour les identifier plus aisément nous avons étudié systématiquement plus de quatre éléments. Nous avons effectué les analyses suivantes (avec enregistrements photographiques)

masse	éléments présumés
23	sodium (Na)
24	magnésium (Mg)
27	aluminium (Al)
28	silicium (Si)
39	potassium (K)

40	calcium (Ca)
56	fer (Fe)

Les résultats sont interprétés en comparant constamment les images de répartitions obtenues pour les divers éléments avec la photographie correspondante prise au microscope optique.

La principale difficulté de la manipulation est le repérage du minéral lorsque l'échantillon est introduit dans le microanalyseur, les images étant inversées.

C'est ainsi que lors de l'étude de notre premier échantillon, une "erreur de tir" nous a fait analyser du feldspath à la place de l'amphibole. Cette erreur fut bénéfique puisqu'elle nous a suggéré la présence éventuelle d'un peu de feldspath potassique dans un faciès où nous n'avions pu le déceler au microscope (micaschistes de Tofte); mais ce résultat doit être considéré avec méfiance, la masse 39 pouvant être soit celle du potassium, soit celle du groupement "sodium + oxygène".

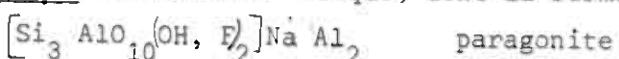
· Résultats obtenus pour le mica blanc

Un spectre complet effectué sur l'échantillon du Tverrài, a montré la présence de Na, Mg, Al, Si, K (Ti ?), Fe et Ba. Des images de distribution ont été faites pour les éléments suivants : aluminium, potassium, sodium, silicium et magnésium (cf. planche n° III). L'image du fer n'a pu être effectuée en raison de la faible intensité lumineuse et du temps de pose trop long qu'exigeait le cliché, mais il existe des traces de fer dans le mica.

Les résultats obtenus avec le second échantillon de Tofte (garbenschieffer) sont identiques.

Cette analyse globale de mica blanc indique donc la présence de magnésium et d'un peu de fer, mais également de sodium, élément que nous n'avions pas envisagé dans notre projet d'étude.

Ce mica blanc n'est donc pas une simple phengite (en raison de la présence de magnésium et de fer) mais s'apparente également à la famille de la paragonite, mica blanc sodique, dont la formule chimique est :



Or, s'il existe bien une série continue de mica blanc de composition intermédiaire entre la phengite et la muscovite, une telle série n'existe entre la paragonite et la muscovite qu'à très haute pression.

Notons que de la paragonite certaine déterminée par diffractomé-

trie, existe dans les micaschistes grossiers à silicate d'alumine situés au contact des micaschistes de Tofte. La présence de la paragonite dans ces micaschistes est donc plausible.

. Résultats obtenus pour l'amphibole.

Les images I et II de répartition d'éléments qui ont été effectuées sur deux mailles jointives recouvrant le même porphyroblaste d'amphibole représentent les masses suivantes : (planche I et II)

masse	élément présumé
23	Na sodium
24	Mg magnésium
27	Al aluminium
28	Si silicium
39	K potassium
40	Ca calcium
56	Fe fer

Macroscopiquement ce porphyroblaste est très fissuré. Il comporte de nombreuses inclusions.

Les images obtenues par l'analyseur ionique, montrent que ces inclusions sont essentiellement de quartz, calcite, albite et impuretés indéterminées.

Quant à l'amphibole, on voit qu'elle est composée d'un assemblage de trois types de minéraux correspondant à des distributions d'éléments très différents. Ces diverses distributions ont été schématisées par les minéraux 1, 2 et 3 dans la figure d'interprétation (cf. planche IV).

Ces trois minéraux n'ont pas une répartition spatiale identique dans les mailles 1 et 2.

- Dans l'image 1, sur le fond constitué par le minéral 2, le minéral 1 semble avoir rempli de larges fractures. Le minéral 3 a une répartition plus aléatoire.

- Dans l'image 2, le minéral 1 constitue des sortes de fines facules apparemment disposées selon les clivages de l'amphibole.

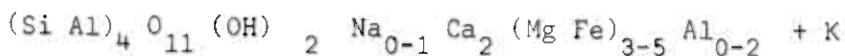
On peut résumer la comparaison de la distribution des éléments entre ces trois minéraux dans un tableau en prenant les conventions suivantes :

- ++ très abondant
- + abondant
- peu représenté

0 inexistant

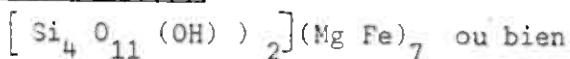
N° du minéral	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K
1	-	-	-	+	0	0	0
2	+	-	+	-	++	++	0
3	+	-	±	±	+	+	++

Au microscope l'amphibole primitive semble être représentée par le minéral n° 3, il s'agit d'une amphibole ferromagnésienne, calcique, sodique et potassique donc peut-être du type hornblende verte potassique.

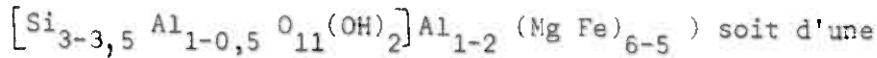


Au microscope optique, on ne distingue pas de différence entre les minéraux n° 3 et 2. Le minéral n° 2 paraît être la même espèce d'amphibole mais lessivée de son potassium.

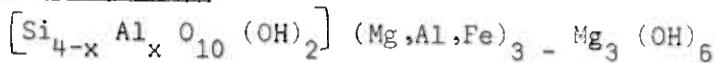
Enfin, le minéral n° 1 ne possède ni calcium ni sodium, il est relativement moins siliceux que l'amphibole 2 ou 3, mais plus magnésien et moins ferreux : il pourrait s'agir soit d'une amphibole magnésienne et ferreuse type cummingtonite :



gédrite :



chlorite ferro-magnésienne



L'observation au microscope de ce minéral montre que l'hypothèse de la chlorite est la plus probable : elle serait donc le produit de l'altération de l'amphibole après lessivage complet des alcalins (sodium, potassium) ainsi que du calcium. Cette hypothèse trouve un argument supplémentaire dans la position selon les fractures ou les clivages du minéral 2 : ces zones étant plus favorables à la circulation de solution donc au lessivage.

L'hypothèse de présence de cummingtonite peut être écartée par la présence d'aluminium. Remarquons d'autre part que la cummingtonite n'est pas une amphibole habituellement décrite dans les séries métamorphiques calédoniennes; ce serait là un fait tout à fait nouveau entraînant des conséquences sur le type du métamorphisme calédonien.

Une autre observation intéressante a été effectuée sur la maille n° 2 : il s'agit de la mise en évidence de paillettes de biotite que nous

n'avions pas remarquées et que l'observation au microscope a confirmé. Ce minéral a probablement "récupéré" une grande partie du potassium pour se développer.

En conclusion, grâce à l'analyseur ionique, nous avons réussi à connaître la composition chimique de notre amphibole qui est probablement de type hornblende verte légèrement potassique. Mais nous avons également constaté la complexité de ce porphyroblaste apparemment homogène.

Nous examinerons dans le chapitre consacré à l'étude des paragenèses la signification de cette association "paragonite phengitique"hornblende.

6) Conclusion générale

L'analyseur ionique nous a donc fourni les renseignements que nous en attendions, à savoir, la composition chimique qualitative de nos minéraux. Mais ces résultats se sont avérés beaucoup plus compliqués que nos hypothèses de départ. Cependant il aurait été nécessaire de renouveler cette analyse sur un grand nombre d'échantillons pour en tirer une interprétation plus générale et vérifier nos conclusions.

L'analyse ionique permet donc d'appréhender la complexité des assemblages minéraux et d'en avoir une image structurale. Cette complexité passe totalement inaperçue dans une analyse chimique globale classique.

Nous pensons que dans une étude de pétrographie métamorphique l'analyseur ionique sera un outil indispensable : il permettra à une échelle très petite d'observer les transformations et échanges entre minéraux dus aux déplacements d'éléments, donc de reconstituer de façon plus précise qu'elle ne l'est faite actuellement, l'évolution de l'assemblage minéral des roches pendant les phases de métamorphisme : il en découlera certainement une connaissance plus précise de l'évolution des conditions physico-chimiques lors des orogenèses.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE RELATIVE A L'ANALYSE IONIQUE

- ANDERSEN C.A. (1969) - Analytic methods for the ion microprobe mass analyzer. Part I - Part I - Int. J. Mass. Spectr. Ion Phys., 2, 61.
- ANDERSEN C.A. (1970) - Id. - Part II - Int. J. Mass. Spectr. Ion Phys., 3, 413.
- ANDERSEN C.A., et HINTHORNE J.R. (1972) - Ion microprobe mass analyzer. Science, 175, 853-860.
- ANDERSEN C.A. et HINTHORNE J.R. (1972) - U, Th, Pb and R.E.E. abundances and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of individual minerals in returned lunar matériel by ion microprobe mass analyzer. Earth and Planetary Science letters, 14, 195-200.
- ANDERSEN C.A., HINTHORNE J.R. et FREDRIKSSON K. (1972) - Ion microprobe analysis of lunar matériel from Apollo 11. Proceedings of the Apollo 11 lunar Science Conference. vol. 1, 159-167.
- BANNER A.E., BATEMAN R.H., HALLIDAY J.S. et WILLDIG E. (1972) - A combined ion-probe-spark source analysis system. 20 th Annual conference on mass spectrometry and allied topics, 4-9 Juin, Dallas.
- CASTAING R. et SLODZIAN G. (1962) - Microanalyse par émission ionique secondaire. J. Microscopie (1962), 1, 395-410.
- CLOCHIATTI R., CUIF J.P., HAVETTE A., LEFEVRE R. et SLODZIAN G. (1973) - Sur quelques problèmes géologiques abordés par microanalyse ionique. 1ère Réunion annuelle des Sc. de la Terre, Paris, 19-22 Mars.
- FREDRIKSSON K., NELEN J., NOONAN A., ANDERSEN C.A. et HINTHORNE J.R. (1971) - Glasses and sialic components in Mare Procellarum soil. Proceedings of the 2 d Lunar conference. Vol. 1, 727-735, the M.I.T. Press.
- HAVETTE A. (1973) - Limites de détection par l'analyseur ionique des éléments d'un minéral ou d'un verre volcanique. 1ère Réunion annuelle des Sc. de la Terre, Mars 1973.
- JEROME P. et SLODZIAN G. (1971) - Utilisation du microanalyseur ionique en géochimie. Application à la météorite de Juvinas. Bull. Soc. Fr. Min. Cristall., 94, 538-548.
- LIEBL H. (1967) - Ion microprobe mass analyzer. J. of applied Physics, vol. 38, 13.
- NOIRET G., ALBAREDE F. et ALLEGRE C.J. (1973) Distribution du potassium et du

rubidium dans les roches basiques et ultramafiques à l'aide du micro-analyseur ionique et signification des rapports K/Rb. Id.

REMOND G. (1973) - Exemples d'identifications et de localisations des éléments en traces dans les minéraux luminescents (cassitérites) à l'aide du microscope ionique. Soc. Fr. de Min. et Crist., 8 Février 1973.

ROUBEROL J.M. et BASSEVILLE (1972) - Perfectionnements récents de l'analyseur ionique et exemples typiques d'application. Extrait de Revue Technique Thomson-C.S.F., vol. 4, n° 1, Mars 1972.

SLODZIAN G. (1964) - Etude d'une méthode d'analyse locale chimique et isotopique utilisant l'émission ionique secondaire. Thèse, Orsay. Masson édit.

WEBER L. (1972) - Das Entmischungsverhalten der Persterite. Bull. Suisse. Min. Petrogr., Bul 52, Heft 2, p. 349

WHATLEY T.A., SLACK C.B. et DAVIDSON E. (1971) - Performance evaluation of an ion microprobe. 6 th Int. conf. on X-Ray optics and microanalysis Osaka (Japon).

II - ETUDE DES ASSOCIATIONS MINERALES : DETERMINATION DES PARAGENESES SUCCESSIVES.

Dans ce chapitre, nous allons exposer nos hypothèses sur les diverses paragenèses minérales qui ont cristallisé successivement pour aboutir aux associations minérales actuelles des formations que nous avons distinguées dans le secteur.

Nous allons décrire séparément les paragenèses des quatre grands complexes; le chapitre suivant sera consacré à la synthèse et à l'examen des conditions thermodynamiques du métamorphisme qui affecta les roches du secteur.

A) LES PARAGENESES MINERALES DANS LE COMPLEXE DES GNEISS DE L'W.

Dans la petite portion du massif orthogneissique qui affleure à l'W du secteur près de Lesja, l'histoire apparente des cristallisations métamorphiques est relativement simple.

Contrairement à ce que N. Santarelli a observé au centre du massif orthogneissique, au SW du secteur, la foliation à biotite-épidote est la seule structure planaire existant dans les gneiss oeillés près de Lesja. Cette foliation née par cristallisation orientée de biotite, épidote, quartz et plagioclase est la foliation d'accordance entre le socle gneissique et ses couvertures (complexes des Sparagmites, de l'Andbergshöi et de Trondheim) et également entre le gneiss et ses enclaves ou intrusions (filons basiques et aplitiques) : elle nous paraît contemporaine des mouvements de flexuration du socle. (Voir chapitre d'Analyse structurale). Nous rattachons également à cet épisode de cristallisation l'apparition de sphène à la périphérie d'amas d'ilménite.

Les paillettes de biotite de ces plans de foliation sont déformées par de petites crénulations : celles-ci déterminent une linéation orientée ENE-WSW.

Les plans de foliation ainsi que cette linéation sont eux-mêmes déformés par des plis lourds métriques d'axe NEN. Postérieurement à sa genèse, la foliation à épidote biotite du socle gneissique a donc subi une phase de déformation.

Aucune néofoliation n'est apparue avec cette phase plicative. Seuls quelques cristaux de chlorite ont cristallisé postérieurement.

Puis pendant les phases d'écrasement intense qui eurent lieu à la fin de l'histoire tectonique de ces gneiss, une cristallisation d'épidote et de quartz se produisit dans les plans de fractures.

L'histoire des yeux feldspathiques présents dans ces gneiss est plus complexe. Ils ont une forme allongée parallèlement à la foliation à epidote-biotite. Mais une observation macroscopique plus attentive, montre que la foliation à biotite esquisse, "moule", les contours de ces yeux : elle est légèrement déformée au contact des porphyroblastes de feldspath.

Deux hypothèses peuvent expliquer cette observation :

- la première est que la croissance des cristaux de microcline a été contemporaine de l'acquisition de la foliation mais qu'elle s'est arrêtée avant la fin de la phase compressive génératrice de la structure planaire.

- la seconde hypothèse varie légèrement : les yeux feldspathiques se sont développés pendant toute la genèse de la foliation; puis, pendant la phase plicative postérieure, ils ont subi une légère rotation entraînant une torsion de la foliation.

Il nous paraît difficile d'opter pour l'une ou l'autre de ces hypothèses, les deux nous semblant également probables.

Pour ce qui est des événements antérieurs à l'acquisition de la foliation à biotite-épidote, à cause de l'intensité du phénomène d'accordance, toutes les structures anciennes sont masquées : il est impossible de retrouver toutes les transformations qu'a subi le massif intrusif acide et ses filons. Les vestiges les plus anciens reconnaissables sont des reliques de plagioclase incluses dans les yeux de feldspath potassique : appartenaient-ils à la roche intrusive primitive ou sont-ils nés pendant une phase de cristallisation métamorphique post-intrusion antérieure à la phase génératrice de la foliation actuelle ? Aucun argument ne nous permet de pencher pour l'une ou l'autre de ces origines. Il semble cependant certain que ces cristaux ont servi de "germes", de noyau dans la formation des yeux feldspathiques.

En conclusion, l'histoire pétro-structurale du socle gneissique que nous proposons est la suivante :

- 1) Intrusion d'un massif plutonique acide (avec enclaves, réseau aplitique...)

- 2) intrusion dans ce platon de filons basiques
- 3) éventuellement une première période de cristallisations métamorphiques (avec peut-être apparition des cristaux de plagioclases) (métamorphisme antécalédonien ??)
- 4) phénomène de flexuration avec acquisition de la foliation actuelle à epidote-biotite. Cet épisode est également celui de mise en accord avec ses couvertures allochtones - cristallisation des yeux feldspathiques
- 5) phase de plissement NEN SWS, avec peut-être genèse de chlorite
- 6) phase de laminage et d'écrasement accompagnée de cristallisation de quartz et d'épidote.

REMARQUE : l'amphibolisation et la mise en pseudo-accordance des filons basiques peuvent être entièrement contemporaines de l'acquisition de la foliation à epidote-biotite, ou bien elles peuvent avoir débuté antérieurement.

Cette évolution métamorphique que nous avons ébauchée est très succincte. L'étude beaucoup plus détaillée de ces gneiss par N. Santarelli la précisera.

B - LES PARAGENESES MINERALES DANS LE COMPLEXE DES SPARAGMITES

Comme le complexe des gneiss de l'W, le complexe des Sparagmites dans le secteur Dombås-Lesja a été complètement réorganisé lors du phénomène d'accordance.

La foliation actuelle visible à l'affleurement est la foliation d'accordance : elle est constituée par l'alternance de lits de quartz presque pur et interlits très minces de mica blanc légèrement verdâtre (? muscovite phengitique?).

Les structures les plus anciennes encore visibles ont été observées aussi bien dans les Sparagmites de l'W (Vesleskjervedal) qu'au Sud (Jöndal) : il s'agit de plis plats intrafoliaux soulignés dans certaines dalles par des ségrégations minérales (abondance plus ou moins grande de paillettes de mica), qui peuvent être les reliques d'une foliation ancienne.

Postérieurement à l'acquisition de la foliation actuelle, le

complexe des Sparagmites a été diversement déformé et transformé selon les régions.

A l'W du secteur, dans le faciès de Sparagmites oeillées qui jalonne de façon discontinue le contact de base du complexe de Trondheim, les yeux sont formés généralement de monocristaux de microcline mésoperthitique à inclusions de plagioclase allongés selon la foliation à mica blanc mais cependant légèrement discordants (fig. 22) : notre hypothèse est qu'ils se sont développés à partir de cristaux d'origine détritique; leur croissance aurait été contemporaine puis légèrement postérieure à la genèse de la foliation à mica blanc. Remarquons ici, la ressemblance frappante entre la constitution et la disposition des yeux dans les Sparagmites et dans les gneiss de l'W (fig. 18 et 22).

La présence de ce faciès oeillé strictement localisé au contact de la nappe de Trondheim peut être l'indice d'un réchauffement induit par les faciès cambro-silurien en voie de transformation métamorphique.

Nous pensons d'un indice de transformation du même ordre est apparent dans le faciès de Sparagmites écrasées du NW (région de Bösoetri-Lesja-Nosi) : les Sparagmites laminées et coincées entre les gneiss de l'W et l'unité intermédiaire de l'Andbergshöi, présentent en effet de microscopiques paillettes de biotite pincées entre les clivages des sections allongées de mica blanc. C'est le seul cas de biotite observé dans les Sparagmites du secteur.

Les plans de foliation à mica blanc portent une linéation minérale très tenue : au microscope, l'extinction des paillettes de mica est légèrement roulante.

Dans les Sparagmites laminées du NW, cette déformation de la foliation est beaucoup plus marquée : on y observe l'esquisse d'une transposition de foliation parfois liée à un phénomène de type "strain slip cleavage" (fig. 21). Les recristallisations tardives de quartz sont très abondantes : elles forment souvent de petits filonets discordants sur la foliation.

Au Sud du secteur, la foliation à mica blanc est déformée par des plis plats : dans les lits les plus micacés, on observe une schistosité très nette avec recristallisation des paillettes de mica blanc parallèlement au axial des plis.

Nous pensons que l'histoire apparente des cristallisations métamorphiques récentes du complexe des Sparagmites peut être schématisée en quatre épisodes principaux :

- 1) une éofoliation à mica blanc, quartz et feldspath

2) une néofoliation à mica blanc parallèle au plan axial de plis intrafoliaux (c'est la foliation actuelle visible)

Parallèlement à cette structuration, dans le faciès oeillé bordant la nappe de Trondheim, il y a cristallisation de porphyroblastes de feldspath alcalin mésoperthitique autour de porphyroblastes de plagioclase

3) enfin pendant les phases tardives de déformation on constate :

- l'acquisition d'une schistosité à mica blanc parallèle au plan axial de plis plats dans le Sud du secteur (Jöndal)
- l'orientation des paillettes de mica blanc (linéation minérale) au SW du secteur (Vesleskjervedal)
- l'ébauche de "strain slip cleavage" avec début de transposition de foliation dans le liseré écrasé du NW du secteur

Pendant ces phénomènes, se produit également la fin de la croissance des yeux feldspathiques dans les faciès oeillés et l'apparition de biotite à l'W.

4) enfin, les dernières phases sont marquées par

- le laminage intense avec cristallisation de filonets de quartz, à l'W
- et, au Sud (Jöndal) par l'intrusion tardive de filons pegmatitiques minéralisés (hématite ?).

Toutes les cristallisations métamorphiques successives du complexe des Sparagmites sont donc caractérisées par l'apparition de trois minéraux :

- le mica blanc (? muscovite phengitique), le quartz et le feldspath potassique.

C - LES PARAGENESES MINÉRALES DANS LE COMPLEXE DE L'ANDBERGSHÖI

Etant donné la complexité du contenu lithologique et structural du complexe de l'Andbergshöi, nous nous sommes heurtés à d'importantes difficultés pour en reconstituer l'histoire métamorphique globale. Nous avons essayé de la schématiser pour en retrouver les grandes étapes.

Nous allons examiner successivement les associations minérales des deux groupes lithologiques constituant ce complexe, et, en conclusion, nous en ébaucherons la synthèse.

1) Le groupe de Veslfjell

Dans la description lithologique de ce groupe (T I, p. 63-75), nous avons souligné la parenté existant entre certaines roches du groupe de Veslfjell et celles des complexes sous-jacents (Sparagmites et socle). Cependant, il nous semble que l'évolution métamorphique de ces roches a été plus intenses que celles de leurs homologues restées dans leurs complexes respectifs. Examinons cette évolution métamorphique.

a) Phase ancienne de cristallisation

Dans l'ensemble des faciès lithologiques du groupe de Veslfjell, les reliques de minéraux nous paraissant les plus anciennes (très altérées et très déformées) sont d'anciens cristaux de plagioclase (dans les gneiss oeillés et faciès leucocrate) ainsi que des "cadavres" de diopside dans les faciès oeillés mélancrates.

b) Acquisition de la foliation actuelle

La foliation générale du groupe de Veslfjell est constitué par la cristallisation orientée de biotite, épidote, quartz et plagioclase (oligoclase); elle correspond structuralement à la foliation de mise en accordance des divers faciès du complexe de l'Andbergshöi. Dans les faciès oeillés mélancrates, de l'amphibole (hornblende verte) ainsi que du grenat semblent contemporains de la foliation à biotite. Dans les quartzites apparentées à des Sparagmites, cette phase de foliation est à mica blanc dominant, avec cependant un peu de biotite.

Nous pensons que cette phase de cristallisation correspond également au développement des porphyroblastes de feldspath potassique des faciès oeillés. Comme dans les complexes sous-jacents, il nous semble que leur croissance s'est prolongée après la phase de compression génératrice de la foliation à biotite : ils sont en effet souvent légèrement discordants.

c) Le développement des gneiss oeillés

Dans le faciès que nous avons nommé "gneiss oeillés", où la taille des yeux peut atteindre 10 cm de long, le développement de nodules feldspathiques et filonets quartzo-feldspathiques s'est généralisé (fig. 38). Dans le massif de l'Andbergshöi, il affecte non seulement les roches du groupe

du Velsfjell, mais aussi celles du groupe de Bottheim.

Nous considérons ce phénomène comme une "migmatisation" : la croissance d'yeux a eu lieu dans n'importe quel type de roche (aussi bien dans les orthogneiss du Velsfjell que dans les amphibolites et micaschistes du groupe de Bottheim). Au sein de la masse des gneiss oeillés on trouve des "enclaves" d'amphibolites ou des lames de gneiss, derniers vestiges des roches mères de la formation migmatitique. Sur le versant SE du massif de l'Andbergshöi, on observe le passage progressif des faciès lithologiques indemnes aux faciès migmatitiques : on constate d'abord le développement de filonets quartzo-feldspathiques de plus en plus abondants, puis l'apparition d'yeux (voir description T. I, p. 75 à 77). Toutes ces observations nous ont conduits à conclure à une origine migmatitique pour ces gneiss oeillés.

Cependant la trame de ces gneiss est relativement homogène dans l'espace : ce fait est troublant si l'on admet qu'un grand nombre de roches différentes ont été migmatisées. Cette trame est inhabituelle : elle peut être qualifiée de "micaschistes" très micacés (biotite-mica blanc); elle peut être friable par endroit lorsqu'elle est peu quartzifiée. Selon nous cette trame est une ancienne "phyllonite" plus ou moins consolidée selon les endroits.

L'extension géographique de ces gneiss oeillés est limitée : ils sont localisés dans le massif de l'Andbergshöi, dans la zone de passage entre le groupe orthogneissique du Velsfjell et celui méta-sédimentaire de Bottheim.

Ces observations permettent de penser que les gneiss oeillés du Velsfjell sont nés dans la zone d'écrasement qui jalonnait le contact entre les formations résistantes du Velsfjell et les faciès de Bottheim. En effet, la présence au sein des métasédiments du groupe de Bottheim de faciès lithologiques identiques à ceux du socle de l'W et du complexe des Sparagmites, peut s'expliquer par une tectonique discontinue antérieure à la flexuration : des écaillages importants auraient affecté à la fois les complexes inférieurs (socle et Sparagmites) et celui de l'Andbergshöi. Ces cisaillements précoces auraient engendrés des zones mylonitiques de type phyllonitique.

Puis, commencèrent les mouvements de flexuration et de bombement du socle sous-jacent qui entraînèrent le rejeu et le plissement du contact entre les groupes de Velsfjell et Bottheim. Ces déformations étaient induites par la mobilisation du socle sous-jacent : il y avait donc également un réchauffement important accompagnant la restructuration de style pennique du socle (Wegmann, 1925). Selon notre hypothèse, durant cet épisode, des montées

de matériel quartzo-feldspathique issu du socle se sont infiltrées dans la zone écrasée entre les groupes de Veslfjell et Bottheim entraînant sa migmatisation.

Le développement d'yeux et de filonets quartzo-feldspathiques s'est poursuivi après les déformations : la migmatisation s'est étendue et a affecté les métasédiments plissés du groupe de Bottheim : le front des gneiss oeillés oblitère à l'E les structures plissées et cisaillantes du groupe de Bottheim.

Telle est l'hypothèse que nous retenons sur l'origine des gneiss oeillés du groupe du Velsfjell.

d) Cristallisations postérieures à la foliation de la biotite

Pendant la phase de cristallisation postérieure à la foliation à biotite, ont syncristallisé de larges porphyroblastes épars de mica blanc ainsi que d'albite; leur orientation est difficile à préciser mais ils sont toujours discordants à la foliation à biotite.

L'épisode ultime de cristallisation peut être qualifié de phase de "rétromorphose" : la biotite et l'amphibole sont chloritisées, les plagioclases sont saussuritisés. On note également pendant cette période, une phase d'écrasement important de ces roches accompagnées de réseaux de fractures dans lesquelles cristallisent quartz et epidote. Très localement dans les lames orthogneissiques on observe des cristallisations très tardives de vermiculite.

2) Le groupe de Bottheim

L'histoire apparente des cristallisations métamorphiques des métasédiments du groupe de Bottheim est identique à celle du groupe de Veslfjell.

a) Les paragenèses des micaschistes

Dans les micaschistes, les cristallisations les plus anciennes sont celles qui correspondent à la foliation générale à biotite (brune ou verte), épidote (zoisite), quartz et oligoclase.

Cette foliation est plissée, parfois affectée d'un début de transposition de type "strain slip cleavage".

Discordants sur cette foliation on observe de larges paillettes de mica blanc ainsi que des porphyroblastes de plagioclase (oligoclase) (cf. fig. 31), de disthène, de staurotide et grenat. Cette paragenèse ne semble pas orientée. Elle est également déformée : les cristaux de grenat sont cassés, les paillettes de mica blanc ont une extinction roulante, certains cristaux de disthène sont affecté de pli de type "kink" (fig. 32).

L'évolution de ces micaschistes se termine par la chloritisation de la biotite et la croissance tardive de quartz, épidoite et albite; ces dernières cristallisations se développèrent pendant une phase d'écrasement intense, et eurent lieu préférentiellement dans des plans de fracture (plans "verdis" par des enduits d'épidoite).

b) Paragenèses des amphibolites et métakératophyres

Dans la description lithostratigraphique des niveaux particuliers d'amphibolites à lits quartzo-feldspathiques du groupe de Bottheim (T. I, p. 82-83), nous avons conclu à la chronologie de cristallisation suivante :

- une première phase à amphibole, plagioclase (oligoclase-andésine) et quartz, à petits cristaux.
- début de chloritisation avec formation de rutile maclé sagénite dans l'amphibole.
- seconde phase de cristallisation d'amphibole formant une auréole autour des cristaux anciens, accompagnée d'un peu de biotite.
- enfin chloritisation et épidotisation.

Les niveaux beaucoup moins favorables d'amphibolites montrent en général une première paragenèse principale soit à hornblende vert-bleuté et calcite, soit à hornblende verte-plagioclase (oligoclase-andésine) - épidoite avec parfois du grenat; ces minéraux sont déformés et altérés. Une seconde paragenèse à chlorite-épidoite-quartz (fig. 35) est visible.

Le cas des amphibolites à biotite, grenat et filonnets de calcite est plus intéressant. Ces niveaux sont généralement situés aux épontes de masses importantes d'amphibolite. Si l'on se referre à J. Fabriès (1963) ces faciès sont les témoins d'échanges importants d'éléments entre les roches basiques et les sédiments encaissants : départ de magnésium, fer et calcium de l'amphibolite vers les micaschistes se traduisant dans la zone externe de l'amphibolite par l'augmentation des filonnets de calcite, et dans le micaschiste encaissant par le développement de chlorite, épidoite, minéraux opaques. Parallèlement il y a migration de potassium, silicium et aluminium du mica-

schiste vers l'amphibolite. Il s'agirait là de phénomènes très locaux de "métasomatose" tendant à compenser le déséquilibre chimique existant entre les minéraux basiques et leurs encaissants pélitiques.

Un problème important reste posé : celui de l'origine de la paragenèse à hornblende bleutée et disthène de l'amphibolite du sommet Nosi (NW du secteur) (fig. 36). Selon Tilley (1930) cette paragenèse peut être soit celle d'une ancienne éclogite à disthène métamorphisée, soit celle de marne riche en magnésium. En l'absence de données très précises il nous semble difficile de conclure.

L'histoire métamorphique apparente des niveaux métakératophyriques paraît simple : la paragenèse principale est à quartz-plagioclase-grenat- et un peu de biotite. Elle a été déformée et altérée par l'apparition de chlorite, calcite, épidote et minéraux opaques.

Les niveaux éruptifs du groupe de Bottheim ne nous apportent donc que peu de renseignements sur les étapes successives de l'évolution métamorphique du groupe.

c) Les niveaux particuliers.

Comme les amphibolites ou métakératophyres, l'observation pétro-structurale des niveaux de marbres et quartzites du groupe de Bottheim reste décevante.

Les marbres présentent une paragenèse simple à calcite, quartz et mica blanc, certains porphyroblastes de grande taille semblant plus tardifs que leurs homologues plus petits.

Les quartzites contiennent quartz, mica blanc (blanc ou biotite) et épidote sans qu'il soit possible d'y déceler des paragenèses successives.

3) Conclusion générale sur l'évolution métamorphique du complexe de l'Andbergshøi

Nous pensons que l'histoire récente encore apparente des cristallisations métamorphiques du complexe de l'Andbergshøi, peut être résumée ainsi :

a) Phase ancienne principale

Cette phase est caractérisée par les paragenèses suivantes :

- Groupe du Velsfjell : - "biotite - épidote - oligoclase - quartz" dans la majorité des faciès avec apparition de hornblende pour certains, et par le début du développement des yeux de feldspath potassique.
- Groupe de Bottheim : - "biotite - épidote - oligoclase - andésine - quartz - grenat" pour les micaschistes.
 - "hornblende - biotite - andésine - quartz" } pour
 - ou "hornblende - andésine - quartz" } les
 - ou "hornblende - calcite - quartz" } amphibolites
 - "albite - oligoclase - (biotite) - quartz - grenat" pour les métakératophyres.

Les directions des foliations constituées par ces paragenèses sont toutes parallèles : cet argument structural nous conduits à penser que ces paragenèses sont probablement contemporaines dans les deux groupes.

La naissance de ces paragenèses nécessite des conditions moyenne de température et pression correspondant au sous-faciès "épidote-almandin" du faciès greenschist (Turner et Verhoogen) soit au "low-stage" de Winkler (1970).

b) Phase intermédiaire

Elle a provoqué le développement des minéraux suivants :

- Groupe de Velsfjell : suite de la croissance des "yeux" de feldspath potassique
 - apparition de porphyroblastes épars de mica blanc
- Groupe de Bottheim : staurotide - disthène - grenat, mica blanc et oligoclase dans les micaschistes.
 - dans les amphibolites : paragenèses identiques à celles de l'épisode précédent (hornblende - oligoclase - calcite - grenat - épidote et calcite).
 - dans les métakératophyres : biotite et grenat.

Cette phase de cristallisation s'est effectuée dans un climat légèrement plus rigoureux que celui de la phase antérieure : température et pression devaient avoir augmenté sensiblement pour permettre le développement de la staurotide et du disthène. Les conditions devaient être celles du sous-faciès à staurotide-disthène du faciès amphibolite (Turner et Verhoogen) ou du "medium stage" de Winkler (1970) (selon les auteurs la température peut être

de 500 à 600° et la pression supérieure à 5 kb.).

L'apparition de mica blanc et le développement simultané de feldspath potassique nous indique une origine probablement commune pour ces deux minéraux, liée à la mobilisation du socle sous-jacent.

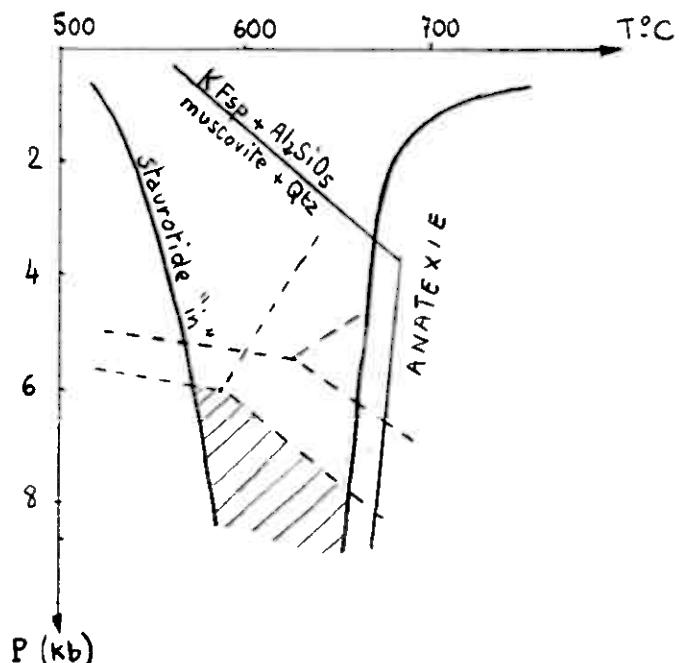


Diagramme d'après Winkler (1970) montrant le domaine probable d'apparition de la paragenèse intermédiaire des micaschistes du Groupe de Bottheim.

Si l'on se réfère à J. Fabriès, les maragenèses des amphibolites sont également celles correspondant aux conditions d'apparition du disthène et de la staurotide.

c) Phase tardive

Pour l'ensemble des faciès du complexe de l'Andbergshöi, la phase tardive de cristallisation correspond à une paragenèse à chlorite, épidote, quartz, parfois à calcite, albite ou vermiculite.

C'est la phase de rétromorphose par rapport à la fois à la pression et à la température, correspondant au sous-faciès à "quartz - albite - chlorite" du faciès "greenschists" (Turner) ou au "low-stage" de Winkler. Elle accompagne les phases tardives de cataclase.

En résumé l'évolution des conditions thermo-dynamiques que nous révèle les roches du complexe de l'Andbergshöi est la suivante :

- 1) condition moyenne de température et de pression
- 2) augmentation de température et pression
- 3) refroidissement général et baisse de pression.

D - LE METAMORPHISME DE LA NAPPE DE TRONDHEIM

En un premier temps, nous allons essayer au sein de chaque groupe élément du complexe de Trondheim, de regrouper synthétiquement l'histoire des cristallisations métamorphiques en reconstituant les paragenèses successives qui ont contribué à l'élaboration de la texture actuelle des roches.

Puis, en conclusion, nous ébaucherons la synthèse générale de l'histoire des cristallisations métamorphiques à l'échelle de la nappe de Trondheim.

1) Le groupe de Svartdalsfjell

En conclusion de la description lithologique du groupe du Svartdalsfjell, nous avons établi que les deux formations qui le composent sont nettement différenciées. La formation du Grönhöi à dominante de micaschistes sombres, se rattache à la base du groupe de Ståkåhöi équivalent des micaschistes de la Gula; la formation de Svartdalsoetri possède une lithologie plus variée comparable à celle de certains termes du groupe de Fokstua-Nonshöi équivalent du groupe de Hovin.

Examinons si cette différence est également marquée au niveau des diverses cristallisations métamorphiques qui se succéderont durant l'orogenèse calédonienne.

a) Formation du Grönhöi

Problème particulier du métamorphisme de contact.

L'originalité de l'histoire métamorphique de la formation du Grönhöi par rapport à celle des autres formations du complexe de Trondheim, réside dans l'existence d'une phase de métamorphisme de contact.

Les indices de cet épisode thermique sont de deux types : il s'agit d'une part de la texture des roches de la formation, très finement cristallisées rappelant celle des cornéennes; le second indice est la présence de minéraux plus ou moins reliques peut-être nés durant cet épisode (andalousite

(?), staurotide).

La place de cette phase de métamorphisme de contact dans la chronologie relative des différentes paragenèses de la formation n'est pas déterminable avec précision : la roche ayant été réorientée et restructurée pendant les phases décelables de métamorphisme général, il apparaît certain que cet épisode thermique est ancien; nous n'avons aucun élément nous permettant d'esquisser une histoire métamorphique antérieure. De même, nous ne pouvons préciser quel massif intrusif a induit ce métamorphisme de contact (intrusion trondhémítique ou massif de gabbro ?).

Le métamorphisme général

Les assemblages minéraux actuels des roches de la formation du Grönhöi nous paraissent être la somme des paragenèses successives suivantes, qui cristallisèrent durant les phases de métamorphisme général postérieures à l'épisode de contact :

- Une phase ancienne à minéraux très déformés, génératrice d'une foliation plongeant vers le N, dans les faciès de micaschistes pseudoconglo-meratiques et micaschistes sombres cette phase a donné naissance à une paragenèse à biotite, plagioclase (andésine - labrador) et grenat (en porphyroblastes très écrasés). Dans certains niveaux, cette paragenèse contenait de l'amphibole de type hornblende qui subsiste à l'état de reliques dans des cristaux de biotite cristallisés postérieurement .

Dans les micaschistes graphiteux, la paragenèse la plus ancienne décelable à cristaux petits et déformés contient du quartz, mica blanc et graphite : elle détermine une foliation structuralement parallèle à celle que nous venons de décrire dans les autres faciès lithologiques : la contemporanéité de formation de ces paragenèses différentes nous apparaît donc très probable.

C'est dans des micaschistes graphiteux que nous avons trouvé l'un des arguments les plus solides pour certifier l'antériorité du métamorphisme de contact par rapport à cette phase ancienne de métamorphisme général : ces niveaux contiennent en effet, des reliques de cristaux d'andalousite que nous attribuons à l'épisode thermique. Ils ont une forme d'amande, allongées parallèlement à cette foliation ancienne, et sont prolongés de part et d'autre par des zones d'ombres en fuseau à quartz et graphite : de telles figures sont celles de minéraux reliques anté-foliation; ils sont pseudomorphosés

en "disthène".

Une seconde phase de foliation née par la transposition de la foliation précédente. Cette néofoliation à biotite, épidote, plagioclase et grenat pour les faciès du Sud plonge vers le Sud.

Dans les faciès graphiteux cette phase est caractérisée également par une transposition de la foliation à mica blanc, graphite et quartz.

- Avant l'apparition des paragenèses tardives on note dans la majorité des faciès (excepté les graphiteux) l'apparition d'une multitude de petits porphyroblastes discordants de biotite, sans orientation privilégiées. Notre hypothèse est que la naissance de cette biotite est due à une sorte "d'effet de socle" dû au réchauffement tardif du massif de Trondhjemite au Sud, et aux unités sous-jacentes à l'W.

Les paragenèses tardives sont constituées de quartz, épidote, (clinzoïsite), chlorite et sphène. Pendant cette période eu lieu l'altération des plagioclases (saussuritisation) et de la biotite (chloritisation). La fin de phase de cristallisation est contemporaine d'un épisode d'écrasement intense comme en témoignent la fracturation la fracturation générale des cristaux, le développement de nombreuses fissures remplies de cristaux de quartz, l'étirement et la cassure des cristaux de phyllites et l'apparition de structure "en amande" ou "en poisson". Ces structures cassantes sont souvent "soudées" par des minéraux de la paragenèse tardive.

Nous pouvons donc résumer et caractériser ainsi l'histoire des cristallisations métamorphiques de la formation de Grönholi, de la plus ancienne vers la plus récente :

- métamorphisme de contact ancien,
- première foliation à biotite - grenat - hornblende - plagioclase - andésine - labrador (An 40-55). Cette phase de cristallisation est remarquable par l'apparition d'un plagioclase à forte teneur en anorthite (An 40-55), ce plagioclase très calcique associé à la hornblende, en l'absence de calcite implique des conditions de température et pression très rigoureuse (Etage moyen de Winkler).
- seconde foliation à biotite-grenat-plagioclase (oligoclase-andésine)-épidote-clinzoïsite qui est née probablement dans des conditions inférieures de pression et température.
- une phase de cristallisation de petits porphyroblastes dispersés de biotite, probablement due au réchauffement

local de la Trondhjemite et de l'unité de l'Andbergshöi à 1'W.

-- La paragenèse tardive à chlorite-épidote-quartz typique d'une phase de rétromorphose statique aussi bien par rapport à la pression qu'à la température.

b) Formation de Svartdalsoetri

Les faciès basiques de la formation de Svartdalsoetri (chloritoschistes) ne représentent qu'une paragenèse apparente à chlorite-épidote-calcite-amphibole bleutée (optiquement de type hornblende actinolitique). Cette paragenèse est caractéristique de conditions de température (faciès métamorphiques de type "green schists" ou épizonal) et pressions basses. Epars au sein de ces minéraux se sont développés de petits porphyroblastes de biotite.

L'autre terme de la formation, d'origine pélitique montre une texture identique : une foliation à très fins cristaux de biotite, chlorite, plagioclase (albite-oligoclase) et quartz. Cette foliation est plissée (replis isoclinaux). Dicordant sur cette structure planaire, se détachent des porphyroblastes de biotite sans orientation particulière. Une néocristallisation tardive de quartz, épidote et chlorite clôt cette évolution.

La formation de Svartdalsoetri possède donc une histoire métamorphique très homogène et relativement simple : après une phase de cristallisation en conditions de température et pression peu élevées, s'est produit un léger réchauffement génératrice de porphyroblastes de biotite, puis lui a succédé une période rétromorphique à chlorite, épidote, quartz.

c) Conclusion à l'étude de l'évolution métamorphique du groupe composite de Svartdalsfjell.

Comme du point de vue lithologique, du point de vue de l'évolution métamorphique la décomposition du groupe de Svartdalsfjell en deux formations distinctes semble également justifiée : d'une part, l'histoire des cristallisations de la formation de Grönöi est plus longue et plus complexe que celle de la formation de Svartdalsoetri. D'autre part, les conditions thermodynamiques d'apparition des diverses paragenèses sont différentes : nous n'avons pas observé dans la formation de Svartdalsoetri, aucune trace de minéraux anciens ayant cristallisé à température élevée comme l'indique les reliques

de plagioclase labrador de la formation de Grönhöi.

Le problème de la contemporanéité éventuelle ou de la chronologie relative des différentes paragenèses des deux formations demeure.

-- il apparaît évident que les dernières phases de cristallisations dites de "rétromorphose" et qui existent dans les deux formations, sont contemporaines. Pour les phases antérieures les relations ne sont pas apparentes. A l'aide de comparaisons et d'arguments structuraux nous essaierons d'esquisser dans le prochain chapitre la synthèse globale sur le métamorphisme de la nappe de Trondheim.

2) Le groupe de Fokstua-Nonshöi

L'évolution métamorphique du groupe de Fokstua-Nonshöi nous a paru pouvoir être schématisée de la façon suivante :

a) Phase de cristallisation la plus ancienne déterminable.

Elle n'est visible que dans les micaschistes argentés et garbenschieffer de la formation de Nonshöi. Il s'agit d'une phase de cristallisation ayant donné naissance à une foliation à biotite et grenat. Cette cristallisation ancienne n'est pas apparente dans la formation de Fokstua.

Les cristaux de cette éofoliation sont très altérés et déformés; elle est plus apparente sur les échantillons qu'en lame mince (fig. 68). Le grenat de cette phase ancienne forme très souvent le cœur de porphyroblastes plus tardifs. Dans les schistes verts de Fokstua, une seule lame mince a montré un cristal très ancien de grenat entièrement kélyphitisé (épigénisation en chlorite et epidote).

b) Phase majeure de cristallisation

Cette phase est la plus visible : elle a restructuré complètement les roches du groupe et leur a donné cet aspect de "schistes lustrés", effaçant le plus souvent toute trace de la foliation à biotite antérieure.

Durant cette phase est née une schistosité de flux de direction WSW-ENE et qui est la structure planaire principale du complexe de Trondheim dans le secteur.

Du point de vue minéralogique, elle a vu le développement d'une paragenèse caractéristique à mica blanc et amphibole.

Les roches pélitiques de la formation de Nonshöi sont débitées par des surfaces brillantes enduites de paillettes microscopiques de mica blanc. Dans les cas favorables d'alternances lithologiques à petite échelle, par exemple dans les passées gréso-pélitiques des micaschistes argentés du Nönshöi, on constate la discordance existant entre le rubanement lithologique et cette schistosité (fig. 67).

En lame mince, la détermination optique de la nature du mica blanc n'a pas été possible : seul des figures de lumières convergentes de minéraux sub-uniaxes nous ont laissé penser qu'il pourrait s'agir de muscovite plongeante. Il est parfois associé à du quartz, de la calcite, et de l'albite oligoclase. Aucun autre mode d'analyse n'a été employé pour les déterminer précisément.

Dans les niveaux favorables (garbenschieffer, micaschistes argentés de Nönshöi), immédiatement après l'acquisition de cette schistosité se sont développés des cristaux plurimillimétriques d'amphibole. Lorsqu'elle subsiste, cette amphibole apparaît vert-bleuté au microscope; son angle d'extinction varie de 15 à 20° (hornblende ?). Les aiguilles sont disposées de façon anarchique, discordantes sur les surfaces de schistosité à mica blanc (fig. 68). Cette absence d'orientation nous conduit à penser que ces cristaux se sont développés dans une phase statique de relâchement des contraintes.

Cette association d'une schistosité à mica blanc avec des porphyroblastes d'amphibole est l'association typique des roches appelées "garbenschieffer". C'est pourquoi nous appelons cette phase de schistogenèse : phase de "genèse des garbenschieffer".

Dans les "schistes verts" de Fokstua, les paillettes de mica blanc sont rares : elles existent à l'état de reliques incluses dans des cristaux de biotite ou chlorite. Cependant, cette phase de schistosité de même orientation existe dans les schistes verts; elle est marquée par la cristallisation de chlorite.

Dans l'ensemble du groupe, la schistosité à "garbenschieffer" est déformée postérieurement; les porphyroblastes d'amphibole ont subi des rotations importantes marquées par la déformation de zones d'ombres prolongeant les cristaux.

c) La phase à porphyroblastes de biotite

Dans l'ensemble du groupe, postérieurement à l'acquisition de la schistosité de type "garbenschieffer", s'est produit une phase de cristallisa-

tion de porphyroblastes épars de biotite. Ces cristaux ont pseudomorphosé les porphyroblastes d'amphibole des "garbenschieffer" : il y a épigénie souvent totale de l'amphibole en biotite (fig. 73).

Dans les schistes verts de Fokstua, la biotite s'est développée sur les paillettes de mica blanc ou de chlorite; elle est peu abondante et a syncristallisé avec une grande quantité d'épidote et d'albite.

Dans les micaschistes à biotite du sommet de la formation de Fokstua, cette phase est marquée par la croissance généralisée de petits porphyroblastes de biotite discordants et sans orientation définie. Nous pensons que ce phénomène est lié au réchauffement du massif de Trondhjemite situé immédiatement au Nord.

De même, nous avons observé que la fréquence de la biotite croît de l'E vers l'W pour devenir abondante près du contact avec le substratum de la nappe de Trondheim.

d) Dernière phase de cristallisation.

Cette phase s'est déroulée pendant, puis après une déformation des roches à petite échelle de type "strain slip cleavage" : il s'agit d'apparition de cristaux de chlorite : certains se sont développés sur la biotite mais la majorité est néoformée et orientée. L'apparition d'épidote et d'albite accompagne cette néocristallisation de chlorite.

Ces minéraux ont continué à cristalliser en conditions statiques, après la fin du "strain slip cleavage" : ce sont alors des cristaux tardifs, discordants et non orientés.

e) Conclusion sur la chronologie des cristallisations métamorphiques dans le groupe de Fokstua-Nonshöi.

Pour résumer, l'histoire métamorphique du groupe de Fokstua nous est apparue être la suivante :

- 1) phase de foliation à biotite-grenat-oligoclase-quartz
- 2) phase de schistogenèse à mica blanc et amphibole (de type garbenschieffer), localement à chlorite et epidote.
- 3) phase de cristallisation de porphyroblastes épars de biotite et biotitisation des amphiboles.
- 4) néoschistosité à chlorite, albite, epidote (+ calcite)
- 5) Cristallisation tardive statique de chlorite, epidote,

quartz ± calcite.

Nous pouvons, à l'aide de ces paragenèses, ébaucher l'évolution des conditions thermodynamiques ayant régi ces cristallisations successives.

La première phase a dû se produire en conditions moyennes de température et pression permettant l'apparition de biotite-oligoclase-grenat. Le manque de détermination précise du mica blanc ne nous permet pas de conclure directement sur les conditions d'apparition de la seconde paragenèse. Cependant nous verrons dans notre prochain paragraphe relatif au groupe de Stakshöi, qu'une paragenèse identique a nécessité des conditions moyennes de température, mais une pression assez élevée.

L'apparition de biotite qui succéda, marque selon nous, simplement une baisse de pression, la température restant identique. Les cristallisations tardives se firent lors de la baisse simultanée de la température et de la pression.

En reprenant la terminologie d'Eskola pour la classification des faciès métamorphiques, les trois premières phases se placent à la limite des faciès "greenschist" et "amphibolite", peut-être nettement "amphibolite" pour la première phase. La phase tardive est typique du faciès "greenschist". Ce sont les phases à mica blanc puis à chlorite qui confèrent aux roches cette allure de micaschistes "épizonaux" alors qu'en réalité ils ont subi dans leur histoire des conditions beaucoup plus rigoureuses, de type mésozonal (terminologie de Grunbenhamm et Niggli).

3) Le groupe de Musadal

L'évolution métamorphique des roches du groupe de Musadal est très semblable à celles du groupe de Fokstua-Nonshöi; comme les schistes verts de Fokstua (groupe de Fokstua-Nonshöi) les faciès lithologiques "basiques" du groupe de Musadal (formation de la Musa) semble posséder une histoire métamorphique apparente plus simple que celle des faciès de sédiments pélitiques gréso-pélitiques. Nous allons donc déterminer la chronologie des différentes phases de cristallisation dans les faciès pélitiques (micaschistes argentés, et garbenschieffer) et nous examinons pour chacune de ces phases, s'il est possible de lui faire correspondre une paragenèse dans les faciès de roches basiques (chloritoschiste, amphibolite).

a) Les reliques de la phase de cristallisation apparente la plus ancienne.

Aussi bien dans les "garbenschieffer" que les séricistoschistes ou micaschistes argentés, les traces de minéraux anciens sont des inclusions contenues dans des minéraux plus récents. Ce sont essentiellement des reliques de biotite souvent chloritisée, de grenat très morcelé, de plagioclase entièrement saussuritisé ainsi que des grains de minéraux opaques (inclusions "charbonneuses"). Ces inclusions sont généralement alignées en lits microplissés et fossilisés dans les néocristaux de mica blanc, amphibole ou plagioclase leur conférant ainsi des structures hélicitiques.

Ce sont là, dans les roches pélitiques ou semi-pélitiques, les indices d'une foliation ancienne à biotite, grenat, plagioclase et minéraux opaques.

Dans les faciès basiques (chloritoschistes, amphibolites), seuls des cristaux d'amphibole poecilitique, de plagioclase saussuritisé, ou encore de biotite chloritisée, sont les reliques de cristallisations anciennes. Dans la masse d'amphibolite à débit en "oreiller" du Jöndal on observe les traces de texture porphyritique de lave : on distingue d'anciens microlites entièrement épigénisés en epidote, ainsi que des phénocristaux de plagioclase (transformés en epidote) et d'un autre minéral actuellement transformé en chlorite, epidote et parfois amphibole (ancien périclase ou pyroxène).

b) Paragenèse à mica blanc amphibole-grenat-calcite.

Comme dans le groupe de Fokstua-Nonshöi, les roches pélitiques du groupe de Musadal ont été entièrement restructurées par une phase de déformation à laquelle est liée l'apparition d'une schistosité à mica blanc (muscovite phengitique).

Vers la fin de l'acquisition de cette foliation, et légèrement postérieurement, ont cristallisés des porphyroblastes d'amphibole verte, de grenat, de plagioclase et parfois de calcite, plus rarement d'un peu de biotite. Cette paragenèse est typique des roches de type garbenschieffer.

Tous les minéraux de cette paragenèse ont des cristaux de taille souvent grande et sont extrêmement poecilitiques. Ce caractère indique la rapidité de croissance des minéraux qui nous semble caractéristiques de cette phase de cristallisation.

Cette phase a beaucoup mieux restructuré les roches du groupe de Musadal que celles du groupe de Fokstua-Nonshöi : elle n'a laissé que peu de traces de leur état antérieur.

Dans les faciès éruptifs, l'apparition d'amphibole, grenat et oligoclase dans certains bancs d'amphibolite (Jöndal), ainsi que celle de cristaux d'amphibole très poécilitiques et parfois de grenat dans les boudins de métakératophyres associés aux amphibolites, nous paraît contemporaine de l'acquisition de la schistosité à garbenschieffer dans les faciès pélitiques.

c) Paragenèse à chlorite albite, épidote.

Les cristallisations postérieures à la genèse de la schistosité de type garbenschieffer, sont essentiellement de chlorite, épidote, albite et calcite. Comme dans le groupe de Fokstua-Nonshöi; on conteste une première néoformation de cristaux de chlorite parallèlement à un débit de type "strain slip cleavage" formant un angle faible avec structure planaire précédente. Cet épisode est donc une cristallisation orientée.

Postérieurement, eu lieu, le grand développement de ces minéraux dits "d'altération" qui se développèrent sur des cristaux plus anciens, ou qui cristallisèrent préférentiellement dans les microfractures des roches (chlorite, épidote, calcite, quartz).

Près du contact de base du groupe de Ståkåhöi dans la région du hameau de Gamle-Tofle au SE du secteur, nous avons observé dans les chloritoschistes du groupe de Musadal, des porphyroblastes tardifs de plagioclase (albite) de 0,5 à 1 mm de long, discordants sur l'ensemble des autres minéraux, et conférant à cette roche, une structure œillée. Cette croissance de porphyroblastes est très localisée en une bande étroite jalonnant le contact entre les deux groupes.

Malgré l'absence d'analyses chimiques de ce niveau, nous pensons qu'une particularité de la composition chimique de ces chloritoschistes a permis la croissance de ces "yeux" feldspathiques. Le fait que ce niveau jalonne le contact avec le groupe de Ståkåhöi nous semble une coïncidence : en effet, aucune observation identique dans une position structurale identique n'a été faite à l'W. Nous ne pensons pas que cette caractéristique soit liée à une variation locale des conditions thermodynamiques du métamorphisme.

d) Conclusion

Le groupe de Musadal a donc subi une évolution métamorphique très comparable à celle que nous avons décrite dans le groupe de Fokstua-Nonshöi; ont cristallisés successivement :

- 1) une paragenèse à biotite-grenat-plagioclase-quartz dans les faciès pélitiques
 - une paragenèse à amphibole, plagioclase dans les faciès basiques.
- 2) une paragenèse à mica blanc-amphibole-grenat-calcite dans les faciès pélitiques
 - une paragenèse à amphibole ± grenat ± oligoclase dans les faciès basiques.
- 3) paragenèse à chlorite, epidote, calcite, albite.

Ce schéma de succession des paragenèses métamorphiques est identiques à celui du groupe de Fokstua-Nonshöi. Nous remarquerons cependant les différences suivantes :

- les traces de paragenèses anciennes sont plus rares
- dans la phase génératrice de la schistosité de "garbenschieffer" est apparu du grenat, inconnu dans le groupe de Fokstua-Nonshöi
- il n'y a pas eu de cristallisation statique de biotite pseudomorphosant les amphiboles des "garbenschieffer", seule la chlorite fait son apparition.

Les conditions thermodynamiques de cette suite de cristallisations ont donc dû être relativement identiques à celles du groupe de Fokstua-Nonshöi (voir p. 130), excepté peut-être vers la fin de l'évolution métamorphique, où la température a dû s'abaisser plus rapidement, de la chlorite naissant à la place de biotite.

Remarque : l'évolution métamorphique de la formation de Tverrài nous paraît identique à celle du groupe de Musadal.

4) Le groupe de Ståkåhöi

L'étude synthétique de l'évolution métamorphique du groupe de Ståkåhöi (équivalent du groupe de la Gula), est compliquée par l'abondance et la variété des faciès lithologiques qui la composent. Si l'on considère que l'ensemble du groupe a été transformé dans les mêmes conditions physiques, il est intéressant d'essayer d'établir pour chaque phase de cristallisation quelles paragenèses sont apparues dans chaque type lithologique.

Très schématiquement, les grands types lithologiques composant le groupe de Ståkåhöi sont :

- des roches issues de sédiments pélitiques (Nysoeter-Skardkollan)
- des roches pélitiques très alumineuses (idem)

- des roches siliceuses d'origine détritique (Nysoeter-Grönbakkan)
- des roches de lignées volcaniques ou volcano-sédimentaires basiques (Grönkollan, Einbu-Skardkollan)
- des roches pélitiques carbonées (Nysoeterhöi)
- des roches silico-calcaro-dolomitiques (Ateigen).

Pour chaque lithologie, l'évolution de la composition minéralogique durant l'orogenèse calédonienne a été originale et caractéristique. La difficulté de l'étude synthétique de l'histoire des cristallisations métamorphiques réside dans l'établissement de la contemporanéité de paragenèses très variées.

Cependant, certains faciès lithologiques ont une composition minéralogique très peu sensible aux variations de pression et de température (quartzites, marbres), il est alors difficile de retrouver et fixer des étapes dans leur évolution.

Le squelette de notre reconstitution de l'histoire globale du groupe de Stakahöi est constitué par l'évolution métamorphique de deux types lithologiques qui répondent le mieux aux variations des paramètres thermodynamiques : il s'agit d'une part des faciès issus de sédiments pélitiques alumineux (Nysoeterhöi et Skardkollan), et d'autre part, des métasédiments silico-calco-magnésiens (formation de Ateigen). A ce cadre, nous avons essayé de rattacher les paragenèses de faciès lithologiques moins significatifs.

Nous allons exposer cette évolution en commençant par les événements les plus anciens.

a) Les traces de foliation les plus anciennes, correspondant peut-être aux litages originaux.

Dans les faciès pélitiques ces traces anciennes sont de très petites inclusions (quartz, graphite, zircon) présentes dans des cristaux plus récents de biotite, amphibole ou plagioclase. Elles sont alignées et déterminent ainsi une éofoliation souvent déformée (fig. 91 et 114). Cette éofoliation peut être soit des restes du litage original soit d'une foliation métamorphique très précoce.

De telles inclusions ont été observées dans des micaschistes des formations de Nysoeter, Grönbakkan, Skardkollan et dans les gneiss carbonatés de Ateigen.

b) Les restes de paragenèses métamorphiques anciennes.

Dans les micaschistes beiges finement litéés de la formation de Skardkollan, nous avons vu qu'il existait un niveau à nodules d'amphibolo-pyroxyénites (T. 1, p. 155). Le centre de ces nodules est occupé par des macrocristaux de diopside altéré (déterminé par diffractométrie) associé à des oxydes (fer, manganèse ?). Vers la périphérie, les cristaux de diopside se raréfient et laisse place à de l'amphibole (de type édénite) et à du plagioclase (labrador).

Notre hypothèse est que ce diopside est la survivance d'une paragenèse très ancienne, disparue dans les autres roches; la structure en nodules aurait favorisé la conservation du diopside au centre; les auréoles successives seraient le résultat des cristallisations métamorphiques postérieures en conditions thermo-dynamiques différentes.

Parmi les autres formations, nous avons observé dans celle de Åteigen, de très anciens cristaux de plagioclase très altérés (saussuritisés et épidotisés). Ce plagioclase que nous pensons de type andésine-labrador, peut-être contemporain de la naissance du diopside des nodules. Un problème subsiste cependant : dans ce faciès issu de sédiments quartzo-dolomitiques donc théoriquement favorable à la formation de diopside, nous n'avons observé aucune relique de ce minéral. Cela n'exclue pas pour autant son éventuelle existence antérieure; il a pu être entièrement pseudomorphosé postérieurement.

Dans les niveaux pélitiques (micaschistes à silicates d'alumine de Skardkollan et micaschiste à biotite de Nysoeter), les derniers représentants ayant appartenu selon nous à cette paragenèse ancienne, se trouvent en cristaux éraillés, très altérés et déformés : ce sont de la biotite à pléochroïsme presque totalement estompé, des individus de plagioclase presque entièrement altérés en épidote (quelques rares cristaux ayant encore des mâcles visibles nous ont permis d'identifier un plagioclase à teneur élevée en anorthite (andésine-labrador)), enfin, des porphyroblastes de grenats très fracturés généralement étirés et laminés, ayant perdu toute trace de leur forme propre.

Certains faciès basiques montrent également des reliques de cristaux d'amphibole, fracturée et altérée aux teintes très délavées jaunes à verdâtres, ainsi que petits grains irréguliers d'épidote à teinte de polarisation très basse, souvent inclus dans des minéraux plus tardifs : nous pensons qu'il peut s'agir de reliques de ces paragenèses anciennes.

Cette phase ancienne de cristallisation est donc représentée selon nous par les paragenèses suivantes :

- biotite-andésine-labrador-grenat dans les faciès lithologiques pélitiques;
- biotite-labrador-(+ diopside ?) dans la formation calco-magnésienne de Åteigen;
- diopside dans les nodules dolomitiques de Skardkollan.

c) La seconde phase de cristallisation

Les paragenèses nées pendant cette seconde phase de cristallisation sont beaucoup plus nettes dans l'ensemble du groupe.

Dans les faciès pélitiques, il s'agit d'une paragenèse à biotite, epidote (clinozoisite), plagioclase de type oligoclase-andésine et petits porphyroblastes de grenat aux formes très arrondies à inclusions parfois sigmoides. La biotite se présente en larges porphyroblastes qui semblent avoir recristallisé sur d'anciens cristaux; on observe en effet, très souvent, un paradoxe entre leur forme et la disposition des clivages dans ces sections : ceux-ci sont fréquemment obliques par rapport à l'allongement des cristaux. Ces cristaux présentent également des inclusions de rutile macle sagénite (fig. 102). Cette présence nous indique que ces cristaux de biotite ont subi un début de chloritisation après leur formation mais avant la naissance des paragenèses postérieures puisque ces inclusions se retrouvent dans des cristaux plus tardifs (fig. 102-103) (voir T. II, p. 92-93).

Dans les micaschistes grossiers à silicates d'alumine de Skardkollan, des cristaux d'amphibole orthorombique (? gédrite) semblent également appartenir à cette paragenèse (T. II, p.

Dans les "gneiss carbonatés" de la formation de Åteigen, cette paragenèse est difficile à déterminer précisément : elle serait constituée de biotite (à rutile macle sagénite), d'amphibole de type trémolite (détermination optique) et pargasite, et d'épidote (? allanite ?).

d) La troisième phase cristallisation : acquisition de la schistosité de type "garbenschieffer".

Dans tous les faciès lithologiques des diverses formations du groupe de Ståkhöi, cette phase de cristallisation a donné naissance à une paragenèse caractéristique, plus ou moins développée selon les niveaux.

Le minéral typique de cet épisode est le mica blanc dont les paillettes sont disposées à plat dans les plans de schistosité : cette schistosité de direction générale ENE-WSW, est dans le groupe de Stokhöi (comme dans ceux de Fokstua et Musadal) la structure planaire principale (fig. 110). La cristallisation de mica blanc s'est donc effectuée dans des conditions dynamiques, pendant une phase de compression. Ce développement de mica blanc a été très important dans les micaschistes fins de Skardkollan, dans les faciès graphiteux de Nysoeter et dans les gneiss de Åteigen (fig. 98); dans les roches pélitiques et alumineuses des formations de Skardkollan et Nysoeter, les porphyroblastes sont de taille inférieure et sont moins abondants (fig. 112).

La nature minéralogique de ce mica blanc n'a pas été déterminée avec précision dans toutes les formations. Optiquement il présente le plus souvent des caractères de muscovite plus ou moins phengitique (angle d'axe très petit ou nul, inférieur à celui de la muscovite). Une détermination par diffractométrie a été effectuée sur du mica blanc des micaschistes grossiers à silicates d'alumine de Skardkollan : nous avons obtenu un diffractogramme mixte de muscovite et paragonite. De même l'étude par microanalyse ionique de paillettes provenant de micaschistes fins de Skardkollan (T. II, p. 99 à 110) a montré que ce mica blanc contient du fer et du magnésium (composition de phengite) mais également du sodium lui conférant des caractères de paragonite. Il s'agit donc d'un mica blanc ferromagnésien et sodique.

Ces plages de mica blanc sont souvent très poécilitiques; dans la formation de Åteigen, elles contiennent parfois des inclusions de rutile macle sagénite (fig. 103) : cette observation montre que certaines paillettes se seraient développées sur les anciens cristaux de biotite ayant subi préalablement un début de chloritisation.

Dans les micaschistes à silicates d'alumine (Skardkollan et Nysoeter), associés au mica blanc, on observe la présence de porphyroblastes de disthène. Le disthène se présente en grandes baguettes (jusqu'à 7 cm de long) soit incluses dans la masse des micaschistes soit concentrées dans des filonnets de quartz.

Eparses dans la trame des roches et généralement disposées de façon quelconque par rapport à la schistosité à mica blanc, se détachent des baguettes d'amphibole. L'absence d'orientation et leur discordance par rapport à la schistosité à mica blanc nous conduisent à penser qu'elles ont cristallisé postérieurement en condition statique, pendant la phase de relâchement des pressions qui présidèrent à la genèse de la schistosité.

La nature minéralogique de cette amphibole n'a pu être déterminée systématiquement : elle n'est souvent présente qu'à l'état de relique ayant été pseudomorphosée postérieurement en biotite. Optiquement, la majorité des cristaux observés possèdent un pléochroïsme vert à vert-jaune, parfois vert-bleuté et possèdent des caractéristiques intermédiaires entre la hornblende commune et l'actinote. Par micro-analyse ionique, l'amphibole des micaschistes fins de Skardkollan est apparue être une hornblende légèrement potassique.

Dans le faciès carbonaté de Åteigen, cette amphibole est une pargasite (hornblende magnésienne).

Accompagnant l'amphibole, ont parfois cristallisé des porphyroblastes très "frais" de grenat.

Comme dans les groupes de Fokstua-Nonshöi et Musadal, cette phase de cristallisation a donc donné naissance à la paragenèse typique des roches appelées "garbenschieffer".

e) La phase de cristallisations et pseudomorphoses statiques.

Plus nettement marquée dans la partie W du groupe de Ståkåhöi, mais existant également au voisinage du Gudbrandsdal, on constate la pseudomorphose en biotite des porphyroblastes d'amphibole de la paragenèse de garbenschieffer (fig. 92 et 101). La forme extérieure des cristaux est conservée; ils sont plus ou moins entièrement remplacés par des cristaux non orientés de biotite. Accompagnant cette pseudomorphose, eut lieu la recristallisation d'anciens porphyroblastes de biotite et la néocrystallisation de paillettes isolées de biotite.

Probablement en même temps, a dû se produire la transformation en staurotide des cristaux de disthène nés avec le mica blanc de la schistosité à "garbenschieffer", ainsi que la néocrystallisation de staurotide (fig. 112). Cette pseudomorphose avait peut-être déjà été amorcée lors de la cristallisation de l'amphibole, c'est à dire dès le relâchement de la pression. Cette transformation est souvent incomplète et inachevée puisqu'un grand nombre de porphyroblastes de disthène sont demeurés soit indemnes soit non entièrement transformés (cf. p.

Cette phase a probablement induit également la cristallisation de porphyroblastes très automorphes de grenat (cf. fig. 112 et 116 bis).

f) La phase dynamique de cristallisation de chlorite.

Cette phase est caractérisée par la néofoliation de cristaux de chlorite disposés parallèlement à une schistosité de type "strain-slip cleavage". La cristallisation de chlorite a donc eu lieu dans des conditions dynamiques. Elle est fréquemment associée à de l'albite, de l'épidote (clinzoïsite) et des carbonates (calcite et dolomite) (formation de Åteigen).

Cette phase est surtout très développée dans les formations de la bordure N du groupe de Ståkåhöi, près du contact avec le groupe de Fokstua-Nonshöi (formations de Einbu et de Grönbakkan).

g) Phase de "rétromorphose" statique généralisée.

Comme pour les autres groupes, c'est l'épisode terminal de l'histoire métamorphique du groupe de Ståkåhöi. Il est caractérisé par la cristallisation de minéraux dits d'altération sur les minéraux des paragenèses antérieures. C'est la phase de chloritisation de la biotite, du grenat et de certaines amphiboles (fig. 115), de la saussuritisation des plagioclases, du développement d'albite et de quartz et épidote dans les fractures. Tous ces minéraux se sont développés en conditions statique sans orientation.

Ces minéraux tardifs sont parfois légèrement déformé, faiblement courbés ou cassés par des réajustements de tectonique cassante tardive.

h) Signification thermodynamique de ces paragenèses successives.

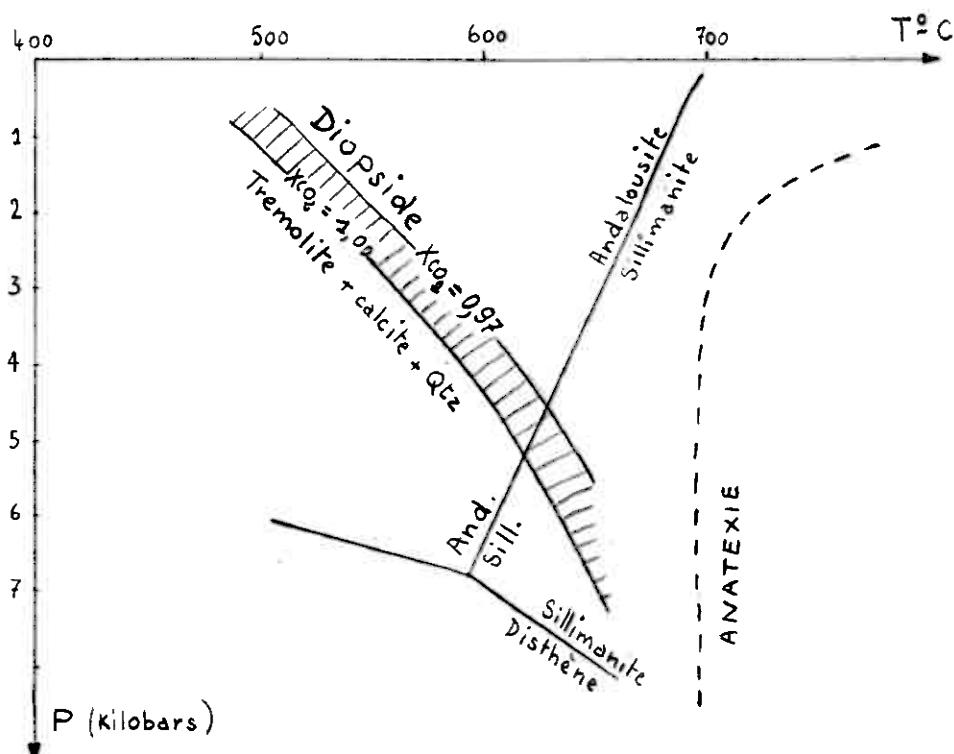
En nous basant sur des caractéristiques pétrostructurales des roches (dans leur état actuel), en les synthétisant et les schématisant, l'histoire métamorphique du groupe de Ståkåhöi, nous est apparue décomposable en cinq phases principales de cristallisation. Chacune d'entre elles est caractéristique de conditions thermodynamiques très particulières que nous allons essayer de définir.

h-1) . La phase ancienne de cristallisation correspondrait - d'après nos observations à l'apparition d'une paragenèse à biotite-grenat-andésine-labrador et amphibole dans les séries pélitiques et à la formation de diopside dans les nodules d'origine dolomitique probable.

L'apparition de plagioclase andésine-labrador, c'est à dire avec un taux d'anorthite atteignant 40 à 55%, en l'absence de calcite mais en présence parfois d'amphibole, nécessite des conditions thermodynamiques rigoureuses (température d'au moins 600° selon Winkler (1970)).

D'après les études récentes (Turner et Verhoogen (1960), Tromsdorff (1966), Metz (1960), Winkler -1965 et 1970), les conditions thermiques d'apparition de diopside au cours du métamorphisme de séries dolomitiques et siliceuses, sont très dépendantes de la pression (essentiellement de la pression fluide (PCO_2 et PH_2O)). La courbe expérimentale établie par Metz (1960) pour la réaction "trémolite + 3 calcite + 2 Q = 5 diopside / 3 CO_2 " montre par exemple que les conditions de température de formation du diopside varie de 500° à 650° pour une pression variant de 1 à 5 kb, pour une teneur moyenne en CO_2 et H_2O .

Diagramme de pression et température donné par Metz (1970).



A haute pression (supérieure à 5-6 kb), l'isograde d'apparition du diopside voisine la limite du domaine d'anatexie, phénomène que nous n'avons jamais observé dans le groupe de Ståkåhöi.

Tromsdorff, dans les Alpes suisses (1966) observe l'apparition du diopside dans une zone comprise entre l'apparition de la staurotide et celle de la sillimanite; selon Wenck (1962), la teneur en anorthite des plagioclases de cette zone atteint 40 à 50% dans les faciès lithologiques dépourvus de calcite. Cet exemple alpin est donc très proche de notre cas.

Toutes ces comparaisons, nous conduisent à penser cette phase de cristallisation a eu lieu à forte température (autour de 600°) et pression indéterminée inférieure à 5-6 kb (peut-être 3-4 kb) (ces chiffres ne sont donnés qu'à titre indicatif).

REMARQUE : Deux faits sont cependant à souligner à propos de l'étude de ces paragenèses :

1) nous n'avons jamais observé de relique de diopside dans la formation de Åteigen qui possède une composition chimique favorable, non plus que des reliques de staurotide ancienne dans les séries pélitiques et alumineuses (Nysoeter et Skardkolian). N'ont ils jamais existé, ont -ils été entièrement transformés postérieurement, ont-ils échappé à notre observation ?

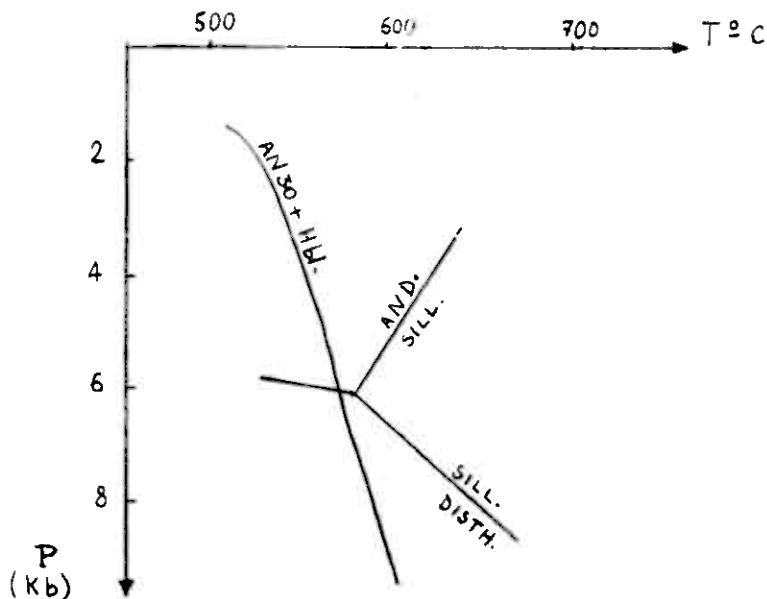
2) la seconde remarque porte sur l'origine de la formation de Åteigen : la présence de biote dans ces faciès montre qu'elle ne dérive pas de sédiments carbonatés purs mais contenant une partie pélitique (sédiments marno-quartzo-dolomitiques).

En conclusion, cette phase correspond dans les classifications classiques au faciès almandin-amphibolite d'Eskola ou, en adoptant la terminologie plus souple de Winkler (1970) à l'étage moyen.

h-2). La phase à biotite, oligoclase-andésine, epidote, grenat (+ orthoamphibole) des faciès pélitiques et à trémolite-pargasite-biotite-calcite-dolomite-épidote des faciès calco-magnésiens de Åteigen.

Dans les mêmes roches, donc de composition chimique identique, les paragenèses de cette phase de cristallisation sont différentes de celle de la phase précédente : les conditions thermodynamiques régnant durant ces deux phases n'étaient donc pas identiques.

En se référant aux travaux thermodynamiques expérimentaux, nous constatons effectivement que les températures et pressions nécessaires pour la formation de plagioclase-oligoclase-andésine (An 25 à 35) sont inférieures à celles nécessaires à l'apparition d'andésine-labrador. La température de développement d'un plagioclase An 30 en présence d'amphibole varie de 530 à 570°, les variations de pressions n'influent que très peu :



Isograde d'apparition de plagioclase An 30 en présence de hornblende (Winkler 1970).

Dans le niveau de micaschistes grossiers à silicates d'alumine, la présence dans cette paragenèse d'ortho-amphibole peut aussi nous apporter des informations sur les conditions thermodynamiques de son apparition. Tilley en 1939, après des études menées sur les roches à Antophyllite et Gedrite de Karelie (Finlande), a montré que l'apparition d'ortho-amphibole est très dépendante de la teneur en magnésium des roches. C'est pourquoi dans des travaux récents sur les micaschistes de la Gula, des auteurs (Nielsen et Olesen, 1972) explique leur présence par une métasomatose de fer et magnésium (cf. p.97) couplée à un départ de potassium. Remarquons que ces roches contiennent de 10 à 20% de biotite; elles ne sont donc pas dépourvues de potassium.

D'après Hietanem (1959), les conditions d'apparition des ortho-amphiboles sont proches de celles du point triple des silicates d'alumine. La position de ce point varie selon les auteurs : de 550 à 600° pour la température et de 4 à 6 kb pour la pression.

Sur le diagramme de Winkler (ci-dessus) on constate que l'isograde du plagioclase An 30 en présence de hornblende passe à proximité du point triple : la syncristallisation de ce plagioclase avec de l'ortho-amphibole est donc possible.

Dans les lithologies marno-carbonatées, cette phase de cristallisation a donné naissance à une paragenèse à "amphibole (trémolite-pargasite)-biotite-calcite-dolomite-épidote".

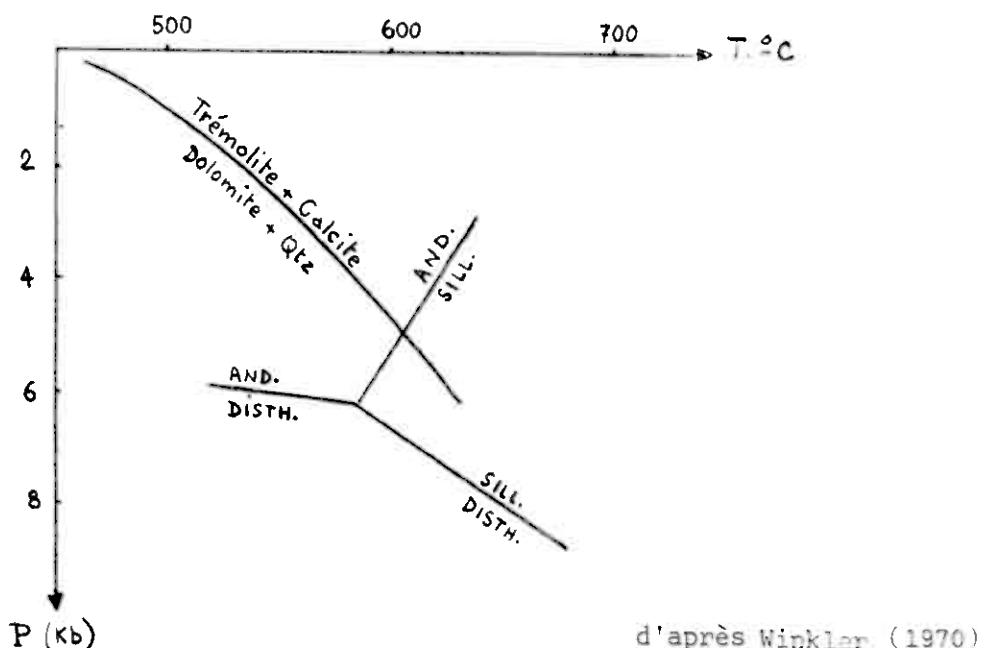
Cette paragenèse est typique de la transformation métamorphique des séries silico-marno-dolomitique; elle apparaît d'après les auteurs, dans des conditions thermodynamiques identiques à celles de la naissance de la paragenèse "trémolite-calcite" des dolomies siliceuses. B. Moine (1971) propose la réaction suivante :



(Mu = muscovite, Do = dolomite, Q = quartz, Ph = phlogopite, Tr = trémolite, Cz = clinozoïsite, cc = calcite). Les compositions chimique du mica noir et de l'épidote peuvent être variable, l'amphibole pouvant également évoluer vers des termes plus magnésiens comme la pargasite.

REMARQUE : Nous n'avons jamais déterminée avec précision la nature de notre mica noir; l'existence de phlogopite peut être envisagée et mériterait d'être vérifiée

Cette réaction peut s'appliquer au faciès carbonaté de la formation de Åteigen. Les conditions thermodynamiques de son apparition sont données par le diagramme suivant :



En conclusion, cette seconde phase de cristallisation semble être née dans des conditions de température légèrement inférieure à la précédente, les conditions de pression n'étant pas déterminables avec précision.

Pour satisfaire à la mode des classifications, nous placerions cet épisode au début de l'"étage moyen" de Winkler (1970) (faciès épidote-amphibolite" d'Eskola).

h-3). Phase de cristallisation de l'association minérale de type "garbenschieffer".

Signalons d'abord, qu'avant cet épisode de cristallisation, la température avait du s'abaisser légèrement puisque nous avons observé un début de chloritisation de la biotite (expulsion du titane sous forme de sagénite).

Remarquons ensuite que l'association minérale de type "garbenschieffer" n'est pas une paragenèse dans la définition exacte du terme, puisque nous pensons qu'elle est née en deux étapes successives, certainement très rapprochées dans le temps mais distinctes : le mica blanc (et le disthène) serait né durant une phase de compression alors que l'amphibole et le grenat auraient cristallisé durant le relâchement des contraintes.

Les rares déterminations précises du mica blanc nous ont montré qu'il possède à la fois des caractères de paragonite (présence de sodium) et de muscovite phengitique (fer et magnésium).

D'après Deer et Zusmann (1967) une série continue entre pargonite et phengite ne peut exister qu'à très haute pression. Il nous est très difficile de conclure sur ces conditions très mal connues, le seul fait certain est que ce mica blanc a cristallisé sous l'influence d'une pression orientée.

Plus significative est la présence de disthène associé au mica blanc : la pression nécessaire à l'apparition du disthène est importante (de 6 à 8 kb selon les auteurs).

La formation de hornblende nécessite une température moyenne assez élevée (autour de 500° selon Winkler); l'isograde d'apparition de l'almandin est également très proche de celui de la hornblende.

Cette phase de cristallisation a donc débuté dans des conditions de pression élevée qui se sont peu à peu relâchées; la température pouvait être constante ou légèrement croissante durant cette phase.

h-4). Phase de cristallisation statique de biotite et staurolite : pseudomorphose de l'amphibole et du disthène.

Plusieurs hypothèses peuvent être retenues pour expliquer cet épi-

sode : après la fin de la cristallisation de l'association de type "garbenschieffer", où la température s'est notablement élevée, la pression restant constante, ou encore, à température constante la pression s'est abaissée,^{ou} enfin, les deux paramètres ont pu diminuer simultanément.

L'hypothèse de baisse de pression est étayée par la pseudomorphose du disthène en staurotide, le disthène étant un minéral très sensible aux variations de pression. L'apparition de la staurotide correspond aux conditions thermodynamiques du début de l'étage moyen de Winkler (faciès "almandin-amphibole" d'Eskola).

Les conditions de transformation de l'amphibole de type hornblende potassique en biotite restent inconnues. A la sonde ionique, nous avons pu observer ce processus : le rapport fer/magnésium s'est inversé (voir p. alors que le potassium quittait le réseau de l'amphibole. Ces éléments ont, selon nous, été réintégrés dans le réseau de la biotite qui s'est développée sur l'amphibole. Aucune étude thermodynamique n'a été menée, à notre connaissance, sur cette transformation.

h-5). Les phases de cristallisation de chlorite-épidote-albite-quartz.

Elles correspondent aux phases terminales dites de "rétromorphose" générale avec abaissement simultané de la température et de la pression.

Une pression orientée a cependant persisté au début de cette phase pendant la néoformation orientée de chlorite.

Ces paragenèses sont caractéristiques du faciès "schistes verts" ou "étage bas" de Winkler (1970).

i) Conclusion sur l'évolution métamorphique du groupe de Ståkåhöi.

L'évolution des conditions thermodynamiques durant les diverses phases de cristallisations métamorphiques subies par le groupe de Ståkåhöi, peut être schématisée ainsi : à partir d'un climat chaud à pression indéterminée (1ère phase), il y a eu baisse légère de température (2ème phase), puis augmentation rapide de pression avec relaxation progressive (3ème phase à garbenschieffer); puis un réchauffement relatif statique suivit immédiatement cette variation de pression (4ème phase); cet évolution s'achève par la baisse simultanée de la pression et de la température.

5) Conclusion à l'étude du métamorphisme du complexe de Trondheim dans le secteur.

Excepté pour les paragenèses reliques anciennes, nous avons été frappés par la similitude des paragenèses des diverses phases de cristallisations dans les différents groupes constituant le complexe de Trondheim. Le tableau de la fig. 166 résume et permet de visualiser ces analogies. L'histoire métamorphique commune à tous les groupes peut être résumée ainsi (en ne mentionnant que les paragenèses des séries pélitiques) :

- phase M 2 : paragenèse à biotite-épidote-grenat-oligoclase-andésine-quartz.
- phase M 3 : acquisition de l'association de type garbenschieffer (avec disthène).
- phase M 4 : cristallisation statique de biotite-grenat-staurotide.
- phase M 5 : cristallisation dynamique puis statique de chlorite-épidote-quartz-albite.

Seules les phases anciennes (phase ancienne M 1 à andésine-labrador et diopside, trace d'éofoliation Mo, épisode thermique (à andalousite ?) ne nous semblent caractéristiques, dans le secteur, que du groupe de Ståkåhöi. Selon nous, l'existence de ces phases anciennes spécifiques du groupe équivalent de la Gula, lui confère sur le terrain une cristallinité apparente plus grande. Son histoire récente nous est apparue strictement identique à celles des autres groupes, les différences n'étant liées selon nous qu'à la nature chimique des séries qui le composent, et non à des conditions thermodynamiques particulières.

Cette hypothèse guidée par nos observations, entraîne une conséquence importante : le groupe de la Gula aurait subi une phase de transformation métamorphique ancienne supplémentaire qui n'affecta pas les autres groupes; cela irait dans le sens des hypothèses de Wegmann "sur le lambeau de recouvrement de la Gula".

Notons tout de même deux particularités dans l'histoire commune à tous les groupes :

1) l'originalité du groupe de Svartdalsfjell dans lequel la phase M 3 n'a pas donné naissance à une paragenèse de "garbenschieffer" mais à une foliation à biotite-grenat-épidote parallèle à la schistosité à mica

blanc. Notre hypothèse pour expliquer cette anomalie est : la trondhjemite a servi de réserve de chaleur ce qui a entraîné une variation locale de cette paragenèse typique.

2) la localisation dans l'espace de l'épisode M 4 de cristallisation statique de biotite : à l'W du complexe le long du contact avec les complexes inférieurs et le long du massif de trondhjemite. Là encore la notion de "réservoir de chaleur" dans les gneiss et la trondhjemite peut intervenir.

Les conditions thermodynamiques du métamorphisme du complexe de Trondheim sont celles exposées longuement dans l'étude du groupe de Ståkåhöi (voir p. 11), à savoir :

M 1 : température élevée, pression indéterminée

M 2 : température légèrement plus basse, pression indéterminée

M 3 : brusque augmentation de pression, température identique à celle de M 2, puis relaxation des pressions

M 4 : suite de la baisse de pression, peut-être légère augmentation de température

M 5 : baisse simultanée de la pression et de la température.

Remarquons dans cette évolution, le rôle important de la pression dans la phase M 3 (dite à garbenschieffer) : ce fait est nouveau dans l'étude du métamorphisme calédonien, habituellement considéré comme "intermédiaire" c'est à dire à pression et température moyennes.

Dans le chapitre suivant nous allons synthétiser l'étude du métamorphisme à l'échelle du secteur, c'est à dire comparer l'évolution des différents complexes.

III - EVOLUTION METAMORPHIQUE A L'ECHELLE DU SECTEUR, RELATIONS AVEC LES PRINCIPALES PHASES TECTONIQUES

Ce chapitre a été résumé en un tableau (fig. 166) qui montre nos hypothèses sur les corrélations entre les phases métamorphiques des différents complexes et leur liaison avec les phases de déformations. Nous allons brièvement ce tableau puis nous en examinerons les conséquences.

1) Relations entre les phases métamorphiques des divers complexes.

Les critères employés pour établir les relations entre les phases métamorphiques des divers complexes sont de deux ordres :

- d'une part la similitude (ou compatibilité) entre les conditions thermodynamiques durant ces phases.
- d'autre part les relations structurales existant entre les structures planaires (foliation schistosité) engendrées par ces phases.

Nous allons essayer de faire ces corrélations en calant les diverses phases de cristallisation des complexes inférieurs (socle, sparagmites et Andbergshöi), par rapport au schéma de l'évolution du complexe de Trondheim établi dans les pages précédentes (voir tableau, fig. 166).

a) Corrélations entre les complexes de l'Andbergshöi et de Trondheim

Nous avons remarqué l'identité de la paragenèse ancienne du complexe de l'Andbergshöi avec la phase M2 du complexe de Trondheim (paragenèses à biotite-épidote-grenat-oligoclase). Les directions structurales des foliations correspondantes sont difficiles à mettre en relation (cette foliation étant presque totalement effacée dans le complexe de Trondheim).

D'autre part, la phase à mica blanc, staurotide, disthène de l'unité de l'Andbergshöi est très comparable à celle dite de "garbenschieffer" du complexe de Trondheim (M3). Cependant, cette phase n'a pas engendré de véritable schistosité dans le complexe de l'Andbergshöi, comme dans celui de Trondheim.

La phase dite de rétromorphose est commune aux deux complexes.

b) Corrélations avec les complexes des gneiss de l'W et des sparagmites et celui de Trondheim.

Dans les deux complexes inférieurs nous n'avons observé qu'une seule foliation (à biotite-épidote dans le socle, et mica blanc, quartz et feldspath dans les sparagmites) qui est la foliation dite d'accordance.

Cette foliation est subparallèle à la foliation à biotite-épidote-grenat du complexe de l'Andbergshöi, et discordante à toutes les structures planaires du complexe de Trondheim.

Nous pensons que l'acquisition de cette foliation est le résultat d'une évolution continue et qu'il est difficile de la mettre en relation avec l'une ou l'autre phase (M 2, M 3, ou M 4).

La phase terminale à chlorite est commune à tous les complexes.

2) Hypothèses sur les relations entre métamorphisme et tectonique.

Nous proposons pour l'histoire globale du secteur durant l'orogenèse calédonienne, le schéma suivant : (voir fig. 166).

. Métamorphisme du groupe de Ståkåhöi (phase M0, M1, métamorphisme de contact), associés à des plis anciens, d'axes indéterminés

Charriage de ce groupe sur les autres groupes du complexe de Trondheim.

. Phase M2 de métamorphisme dans le complexe de Trondheim associé à un plissement ancien (plis plats, d'axe probablement NE-SW).

. Phase M3, dans le Trondheim : acquisition de la schistosité de type garbenschieffer de plan axial de plis d'axe ENE-WSW.

Durant toute cette première partie, nous pensons (comme Wegmann) que s'est déroulé dans le secteur :

- la superposition du complexe des sparagmites sur le socle
- le début des phénomènes de flexuration avec évolution de la foliation d'accordance (déformation de style pennique).

Puis charriage de l'ensemble de la nappe de Trondheim et de l'Andbergshöi et arrivée dans la dépression de Trondheim

- Puis accentuation de la flexuration impliquant la phase M4 de cristallisation statique

- Rétromorphose par rapport à la pression et à la température

re de tout l'ensemble accompagnée des phases de "strain-slip cleavage" et "kink-bands".

- Cristallisations statiques tardives accompagnant la cataclase et rejet tardifs de certains contacts.

Ce schéma très simplifié, sera explicité et détaillé dans le chapitre suivant intitulé "Histoire du bâti cristallophyllien du secteur Dombâs-Lesja.

IV - APPROCHE GEOCHIMIQUE DE QUELQUES FORMATIONS DU SECTEUR DOMBÅS-LESJA.

A - INTRODUCTION

Nous avons pu effectuer dans le cadre de la R.C.P. 193, et grâce à l'aide du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (Nancy), 34 analyses chimiques sur les différents groupes du secteur Dombås-Lesja.

D'un point de vue pratique, nous avons prélevé des roches à grains fins, relativement homogènes et surtout en parfait état de fraîcheur. La masse prélevée varie selon les échantillons de 2 à 4 kg.

Nous avons effectué les différentes opérations de broyage au laboratoire de Géologie structurale d'Orsay.

Les analyses ont été réalisées par spectrométrie au Quantomètre A R L, sous la direction de K. Goundaraju dans les laboratoires du C.R.P.G. (Nancy).

Couplé au dosage des éléments majeurs, un relevé des éléments en traces suivants a été effectué : Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Sr, V. Ajoutons enfin que la totalité du fer est dosée comme Fe^{3+} dans Fe_2O_3 , et que P_2O_5 n'a pas été dosé.

L'échantillonnage accompli au cours de la deuxième campagne de terrain a été réparti comme suit (en tenant compte des analyses effectuées par les précédentes équipes dans la terminaison méridionale de la nappe de Trondheim) :

· 10 analyses d'amphibolites (voir résultats dans le tableau n° 167) se composant des échantillons suivants :

- n° 908 : filons basiques dans les gneiss de Lesja
- 858-860-904-912-942 : amphibolites du complexe de l'Andbergshöi
- 669 et 948 : amphibolites du groupe de Ståkåhöi (Trondheim)
- amphibolites du groupe de Musadal : 865 (à débit en pillow) et 943 (schistes amphibolitiques).

· 8 analyses de roches de types Trondhjemites : (fig. 170)

- 870, 761, 872, 873, 871 provenant du massif de Dombås
- 813 prélevé dans un filon émis par le massif dans les micaschistes du Svartdalsfjell
- 964 : intrusion du Skjervedal (fig. 169)
- 794 : intrusion du Jöndal

. 2 analyses de roches leucocrates de type métakératophyre (unité de l'Andbergshöi 855 et 861 (fig. 169)

Les analyses restantes représentent différents faciès de micaschistes, gneiss et quartzites (fig. 171).

- 906, 907 et 862 sont à rapporter à des types de quartzites feldspathiques (sparagmites) du massif de l'Andbergshöi
- 863 et 859 sont deux types de gneiss mésocrates du groupe du Vefsjell (unité de l'Andbergshöi)
- 856 et 930 : niveaux de marbre, groupe de Bottheim
- 857 : zoisite associée aux niveaux de marbre précédents.

. Enfin 7 analyses dans la nappe de Trondheim (fig. 168 et 169)

- 944 et 866 : micaschistes à silicates d'alumine du Ståkåhöi
- 945 : nodules basiques du groupe de Ståkåhöi (formation de Skardkollan)
- 947 roche filonienne dans les gneiss de Åteigen (groupe de Ståkåhöi)
- 814 et 905 sont des schistes verts du groupe de Fokstua-Nonshöi
- 864 correspond aux séricitoschistes du même groupe.

Le but de cette étude est d'abord de reconnaître le type du magmatisme du secteur en comparaison avec les études déjà menées sur la nappe de Trondheim. L'identification de la nature de certaines roches peut être vérifiée par cette méthode.

Enfin, malgré le nombre restreint d'analyses dans les formations métasédimentaires, nous essayerons de proposer une caractérisation des grands groupes lithologiques de la nappe de Trondheim, par comparaison avec les analyses effectuées par les diverses équipes : P. Mosson et G. Quesnel, C. Berthomier et J. Maillot et J.M. Quenardel de la R.C.P. 193, T. Strand (1951) et surtout B. Moine qui, très aimablement, nous a communiqué des données géochimiques non publiées sur la région de Meråker.

Nous traiterons ces analyses en utilisant les paramètres et repré-

sentation graphiques de H. de la Roche (1964, 1965) et de B. Moine et H. de la Roche (1968). Nous avons également reporté les paramètres de Niggli (Al, Alk, C et fm) sur quatre graphiques (fig. 172) dont l'emploi très général, permet surtout d'établir des comparaisons avec d'autres travaux.

Présentation des différents diagrammes de H. de la Roche et de B. Moine et H. de la Roche.

a) Les diagrammes de présentation des roches détritiques selon la composition chimique des fractions principales et des silico-aluminates (fig. 175 et 176) (H. de la Roche, 1965).

Le diagramme des roches détritiques ou des "roches totales" est une représentation triangulaire utilisant les paramètres $Fe_2 + TiO_2 + CaO$, $SiO_2 \times 0,73$ et Al_2O_3 calculés à partir de pourcentage d'oxydes. Ils permettent de noter l'importance respective de la charge siliceuse des carbonates, oxydes, sulfures et enfin des silico-aluminates (feldspaths, micas, minéraux des argiles) qui sont ici regroupés.

Les variations des silico-aluminates sont étudiées en complément dans un second diagramme triangulaire utilisant les paramètres Na_2O , MgO et K_2O (% donnés par l'analyse). Ces paramètres rendent compte de la mobilité différentielle des éléments lors des altérations. On peut différencier ainsi les domaines et tendances sédimentaires et ignées (shales, grauwackes et séries ignées). L'auteur associe également à chaque famille, ou chaque point, la valeur de l'indice de basicité ($100 (MgO + K_2O + Na_2O) / Al_2O_3$) dont la décroissance traduit le plus souvent une évolution sédimentaire.

b) Représentation graphique du comportement différentiel de l'alumine et des alcalins (Diagramme Al, Na, K). Traitement graphique des amphibolites et roches argilo-carbonatées (diagramme général $(Al + Fe + Ti) / 3 - K$ en fonction de $Al + Fe + Ti / 3 - Na$)

Les paramètres sont exprimés en milliatomes dans 100 g de roche.

Les variations en coordonnées rectangulaires de $(Al / 3 - K)$ en fonction de $(Al / 3 - Na)$ partagent nettement les domaines et tendances respectivement ignées et sédimentaires. Ainsi les silico-aluminates sont largement dispersés.

Les feldspaths occupent les sommets d'un triangle subéquilatéral, les micas et minéraux des argiles sont dispersés dans le secteur défini par K / Na et Al/3-Na fortement positif, tandis que les autres fractions principales des sédiments (quartz, carbonates, oxydes) sont concentrés près de l'origine des axes.

Le diagramme général $(Al + Fe + Ti)/3-K$ en fonction de $Al + Fe + Ti/3-NA$ dérive directement de la représentation précédente par adjonction du fer et titane à l'aluminium. Il a pour but de séparer plus distinctement les roches ignées basiques (basaltes-andésite) du domaine des grauwackes. Un aspect numérique du partage entre ortho-amphibolites et métasédiments carbonatés révèle qu'il ne peut y avoir de convergence entre les deux domaines dans le cas d'un métamorphisme isochimique (B. Moine, 1969).

c) Diagramme chimicominalogique des roches ignées de H. de la Roche (1964).

Ce diagramme s'applique aux roches ignées principalement quartzofeldspathiques. Ce diagramme a été présenté en deux figures pour des raisons de clarté.

Le premier système (fig.177) utilise le paramètre $Q = Si/3 - (Na + K + 2 \frac{Ca}{3})$ en fonction de $F = K - (Na + Ca)$ (calculés en nombres de milliatomes dans 100 grammes de roche ou minéral). Cette représentation place le quartz, le feldspath potassique et les plagioclases aux sommets d'un triangle grossièrement équilatéral.

Le second système (fig.178) utilise le paramètre $B = (Fe + Mg + Ti)$ en fonction de $F = K - (Na+Ca)$. Ces paramètres conduisent alors à une dispersion entre l'ensemble quartzofeldspathique et les ferromagnésiens.

Ces trois paramètres permettent d'établir une correspondance étroite entre le chimisme des roches ignées et leur classification basée sur les critères minéralogiques. Cette représentation graphique permet donc une dispersion appréciable des grands types pétrographiques.

Nous avons porté en référence sur les graphiques un réseau de compositions moyennes de roches ignées communes ainsi que le domaine des grauwackes.

Nous examinerons donc successivement les caractéristiques des différents types de roches analysées en fonction de leur appartenance lithostratigraphique, à l'aide de ces paramètres et de leurs représentations graphiques.

REMARQUE : Nous n'avons pas exploité les données sur les éléments en traces : d'une part, notre échantillonnage était trop disparate et peu abondant, et d'autre part, peu de publications font état de conclusions générales.

B - ETUDE DU GROUPE DES AMPHIBOLITES

Les différentes analyses des roches amphibolitiques montrent une assez grande homogénéité. Ceci se traduit par le groupement des points représentatifs pour des valeurs de paramètres de Niggli correspondant au pôle des basaltes.

Une évolution générale est perceptible sur les diagrammes $fm = f(Si)$, $Al = f(Si)$, $c = f(si)$ (fig.172).

Nous dégagerons de l'évolution générale des roches amphibolitiques quatre points figuratifs correspondant aux échantillons 945 et 943, puis 669 et 946, ces points s'écartant de la tendance générale.

Le diagramme $c = f(si)$ montre que les points 945 et 943 correspondent à deux roches relativement riches en calcium tandis que $fm = f(si)$ traduit leur relative pauvreté en ferromagnésiens; $Al = f(si)$ montre moins nettement leur faible teneur en aluminium.

L'échantillon 945 correspond aux nodules d'amphibolopyroxénite à calcite du groupe de Stakkhöi (formation de Skardkollan; l'échantillon 943 représentatif des "schistes amphibolitiques de la formation de la Musa (groupe de Musadal), doit ses caractéristiques à l'abondance d'épidote et de calcite.

Les échantillons 669 et 946 proviennent du groupe de Stakkhöi (équivalent du groupe de la Gula) et revêtent, à ce titre, un intérêt particulier pour la caractérisation des grands groupes lithologiques.

Ils se détachent de l'ensemble par leur richesse en ferromagnésiens ($fm = f(si)$, principalement en magnésium d'après les résultats pondéraux des analyses. Par contre, sur les diagrammes $C = f(si)$, $Alk = f(si)$ et $Al = f(si)$, il apparaît une légère dépression en calcium, alcalins et alumine par rapport aux autres échantillons.

L'examen du chimisme des amphibolites dans les diagrammes de présentation des roches selon la composition des fractions principales et des silico-aluminates (fig.175) permet de confirmer certaines particularités mises en évidence précédemment.

L'étalement des points figuratifs de la représentation triangulaire

K_2O , MgO , Na_2O , montre la différenciation chimique des échantillons selon la teneur en MgO , les échantillons 945, 946 et 669 se groupent vers le pôle magnésien tandis que l'échantillon 943 (schistes amphibolitiques) est déprimé en magnésium.

La teneur en sodium ne permet aucune distinction particulière, ceci exclut la présence d'amphibolites à chimisme spilitique. L'échantillon 865 (amphibolite à structure en pillow) provenant du groupe de Musadal (équivalent du groupe de Stören) montre au contraire, dans la représentation triangulaire (diagramme des roches totales) une teneur en chaux très importante.

Caractères des roches basiques d'après le comportement différentiel de l'alumine et des alcalins (diagrammes Al , Na , K (fig. 173) et Al , Fe , Ti (fig. 174))

La dispersion des points figuratifs est assez ordonnée dans le domaine des roches à chimisme basaltique à andésitique. Il est intéressant de noter ici, qu'il n'existe pas de différence sensible entre les amphibolites des différentes unités lithostructurales (filons basiques du socle, unité de l'Andbergshöi, nappe de Trondheim). Seuls les échantillons du groupe de Ståkåhöi (946 et 669) se distinguent : leurs indices de basicité respectifs atteignent les valeurs les plus élevées des amphibolites (103 et 95); leurs teneurs en magnésium les isolent de l'ensemble. La position de leurs points figuratifs dans le diagramme chimico-minéralogique des roches ignées (fig. 177) illustre bien cette originalité : la forte valeur du paramètre B pourrait être expliquée par un magmatisme particulier aux séries de plateforme, alors qu'un magmatisme de type calco-alcalin expliquerait mieux la figuration des autres amphibolites (Diagrammes triangulaires K , Na , Ca et Mg , $Na+K$, $Fe_{3+}+Fe_{2+}$, fig. 179 et 180).

D'après le diagramme général (fig. 174), il semble que la représentation graphique confirme l'hypothèse que nous formulions lors de notre étude lithostratigraphique concernant les nodules d'amphibolite-pyroxénite (n° 945). D'un point de vue pétrographique, cette roche présente des caractères de skarn; son rapprochement sinon son appartenance au domaine des roches sédimentaires dans le diagramme général constitue pour nous un argument supplémentaire : ils pourraient être d'anciens nodules dolomitiques.

Une dernière remarque concerne l'échantillon 943 : l'examen pétrographique montre que cette roche à majorité d'épidote et calcite, présente beaucoup d'analogie avec un tuff basique. Certains caractères distinctifs ap-

paraissent dans des représentations graphiques mais son enracinement dans le domaine des ortho-amphibolites reste constant. Sa composition minéralogique particulière doit être expliquée par son histoire tectonique et métamorphique (cet échantillon a été prélevé dans la zone d'écrasement jalonnant le contact méridional de la nappe de Trondheim sur les sparagmites des Rondane).

En conclusion, après cette étude géochimique succincte des amphibolites du secteur, il faut noter deux résultats importants :

- l'absence de différence sensible entre les niveaux amphibolitiques des différents complexes (socle, Andbergshöi et Trondheim), (excepté peut-être une légère individualisation des amphibolites du groupe de Ståkåhöi équivalent du groupe de la Gula).

- l'origine magmatique certaine de toutes ces amphibolites mise à part l'amphibolo-pyroxénite en nodules du groupe de Ståkåhöi qui est peut-être d'origine dolomitique.

c) Le groupe des roches acides : roches intrusives de type trondhjemites et métakératophyres quartziques.

Nous avons effectué 5 analyses (870, 872, 873, 761 et 813) dans le massif trondhjemitique situé au NE du secteur (prélèvements effectués sur une coupe allant de Fokstua à Tunga). Macroscopique c'est une roche grenue claire dans laquelle de fines paillettes de biotite dispersées ébauchent une foliation. Au microscope elle apparaît composée de plagioclase (oligoclase andésine) (30%) de biotite (10 à 15%), de quartz et minéraux accessoires (épidote, minéraux opaques).

L'échantillon 794 a été prélevé sur l'intrusion de type trondhjemitique située dans la gorge du Jöndal. Cette roche à texture grenue se distingue de celle du massif de Dombås par l'absence de biotite, et la présence de mica blanc.

Les deux analyses de métakératophyres ont été effectuées sur des roches du complexe de l'Andbergshöi (voir description T I, p.84-85).

Ces deux types de roches (trondhjemite et métakératophyre) se partagent selon deux valeurs du paramètre Si de Niggli : pour le type trondhjemitique 350 Si 300, pour les métakératophyres Si 450.

Seuls les diagrammes $\text{Alk} = f(\text{si})$ et plus faiblement $\text{Al} = f(\text{si})$ montrent de légères variations de chimisme.

Les représentations graphiques utilisant des paramètres mettant

en jeu le quartz, le feldspath et l'alumine sont plus appropriés à la figuration des roches.

Remarquons tout de même, sur le diagramme des silico-aluminates MgO , K_2O , Na_2O (fig. 175) la forte tendance albitophyrique de ces roches; deux groupes apparaissent, d'une part les roches grenues de type trondhjemite, d'autre part, déplacé vers le pôle sodique, le groupe des kératophyres. L'échantillon 861 apparaît comme le terme extrême de cette série sodique.

Sur le diagramme figurant le comportement différentiel de l'alumine et des alcalins (fig. 173) les points représentatifs s'alignent parfaitement selon l'axe de différenciation des roches alcalino-sodiques (approximativement parallèle à la droite joignant le pôle albite au pôle anorthite).

Le domaine des kératophyres quartziques est occupé par les échantillons 861 et 794. L'échantillon 794 montre un net déplacement vers le pôle des kératophyres : cette roche grenue était considérée par T. Strand comme une trondhjemite mais son chimisme est très proche de celui des kératophyres quartziques. Inversement, l'échantillon 855 que nous considérons comme kératophyrique, s'aligne bien selon la différenciation des roches alcalino-sodiques dont il représente probablement un terme quartzitique.

Les échantillons 813 et 964 s'éloignent légèrement de l'alignement des autres points figuratifs. Leur rapprochement vers l'origine des axes signifie : pour l'échantillon 964 (intrusion du groupe de Ståkshöi) il y a un accroissement probable du pourcentage de quartz et une diminution des oxydes et ferromagnésiens. Pour l'échantillon 813 (filon intrusif dans les micaschistes du Svartdalsfjell) un enrichissement en quartz est également certain : des phénomènes de migration et de partage des alcalins entre le filon et l'encaissant sont très probablement responsables de cet écart.

Le diagramme général faisant intervenir l'aluminium, le fer et le titane n'apporte pas plus de renseignements. Seules les variations du pourcentage de biotite peuvent traduire le léger déplacement des points.

Le diagramme chimico-minéralogique des roches ignées (fig. 177 et 178) permet de préciser l'appartenance des roches considérées au domaine des Tonalites. Sur le diagramme $Q = f (F)$, la différenciation selon la teneur en silice non feldspathisée donc en quartz, est très marquée; la variation en fonction du partage sodi-calcique apparaît être un second facteur d'évolution. Le décalage des points vers le pôle quartzique des tonalités, permet de confirmer la nature trondhjemite de l'intrusion de Dombås.

La position particulière des points 855, 813 et 964 que nous venons d'examiner est dûe à l'importance du pourcentage de quartz dans ces roches; par contre la position de l'échantillon 794 montre que la désignation de métakératophyre est la plus appropriée pour cette roche.

Le système $F = f(B)$ ne fait qu'illustrer le faible pourcentage des minéraux ferromagnésiens.

Examinons le cas de l'analyse 871, provenant des faciès grenus mésocrates de bordure de l'intrusion trondhjémítique de Dombås. Ce faciès prolonge vers le SW les roches gabbroïques situées au N de Fokstua et dans les- quelles se serait mise en place l'intrusion trondhjémítique. Macroscopiquement cette roche grenue est verdâtre plus ou moins sombre. Au microscope elle paraît constituée de 30% plagioclase (entièrement transformé en epidote zoïsite), d'amphibole (hornblende) pseudomorphosant peut être d'anciens cristaux de pyroxène, de sphène issu de la transformation d'ilménite, de minéraux opaques, et de très peu de biotite.

Les diagrammes (Al, Na, K) puis (Al + fe + Ti) en fonction des alcalins, indiquent que ce point se place sur la droite de différenciation des roches ignées alcalino-sodiques dont il représenterait un des termes les plus basiques. En ce qui concerne le plagioclase et le quartz cette roche est comparable à celles du groupe des amphibolites ($Q = f(F)$). En fait, un examen des pourcentages pondéraux montre que le rapport ^{des} acalins est identique à celui des roches ignées acides (trondhjémites). Pour le fer, le magnésium et le titane cette roche se distingue des amphibolites par sa relative pauvreté (diagramme général et diagramme chimico-minéralogique $F = f(B)$). Comme sa pétrographie, le chimisme de cette roche confirmerait sa parenté avec la famille des gabbros.

En conclusion trois résultats retiennent l'attention :

- la nature trondhjémítique de l'intrusion de Dombås; certains termes sodiques ou quartziques peuvent converger vers le pôle des métakératophyres.
- La présence de métakératophyres dans l'unité de l'Andber-shöi est confirmée par la géochimie.
- Le faciès de bordure à l'E de l'intrusion de trondhjémite représente vraisemblablement un témoin de l'extension méridionale du massif de gabbro de Hjerkin.

D) Le groupe des gneiss, micaschistes, marbres, quartzites

Trois types de roches ont été analysés :

- des marbres : n° 930, 856
- des quartzites feldspathiques : 906, 907 et 862
- des micaschistes et "schistes verts" : 944, 866, 905, 864, 814

Examinons la signification de la position de ces analyses dans les diverses représentations :

L'étude des fractions principales (fig. 176) dans le diagramme des roches totales met en évidence l'individualité de ces grandes catégories. Les quartzites feldspathiques y sont dispersés à la périphérie du domaine des arkoses; l'échantillon 906 étant un type particulièrement quartzeux. Les différents micaschistes sont régulièrement dispersés dans le domaine des shales et grauwackes. Les marbres sont groupés vers le pôle indicateur des oxydes et des carbonates.

La représentation adaptée aux silico-aluminates sépare différents types de micaschistes : l'échantillon 944 occupe le domaine des "shales" tandis que les autres échantillons sont dispersés essentiellement en fonction de la magnésie et de la soude. Cette variation des teneurs en magnésium apparaît minéralogiquement dans la variation du pourcentage de chlorite (responsables des teintes vertes des échantillons 905 et 814).

Les marbres présentent une tendance magnésienne qui n'est pas exprimée minéralogiquement sauf peut-être par la présence de dolomite; cependant ces marbres ne contiennent aucun silicate calco-magnésien qui pourraient être présents compte-tenu de leur teneur relativement élevée en silice et du métamorphisme de type mésozonal ayant affecté l'unité de l'Andbergshöi.

Les points figuratifs des quartzites feldspathiques s'échelonnent selon une courbe évoluant d'un pôle riche en quartz (906) vers le domaine des grauwackes caractérisé par un enrichissement en ferro-magnésiens et en soude.

Le diagramme où le comportement des alcalins est étudié en référence à l'aluminium (fig. 175) illustre bien les tendances manifestées précédemment : nous voyons malgré le nombre réduit d'analyses que la dispersion des points est large et ordonnée.

Le groupement des quartzites feldspathiques (906 et 907) et des marbres s'effectue normalement vers l'origine des axes; l'importance de la charge quartzeuse tend à rapprocher de ce pôle les micaschistes 905 et 944.

et plus faiblement le quartzite feldspathique 862.

Les variations de teneur en soude et potassium détermine deux domaines séparés par la droite $K = Na$. Dans le domaine $Na > K$, seuls les micaschistes et schistes verts du groupe de Fokstua-Nonshöi sont représentés. Dans le domaine $K > Na$ nous remarquons la présence de micaschistes 944 et 866 issus du groupe de Ståkåhöi. Ces deux domaines figurent deux types sédimentologiques : le domaine $Na > K$ correspond aux grauwackes tandis que le domaine $K > Na$ comporte essentiellement des "shales". Nous voyons ainsi l'évolution de la maturité des sédiments entre deux groupes lithologiques :

- le groupe de Fokstua-Nonshöi se caractérise par des sédiments peu évolués d'un point de vue chimique, la relative abondance du sodium et du magnésium s'explique par une contamination volcanique soit directe (volcanosédimentaire) soit indirecte (volcano détritique).

- le groupe de Ståkåhöi est représenté par des sédiments plus évolués du point de vue chimique.

L'échantillon 944 est caractérisé par la relative abondance de l'alumine et par son caractère potassique exprimé minéralogiquement par la présence de feldspath potassique, tandis que l'échantillon 866 diffère par sa tendance magnésienne et également alumineuse.

Ces caractères magnésiens et potassiques se traduisent par des indices de basicité (57 et 53) plus élevés que pour la moyenne des shales (45).

Nous pouvons déjà à partir de ces remarques esquisser des paysages sédimentologiques différents pour ces deux groupes lithologiques. Le groupe de Fokstua-Nonshöi paraît marqué par une sédimentation de type détritique contaminée par un volcanisme basique; le groupe de Ståkåhöi montre une évolution chimique plus poussée et s'accommoderait mieux d'une sédimentation "plus calme".

E - Quelques particularités pétrographiques

Pour compléter cet aperçu géochimique du secteur Dombås-Lesja, nous avons analysé une roche filonienne du groupe de Ståkåhöi (947), la "zoisite" du groupe de Bottheim (Andbergshöi) et deux gneiss mésocrates du groupe du Velsfjell (859 et 963).

Le chimisme de la zoisite peut être immédiatement saisi à partir de la représentation graphique des silico-aluminates et des fractions principales. C'est une roche très riche en alumine et soude fortement déprimée en silice et ferro-magnésiens. C'est une roche voisine d'une "plagioclase".

Son gisement en association constante avec les niveaux de marbre, présente tous les caractères d'une roche sédimentaire. Mais compte tenu de son chimisme, il est difficile de trouver un métasédiment présentant ces caractères. Sans doute s'agit-il d'un ancien tuff particulièrement riche en alumine et soude.

. L'échantillon 947 a été prélevé à partir du filon sécant dans les gneiss de Ateigen (groupe de Ståkåhöi). A l'affleurement, il est impossible de se prononcer sur l'origine de ce filon discordant sur le rubanement des gneiss. Le chimisme et la position de l'échantillon analysé dans les différents diagrammes n'apporte guère d'arguments en faveur d'une hypothétique origine éruptive. Le diagramme des fractions principales et silico-aluminates (fig. 175 et 176) montrent des caractères alumineux, sodiques et calciques bien marqués tandis que la charge quartzeuse est très faible. Les diagrammes chimico-minéralogique B = f (F) et du comportement différentiel de l'alumine et du fer par rapport aux alcalins (fig. 173 et fig. 174) font apparaître une relative pauvreté en oxydes et ferro-magnésiens.

Les caractères sodiques et le déficit de ferro-magnésiens séparent cette roche du domaine des amphibolites. La minéralogie reflète très bien ces caractères : fort pourcentage en plagioclase et epidote, absence de biotite et d'amphibole.

Par comparaison avec la minéralogie de la roche encaissante on s'aperçoit que l'échantillon 947 est "lessivé" des minéraux ferro-magnésiens et des carbonates.

L'interprétation que nous retenons est la suivante : les gneiss carbonatés auraient été lessivés des ferro-magnésiens dans une zone de fracturation recoupant toutes les structures, dans cette interprétation, le "lessivage" serait tardif.

. Les gneiss mésocrates du groupe de Veslfjell.

Nous avons effectué deux prélèvements 863 et 859 de quatre gneiss car ils diffèrent notablement des gneiss de type orthogneiss acide ou gneiss leptytique par la présence de minéraux ferro-magnésiens, de grenat et leur pauvreté en quartz. Ces gneiss outre les caractéristiques précédentes montrent de beaux cristaux d'allanite.

Les points figuratifs dans le diagramme du comportement différentiel de l'alumine par rapport aux alcalins (fig. 173) sont situés dans une zone correspondant au domaine des granites à partir duquel évoluent les roches calco-alcalines avec un léger déplacement vers le pôle sodique. La présence de calcium

magnésium et fer tend à rapprocher ces points de l'origine des axes. A première vue on peut déjà conclure au caractère orthogneissique de cette roche. Les deux systèmes de représentation de la composition chimico-minéralogique des roches ignées (fig. 177) sont plus expressifs en ce qui concerne les roches quartzo-feldspathiques. Le diagramme $Q = f (F)$ éloigne ces deux points des autres groupements en faisant apparaître un pourcentage de quartz inférieur à 10%; le partage entre le plagioclase et le feldspath potassique est équitable avec peut-être une légère tendance sodique. Les points représentatifs sont situés dans le domaine des monzonites, le paramètre $K + Na$ possède des valeurs (252-222) au voisinage desquelles se répartissent ces roches.

Les échantillons correspondent aussi à un orthogneiss monzonitique à syénitique.

Le système $B = f (F)$ confirme les conclusions précédentes pour l'échantillon 859, tandis que l'échantillon 863 est nettement déplacé sur le pôle ferro-magnésien et s'écarte du domaine des roches types. Ceci se traduit à l'affleurement par une roche nettement mésocrate. L'abondance du sphène et de l'illménite traduit minéralogiquement cette particularité chimique.

En conclusion, ces roches représentent bien des niveaux orthogneissiques de types monzonitiques à syénitiques contrastant avec le groupe orthogneissique représenté par l'orthogneiss acide de Lesja et les gneiss leptynitiques.

F - Conclusions : Essai de caractérisation des grands groupes lithologiques de la nappe de Trondheim.

a) Le groupe de Ståkåhöi et ses équivalents : groupe des micaschistes de la Gula et de Sonvatn. - la sédimentation anté-ordovicienne.

Le groupe est caractérisé par des sédiments très "maturés" (domaine $K > Na$); deux tendances principales se distinguent :

- une tendance magnésienne,
- une tendance potassique moins marquée.

Le caractère magnésien de certains micaschistes peut correspondre en partie à une contamination dolomitique (présence de métadolomite impure dans la région de Dombås) le caractère est affirmé dans les micaschistes à staurolite sur la bordure orientale du groupe de la Gula jusqu'au niveau de la région de la Gula. Si une contamination dolomitique paraît possible vu les caractéristiques pétrographiques des gneiss de Ateigen et des nodules d'amphibole pyro-

roxénites, les analyses paraissent insuffisamment calciques pour envisager un rôle important de cette contamination sur le chimisme. Une autre hypothèse peut être formulée si l'on tient compte de l'influence de la charge chloriteuse, sur les pourcentages de magnésium et de calcium, on peut remarquer que les schistes verts (teinte due à la richesse en chlorite de ces roches) n° 905 et 814 possèdent des pourcentages de Mg et Ca à peu près identiques à ceux des micaschistes n° 944 et 866.

Nous signalons ici, que certains niveaux de schistes ordoviciens datés dans le bassin d'Oslo (K.Björlykke, 1965) et des "shales" du Hovin, présentent également cette richesse en Mg. Ce caractère étant assez rare, il méritait d'être remarqué.

Les analyses fournies par T. Strand (1951, p. 102-104), illustrent parfaitement cette tendance magnésienne ainsi que le caractère généralement potassique des sédiments (analyses n° 1, 2, 0, 11, 12, 13, 14, 15). La présence de métadolomite sur la bordure orientale de schistes de la Gula, paraît confirmée par le niveau à nodules d'amphibolo-pyroxénite, dont le chimisme correspond à celui d'une roche dolomitique (N°945). Les sédiments ont donc probablement évolué dans un jeu de plateforme stable.

Les niveaux d'amphibolites peuvent être également caractérisés par leur chimisme. Déjà Berthomier et Maillot (1971) faisaient remarquer une forte tendance magnésienne à côté d'un déficit relatif en silice et soude. Nous avons noté les mêmes tendances pour les échantillons 946 et 869 provenant du groupe équivalent de la Gula.

Ces caractères s'opposent aux autres types d'amphibolites provenant principalement des groupes équivalents du groupe de Stören.

Ces amphibolites peuvent être issues d'une série basaltique alcaline caractérisant les aires continentales ou océaniques non orogéniques.

b) Le groupe de Musadal et ses équivalents : groupe de Stören et et de Fundsjö : le volcanisme tremadoc arenig.

Ce groupe peut être caractérisé par un nombre d'échantillon assez important, dans la région méridional de la nappe de Trondheim et également au niveau de Meråker à l'Est de Trondheim.

Ce groupe comporte deux grands types de roches :

- des roches acides dont le chimisme correspond à celui de kératophyres quartziques caractérisé par un taux élevé de sodium et un pourcentage de silice élevé (supérieur à 70%).

Il n'existe pas de termes orthokératophyriques dans ce groupe. Ces remarques sont valables pour l'ensemble du groupe.

- Des roches basiques représentées par des amphibolites qui comprennent deux termes. Un terme correspond à un chimisme nettement spillitique (région de Meråker, Lac Savalen, région d'Otta) que nous pourrions caractériser par une taux de soude élevé et un déficit relatif en chaux. Nous n'avons pas analysé ces termes dans notre secteur mais un magmatisme de type spillite-kétatophyre a déjà été mis en évidence par Mosson et Quesnel (1970) et Quenardel (1971) au Sud-Est de Folldal.

A côté de ces termes spillitiques, de nombreux termes possèdent un chimisme de type basaltique à andésitique caractérisé par un pourcentage de chaux assez élevé par rapport au sodium. Ce type de magmatisme paraît bien développé tant dans la nappe de Trondheim que dans l'unité sous-jacente de l'Andbergshöi, au moins dans la région de Dombås-Lesja. Ce volcanisme appartiendrait à une série volcanique calco-alcaline typique des aires orogéniques. Les métasédiments intercalés dans le groupe de Musadal sont fortement contaminés par la magmatisme basique, mais les analyses ne sont pas suffisantes pour caractériser leur chimisme.

c) Le groupe de Fokstua-Nonshöi et ses équivalents; groupe de Hovin inférieur, groupe de Sulåmo : la sédimentation de l'Ordovicien moyen.

Caractérisé par le nombre plus réduit d'échantillons, il se distingue des micaschistes de la Gula par une moins grande homogénéité. Les sédiments possèdent une plus faible maturité chimique que ceux du groupe de la Gula comme l'indique une répartition dans le domaine $Na > K$: ce sont généralement des grauwackes. Certains minéraux présentent une composition proche des basaltes et témoignent d'une importante influence volcanique (probablement par remaniement).

Des schistes noirs rapportés à ce groupe témoignent par contre d'une plus grande maturité, approchant ainsi le domaine des "shales" avec une légère tendance magnésienne. Cette variété des types sédimentologiques marqués par une dominante volcano détritique traduit l'instabilité de l'aire de sédimentation ordovicienne. Ceci nous conduit à faire remarquer les caractères opposés que manifeste la sédimentation ordovicienne et antéordovicienne.

d) Les roches intrusives calédoniennes.

- Les roches acides

Dans la région méridionale, secteur de Dombås-Lesja, nous avons noté une nature trondhjemite nette avec une évolution vers un pôle quartzique. Certains échantillons présentent par ailleurs un caractère kératophyrique entraînant un recouplement entre les domaines kératophyres quartziques et des trondhjemites. Certaines intrusions de la région septentrionale de la nappe de Trondheim peuvent être franchement kératophyriques.

- Les roches basiques

Ces roches font partie de complexes intrusifs tels ceux de Höghia étudié par C. Bertomier et J. Maillet au NW de Folldal et de Dombås Avsjoen :

Leur chimisme correspond généralement à celui des gabbros. Il se distingue par un caractère relativement pauvre en ferro-magnésiens et par des teneurs très faibles en silice non feldspathisée.

Ces deux types d'intrusions proviendraient en fait de deux lignées différentes, mais nous ne pouvons discuter cette hypothèse vu la faible extension de l'intrusion de type gabbroïque sur notre secteur.

V HISTOIRE DU BÂTI CRISTALLOPHYLLIEN DU SECTEUR DOMBAS LESJA

Dans ce chapitre, nous allons essayer de synthétiser les informations lithostratigraphiques, structurales et pétrographiques que nous avons exposées dans notre étude.

-REMARQUE: les datations stratigraphiques citées dans ce chapitre sont déduites de comparaisons avec les travaux publiés sur les calédonides scandinaves; elles demeurent donc hypothétiques.

A) L'histoire sédimentaire du secteur

L'actuel complexe des gneiss de l'W jouait dès l'infracambrien un rôle de socle. Dans le secteur étudié, il était alors constitué par un massif granitique et son complexe filonien (filons aplitiques et peut-être aussi basiques). Nous n'avons aucun arguments pour écarter ni retenir l'hypothèse d'un métamorphisme et de déformations anté-cambriens, l'orogenèse calédonienne l'ayant entièrement restructuré.

Durant l'infracambrien, sur la plateforme épi-continentale constituée par ce socle, se seraient déposées les séries quartzo-feldspathiques de l'actuel complexe des Sparagmites.

Le cambrien demeure une période très énigmatique. En reprenant l'hypothèse norvégienne d'un âge cambrien pour les micaschistes de la Gula, cette époque serait caractérisée par une sédimentation de type épicontinentale (groupe de Ståkåhøi): sédiments "maturés et magmatisme basique à forte tendance magnésienne et déficit relatif en silice et en soude. Cette série comprend à la base des sédiments pélitiques déposés en milieu euxinique (graphite de la formation de Nysoeterhøi), puis des sédiments détritiques carbonatés (formation dolomitique de Åteigen), enfin au sommet, une puissance série pélitique et alumineuse (for-

-mation de Skardkollan). Dans cette hypothèse, le domaine paléogéographique où se seraient déposé le groupe de la Gula, pourrait coïncider avec celui où s'individualisera à l'Ordovicien, le géosynclinal calédonien; cette hypothèse implique la continuité stratigraphique entre la série eugéosynclinale et le groupe de la Gula. Nous ne pouvons rejeter définitivement cette hypothèse; il nous semble cependant indispensable d'envisager d'autres âges possibles pour la série métamorphique de la Gula.

Au début de l'Ordovicien (Tremadoc, Arenig), le domaine eugéosynclinal calédonien se serait individualisé quelque part en mer de Norvège, à 100 ou 150 km selon les auteurs à l'W du bassin de Trondheim. Cette période est marquée par une activité magmatique intense: des coulées acides (kératophyres quartziques) sont mêlées à un important complexe basique à magmas spilitique et basaltique où l'on retrouve des structures de laves en "pillow" (groupe de Musadal équivalent du groupe de Støren). D'après notre étude, le début de ces épanchements coïnciderait avec une période d'instabilité dont le conglomérat de Skardshøi serait un témoin. Interstratifiés dans cette formation éruptive, se sont déposés des sédiments variés en séquences rythmiques (pélites, grés, carbonates).

Pendant l'Ordovicien aurait sédimenté la suite de la série eugéosynclinale calédonienne (dans la secteur: groupe de Fokstua-Nønshøi équivalent du groupe de Hovin). Elle est caractérisée par des sédiments peu maturés contaminés par des venues volcanodétritiques d'abord basiques puis acides au sommet de la série. Dans le secteur, un ensemble de type grauwacke (schistes verts de Fokstua) est surmonté d'une puissante série gréso-pélitique parfois carbonatée à caractère rythmique (formation de Nønshøi). Le conglomérat polygénique à ciment pélitique de Verket clôt la série eugéosynclinale présente sur le secteur.

C'est pendant cette époque (Ordovicien moyen), que l'on peut à titre d'hypothèse nouvelle, envisager le dépôt du groupe de Stakahoi équivalent du groupe de la Gula: il se serait déposé dans une zone haute (géanticlinale) ou marginale du domaine géosynclinal calédonien.

Selon nous l'Ordovicien moyen et le Silurien n'ont pas de représentant dans le secteur Dombás-Lesja. (ces étages ont été reconnu au NW de la nappe de Trondheim).

Dès la fin du Silurien aurait commencé l'orogenèse calédonienne.

B) Les déformations et cristallisations métamorphiques calédoniennes

Les âges des événements que nous allons énumérer ne peuvent déterminés avec précision; ils s'étagent de la fin de la fin du silurien à l'éodévonien selon la majorité des auteurs.

Pour l'essentiel de cette histoire orogénique, il faut distinguer le devenir du complexe de Trondheim de celui des complexes sous-jacents (Gneiss de l'W, Sparagmites et And-bergshøi), qui n'occupaient pas alors les mêmes aires géographiques.

Les événements les plus anciens

Dans le socle gneissique, une première génération de déformation ancienne a affecté les filons basiques: plis iso-clinaux serrés d'axe NS ou EW associés à un laminage très intense. Le climat métamorphique durant cet épisode n'a pu être reconstitué; seules des reliques de plagioclase incluses dans du feldspath-potassique plus tardif, peuvent lui être rattachées. Le début de l'amphibolitisation des filons basiques est peut-être également contemporain.

Dans le complexe de Trondheim, cette phase ancienne est marquée dans le groupe de Stakahoi, par des plis iso-clinaux serrés d'axe probablement N-S actuellement verticalisé. Cette déformation serait contemporaine d'une phase de cristallisation visible sous forme de reliques: produite en conditions de température élevée et pression moyenne, elle aurait engendré de la biotite, du grenat, du plagioclase andésine-labrador, et probablement du diopside. La mise en place des intrusions de gabbro puis trondhjemite doit également être plus ou moins contemporaine de cet épisode; elles sont peut-être les causes de thermométamorphisme locaux à andalousite et staurotide (forma-

tion du Grønhsøi et Klippes du Sud).

Une seconde phase de cet épisode ancien serait caractérisée par une tectonique à dominante discontinue.

Dans les complexes inférieurs, elle aurait produit les premiers écaillages aboutissant à l'individualisation du complexe de l'Andbergshøi ainsi qu'à la désolidarisation de la couverture sparagmitique de son socle.

Parallèlement, a pu se produire le premier chevauchement interne du complexe de Trondheim, mettant en contact le groupe de la Gula (Ståkåhøi) sur celui de Støren (Musadal). Nous n'avons aucun élément permettant de préciser les conditions thermodynamiques de cet épisode cassant.

Postérieurement, une phase de déformations souples a affecté le complexe de Trondheim de plis isoclinaux d'axe probablement E-W à ESE-WNW, déversés vers le SE. Elle est accompagnée de la naissance d'une néofoliation à biotite-oligo-clase-grenat, donc dans un climat à températures et pression moyennes.

Cette phase se traduit dans les complexes inférieurs par des plis mésoscopiques isoclinaux d'axe au 110° Ng, et d'une foliation à biotite-grenat oligoclase dans le complexe de l'Andbergshøi.

L'épisode majeur

Dans les complexes du substratum (gneiss de l'W et Sparagmites), l'épisode majeur marqué par d'intenses laminages, voit le début de leur réorganisation d'accordance par l'acquisition de néofoliations (à biotite-épidote-quartz-plagioclase dans les gneiss et à micabblanc-quartz feldspath dans les Sparagmites). Cette phase induit une linéation minérale plongeant

au 80° Ng.

Durant cet épisode, le complexe de l'Andbergshøi aurait acquis sa structure définitive de synforme à cœur gneissique, accentuant les structures précédentes (étirement, boudinage). Cet épisode serait caractérisé par des températures et pressions élevées avec apparition de porphyroblastes de disthène et staurotide et le développement des faciès migmatitiques du Veslfell (gneiss à gros yeux). Ce dernier phénomène avait peut-être déjà été amorcé à l'épisode précédent.

Dans le complexe de Trondheim, cet épisode majeur est également responsable de sa structure. Il a induit des plis pluridécamétriques à décamétriques d'axe plongeant actuellement au 70° Ng. Cette déformation identique dans tous les groupes, est accompagnée d'une néofoliation de plan axial disposé en éventail ainsi que d'une linéation de microfronçons de même axe. Les conditions de pression élevée ont permis la cristallisation d'un micablanc de type phengitique et paragonitique ainsi que l'apparition de disthène dans les faciès alumineux.

Puis, pendant une période de relâchement des contraintes, il y eut une cristallisation statique non orientée de porphyroblastes de hornblende potassique, donnant ainsi naissance aux roches appelées "garbenschieffer".

C'est à la fin de cette période que nous situons le charriage cisailant avec troncature basale de la nappe de Trondheim et son arrivée dans la dépression qu'elle occupe actuellement.

Postérieurement, un réchauffement localisé de la bordure occidentale de la nappe et des abords de l'intrusion trondhjemite produisit l'apparition de petits porphyroblastes épars non orientés de biotite, accompagnée de la pseudomorphose de l'amphibole en biotite et du disthène en staurotide.

L'épisode tardif

Il est caractérisé par des déformations de

"réajustement", induites par les mouvements du soubassement gneissique.

Le socle gneissique est alors affecté de grands plis flexuraux d'amplitude kilométrique d'axe NNW-SSE, impliquant le redressement des structures des complexes sous-jacents. Il a induit un phénomène de "strain slip cleavage" en condition épizonale (cristallisation de chlorite). Cette déformation est visible dans les niveaux laminés des Sparagmites, ainsi qu'à l'W du complexe de Trondheim. (linéation au 60-70°Ng).

Le complexe de Trondheim est également déformé par de grands bombements kilométriques d'axe NNW-SSE observables dans sa partie méridionale, et qui ont entraîné des glissements et la formation de structures disharmoniques.

Dans le complexe de l'Andbergshøi, des plis mésoscopiques d'axe NNW-SSE sont accompagnés d'une schistosité de fracture.

Les dernières déformations sont marquées par des plis en chevron, des "kink-bands" dans les complexes supérieures et des plis concentriques dans les Gneiss de l'W. Elles correspondent également à la phase de rétromorphose généralisée (baisse simultanée de pression et température), avec cristallisation statique de chlorite, epidote, quartz.

Enfin, accompagnant un léger retroécaillage des nappes vers le NW, une phase de cataclase et de fracturation à froid clot dans le secteur, l'évolution orogénique calédonienne.

C) Histoire post-calédonienne du secteur

Elle n'est marquée que par les événements quaternaires durant lesquels les épisodes successifs de glaciation et de réchauffement ont achevé le modelé de la chaîne calédonienne.

VI CONCLUSION GENERALE: RESULTATS NOUVEAUX APPORTES PAR NOTRE ETUDE

Au travers de cette longue étude, nous espérons avoir fait apparaître la multiplicité et la complexité des problèmes géologiques du secteur Dombas-Lesja. Ceux-ci dépassent souvent le cadre du secteur et soulèvent des problèmes généraux des calédonides scandinaves.

Dans la majorité des cas, nous nous sommes efforcés de les exposer le plus clairement possible, en proposant des hypothèses pour les résoudre.

Ces solutions paraîtront peut-être inattendues, voire audacieuses aux spécialistes des calédonides; nous souhaitons cependant qu'ils y trouvent quelques idées nouvelles contribuant à l'avancement de la connaissance géologique de la chaîne calédonienne.

Il nous semble donc nécessaire de résumer dans ce chapitre les résultats et hypothèses nouveaux contenus dans ce mémoire. Ils peuvent être répertoriés en trois grandes rubriques: lithostratigraphie, tectonique et pétrographie métamorphique. Examinons-les successivement.

Résultats lithostratigraphiques nouveaux

- La principale découverte en ce domaine, est la mise en évidence du complexe lithologique de l'Andbergshøi, structuralement intercalé entre la nappe de Trondheim et son substratum. Nous avons montré sa complexité lithologique : des roches s'apparentant à celle des complexes sousjacents se mêlent à des métasédiments avec niveaux repères très comparables à ceux de la nappe de Trondheim. Comme l'équipe américaine travaillant au N du secteur, nous pensons que ces métasédiments sont probablement ordoviciens.

Signalons également, qu'à la suite de K. O. BJØRLYKKE, (1905), nous avons reconnu la présence de gneiss à gros yeux à tendance migmatitique dans cette unité.

- Dans le complexe de Trondheim, notre étude apporte de nombreux résultats:

; il nous semble constituer de deux types de séries distinctes: -une série eugéosynclinale avec magmatisme basique et métasédiments (groupe de Støren et groupe de Hovin),

-une série de type épicontinentale avec sédiments euxiniques, métadolomies et niveaux alumineux (groupe de la Gula).

Cette hypothèse aurait une valeur régionale pour l'ensemble de la nappe de Trondheim puisque nous avons constaté à travers la littérature, la remarquable constance de la série des micaschistes de la Gula.

. Du point de vue stratigraphique, nous avons mis en évidence plusieurs niveaux repères dans la nappe (par exemple le niveau à silicates d'alumine et orthoamphiboles de la Gula).

. Comme P. Pinna à l'est du secteur, nous avons démontré la présence au sein du groupe de la Gula d'un ensemble possédant des caractristiques proches de celles du groupe de Hovin (Ordovicien moyen). Cette découverte est nouvelle dans la description de la nappe de Trondheim.

. Enfin nous émettons une hypothèse nouvelle sur la position stratigraphique du conglomérat du Skardshøi qui, selon nous, précède ou est inséré dans le complexe éruptif équivalent du groupe de Storen.

Résultats tectoniques.

- La mise en évidence de l'unité structurale de l'Andbergshøi est le principal résultat tectonique. Sa position intermédiaire dans le bâti calédonien pourrait en faire un équivalent occidental de la nappe de Seve suédoise.

- Dans ce complexe de l'Andbergshøi nous avons démontré des contacts cisaillants primaires partiellement effacés par la tectonique postérieure.

- Dans le complexe de Trondheim, nous avons reconnu le contact de base de la nappe, modifiant partiellement les

cartes existantes (carte de Norvège au 1/1000 000^e et la carte de F. Wolff, 1968).

- Nous avons retrouvé la structure synclinoriale d'ensemble de cette nappe et mis en évidence dans sa partie méridionale, un contact tectonique majeur à la base du groupe de la Gula. Ce contact signalé par E. Wegmann (1925), puis J.-M. Quenardel (1972), se suit sur toute la bordure sud de la nappe.

- Il nous est apparu évident que l'ensemble du secteur était polydéformé. Nous avons cru y discerner pendant l'orogénèse calédonienne quatre phases distinctes de déformation souple et trois phases principales de déformation discontinue.

- Nous avons démontré que la majorité des structures internes de la nappe de Trondheim était acquise avant son charriage.

- L'explication globale de la structure de la nappe de Trondheim ne peut être présentée avec certitude; selon nous l'intervention de tectonique discontinue est évidente pour expliquer la disposition relative des divers groupes litho-stratigraphiques, mais elle ne suffit pas cependant à en comprendre la complexité.

Nous avons considéré avec attention les intéressantes hypothèses de H. Heim (1971) sur cette structure; elles ont le mérite d'ouvrir des perspectives nouvelles. Nous adhérons aux idées de E. Wegmann (1925) sur la "nappe de la Gula", mais elle ne nous semble pas nécessairement en position structurale supérieure.

Résultats pétrographiques.

- Notre étude pétrographique nous a confirmé que l'ensemble du secteur a subi un métamorphisme polyphasé, comme l'avait déjà signalé l'équipe de la R.C.P. : P. Mosson et G. Quesnel (1970), C. Berthomier et J. Maillot (1971) et J.-M. Quenardel (1972).

- Nous avons fait la démonstration de l'existence de phases de cristallisation de type mésozonal : phase ancienne

à températur élevée et phase majeure à pression importante. Cela modifie les idées sur le type du métamorphisme calédonien.

- La zone à silicates calciques de Goldschmidt (1915) représente une zone de métamorphisme régional et n'est pas due aux influences des intrusions calédoniennes.

- Nous avons pu constater des zones d'inégale répartition de chaleur lors de la cristallisation des paragénèses tardives.

De nombreuses hypothèses restent à vérifier.

Nous espérons que notre étude sera utile à la synthèse structurale de la nappe de Trondheim.

B I B L I O G R A P H I E

- BARTH T.F.W. - 1938 - Progressive metamorphism of sparagmite rocks of southern Norway, N.G.T. 18, t. 1, p. 53-65, 2 fig.
- BERTHOMIER C. et al. - 1971 - Essai de corrélations lithostratigraphiques et structurales dans la série géosynclinale calédonienne du Nord-Folldal - Trondheim méridional, Norvège. C.R.Som. S.G.F., fasc. 3, p. 151-153.
- BERTHOMIER C., MAILLOT J. - 1971 - Etude géologique de la région septentrionale de Folldal (Sud du Bassin de Trondheim, Norvège). Thèse de 3ème cycle Besançon. Inédit, 141 p., nomb. fig.
- BERTHOMIER C., MAILLOT J., MOSSON P., QUESNEL G., ROLLET M. - 1970 - Aperçu géologique sur la région orientale et septentrionale de Folldal (Sud du Trondheim, Norvège). Bull. Soc. Hist. Nat. Franche-Comté., t. LXXII, N.S. n° 1, p. 28-37.
- BIRKELAND, TORE et NILSEN O. - 1972 - Contact metamorphism associated with gabbros in the Trondheim region. N.G.U. n° 273.
- BJØRLYKKE K.O. - 1905 - Jet centrale Norges Fjeldbygning. N.G.U. 39.
- BUGGE C. - 1912 - Lagfölgen i Trondhjems. N.G.U. 61, Arbok 1912.
- BUGGE C. - 1954 - Den Kalidonske fjellkjede i Norge. N.G.U. 189, p. 5-79.
- CARSTENS H. - 1960 - Stratigraphy and volcanism in the Trondheim fjord area Norway. Congrès Géol. Intern. N.G.N. 212 b, 23 p.
- CARTER P. - 1966 - The geology of an area north of Gåsbakken- Sör - Trondelag ^o. N.G.U. Arbok 1966.
- CHALOUPSKY J. - 1970 - Geology of the Holonda-Holsjöen area Trondheim region. N.G.U. 266, p. 277-304, 16 fig., 1 carte.
- CHALOUPSKY J., FEDIUK F. - 1967 - Geology of the western and N.E part of the Måråker area. N.G.U. 245, p. 9-20.
- COLLOMB P., ELLENBERGER F. - 1966 - La grille des linéations : un phénomène tectonique régional autonome. C.R.Acad. Sc. Paris, t. 262, p. 1832-1835.
- COLLOMB P., ELLENBERGER F. - 1966 - Signification tectonique de la linéation régionale. C.R.Acad. Sc. Paris, t. 262, p. 1921-1924.

- COLLOMB P., ELLENBERGER F. - 1967 - La schistosité régionale, structure d'arrêt de la déformation tectonique. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 264, p. 2970-2973.
- COLLOMB P., QUENARDEL J.M. - 1971 - Phases et styles de déformations dans la série métamorphique du lac Savalen (Folldal, Norvège centrale). C.R. Som. S.G.F., p. 153-155.
- DEER, HOWIE, ZUSSMAN - 1972 - Rock forming minerals. Vol. 1, 3, 5. Edit. Longmans.
- ELLENBERGER F. - 1971 - Originalité de la chaîne scandinave; relations fonctionnelles entre socle et Calédonides. C.R. Som. S.G.F., fasc. 3, p. 136-137.
- ELLENBERGER F. - 1971 - Sur le caractère second des relations entre la mégatectonique et les petites structures. Quelques exemples norvégiens. C.R. Som. S.G.F., fasc. 3, p. 148-150.
- ESKOLA P. - 1929 - "Om mineralfacies". Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, t. 51, vol. 2, p. 157-172.
- FABRIES J. - 1963 - Les formations cristallines et métamorphiques du Nord-Est de la province de Séville (Espagne). Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques. Sciences de la Terre, Mémoire n° 4, 270 P. 72 fig., 50 tabl., 5 pl., 1 carte H.T., Nancy, Nov. 1963.
- GJELSVIK T. - 1946 - Anorthosittkomplekset i Heidal. N.G.T., n° 26, p. 1 f.
- GOLDSCHMIDT V.M. - 1915 - Die Kalksilikatgneise und kalksilikat glimmerschiefer das Trondhjeims gebiet. Mat. Natur. Klasse, n° 10, p. 1-37.
- GRUBENMANN O., NIGGLI P. - 1924 - Der Gesiteinmetamorphose. Bornträger, Berlin.
- GUEZOU J.C., POITOUT M.J., SANTARELLI N. - 1972 - Le complexe de Trondheim et son soubassement, dans la région de Lesja-Dombås (Oppland, Norvège centrale). Aperçu structural et lithostratigraphique. Sciences de la terre. Nancy, vol. 17, n° 1 (sous presse).
- GUSTAVSON M. - 1969 - The caledonian Mountain Chain of the Southern Troms and Ofoten areas. Part. II : Caldeonian Rocks of igneous origin. N.G.U. 261.
- HALL A.J. - 1941 - The relation between colour and chimical composition in biotites. Amer. Min., vol. 26, p. 29.
- HAYAMA Y - 1950 - Some considerations on the colour of biotite and its relation

- to metamorphisme. Journ. Geol. Soc. Japan, vol. 65, p. 21.
- HEIM H. - 1966 - Die geologischen Verhältnisse um Folldal. Diplomarbeit, Mayence. Inédit, 218 p. dactylo.
- HEIM H. - 1968 - Die Sparagmitgrenze südlich Folldal (Grimsdalen Serie). N.G.U. n° 258, ^oÅrbok 1968.
- HEIM H. - 1972 - Geologie des südlichen Trondheim Gebietes. Thèse Doctorat ès Siccences. Inédit, Mayence.
- HENNINGSMOEN - 1960 - Remarks on stratigraphical classification. N.G.U. 213.
- HOLMSEN G. - 1915 - Broedemite sjöer i Nordre Østerdalen. N.G.U. 73.
- HOLMSEN G. - 1915 - Tekst til geologisk oversikt kart over Østerdalen. Foe- numdströket. N.G.U. 74.
- HOLMSEN G. - 1913 - Fortsoettelsen av Trondheim sfeltets kisdrag mot Nord. N.G.T. 5, hf 2.
- HOLMSEN P. - 1964 - On the nature of the basement contact. N.G.U. 234, ^oÅrbok 1964.
- HOLTEDAHL O - 1960 - Geology of Norway. N.G.U. 208, 540 p.
- HOLTEDAHL O. - 1964 - The Caledonides of Norway. In Tectonique de l'Europe. Notice explicative pour la carte tectonique internationale de l'Europe au 1/2.500.000 (A.A. Bogdanoff et al.) Nanka, Moscou, 360 p. nomb. fig.
- HUGHES C.J. - 1972 - Spilits, Keratophrys and the igneous spectrum. Geol. Mag. vol. 109, n° 6, p. 513-527.
- KEIHAU E.M. - 1850 - Goea Norvegica. Christiania. J. Dahl.
- KJERULF Th. - 1870 - Om Trondhjems Stilftshologi (I). Nyt. Magasinfo Naturv. bd. 8, 21 - 1 (med en geologisk karta Iskalam 1/800.000) Christiania.
- KJERULF Th. - 1876 - Om Trondhjems stifts geologi nyt magasin for nat. bd. 21 Christiania.
- KLEINE-HERING R. - 1969 - Die geologie des Alvdal gebietes. Diplomarbeit. Mayence. Inédit, 89 p. nomb. fig.
- KULLING O., STRAND T. - 1972 - Scandinavian Caledonides. Intersciences publishers. 1972.
- MOINE B. - 1963 - Ortho-amphibolites et formations métasédimentaires calco-magnésiennes de la région d'Ambatofinandrahana (Madagascar). Contribu-

- tion au problème de l'origine des amphibolites. Sciences de la Terre, Nancy, t. XIV, n° 2, p. 107-138, 7 fig., 5 tabl. 1 pl.
- MOINE B., de la ROCHE H. - 1968 - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 267, p. 2084-2087.
- MOINE B. - 1971 - Thèse Doctorat ès Sciences, Nancy. Inédit, t. I et II, 264 p. nomb. fig. - "Caractères de sédimentation et de métamorphisme des séries précambrrientes épizonales et catazonales du centre de Madagascar (région d'Ambatofinandrahana)".
- MORTON R. - 1972 - A discussion. Sulphide mineralisation and wall rock alteration of Rödhammeren Mine, Sör Trondelag. N.G.T., vol. 52, n° 3.
- MOSSON P., QUENARDEL J.M., QUESNEL G. - 1971 - Essais de corrélations lithostratigraphiques dans le Sud du Bassin de Trondheim (Hedmark, Norvège centrale). Sciences de la Terre, Nancy, Sept. 71.
- MOSSON P., QUESNEL G. - 1970 - Contribution à l'étude géologique de la région comprise entre Alvdal et Folldal (Trondheim méridional, Norvège). Thèse 3ème cycle, Besançon. Inédit, 103 p., nomb. fig.
- NIGGLI E. - 1970 - Alpine metamorphose und alpine Gebirgsbildung. Fortsch. Miner., 41 - 1, p. 16-26.
- NILSEN O. - 1972 - A reply. Sulphide Mineralisation and wall rock alteration at Rödhammeren Mine - Sör Trondelag, Norway. N.G.T., vol. 52, n° 3.
- OFTEDALH CH. - 1964 - The Caledonian basement. Reply to Per Holmsen. N.G.U., 234, ^oArbok 1964.
- OLESEN N. - 1972 - A discussion. Sulphide Mineralization and wall rock alteration at Rödhammeren Mine, Sör Trondelag, Norway. N.G.T., vol. 52, n° 3.
- PINNA P. - 1973 - Thèse de 3ème cycle en cours sur le Dovrefjell (Sud Trondheim) Orsay.
- PEACEY J.S. - 1964 - Reconnaissance of the Tömmeras Anticlina. N.G.U. 227, p. 13-85.
- PROST A. - 1970 - Sur la nature et la delimitation des nappes de charriage dans la partie nord de la "région sparagmitique" de Norvège méridionale (Calédonides externes). B.S.G.F., 7ème série, t. XII, p. 755-764.
- PROST A. - 1971 - Etat des grands problèmes tectoniques dans les Calédonides

scandinaves. C.R.Som. S.G.F., fasc. 3, p. 146-148.

PROST A. - 1971 - Le Varégien, épisode initial du cycle calédonien. C.R.Som. S.G.F., fasc. 3, p. 155-156.

PROST A. - 1973 - Thèse de Doctorat ès Sciences en cours sur la région de Ringebo. Paris, Université P.6.

QUENARDEL J.M. - 1972 - Contribution à l'étude géologique des environs du lac Savalen (Hedmark, Norvège Centrale). Thèse 3ème cycle. Inédit, Orsay 86 p., nombr.fig.

QUESNEL G. - 1970 - Voir MOSSON P et QUESNEL G., Thèse 3ème cycle.

RAMSAY J.G. - 1967 - *Folding and fracturing of rocks International series in the Earth and planetary sciences*. Mac Graw Hill, 1967.

REUSCH H. - 1890 - *Geologiske iagttagelser fra Trondhjeims stift*. Det Kgl.N. Vidensk Selsk Forth, n° 7.

ROBERTS D. - 1967 - *Studies in the Trondheim region. Central Norwegian Caledonides*.

Structural observations from the Kopperå-Riksgrense area and discussion of the tectonics of Stjørdalen and the N E of Trondheim region. N.G.U., n° 245, p. 64-120, 18 fig.

ROBERTS D. - 1967 - *Tectonic features of an area N E of Hegra, Nord Trondelag, and their regional significance. Preliminary note*. N.G.U. 255, Årbok p. 10-20.

ROBERTS D. - 1968 - *On the occurrence of sillimanite in the Gula Schist Group, Trondheim region*. N.G.T. 48, n° 3, p. 171-177.

ROBERTS D., SPRINGER J., WOLFF F.C. - 1970 - *Evolution of the Caledonides in the northern Trondheim region, Central Norway*. Geol. Mag. (107), 2, P. 133-145.

ROBERTS D. - 1971 - *Stress regime and distribution of a conjugate fold system from the Trondheim region, Central Norway*. Tectonophysics, vol. 12, n° 2.

ROCHE H. de la - 1964 - *Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques et granodioritiques. Application aux Vosges cristallines*. Sc. de la Terre Nancy, t. IX,

n° 3, p. 293-337, 12 fig., 3 tabl.

ROCHE H. de la - 1968 - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les fonctions volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et platoniques. C.R.Acad. Sc. Paris t. 267, p. 39-42.

ROHR-TOP E. - 1972 - A major inversion of the western part of the Trondheim nappe. N.G.T., vol. 52, p. 453-458.

RUI I - 1972 - Geology of the Röros district, Southeastern Trondheim region, with a special study of the Kjölliskarvene-Holtssjöen area. N.G.T., vol. 52, n° 1.

RUTTER E.H., CHAPLOW R., MATTHEWS J.E. - 1967 - The geology of the Lökken area, sör Trondelag. N.G.U., n° 255, p. 21-36.

SANTARELLI N. - 1971 - Position tectonique des quartzites du Précambrien terminal, au bord du lac Vågå : para-autochtone et soubasement charrié des unités calédoniennes supérieures (Calédonides de la Norvège méridionale). C.R.Som. S.G.F., fasc. 3, p. 156-158.

SANTARELLI N. - 1972 - Sur la mise en accordance d'un socle avec sa couverture sparagmitique présumée dans le domaine de l'Oppland (massif montagneux entre Lom et Lesja). Sc. de la Terre, Nancy, vol. 17, n° 1 (sous presse).

SCOTT W. - 1964 - Etude géologique des environs du lac Aursjöen. Phd. Inédit, Institut for Geologi, Blindern. Oslo.

SIEDLECKA A. - 1967 - Geology of the eastern part of the Meråker area. N.G.U. 245, p. 21-58.

SIEDLECKA A., SIEOLECKI St. - 1967 - Geology of the northernmost part of the Meråker area. N.G.U. 245, p. 39-63.

STRAND T. - 1951 - The Sel and Vågå map areas. Geology and petrology of a part of the caledonides of central southern Norway. N.G.U. 178.

STRAND T. - 1953 - The relation between basal gneiss and overlying metasediments in the Surnadal district, Caledonides of southern Norway). N.G.U. 184, Årbok 1952

STRAND T. - 1963 - Geology and structure of the Prestberget area. N.G.U., n°228, Årbok 1963.

TILLEY C.E. - 1937 - The paragenesis of kyanite-amphibolites. Min. Mag., vol.

24, p. 555-568.

TØRNEBOHM A.E. - 1896 - Geologisk öfversigtskarta öfver Jet Centrala Skandinavien. Kongliga Svenska Vetenskaps Akadiens Handlingar. Ny föld Bd 28, n° 5.

TROMMSDORF V. - 1966 - Progressive Metamorphose Kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. Schweiz mineral. petrogr. Mitt., 46, p. 431-460.

VOGT Th. - 1945 - The geology of part of the Hölonda - Horg district a type area in the Trondheim region. N.G.T. 25, p. 449-527.

VULTEE J. von - 1956 - Die Verwachungsgesetze der orientierten Einlagerungen von Rutil in Quarz. Zeit Krist., vol. 107, p. 1.

WEGMANN C.E. - 1935 - Sur le lambeau de recouvrement de la Gula (Chaîne calédonienne Scandinavie). C.R.Som. S.G.F., p. 158-159.

WEGMANN C.E. - 1925 - Sur une déformation tardive de la chaîne calédonienne scandinave. C.R.Som. S.G.F., p. 213-214.

WEGMANN C.E. - 1925 - Sur la différence minéralogique de deux phases de déformation en Scandinavie centrale. C.R.Som. S.G.F., p. 223-225.

WEGMANN C.E. - 1925 - Note préliminaire sur le profil en long de la chaîne calédonienne scandinave. C.R.Som. S.G.F., p. 225-226.

WEGMANN C.E. - 1925 - Sur le rôle tectonique de quelques gneiss œillés de la chaîne calédonienne. Eclog. Geol. Helv., p. 641-647.

WEGMANN C.E. - 1959 - La flexure axiale de la Driva et quelques problèmes structuraux des Calédonides scandinaves. N.G.T. 39, p. 25-74.

WHEELER R.L. - 1972 - P.H.D. en cours sur la région de Amotsdalen (massif du Snöhetta-Dovrefjell). West Virginia University. U.S.A.

WINKLER H.G.F. - 1965 - La genèse des roches métamorphiques. Edit. OPHRYS, Gap. 187 p.

WINKLER H.G.F. - 1970 - Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage, and a classification based on isograds in common rocks. Neues Jahrbuch für Mineralogie, h. 5, p. 189-248.

WOLFF F.Ch. - 1964 - Stratigraphical position of the Gudå conglomerate zone. N.G.U. 227, p. 85-91.

WOLFF F.Ch. - 1967 - Geology of the Meraker area. N.G.U. 245, p. 5-8.

WOLFF F.Ch. - 1967 - Geologie of the Meraker area as a key to the eastern part
of the Trondheim region. N.G.U. 245, p. 123-146.

TABLE DES MATIERES

Tome I

INTRODUCTION
HISTORIQUE DE L'ETUDE GEOLOGIQUE
DESCRIPTION DES FORMATIONS LITHOLOGIQUES DU SECTEUR
CORRELATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES

Tome II

ANALYSE STRUCTURALE

INRODUCTION	1
I - LES GRANDES UNITES LITHOSTRUCTURALES	3
1) Mise en évidence des grandes unités	4
. Les gneiss de Lesja	4
. Le complexe des sparagmites	5
. L'unité lithostructurale de l'Andbergshöi	6
. Le complexe de Trondheim	8
2) Rapports mégatectoniques entre grandes unités lithostructurales	10
II - ETUDE DES DEFORMATIONS INTERNES DES UNITES LITHOSTRUCTURALES	12
1) Les gneiss de More-Romsdal	13
a) La structure planaire remarquable : la néofoliation	13
b) La linéation régionale au contact des couvertures allochtones	14
c) Déformations plicatives antérieures ou contemporaines de la néofoliation	14
d) Déformations plicatives postérieures à l'établissement de la néofoliation	15
e) Les événements tardifs	16
f) Résumé synthétique	16

2) Les unités des sparagmites	17
a) Le plastron sparagmitique occidental	17
- Rubanement lithologique et "foliation stratiforme"	17
- La linéation régionale	18
- Les effets tardifs de la tectonique calédonienne	18
- Conclusion	19
b) Le champ sparagmitique méridional (massif de Rondane)	20
- Les rapports entre interfaces lithologiques et les déformations plicatives	20
- Les déformations tardives	21
- Conclusion	22
3) L'unité de l'Andbergshöi	24
Introduction	24
a) Le massif de l'Andbergshöi	24
- Un synforme à cœur gneissique et migmatite	24
- Influence de la retombée axiale du socle orthogneissique	25
b) Les difficultés de l'analyse structurale de l'Andbergshöi	26
- Utilisation des bancs d'orthoamphibolites comme repères lithologiques à grande échelle	26
- Les associations pouvant servir de repères structuraux	27
- La dissymétrie dans la position géographique des quartzites rubanés	27
- Les discontinuités tectoniques	27
c) Les déformations de style discontinu	30
- Le boudinage	30
- Les écaillages sommitaux de l'unité de l'Andbergshöi	31
- La tectonique cassante tardive	33
. Les failles coulissantes E-W	33
. Le système de faille conjuguée	34
- Conclusion	34
4) La nappe de Trondheim	36
Présentation	36

a) La série monoclinale du Svartdalsfjell	39
- A l'échelle de la carte	39
- A l'échelle de l'affleurement	40
- A l'échelle de la lame mince	40
- Conclusion	41
- Histoire tectonique de l'intrusion de trondhjemite	41
b) Le synclinorium de Fokstua-Nonshöi	42
- Présentation	42
- Les structures à l'échelle de l'affleurement	43
- Le problème des phases anciennes	44
- Conclusion	45
c) Le complexe tectonique médian du Ståkshöi	45
- Remarques introductives	45
- L'épisode tectonique majeur	46
- Les épisodes tectoniques anciens	47
- L'épisode tectonique tardif	48
- Conclusion	49
d) La zone des contacts tectoniques : l'unité structurale du Skardshöi et le lobe tectonique du Sjöberget	50
- Présentation	50
- Le lobe tectonique du Sjöberget	52
- L'unité tectonique du Skardshöi	53
. Le lambeau du Tverrai	54
. La zone méridionale de plis couchés surmontés des klippes du Raudberg et Storhamnfjell	56
e) La série monoclinale du Musadal	59
- L'épisode majeur de déformation	60
- L'épisode tectonique tardif	61
- Conclusion	61
III - ASPECT STATISTIQUE DE L'ORIENTATION SPATIALE DES ELEMENTS STRUCTURAUX	63
1) Remarques sur l'interprétation des diagrammes de projection	63
2) Le diagramme général des surfaces	63
3) Le diagramme général des schistosités	65
4) Le diagramme général des linéations	65

5) Le diagramme général des axes de plis	66
6) Conclusion	67
IV - CHRONOLOGIE RELATIVE DE L'HISTOIRE TECTONIQUE : Les grands épisodes tectoniques 68	
1) Les épisodes "anciens" 68	
a) Le socle orthogneissique, les sparagmites et l'unité de l'Andbergshöi 69	
b) La nappe de Trondheim 70	
2) L'épisode majeur 71	
3) L'épisode tardif 72	
a) 1ère génération de déformations tardives 72	
b) Seconde génération de déformations tardives 73	
- Conclusion 74	
V - CONCLUSION : CORRELATIONS ET INTERPRETATIONS STRUCTURALES 75	

ETUDE PETROGRAPHIQUE

INTRODUCTION	82
I - MINERALOGIE 83	
A - PRÉSENTATION	83
B - DESCRIPTION DES CAS PARTICULIERS 84	
1) Les problèmes posés dans le secteur par les "silicates d'alumine" 84	
. Introduction 84	
a) Les cristaux très altérés 84	
b) Les cristaux peu altérés à caractères optiques inhabituels 86	
2) La variété des épidotes du secteur 88	
a) La pistachite ferrifère, épidote spécifique du faciès carbonaté du conglomérat du Skarshöi 88	
b) L'alanite caractéristique des orthogneiss mélanoocrates du complexe de l'Andbergshöi 89	
c) Clinzoïsite à cœur d'alanite spécifique des micaschistes équivalents de ceux du groupe de	

la Gula	89
d) Clinzoïsite	90
e) L'épidote énigmatique du groupe de Stökahöi	91
f) Les épidotes d'altération	91
3) La sagénite et son utilisation pétrostructurale possible	92
4) La répartition des feldspaths dans le secteur	93
5) La variété des espèces de biotite et chlorite	94
a) La biotite	94
b) La chlorite	96
6) Dans la famille des amphiboles, quelques cas particuliers remarquables	96
a) L'amphibole orthorhombique	97
b) La pargasite	98
e) L'édénite	98
 C - ETUDE DE MINERAUX PAR MICROANALYSE IONIQUE	99
1) Introduction	99
2) Principe de la méthode	99
3) Limites de la méthode	100
4) Technique de préparation des échantillons	101
5) Application à l'étude de minéraux du secteur et résultats	102
a) Présentation et localisation des échantillons	102
b) Les résultats obtenus avec les méthodes traditionnelles	102
c) Le problème posé	104
d) Les résultats	104
- Pour le mica blanc	105
- Pour l'amphibole	106
7) Conclusion générale	108
8) Liste bibliographique relative à l'analyse ionique	109
 III - ETUDES DES ASSOCIATIONS MINERALES : DETERMINATION DES PARAGENESES SUCCESSIVES	111
 A - LES PARAGENESES MINERALES DANS LE COMPLEXE DES GNEISS DE L'W	111
B - LES PARAGENESES MINERALES DANS LE COMPLEXE DES SPARAGMITES	113

C - LES PARAGENESES MINERALES DANS LE COMPLEXE DE L'ANDBERGSHØI	115
1) Le groupe du Veslfjell	116
a) Phase ancienne, reliques	116
b) Acquisition de la foliation actuelle	116
c) Le développement des gneiss œillés	117
d) Cristallisations postérieures à la foliation à biotite	118
2) Le groupe de Bottheim	118
a) Les paragenèses des micaschistes	118
b) Les paragenèses des amphibolites et métakérato- phyres	119
c) Les niveaux particuliers	120
3) Conclusion générale sur l'évolution métamorphique du complexe de l'Andbergshöi	120
a) Phase ancienne principale	120
b) Phase intermédiaire	121
c) Phase tardive	122
D - LE METAMORPHISME DE LA NAPPE DE TRONDHEIM	123
1) Le groupe de Svartdalsfjell	123
a) La formation du Grönhöi	123
. Problème particulier du métamorphisme de contact	123
. Le métamorphisme général	124
Conclusion	124
b) La formation de Svartdalscetri	126
c) Conclusion à l'étude de l'évolution métamorphique du groupe du Svartdalsfjell	126
2) Le groupe de Fokstua-Nonshöi	127
a) Phase de cristallisation la plus ancienne déterminable	127
b) Phase majeure de cristallisation	127
c) Phase à porphyroblastes de biotite	128
d) Dernière phase de cristallisation	129
e) Conclusion sur la chronologie des cristallisa- tions métamorphiques dans le groupe de Ståkåhöi	129
3) Le groupe de Musadal	130

a) Les reliques de la phase la plus ancienne	130
b) Paragenèse à mica blanc-amphibole-grenat-calcite	131
c) Paragenèse à chlorite, albite, epidote	132
d) Conclusion	132
4) Le groupe de Ståkåhöi	133
Introduction	133
a) Les traces de foliations les plus anciennes :	
litages originaux	134
b) Les restes de paragenèses métamorphiques anciennes	135
c) La seconde phase de cristallisation	136
d) La troisième phase : acquisition de la schistosité de type garbenschieffer	136
e) Phase de cristallisation et pseudomorphose statique	138
f) Phase dynamique de cristallisation de chlorite	139
g) Phase de rétromorphose statique généralisée	139
h) Signification thermodynamique de ces paragenèses successives	139
i) Conclusion sur l'évolution métamorphique du groupe de Ståkåhöi	145
5) Conclusion à l'étude du métamorphisme de la nappe de Trondheim	146
 EVOLUTION METAMORPHIQUE A L'ECHELLE DU SECTEUR, RELATIONS AVEC LES DIVERSES PHASES TECTONIQUES	148
1) Relation entre phases métamorphiques des divers complexes	148
a) Corrélations entre les complexes de l'Andbergshöi et de Trondheim	148
b) Corrélations entre les complexes des gneiss de l'W et des sparagmites et celui de l'Andbergshöi	149
2) Hypothèses sur les relations entre métamorphisme et tectonique	149
 IV - APPROCHE GEOCHIMIQUE DE QUELQUES FORMATIONS DU SECTEUR DE DOMBÅS-LESJA	151
A - Introduction	151
. Présentation des échantillons	151

. Présentation des différents diagrammes utilisés	153
B - Etude du groupe des amphibolites	155
. Présentation	155
. Caractères des roches basiques d'après le comportement différentiel de l'alumine et des alcalins	156
C - Le groupe des roches acides	157
D - Le groupe des gneiss, micaschistes, marbres et quartzites	160
E - Quelques particularités pétrographiques	161
. Le chimisme de la zoïsite	161
. Les gneiss mésocrates du groupe de Veslfjell	162
F - Conclusions : essai de caractérisation des grands groupes lithologiques de la nappe de Trondheim	163
a) Le groupe de Støkshöi et ses équivalents : groupe des micaschistes de la Gula et de Sonvatn	163
b) Le groupe de Musadal et ses équivalents : groupes de Stören et de Fundsjö	164
c) Le groupe de Fokstua-Nonshöi et ses équivalents : groupe de Hovin inférieur et de Sulåmo	165
d) Les roches intrusives calédoniennes	166
V - HISTOIRE DU BATI CRISTALLOPHYLLIEN DU SECTEUR DOMBAS-LESJA	167
VI - CONCLUSIONS GENERALES : LES RESULTATS NOUVEAUX APPORTES PAR CETTE ETUDE	

TABLE DES MATIERES

BIBLIOGRAPHIE

Tome III - ILLUSTRATIONS